

КОМАТИИТОВЫЕ СУБВУЛКАНИТЫ МАССИВА ГОРЫ ХАНЛАУТА, СЕРПЕНТИНИТОВЫЙ ПОЯС (*Кольский полуостров*)

А.Ю. Барков¹, А.А. Никифоров¹, Л.П. Баркова¹, А.Э. Изох², В.Н. Королюк²

¹ Череповецкий государственный университет, 162600, Череповец, просп. Луначарского, 5, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Впервые исследован массив ультрамафитов субвулканического генезиса у подножия горы Ханлаута (Кольский полуостров) на расстоянии ~2 км от юго-западной оконечности расслоенного массива Падос-Тундра дунит-гарцбургит-ортопироксенитового состава, вмещающего зоны хромитовой и нетрадиционной платинометалльной минерализации. Изученное тело сложено микротонкозернистыми гарцбургитами с резко подчиненными ортопироксенитами и обладает скрытозональным строением. Оно имеет субширотное простирание, небольшие размеры с видимой мощностью ~0.1 км и обладает «блоковым» строением коренных выходов, отражающих интенсивное растрескивание тела в ходе дегазации и резкого охлаждения исходного коматиитового расплава. Обнаруженный элемент столбчатой отдельности (гексагонального сечения) согласуется с субвулканической природой тела. В его строении выделяются две зоны. Зона I сформирована более магнезиальным по составу оливином со значениями индекса $Mg\#$ 86.0—87.9 (0.15—0.21 мас. % MnO). Зона II характеризуется менее магнезиальным оливином ($Mg\#$ 81.8—84.1), имеющим устойчиво более высокую примесь марганца (0.19—0.30 мас. % MnO). Указанная зональность согласуется с латеральным распределением аксессуарных хромшпинелидов с максимальными значениями $Mg\#$ (более 20) в зоне I. Второстепенные породообразующие минералы представлены ортопироксеном ($Mg\#$ 86.3—87.2), амфиболами серии тремолит-актинолит и антофилитом аутометасоматического происхождения. В качестве аксессуарных минералов присутствуют зерна ильменита, гематита (~15 мол. % эсколаита, Cr_2O_3 , в твердом растворе), одно- и двухфазные зерна сульфидов (локально в сростании с гематитом) со сростаниями Со-содержащего пентландита ($Ni/Fe = 0.9—1.3$; 1.00—16.74 мас. % Со; до 1.7—6.8 мас. % Cu) и хизлевудита. Вероятный фронт кристаллизации тела продвигался в западном направлении с формированием зоны II из более фракционированного расплава заметно меньшей магнезиальности. Резкий рост значений фугитивности кислорода обеспечил формирование аномальных парагенезисов хромита и ильменита, в которых значения $Mg\#$ ильменита значительно превышают $Mg\#$ сосуществующего хромита.

Геохимические характеристики пород в отношении петрогенных, малых, рассеянных, редкоземельных и высокозарядных литофильных элементов, а также вариации составов и кристаллизационные тренды хромшпинелидов весьма близки и хорошо согласуются с сопоставляемыми из дифференцированных силлов комплекса Чапесвара, также ассоциирующих с массивом Падос-Тундра. Полученные данные доказывают комагматичность массива горы Ханлаута дифференцированным силлам Чапесвара и расслоенному интрузиву Падос-Тундра. Все они кристаллизовались из весьма примитивной, высокомагнезиальной и сравнительно обогащенной железом и хромом магмы, соответствующей Al-недеплетированным коматиитам, и относятся к единой субвулканоплутонической ассоциации, входящей в мегаструктуру Серпентинитовый пояс—пояс Тулппио (СП—ПТ) предположительно палеопротерозойского возраста.

Массив горы Ханлаута, расслоенный массив Падос-Тундра, субвулканоплутоническая ассоциация, Al-недеплетированные коматииты, дунит-гарцбургит-ортопироксенитовые комплексы, ультрамафитовые породы, выкомагнезиальные ассоциации, Серпентинитовый пояс, Кольский полуостров, Фенноскандинавский щит

KOMATIITIC SUBVOLCANIC ROCKS IN THE MOUNT KHANLAUTA MASSIF, SERPENTINITE BELT (*Kola Peninsula*)

A.Yu. Barkov, A.A. Nikiforov, L.P. Barkova, A.E. Izokh, V.N. Korolyuk

For the first time, exposures of ultramafic rocks of subvolcanic origin have been investigated at the foot of Mount Khanlauta (Kola Peninsula) located at a distance of ~2 km from the southwestern margin of the Pados-Tundra layered complex of dunite-harzburgite-orthopyroxenite composition, which hosts zones of chromitite and unconventional PGE mineralization. The ultramafic body is composed of micro- to fine-grained harzburgite and subordinate orthopyroxenite and has a cryptically zoned structure. The body is of E-W strike and has a small size with an apparent thickness of ~0.1 km; the exposed outcrops exhibit a blocky surface as a result of extensive cracking caused by degassing and rapid cooling of a parental komatiitic melt. Elements of columnar

parting are recognized, which have a hexagonal shape in cross section and are consistent with the inferred sub-volcanic origin. Two zones are identified. Zone I is formed by a more magnesian olivine with $Mg\# = 86.0\text{--}87.9$ (0.15–0.21 wt. % MnO). In Zone II, olivine grains are notably less magnesian ($Mg\# = 81.8\text{--}84.1$) and invariably have higher contents of manganese (0.19–0.30 wt. % MnO). The presence of this zoning is corroborated by the lateral distribution of accessory chromian spinel grains with maximum $Mg\#$ values (>20) in Zone I. The Khanlauta rocks also contain subordinate orthopyroxene ($Mg\# = 86.3\text{--}87.2$), amphiboles of the tremolite–actinolite series, and anthophyllite of deuteric (autometasomatic) origin along with accessory minerals: ilmenite, hematite (~15 mol.% esclaite, Cr_2O_3 , in solid solution), and mono- and diphase grains of sulfides in the form of intergrowths of Co-bearing pentlandite ($Ni/Fe = 0.9\text{--}1.3$; 1.00–16.74 wt. % Co; up to 1.7–6.8 wt. % Cu) and heazlewoodite (locally in intergrowth with hematite). The inferred front of crystallization moved in the western direction, causing the formation of Zone II from a more fractionated melt with a notably lower $Mg\#$ value. A sharp increase in oxygen fugacity locally caused the formation of anomalous parageneses of chromite and ilmenite, in which the observed $Mg\#$ values of ilmenite are considerably greater than those of the coexisting chromite.

The geochemical whole-rock characteristics based on major, minor, and trace elements (including LILE, REE, and HFSE), as well as the compositions and trends of chromian spinels, are similar to those in differentiated (zoned) sills of the Chapesvara complex, which are closely associated with the Pados-Tundra layered complex. The obtained data indicate comagmatic relationships among the Khanlauta massif, zoned sills of the Chapesvara complex, and the Pados-Tundra layered complex. All of them crystallized from a primitive highly magnesian Fe- and Cr-enriched komatiitic magma (Al-undepleted). Thus, they belong to a single subvolcanoplutonic association being part of the Serpentinite belt–Tulppio belt (SB–TB) megastructure of presumably Paleoproterozoic age.

Mount Khanlauta massif, Pados-Tundra layered massif, subvolcanoplutonic association, Al-undepleted komatiites, dunite–harzburgite–orthopyroxenite complexes, ultramafic rocks, highly magnesian associations, Serpentinite belt, Kola Peninsula, Fennoscandian Shield

ВВЕДЕНИЕ

Сerpентинитовый пояс Кольского полуострова, объединяющий массивы и дезинтегрированные блоки дунит-гарцбургит-ортопироксенитового состава с ассоциирующими серпентинитами, впервые обозначен исследованиями А.М. Шукевича (1933) и Д.Ф. Мурашова [1958]. В качестве основного его представителя выступает крупный расслоенный массив Падос-Тундра (рис. 1), имеющий палеопротерозойский возраст: 2485 ± 77 млн лет по данным Sm-Nd метода [Серов и др., 2018]. Протяженность массива превышает 6 км; он подразделяется на дунитовую и ортопироксенитовую зоны и содержит значительное хромитовое орудение стратиформного и подиформного типов с проявлениями нетрадиционной Ru-Os-Ir минерализации [Мамонтов, Докучаева, 2005; Barkov et al., 2017a,b, 2021; Никифоров, 2018; Барков и др., 2021]. Минералы ЭПГ формируют включения в зернах хромшпинелидов в стратиформных зонах хромитов Дунитового блока. Они преимущественно (более 80 % зерен) представлены необычными сростаниями лаурита с микрокристаллами клинохлора. Присутствуют соединения сульфоселенидов и селенидов рутения серии $Ru(S, Se)_2\text{—}RuSe_2$, а также фрамбоидальные фазы самородного рутения, которые не известны в других платиноносных комплексах [Barkov et al., 2017b].

Даже в узкорегиональном масштабе протяженность Serпентинитового пояса превышает 30 км. Входящие в его состав ультрамафиты распространены в приграничной области Кольского полуострова и прослеживаются далее в западном направлении на территории Финляндии, где выделяется пояс Тулппио [Radiometric age..., 2001]. Степень серпентинизации ультрамафитов Serпентинитового пояса, отраженная в его названии, варьирует от незначительных аутометасоматических изменений до всецело расланцованных и измененных разновидностей, особо характерных району горы Карека-Тундра. Л.А. Виноградов [1971] распространял общую протяженность пояса до ~200 км, относя ультрабазитовые тела к формации альпинотипных гипербазитов и включая в него дунит-гарцбургит-ортопироксенитовый массив Ляварака (Хлебная Варакка) [Докучаева, 1981; Barkov et al., 2020].

Результаты недавнего исследования [Barkov et al., 2019] показали, что крупный субвулканический комплекс Чапесвара, родственный и наиболее близко ассоциирующий с массивом Падос-Тундра, представлен дифференцированными силлами (Чапесвара-I и II) ультрамафитов субвулканического происхождения, образующими единый с массивом Падос-Тундра субвулканоплутонический комплекс. Силл Чапесвара-II, являющийся наиболее представительным и цельным, формировался *in situ* из высокомагнезиальной Al-недеплетированной коматиитовой магмы в процессе продвижения разнонаправленного (двойного) фронта кристаллизации от дунитового ядра к контактам [Barkov et al., 2019, 2020].

Целью настоящего исследования явилось геолого-петрографическое и минералого-геохимическое изучение массива ультрамафитов субвулканического происхождения, ранее неизученных и находящихся у подножия горы Ханлаута примерно в 2 км от юго-западной оконечности расслоенного массива

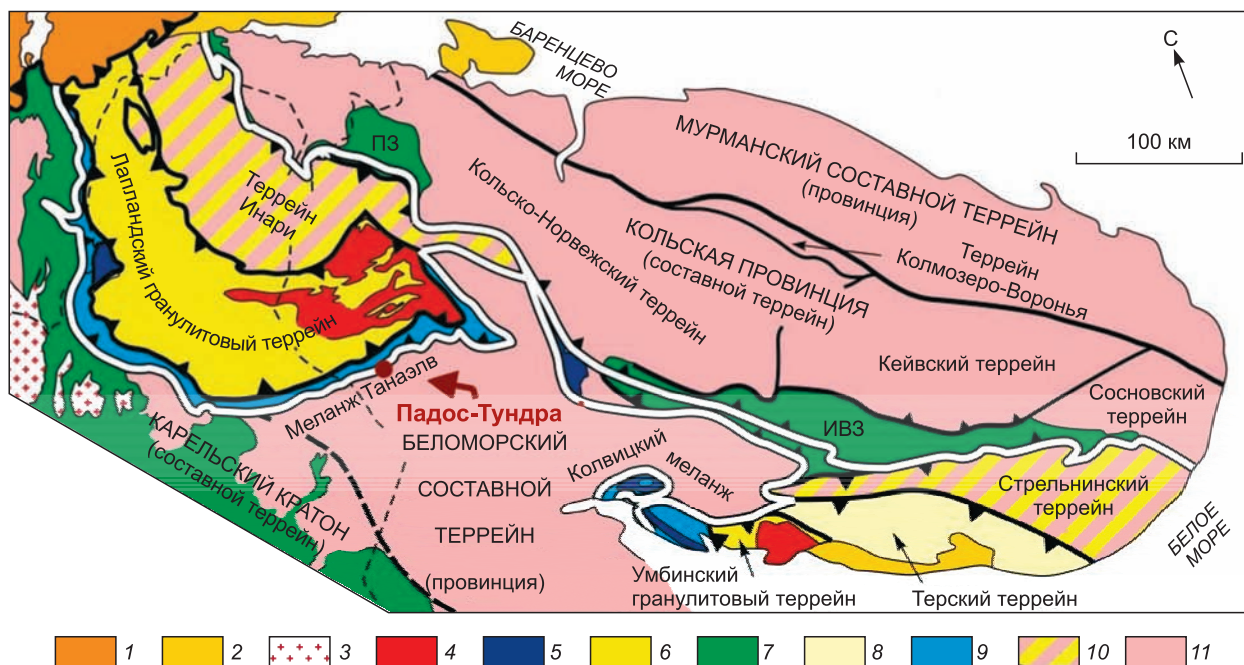


Рис. 1. Положение расслоенного массива Падос-Тундра на схеме тектонического строения северо-восточной части Балтийского щита [Балаганский и др., 2016].

1 — каледониды, 2 — рифей, 3 — гранитоиды, 4 — нориты, эндербиты, граниты (1.91—1.94 млрд лет), 5 — анортозиты (2.45 и 1.90 млрд лет), 6 — метаосадки (~2 млрд лет), 7 — рифтогенные супракrustальные толщи (1.8—2.5 млрд лет), 8 — супракrustальные толщи и ТТГ гнейсы (1.9—2.0 млрд лет), 9 — коллизионный меланж, 10 — тектонические пакеты пород (~2.7 и 1.9 млрд лет), 11 — ТТГ гнейсы и супракrustальные толщи (2.5—3.0 млрд лет).

ПЗ и ИВЗ — Печенгская и Имандра-Варзугская зоны палеопротерозойского рифта Полмак—Пасвик—Печенга, Имандра—Варзуга. Белые линии — главные сuture (преимущественно взбросы и надвиги), ограничивающие ядро Лапландско-Кольского орогена.

Падос-Тундра (рис. 2, а). На основе сопоставления новых данных с предыдущими исследованиями дифференцированных силлов Чапесвара [Barkov et al., 2019, 2020] мы относим проявления коматиитового вулканизма массива горы Ханлаута к единой (с этими силлами и массивом Падос-Тундра) субвулканоплутонической ассоциации, входящей в мегаструктуру крупной изверженной провинции палеопротерозойского возраста «Серпентинитовый пояс—пояс Тулппио» (СП—ПТ).

УЛЬТРАМАФИТЫ МАССИВА ГОРЫ ХАНЛАУТА

Пробы и геолого-петрографические особенности

Исследованное тело ультрамафитов имеет в целом субширотное простирание при небольшой видимой мощности (до 0.1 км, см. рис. 2, б). Наблюдаемое «блоковое» строение коренных выходов (рис. 3) обусловлено не только тектоническим воздействием, но, по всей вероятности, отражает магматическую отдельность и интенсивное растрескивание приповерхностных тел в ходе дегазации и резкого охлаждения первичных расплавов [Barkov et al., 2019]. Изученные пробы преимущественно отобраны в наиболее крупных «корневых» блоках (размерностью 3 м и более), находящихся на месте их первичного залегания. В соответствии со степенью обнаженности и геологическими особенностями района нами охарактеризовано 20 проб, представляющих зоны I и II по разрезам, в целом ориентированным вкrest простирания прослеженного геологического тела (см. рис. 2, б). Зона I сложена отчетливо более высокомагнезиальными парагенезисами оливина и хромшпинелидов (см. рис. 2, в, г), отражая, таким образом, скрытую зональность тела. Нами обнаружен фрагмент столбчатой отдельности (см. рис. 3, б), обычно характерной для центральных частей базальтовых потоков и редко наблюдаемой в телах коматиитов или других высокомагнезиальных вулканитов.

Ультрамафитовые породы массива горы Ханлаута представлены преимущественно гарцбургитами с единичными выходами оливиновых ортопироксенитов. Породы темноокрашенные до черных, микро- или тонкозернистые, сохранившие первичные структуры и минеральные ассоциации (рис. 4, 5). Породы весьма прочные и при отборе проб часто формируют режущие кромки и тонкие стекловатые

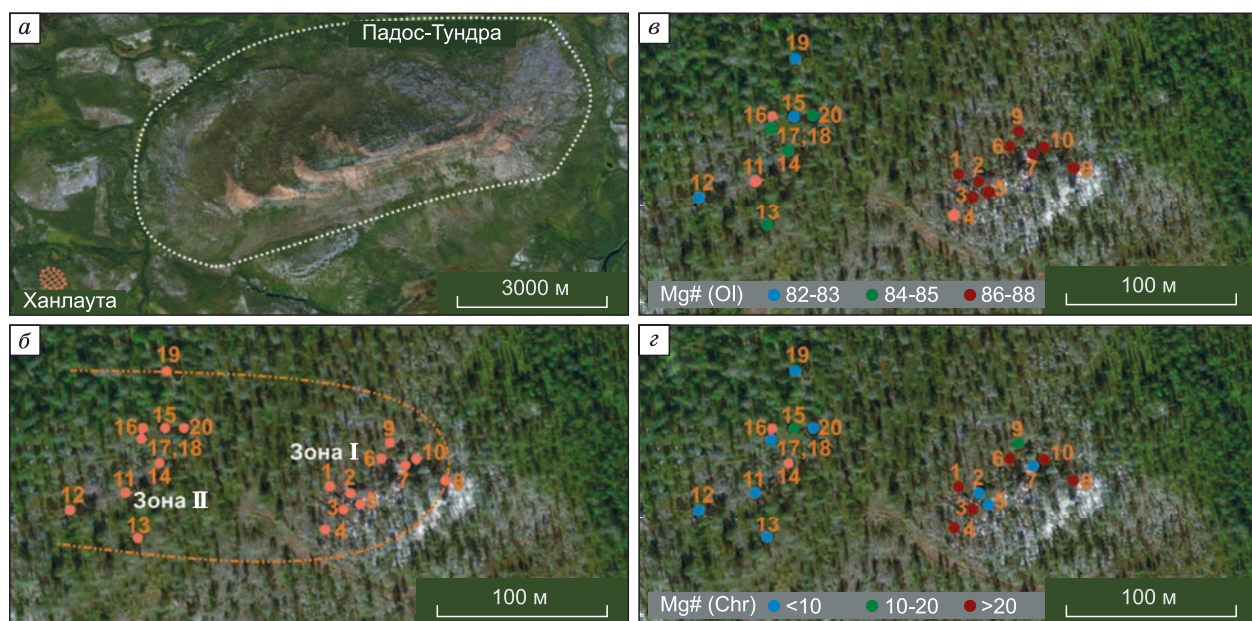


Рис. 2. а, б: местоположение района выполненного исследования у подножия горы Ханлаута, близлежащего по отношению к расслоенному массиву Падос-Тундра.

На рисунке 2, б приведена нумерация и показана локализация точек отбора изученных проб ультрамафитов (от KHN-1 до KHN-20) массива горы Ханлаута на спутниковом изображении SAS.Planet. Зоны I и II выделяются на основе составов парагенезиса оливин—хромшпинелиды, которые заметно более магнезиальны в зоне I.

в, з: вариации (по латерали) значений индекса магнезиальности $Mg\#$ в составах зерен оливина (см. в) и хромшпинелидов (см. з), установленные в ультрамафитах в районе у подножия горы Ханлаута, показанные на спутниковом изображении SAS.Planet.

Символом коричневого цвета показаны значения $Mg\#$ 86—88 для оливина и $Mg\#$ более 20 для хромшпинелидов. Символом зеленого цвета показаны значения $Mg\#$ 84—85 для оливина и $Mg\#$ 10—20 для хромшпинелидов. Символом синего цвета показаны значения $Mg\#$ 82—83 для оливина и $Mg\#$ менее 10 для хромшпинелидов. Нумерация и локализация точек отбора проб ультрамафитов (от KHN-1 до KHN-20) те же, что на части б.

сколы, на поверхности которых иногда заметны очертания крупных (до 2 см и более) пойкилокристаллов ортопироксена, всецело или частично замещенного ассоциацией кальциевого и железомagneзиального амфиболов, т. е. тремолита и антофиллита соответственно. Сходные структуры характерны для ультрамафитов массива Падос-Тундра (и Мончеплутону), в которых развиты крупные сфероидные ой-



Рис. 3. «Разблокированные» коренные выходы тела ультрамафитов массива горы Ханлаута (а), содержащие фрагмент столбчатой магматической отдельности гексагонального сечения (б).

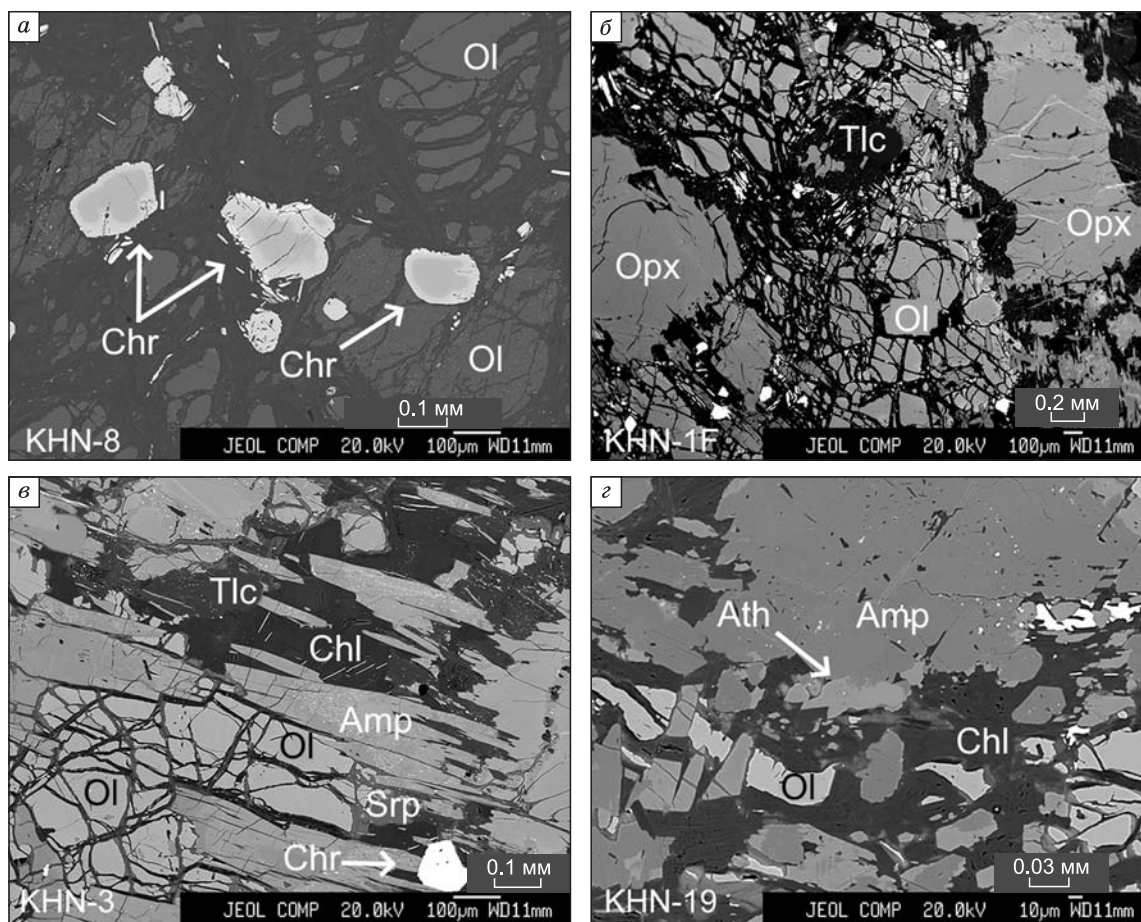


Рис. 4. Изображения микроструктур ультрамафитов (а—г) массива горы Ханлаута в обратнорассеянных электронах.

Зональные зерна хромшпинелидов с каймами (Chr) локализованы в межзерновом пространстве оливина (Ol) (см. а). Наблюдается ассоциация ромбического пироксена (Opx) и оливина (Ol) с его незначительной серпентинизацией (Srp) и развитием аутометасоматической ассоциации амфиболов, Amp (тремолит и антофиллит), хлорита, Chl (клинохлор) и талька (Tlc). Присутствует зерно акцессорного хромшпинелида (Chr) (см. в). Выделения, напоминающие кристаллиты оливина (Ol), отмечаются среди минералов аутометасоматического парагенезиса водосодержащих силикатов: кальциевого амфибола (Amp), антофиллита (Ath) и клинохлора (Chl), развившихся по всецело замещенному ими ортопироксену (см. г).

кокристаллы ортопироксена, всецело замещенного амфиболами аутометасоматического происхождения, находящимися в матрице довольно свежего оливина [Barkov et al., 2015, 2016].

Методы исследований

Измерения содержаний основных петрогенных, малых и редких элементов выполнены методами рентгенофлуоресцентной спектроскопии (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Измерения РФА проводились на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900XP (Thermo Fisher Scientific Ltd). Результаты ИСП-МС получены на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan MAT). Методологические основы и детали выполняемых процедур приведены в работах [Nikolaeva et al., 2008; Карманова, Карманов, 2011; Николаева и др., 2012].

Анализы химических составов минералов (оливина, хромшпинелидов, пироксена, амфиболов, сульфидов и др.) выполнены в том же центре в ИГМ СО РАН на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 с регистрацией излучения волновыми спектрометрами. Общая методология изложена в работах [Королюк и др., 2009; Лаврентьев и др., 2015]. Измерения проведены при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 50—100 нА и диаметре зонда у поверхности образца ~1—2 мкм. Для всех элементов кроме Сг аналитическими являлись линии K_{α} . Для хрома выбрана менее интенсивная линия

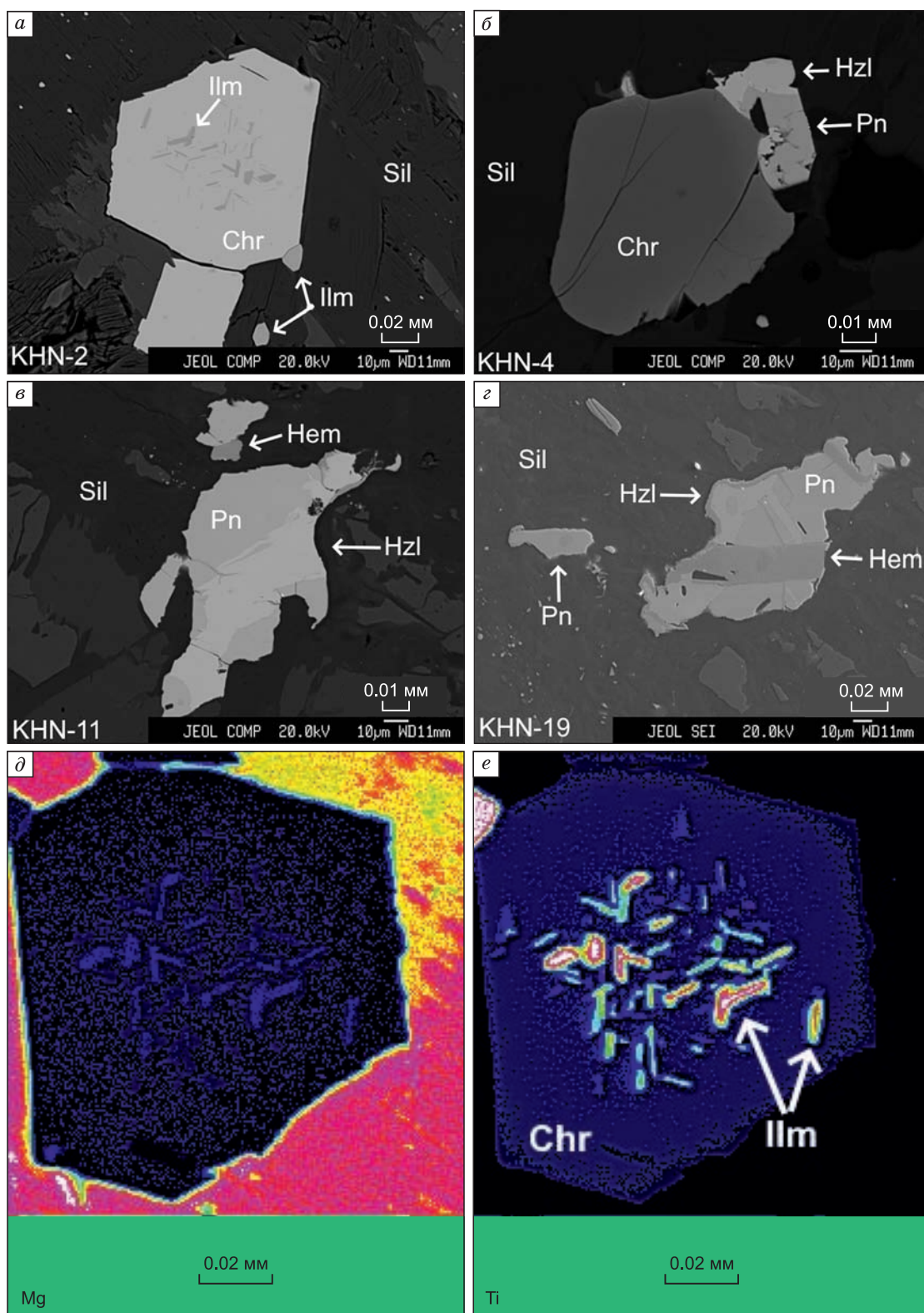


Рис. 5. *a—г*: изображения зерен хромшпинелидов (Chr) и сульфидных минералов: кобальтсодержащего пентландита (Pn) и хизлевудита (Hzl), ассоциирующие с ильменитом (Ilm) и гематитом (Hem) среди водосодержащих силикатов (Sil).

д, е: цветные картины сканирования в характеристическом рентгеновском излучении магния (*д*) и титана (*е*), показывающие распределение и значительное обогащение магнием в кристаллографически ориентированных ламеллях ильменита (Ilm), развитых в субидiomорфном зерне хромита (Chr) (см. изображение на части *а*).

K_{β_1} , свободная от наложения мешающего излучения V. Для компенсации потери интенсивности регистрация проведена на светосильном спектрометре. Наложение линии TiK_{β_1} на VK_{α} корректировалось с помощью программного обеспечения OVERLAP CORRECTION. В анализах оливина использованы стандарты природных образцов оливина (Mg, Si, Fe, Ni), хром- и марганецсодержащих гранатов (Ca, Cr, Mn). Образцы магнезиального хромита (Cr, Fe, Mg, Al), марганецсодержащего граната (Mn), ильменита, рутила (Ti) и синтетические оксиды $NiFe_2O_4$ (Ni), $ZnFe_2O_4$ (Zn) и V_2O_5 (V) использованы в качестве стандартов при анализе хромшпинелидов. Значения минимального предела обнаружения составили (критерий 1σ): ≤ 0.01 мас. % для Cr, < 0.01 мас. % для Mg, Ni, Ca, Al и Mn и ≤ 0.02 мас. % для Ti и V. Ортопироксен и амфиболы анализировались с применением тех же стандартов: диопсид (Ca, Mg, Fe), пироп (Mg, Fe, Si, Al), хромсодержащий гранат (Cr), марганецсодержащий гранат (Mn), титансодержащее диопсидовое стекло (Ti), альбит (Na), ортоклаз (K). Минимальные уровни обнаружения составили: ≤ 0.01 для Mg, Fe, Ca, K, Mn, Cr, Ti, ≤ 0.02 для Al, Na, ≤ 0.03 мас. % для Si. В ходе аналитических работ применялась программа коррекций ZAF. Точность и воспроизводимость аналитических процедур оценивалась специальными тестами [Королук и др., 2009]. Анализ составов сульфидных минералов проведен при 20 кВ и силе тока зонда 50 нА. Диаметр зонда был минимальным (~1 мкм). Использовались аналитические линии FeK_{α} , CuK_{α} , SK_{α} (стандарт $CuFeS_2$), CoK_{α} , NiK_{α} (сплав FeCoNi), AsL_{α} (FeAsS), PbM_{α} (PbS) и учитывалось слабое наложение линий FeK_{β} на CoK_{α} и SK_{α} на PbM_{α} . Пересчет измеренных интенсивностей осуществлялся по стандартной процедуре Phi-Rho-Z.

Геохимические особенности ультрамафитов

Результаты геохимических исследований представлены в таблицах 1, 2 и на рисунках 6—8. Проанализированные пробы соответствуют гарцбургитам и в единичных случаях ортопироксениту (KHN-16). Этот образец выделяется из серии пониженным значением отношения MgO/SiO_2 (0.78), повышенным CaO (4.71 мас. %, см. табл. 1) и содержаниями примесей несовместимых высокозарядных литофильных (ВЛЭ) и редкоземельных элементов (РЗЭ), а также отсутствием отрицательной европиевой аномалии в спектре РЗЭ (см. рис. 8), нормированном по хондриту CI [McDonough, Sun, 1995].

Среднее значение индекса магнезиальности пород, выраженного в значениях молекулярных отношений: $Mg\# = 100 MgO/(MgO + FeO_{\text{общ.}} + MnO)$, в ультрамафитах массива горы Ханлаута составляет 86.1 ($n = 10$; см. табл. 1, где n является числом проанализированных проб или определений состава микрозондовым методом). Это значение весьма близко и лишь слегка понижено в сравнении со средним значением $Mg\# = 86.7$ ($n = 13$), опубликованным ранее для дифференцированного силла Чапесвара-II [Barkov et al., 2019]. Расслоенному массиву Падос-Тундра присуще сопоставимое среднее значение: $Mg\# = 87.6$ [Barkov et al., 2021].

Для пород горы Ханлаута (см. табл. 1) характерны заметно низкие значения CaO и глинозема (см. рис. 6, а, в), которые связаны обратной корреляционной зависимостью с содержанием MgO и ложатся на единые вариационные тренды с ультрамафитами силла Чапесвара-II [Barkov et al., 2019]. Положительная корреляция NiO—MgO (см. рис. 6, б) отражает модальные вариации оливина (~65—85 об. %) и составы оливина, как основного никельсодержащего пороодообразующего минерала ультрамафитов. В массивах Серпентинитового пояса магнезиальность оливина и примесь никеля в его составах коррелируют положительно [Barkov et al., 2019, 2021].

Комагматичная серия пород массива горы Ханлаута формирует довольно протяженную линию эволюционного тренда на диаграмме $MgO—SiO_2$ (см. рис. 6, д), где один из составов (KHN-16) ложится в поле коматитов пояса Барбертон, Южная Африка, по [Grove, Parman, 2004]. Условная середина линии тренда отвечает гипотетическому продлению поля составов коматитов района Мунро (Канада) в более высокомагнезиальную область. На диаграмме $TiO_2—Al_2O_3$ (см. рис. 6, е) составы массива горы Ханлаута ложатся в поле низко-Al и низко-Ti составов, соответствующих Al-недеплеированным коматитам Барбертонского пояса, по [Robin-Popieul et al., 2012].

Уровни и вариации ВЛЭ и РЗЭ, и значений индексов $(Gd/Yb)_N$ и Eu/Eu^* (см. рис. 7, г; табл. 2) также близки значениям, характерным для силла Чапесвара-II [Barkov et al., 2019]. Эти элементы в своей совокупности и в рамках выборочных вариационных диаграмм (V—Y; Zr—Nb; Sm—Nd; Th—Hf) служат чувствительными показателями процесса кристаллизации исходной магмы, формируя однотипные с силлом Чапесвара-II корреляционные зависимости и эволюционные геохимические тренды (см. рис. 6, г; 7). Как отмечалось, спектры РЗЭ (см. рис. 8), нормированные по хондриту CI [McDonough, Sun, 1995], весьма близки спектрам ультрамафитов силлов Чапесвара [Barkov et al., 2019].

Минеральные ассоциации и вариации химических составов

Оливин и ортопироксен. Состав оливина отчетливо варьирует по латерали (см. рис. 2, в, г; 9, а, б; табл. 3). В этой связи в пределах исследованного тела выделяются зона I, слагаемая более магнези-

Таблица 1.

Содержания (мас. %) основных петрогенных элементов в ультрамифитах массива горы Ханлаута по результатам рентгенофлуоресцентного анализа (РФА)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ.}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	BaO	SO ₃	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	П.лп.	Сумма	MgO/SiO ₂	Mg#
1	KHN-1F	44.06	0.09	2.11	8.67	0.15	35.58	1.36	0.23	0.08	0.02	0.01	<0.03	0.01	0.96	0.18	4.79	99.28	1.20	88.0
2	KHN-5	46.68	0.12	2.23	7.55	0.14	33.29	1.56	0.17	0.05	0.03	<0.01	<0.03	0.01	0.86	0.14	5.70	99.40	1.06	88.7
3	KHN-7	45.57	0.09	1.96	8.38	0.15	34.94	1.39	0.14	0.03	0.02	0.01	<0.03	0.01	0.97	0.17	4.74	99.51	1.14	88.1
4	KHN-9	43.30	0.08	1.81	8.62	0.14	35.41	1.10	0.15	0.03	0.02	0.01	<0.03	0.01	1.00	0.19	6.52	99.38	1.22	88.0
5	KHN-13	41.64	0.14	2.84	8.93	0.13	34.08	2.14	0.05	0.01	0.04	<0.01	<0.03	0.01	0.77	0.20	7.73	99.75	1.22	87.2
6	KHN-14	35.71	0.16	3.14	10.38	0.07	35.70	0.14	0.04	0.01	0.05	0.01	<0.03	0.01	0.88	0.25	11.76	99.51	1.49	86.0
7	KHN-15	36.98	0.17	2.89	15.07	0.16	30.42	1.19	0.08	0.01	0.02	0.01	<0.03	0.02	3.28	0.19	7.07	99.26	1.23	78.2
8	KHN-16	49.92	0.18	4.29	8.29	0.20	26.14	4.71	0.21	0.02	0.02	<0.01	<0.03	0.01	0.58	0.08	3.97	99.56	0.78	84.9
9	KHN-17	40.25	0.14	3.36	8.82	0.12	33.86	1.84	0.05	0.01	0.03	<0.01	<0.03	0.01	0.66	0.19	8.86	99.22	1.25	87.2
10	KHN-20	40.11	0.11	2.89	10.36	0.13	32.72	2.77	0.07	0.01	0.03	0.01	0.11	0.01	1.19	0.21	7.42	99.31	1.22	84.9

Примечание. Местоположение точек отбора проб указано на рис. 2, б. Величина индекса $Mg\# = 100 \text{ MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{общ.}})$ является отношением молекулярных количеств в расчете на суммарное содержание железа, выраженное в форме FeO.

альным (Mg# 86.0—87.9) и зона II с менее магнезиальным оливином (Mg# 81.8—84.1). Наличие указанных зон также заметно по значениям примеси марганца, содержание которого связано обратной корреляционной зависимостью с уровнем магнезиальности оливина. В пределах зоны I оливин содержит 0.15—0.21 мас. % MnO, тогда как в зоне II отмечается заметное и устойчивое повышение значений до 0.19—0.30 мас. % MnO (см. рис. 9, б). Примесь никеля менее чувствительна в этом отношении и не обнаруживает столь отчетливых корреляций с магнезиальностью оливина (см. рис. 9, а).

В дифференцированном силле Чапесвара-II (см. рис. 9, а, б) состав оливина ($\text{Fo}_{84-89.5}$) закономерно возрастает от дунитового центра к контактам [Barkov et al., 2019], показывая, однако, максимум магнезиальности (Fo_{92}) в зоне «верхней контактной фации» (ВКФ). Таким образом, составы оливина зоны II массива горы Ханлаута заметно менее магнезиальны и отвечают несколько более фракционированному расплаву, чем тот, из которого формировались силлы субвулканического комплекса Чапесвара.

В ультрамифитах массива горы Ханлаута структуры спинифекс не наблюдались, как и в других представителях Серпентинитового пояса. Однако отмечается локальное развитие игольчатых индивидов размерностью $\leq 10-30$ мкм, которые, возможно, имеют сходную петрогенетическую природу с оливином типа спинифекс. Такие кристаллиты оливина (состава Fo_{83}) развиты в пр. KHN-19 (см. рис. 4, г; табл. 3), находящейся в непосредственной близости к предполагаемому контакту ультрамифитового тела (см. рис. 2, б). Можно предполагать, что резкое падение температуры в приконтактной зоне сыграло особую роль в формировании вероятных кристаллитов.

Ортопироксен в свежем или реликтовом состоянии присутствует лишь в двух исследованных пробах (KHN-1F, KHN-4). Общей особенностью ультрамифитов субвулканоплутонической ассоциации массива Падос-Тундра является значительная подверженность ортопироксена процессам аутометасоматического изменения, что может связываться с накоплением воды и последующей локальной реакцией ортопироксена с водосодержащим флюидом. Составы ортопироксена ($n = 8$) варьируют незначительно: SiO_2 56.87—57.09, TiO_2 0.04—0.08, Al_2O_3 1.28—1.40, Cr_2O_3 0.61—0.74, FeO 7.11—7.49, MnO 0.15—0.18, MgO 31.97—32.29, CaO 1.32—1.44, NiO 0.08—0.10, Na_2O 0.03—0.08, K_2O <0.01, сумма 99.92—100.46 мас. %, соответствуя $\text{Wo}_{2.6-2.8}\text{En}_{85.9-86.5}\text{Fs}_{10.9-11.4}$ (Mg# 86.3—87.2). Ортопироксен комплекса Чапесвара несколько более магнезиален по своему максимальному значению в установленном ряду составов: Mg# 85.8—89.7. Наблюдаются две разновидности: первично-магматического и вторичного ортопироксена, который сформирован в процессе замещения первичного Орх и резко обеднен всеми примесями: Ca, Al и Cr [Barkov et al., 2019].

Таблица 2. Содержания (г/т) малых и редких элементов-примесей в ультрамафитах массива горы Ханлаута по результатам масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС)

№ п/п	№ пробы	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr
1	KHN-1F	11.96	43.88	6529.6	98.4	1593.5	6.9	54.4	1.06	14.5	1.35	5.1	0.22	<0.1	5.9	0.52	1.12	0.15
2	KHN-5	15.28	48.41	6125.3	84.4	1436.9	8.5	73.7	0.89	11.0	1.54	6.1	0.21	<0.1	<3	0.58	1.35	0.17
3	KHN-7	13.92	48.51	6752.3	102.5	1560.8	<5	55.0	1.06	9.4	1.18	4.1	0.18	<0.1	<3	0.62	1.18	0.16
4	KHN-9	12.08	46.07	7307.8	106.7	1730.4	6.3	64.0	1.10	9.5	1.15	3.5	0.14	<0.1	<3	0.53	1.15	0.15
5	KHN-13	13.79	56.69	5405.4	125.4	1786.8	<5	43.6	0.89	11.4	3.5	21	0.79	<0.1	<3	1.63	3.6	0.47
6	KHN-14	14.29	54.57	5873.5	154.9	2106.9	<5	37.6	0.86	4.4	1.58	18.7	0.86	<0.1	<3	1.32	3.1	0.39
7	KHN-15	12.06	120.05	23078.0	126.6	1623.0	6.2	164.2	2.9	6.0	1.45	9.9	0.25	<0.1	5.4	0.55	1.76	0.16
8	KHN-16	27.46	83.21	3995.5	87.8	755.3	<5	42.0	1.13	31	4.3	17.0	0.57	0.11	3.7	6.5	11.4	1.23
9	KHN-17	19.34	55.47	4554.6	123.2	1759.8	<5	49.0	1.00	7.5	2.5	16.5	0.75	<0.1	<3	0.88	2.2	0.31
10	KHN-20	12.63	62.11	7584.0	115.3	1726.9	<5	53.3	1.13	12.9	1.90	10.3	0.39	<0.1	<3	0.51	1.32	0.19

№ п/п	№ пробы	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	(Gd/Yb) _N	Eu/Eu*
1	KHN-1F	0.61	0.13	0.034	0.17	0.029	0.19	0.044	0.13	0.020	0.13	0.020	0.14	<0.05	0.12	0.030	1.06	0.70
2	KHN-5	0.72	0.19	0.061	0.19	0.035	0.24	0.056	0.17	0.025	0.16	0.024	0.20	<0.05	0.12	0.030	0.95	0.97
3	KHN-7	0.63	0.13	0.037	0.17	0.029	0.20	0.046	0.13	0.020	0.14	0.021	0.13	<0.05	0.12	0.030	1.00	0.78
4	KHN-9	0.54	0.12	0.025	0.15	0.024	0.16	0.040	0.12	0.018	0.12	0.017	0.089	<0.05	0.090	0.030	1.00	0.58
5	KHN-13	2.0	0.51	0.092	0.52	0.090	0.56	0.13	0.39	0.063	0.39	0.056	0.57	<0.05	0.39	0.089	1.08	0.54
6	KHN-14	1.70	0.31	0.044	0.25	0.045	0.29	0.063	0.19	0.032	0.21	0.031	0.46	0.060	0.48	0.060	1.00	0.46
7	KHN-15	0.65	0.18	0.044	0.18	0.034	0.26	0.060	0.17	0.028	0.18	0.027	0.27	<0.05	0.48	0.090	0.79	0.76
8	KHN-16	4.6	0.75	0.26	0.74	0.12	0.80	0.15	0.46	0.073	0.47	0.069	0.47	<0.05	0.60	0.060	1.26	1.07
9	KHN-17	1.54	0.35	0.043	0.43	0.066	0.39	0.080	0.24	0.040	0.26	0.040	0.42	0.060	0.33	0.060	1.35	0.34
10	KHN-20	0.88	0.24	0.071	0.29	0.054	0.36	0.072	0.20	0.032	0.20	0.032	0.27	<0.05	0.36	0.059	1.19	0.83

Кальциевые и железомagneзиальные амфиболы и вторичная ассоциация

Амфиболы представлены двумя минеральными видами: кальциевым амфиболом серии тремолит—актинолит и тесно ассоциирующим с ним железомagneзиальным амфиболом, относящимся к антофиллиту (см. рис. 4, в, з). Оба амфибола в этом парагенезисе формируются на стадии аутометасоматоза, отражая накопление воды, кальция и щелочей во флюидной фазе, что соответствует формированию ассоциаций этих типоморфных амфиболов в массивах Чапесвара и Падос-Тундра [Barkov et al., 2017a, 2019, 2021]. Составы изученных амфиболов закономерно отражают степень мagneзиальности пород, и в массиве горы Ханлаута они несколько менее мagneзиальны, чем в силлах Чапесвара. Последнее обстоятельство демонстрируется составами антофиллита ($n = 57$) с пониженным содержанием MgO (и сравнительно повышенным MnO) в сопоставлении с составами из комплекса Чапесвара (см. рис. 9, з).

Составы тремолита в массиве горы Ханлаута ($n = 61$; см. рис. 9, в) и силлах Чапесвара обнаруживают единые тренды и однотипные изоморфные замещения, отвечающие за вхождение натрия в кристаллическую структуру. В общей совокупности составов, задействованных в приведенном сопоставлении ($n = 163$; см. рис. 9, в), корреляция значений $\text{Na}_2\text{O}—\text{SiO}_2$ отрицательна с коэффициентом $R = -0.75$, тогда как корреляция $\text{Na}_2\text{O}—\text{Al}_2\text{O}_3$ положительна ($R = 0.79$), что согласуется со следующей схемой парного изоморфизма: $2\text{Na} + 2\text{Al} = 2\text{Ca} + \text{Si}$. Столь тесная аналогия в составах амфиболов вновь подчеркивает родственность массивов горы Ханлаута и силлов Чапесвара, свидетельствуя о весьма сходных аутометасоматических процессах при их формировании.

Другие минералы вторичной ассоциации представлены проанализированными минералами группы серпентина, клинохлором, тальком и сравнительно малораспространенным карбонатом магния — магнезитом. Тектурные особенности и составы этой ассоциации вполне соответствуют вторичному парагенезису в силлах Чапесвара и массиве Падос-Тундра [Barkov et al., 2017a, 2019].

Хромшпинелиды

Аксессуарным хромшпинелидам (размерность зерен до 0.3 мм; см. рис. 4, а; 5, а, б) характерны довольно протяженные тренды и значительные ряды составов, выявленные в отношении как главных,

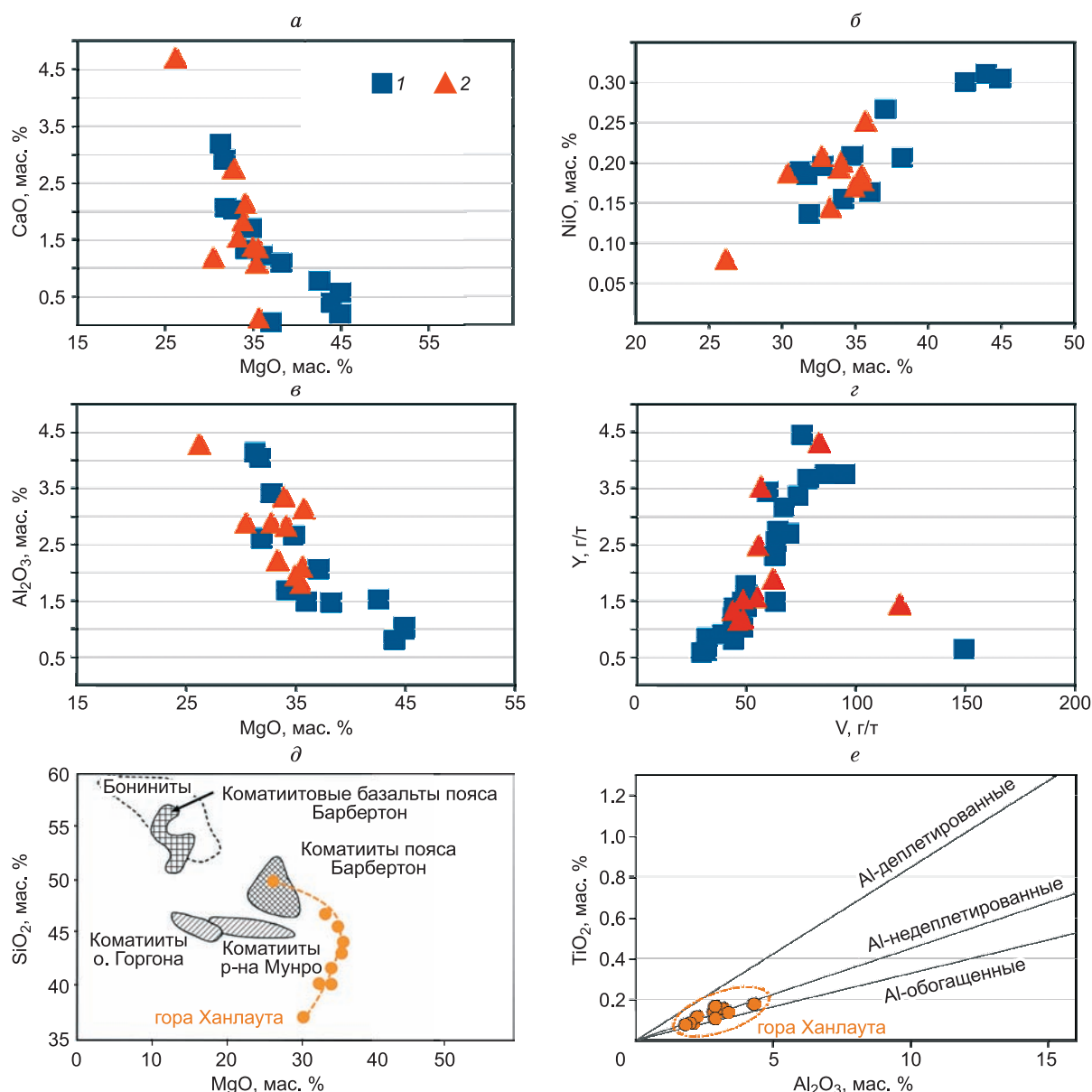


Рис. 6. *a—г:* сопоставление содержаний MgO с CaO, NiO и Al₂O₃ (*a—в*), а также V и Y (*г*) в ультрамафитовых породах массива горы Ханлаута и силле Чапесвара-II, по [Barkov et al., 2019].

д: диаграмма MgO—SiO₂,

показывающая составы и линию эволюционного тренда ультрамафитов массива горы Ханлаута в сравнении со схематично изображенными полями составов бонинитов, коматиитовых базальтов и коматиитов пояса Барбертон (Южная Африка), а также коматиитов о. Горгона (Колумбия) и р-на Мунро (Онтарио, Канада) с небольшими изменениями, по [Grove, Parman, 2004].

е: диаграмма TiO₂—Al₂O₃,

показывающая составы ультрамафитов массива горы Ханлаута в сопоставлении с линиями трендов коматиитов разных типов (Al-деплетированные, Al-недеплетированные и Al-обогащенные) пояса Барбертон (Южная Африка), по [Robin-Popieul et al., 2012]. 1 — Чапесвара, 2 — Ханлаута.

так и второстепенных и малых элементов (рис. 10, *a—г*; 11, *a—г*). Наблюдаемые вариации ($n = 116$) и эволюционные тренды подобны и хорошо согласуются с сопоставляемыми на графиках составами хромшпинелидов из силлов Чапесвара [Barkov et al., 2019]. Изученная видимая и скрытая зональность зерен хромшпинелидов (табл. 4) также однотипна и подобна образцам из родственных массивов [Barkov et al., 2019, 2020, 2021]. Характерно развитие диффузных краевых зон (см. рис. 4, *а*; табл. 4), в составе которых значительно возрастают расчетные значения окисного железа и растет величина индекса $Fe^{3+}\# =$

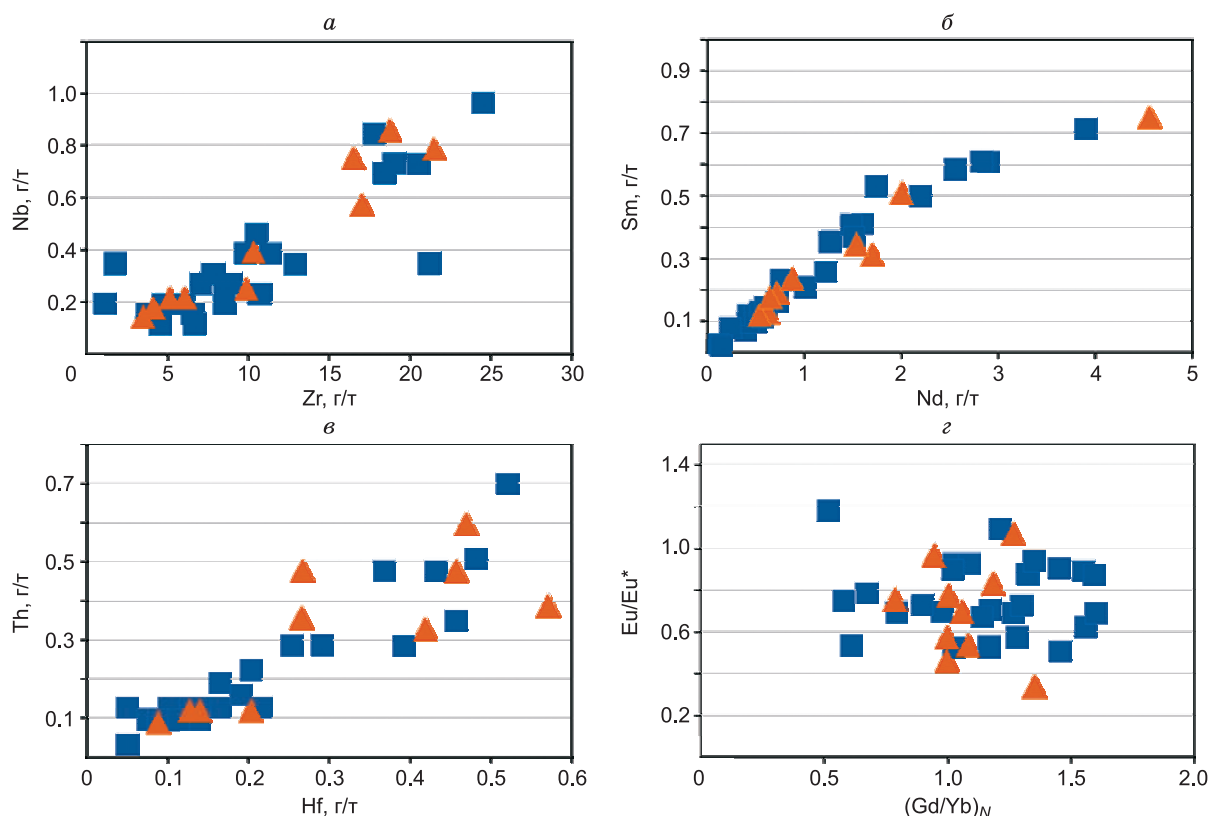


Рис. 7. Сопоставление содержаний Zr—Nb, Nd—Sm, Hf—Th (а—в) и значений индексов $(\text{Gd/Yb})_N$ — Eu/Eu^* (г) в ультрамафитовых породах массива горы Ханлаута и силле Чапесвара-II, по [Barkov et al., 2019].

Усл. обозн. см. на рис. 6.

$= (100\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}))$, указывая на более высокую фугитивность кислорода (f_{O_2}) в системе. В процессе кристаллизации зональных кристаллов и в целом в ходе формирования хромитовых минеральных ассоциаций происходит закономерное снижение значений индекса $\text{Mg\#} = (100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn}))$ и взаимосвязанных друг с другом содержаний магния и алюминия, коррелирующих прямо пропорционально (см. рис. 11, а) и совместно входящих в единый шпинелевый компонент (MgAl_2O_4). Экспериментальные данные [Jamieson, Roeder, 1984] согласуются с этой закономерностью, подтверждая, что магний преимущественно входит в оливин и сосуществующую с ним шпинелевую фазу.

С падением температуры, обуславливающим снижение величин Mg и Al в форме шпинелевого компонента (см. рис. 11, а), в кристаллизующихся зонах и зернах хромшпинелидов растут содержания $\text{Fe}_{\text{общ.}}$, Fe^{3+} ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{выч.}}$), примесей Ni, V, Ti (в форме ульвошпинели), а также возрастают значения индексов $\text{Fe}^{3+\#}$ и $\text{Cr\#} = (100\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}))$ (см. табл. 4; рис. 10, б; 11, а, в, г). Интересная отличительная особенность изученных зональных структур в зернах хромшпинелидов горы Ханлаута заключена в обогащении их центральных

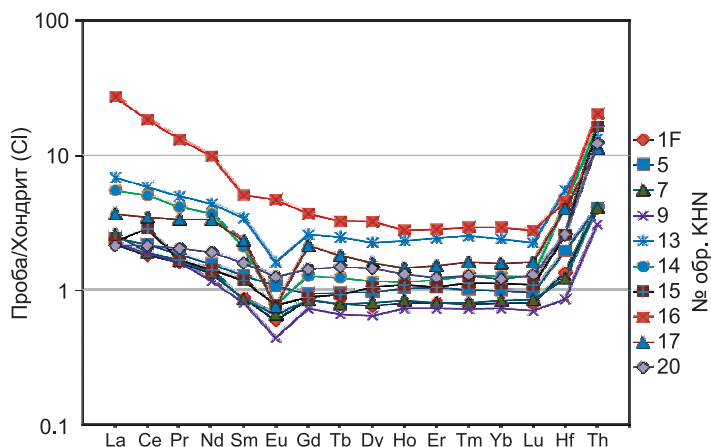


Рис. 8. Спектры редкоземельных элементов (Hf и Th), нормализованные по значениям в хондрите CI [McDonough, Sun, 1995], в составах (ИСП-МС) ультрамафитов массива горы Ханлаута.

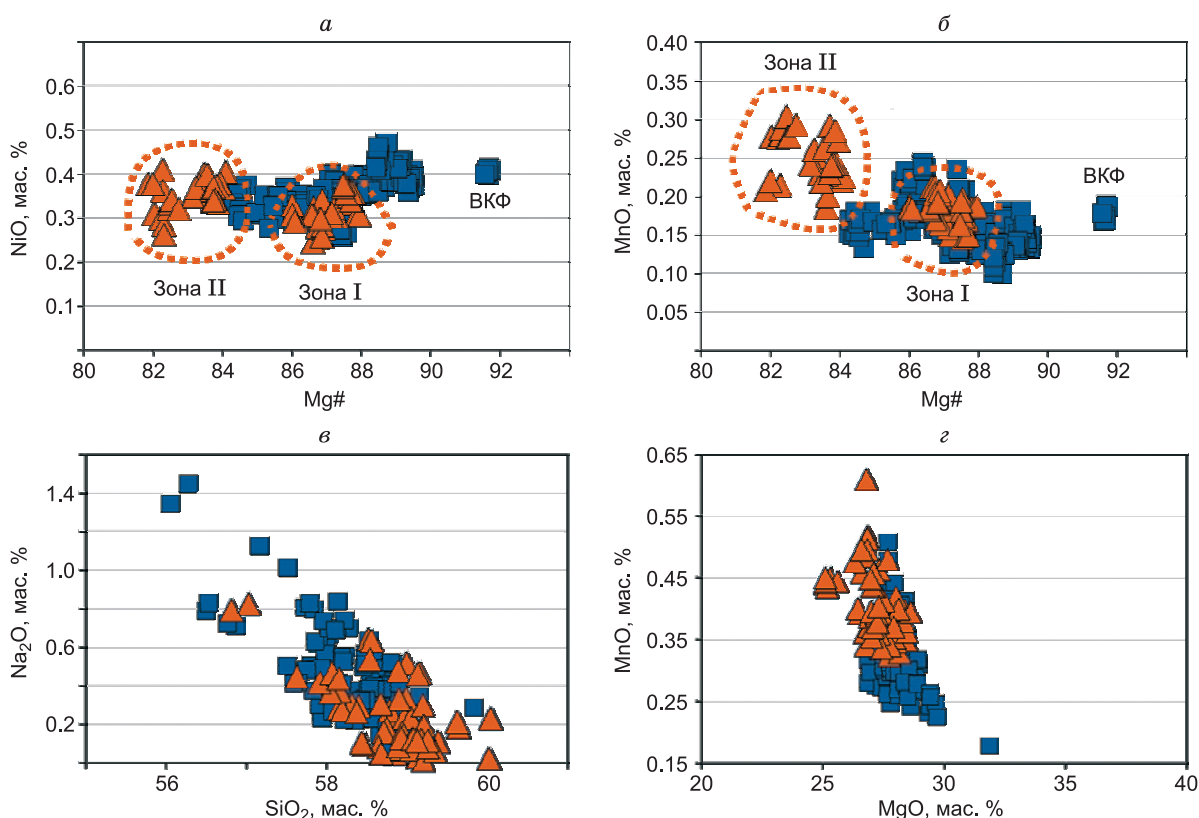


Рис. 9. Сопоставление значений индекса магнезиальности (Mg#) и содержаний примеси NiO (а) и MnO (б) в ультрамафитовых породах массивов горы Ханлаута и Чапесвара; диаграммы SiO₂—Na₂O (в) и MgO—MnO (г), показывающие вариации составов тремолита и антофиллита соответственно из ультрамафитов массива горы Ханлаута и силла Чапесвара [Barkov et al., 2019].

ВКФ — «верхняя контактная фация» силла Чапесвара-II [Barkov et al., 2019].

(ядерных) зон цинком, содержания которого неизменно понижаются к кайме (см. табл. 4). Такие же скрытые вариации с преимущественным вхождением цинка в ядерные зоны документированы в хромшпинелидах массивов Падос-Тундра, Чапесвара и Ляварака [Barkov et al., 2017a,b, 2019, 2020, 2021]. В массивах комплекса Чапесвара выявлено контрастное распределение Zn и Mn (ранее неизвестное в хромшпинелидах) с противоположными по характеру трендами: Zn последовательно понижается, а Mn растёт в направлении к краю зональных кристаллов [Barkov et al., 2020].

Как можно видеть (см. рис. 10, в) распределение цинка в хромшпинелидах из силлов Чапесвара имеет признаки бимодальности с образованием двух относительных максимумов. Хромшпинелиды из массива горы Ханлаута обогащены цинком более значительно (до 1 мас. % ZnO), чем из массивов Чапесвара (см. рис. 10, в), и обнаруживают наблюдаемую в составах положительную корреляцию цинка с магнием, поскольку цинк преимущественно входит в ранние, ядерные зоны кристаллов (см. табл. 4). Аналогичные уровни (~1 мас. % ZnO) установлены в ядрах зональных кристаллов магнезиохромита из расслоенного массива Падос-Тундра [Barkov et al., 2017b, 2021].

В целом марганец распределен довольно специфическим образом во всех ассоциациях хромшпинелидов в массивах горы Ханлаута и Чапесвара. Максимальные уровни марганца связаны со сравнительно низкомагнезиальными фазами, содержащими чуть более 2 мас. % MgO (см. рис. 10, а). В составах с меньшим содержанием MgO примесь марганца резко понижается, тогда как в более магнезиальных фазах отмечается тренд пологого возрастания содержаний MnO с понижением уровня магнезиальности (от 8 мас. % MgO; см. рис. 10, а). Сложный характер взаимосвязей и ковариаций в содержаниях примесей цинка и марганца в хромшпинелидах показан на рис. 10, г. Формы прослеживаемых там полей составов несколько напоминают искаженный треугольник. Резкий и максимальный рост содержаний цинка, установленный в ядерных зонах зональных кристаллов, сопровождается контрастным поведением элементов в паре Zn—Mn с относительным падением содержаний примеси марганца в центральных зонах (см. рис. 10, г). Отметим, что никель (см. рис. 10, б) и в менее отчетливой форме ванадий (см.

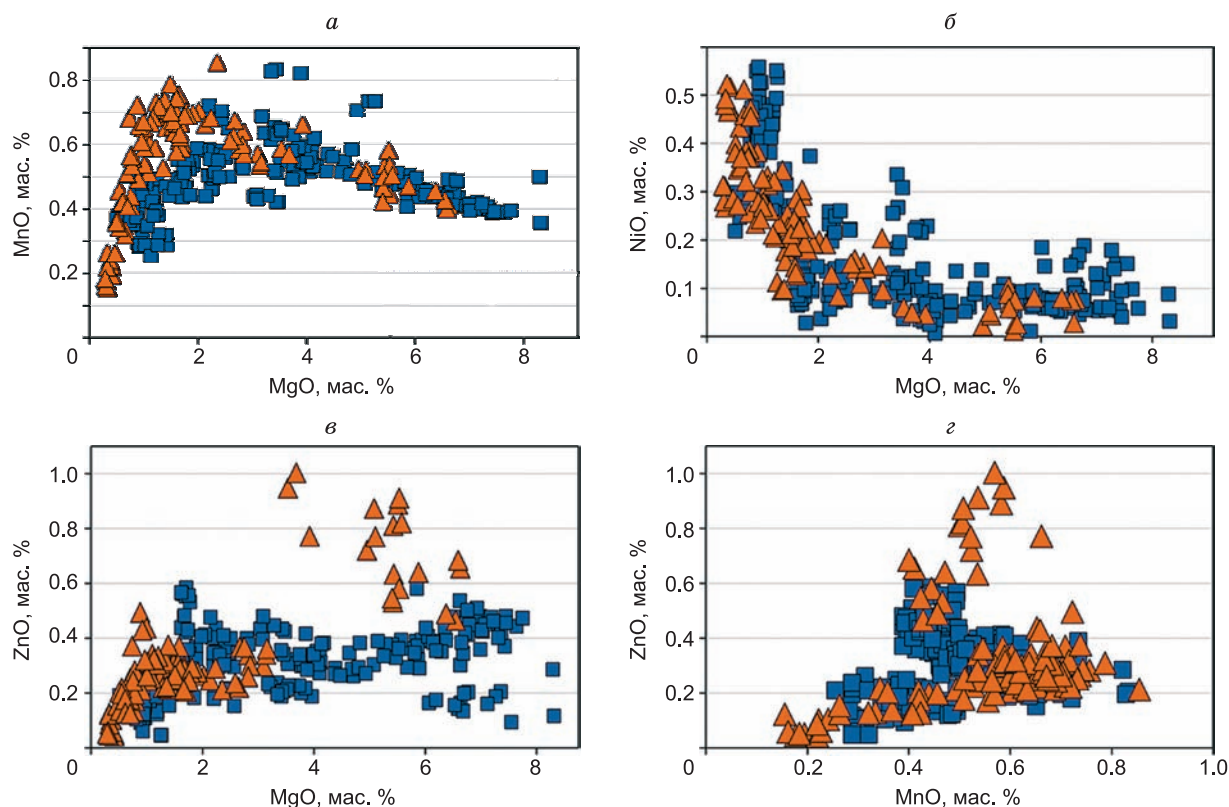


Рис. 10. а—г: диаграммы MgO—MnO, MgO—NiO, MgO—ZnO и MnO—ZnO,

показывающие вариации составов хромшпинелидов в ультрамафитовых породах массивов горы Ханлаута и Чапесвара-I-II, по [Barkov et al., 2019]. Усл. обозн. см. на рис. 6.

Таблица 3. Результаты электронно-микронных анализов оливина из ультрамафитов массива горы Ханлаута (мас. %)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Mg#
1	KHN-1	40.68	0.08	11.76	0.20	47.08	0.03	0.34	100.15	87.5
2	KHN-1F	40.48	0.01	11.80	0.16	47.51	0.01	0.37	100.33	87.6
3	KHN-2	40.62	0.02	12.10	0.16	47.25	0.09	0.30	100.53	87.3
4	KHN-3	40.71	Н.п.о.	11.73	0.15	47.24	0.01	0.35	100.19	87.6
5	KHN-5	40.12	0.01	12.66	0.21	47.14	Н.п.о.	0.31	100.46	86.7
6	KHN-6	40.63	Н.п.о.	12.08	0.20	46.63	0.02	0.31	99.87	87.1
7	KHN-7	40.57	0.02	12.54	0.17	46.80	Н.п.о.	0.30	100.40	86.8
8	KHN-8	40.42	0.01	11.87	0.16	47.12	0.02	0.37	99.98	87.5
9	KHN-9	39.62	0.01	12.51	0.20	47.20	Н.п.о.	0.28	99.82	86.9
10	KHN-10	40.20	0.04	13.00	0.18	45.76	0.01	0.29	99.48	86.1
11	KHN-12	39.75	0.01	16.28	0.21	42.92	Н.п.о.	0.36	99.53	82.3
12	KHN-13	40.07	0.02	14.85	0.23	44.69	»	0.41	100.25	84.1
13	KHN-13	39.79	0.02	15.29	0.24	44.00	0.01	0.40	99.75	83.5
14	KHN-14	40.37	0.01	15.20	0.20	44.18	0.01	0.39	100.35	83.6
15	KHN-15	39.75	0.02	15.43	0.25	43.93	Н.п.о.	0.38	99.76	83.3
16	KHN-17	39.63	Н.п.о.	14.87	0.27	44.39	0.01	0.38	99.54	83.9
17	KHN-18	39.65	»	16.48	0.28	43.75	Н.п.о.	0.29	100.45	82.3
18	KHN-19	39.37	»	16.27	0.30	43.70	0.01	0.32	99.96	82.5
19	KHN-19	39.70	0.03	16.00	0.29	43.79	Н.п.о.	0.32	100.13	82.7
20	KHN-20	39.71	Н.п.о.	15.07	0.24	44.72	»	0.34	100.08	83.9

Примечание. Н.п.о. — ниже предела обнаружения. Величина Mg# = 100 Mg/(Mg + Fe²⁺ + Mn).

Таблица 4. Результаты электронно-микронных анализов хромшпинелидов из ультрамафитов массива горы Ханлаута (мас. %)

№ п/п	№ пробы	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ _{звмч.}	FeO _{выч.}	FeO _{общ.}	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сумма	Mg#	Cr#	Fe ³⁺ #
1	KHN-1	1.18	0.57	35.01	0.13	31.72	29.26	57.80	0.59	1.71	0.30	0.24	100.71	9.3	97.6	49.4
2	KHN-2	1.71	0.86	38.83	0.28	26.77	30.65	54.74	0.65	1.41	0.18	0.25	101.59	7.4	96.8	44.0
3	KHN-3	1.36	8.02	40.86	0.30	17.30	28.82	44.39	0.57	3.10	0.15	0.30	100.76	15.8	77.4	35.1
4	KHN-3(c)	0.43	22.00	40.12	0.13	5.33	24.80	29.60	0.41	6.63	0.08	0.66	100.57	31.9	55.0	16.2
5	KHN-3(r)	1.46	7.21	41.87	0.31	17.25	29.34	44.86	0.57	2.85	0.14	0.30	101.30	14.5	79.6	34.6
6	KHN-4(c)	1.21	17.68	41.57	0.16	7.19	26.75	33.21	0.45	5.53	0.03	0.58	101.13	26.6	61.2	19.5
7	KHN-4(r)	0.95	6.43	50.66	0.34	10.14	28.31	37.44	0.55	3.16	0.10	0.36	100.99	16.3	84.1	24.4
8	KHN-5	1.36	0.65	39.33	0.31	26.91	30.44	54.65	0.70	1.26	0.11	0.29	101.36	6.7	97.6	44.3
9	KHN-6(c)	0.45	17.16	45.38	0.14	5.35	25.55	30.36	0.54	5.53	0.08	0.91	101.07	27.4	64.0	15.9
10	KHN-6(r)	1.25	1.24	40.71	0.17	25.41	29.84	52.70	0.76	1.63	0.13	0.28	101.40	8.7	95.7	43.4
11	KHN-7	1.15	1.21	46.55	0.29	18.90	30.09	47.10	0.72	1.34	0.10	0.32	100.66	7.2	96.3	36.1
12	KHN-8(c)	0.50	20.10	41.79	0.19	5.88	24.96	30.25	0.43	6.55	0.08	0.47	100.93	31.5	58.2	17.5
13	KHN-8(r)	1.49	3.48	47.20	0.23	14.62	28.80	41.96	0.85	2.35	0.08	0.21	99.32	12.4	90.1	31.3
14	KHN-9	1.36	0.60	39.64	0.26	26.67	30.38	54.38	0.73	1.23	0.21	0.25	101.33	6.6	97.8	44.1
15	KHN-10(c)	0.34	18.89	42.61	0.11	6.02	26.43	31.85	0.51	5.08	0.05	0.87	100.90	25.1	60.2	17.0
16	KHN-10(r)	1.76	2.70	39.02	0.31	24.41	30.40	52.37	0.69	1.76	0.19	0.25	101.49	9.1	90.7	41.9
17	KHN-11	1.49	0.05	11.92	0.13	54.88	31.64	81.02	0.22	0.36	0.52	0.10	101.31	2.0	99.4	60.9
18	KHN-12	2.38	0.46	32.20	0.23	32.24	30.97	59.98	0.53	1.36	0.34	0.23	100.93	7.1	97.9	48.4
19	KHN-13	1.86	0.14	17.52	0.31	48.22	31.48	74.87	0.33	0.67	0.46	0.13	101.11	3.6	98.8	58.0
20	KHN-15(c)	0.41	13.79	47.20	0.15	6.38	27.62	33.36	0.57	3.69	0.05	1.00	100.86	18.9	69.7	17.2
21	KHN-15(r)	1.31	0.40	32.42	0.09	34.06	30.38	61.03	0.59	1.01	0.28	0.32	100.87	5.5	98.2	50.2
22	KHN-17	1.07	0.06	10.65	0.18	56.58	31.09	82.01	0.24	0.38	0.47	0.11	100.82	2.1	99.2	62.1
23	KHN-18	0.85	0.04	7.97	0.12	59.86	31.29	85.16	0.16	0.30	0.28	0.06	100.93	1.7	99.3	63.3
24	KHN-19	2.08	0.16	19.28	0.25	46.30	31.98	73.64	0.46	0.55	0.35	0.20	101.60	2.9	98.8	56.6
25	KHN-20	2.14	0.35	32.13	0.21	33.04	31.39	61.12	0.61	0.96	0.24	0.32	101.39	5.1	98.4	48.6

Примечание. Составы ядра (с) и каймы (r) в зональных зернах показаны латинскими литерами в скобках. Mg# = (100Mg/(Mg + Fe²⁺ + Mn)); Cr# = (100Cr/(Cr + Al)); Fe³⁺# = (100Fe³⁺/(Fe³⁺ + Fe²⁺)).

рис. 11, б) вполне определенно демонстрируют «несовместимый» характер поведения с возрастанием их относительных содержаний при кристаллизации маломagneзиальных фаз хромшпинелидов в условиях понижающейся температуры.

Исходно высокие значения и возрастание уровней f_{O_2} в ходе кристаллизации хромшпинелидовых ассоциаций в массивах Серпентинитового пояса (Чапесвара, Падос-Тундра и Ляварака), несомненно, имеют первично-магматогенный, эволюционный характер. В качестве подтверждающих аргументов можно привести нижеследующие: 1) зональные зерна хромшпинелидов нередко образуют включения в первично-магматических силикатах (оливин, ортопироксен), присутствуя в породах, не затронутых деформациями либо вторичными изменениями; 2) эволюционные тренды составов хромшпинелидов таких ассоциаций указывают на исходно повышенные уровни f_{O_2} и их дальнейший рост в ходе продолжающейся кристаллизации; 3) документировано развитие экссолюционных ламелл хромистого магнетита, ориентированных кристаллографически в матрице зерна хромшпинелида. Эти и другие доводы и наблюдения приводятся в отдельных публикациях [Barkov et al., 2020, 2021]. Следует добавить, что диффузные каймы хромшпинелидов, имеющие обогащенные Fe³⁺ составы, не могут увязываться с процессом частичной серпентинизации оливина (см. рис. 4, а), поскольку серпентинизация сопровождается восстановительными, а не окислительными условиями.

Ильменит и аномальные хромит-ильменитовые парагенезисы

Ильменит является ассоциирующим аксессуаром, присутствуя в качестве небольших самостоятельных зерен размером до ~50 мкм, сростаний или выделений экссолюционного генезиса (кристаллографически ориентированных ламелл, см. рис. 5, а), локализованных в зернах хромита. Состав его

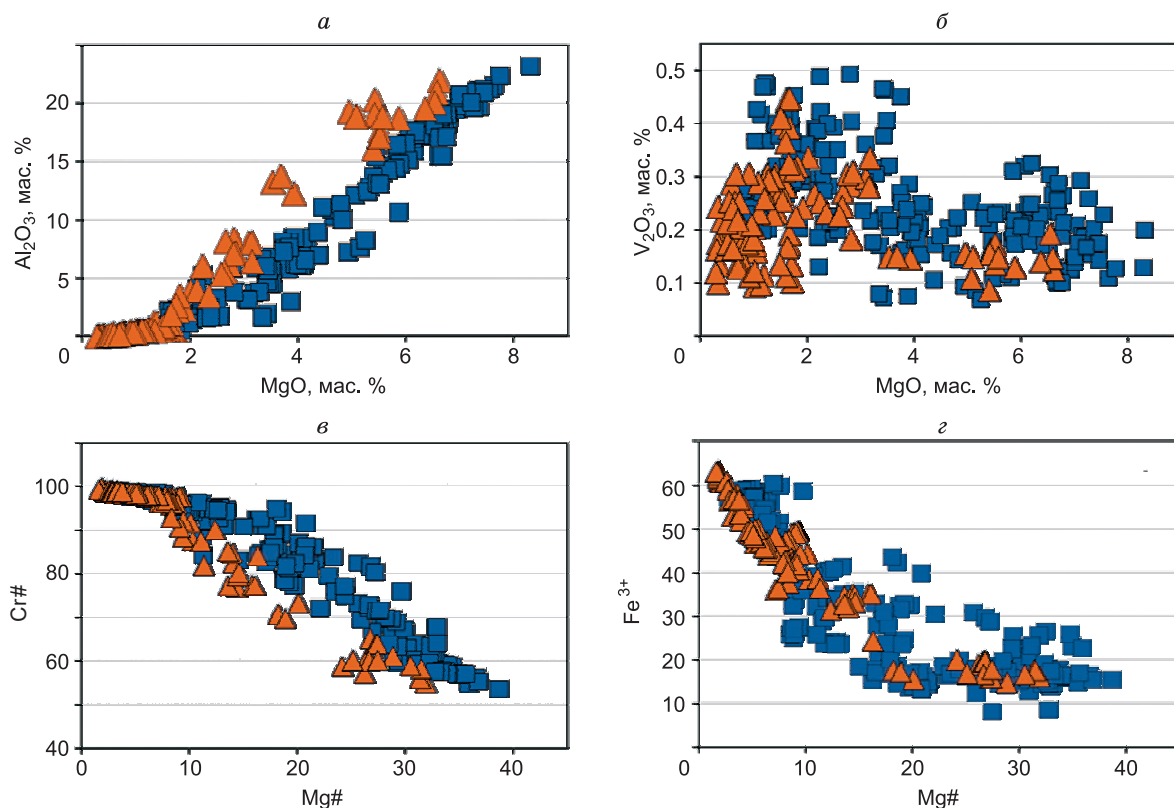


Рис. 11. а—г: диаграммы $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{MgO}-\text{V}_2\text{O}_3$, $\text{Mg\#}-\text{Cr\#}$ и $\text{Mg\#}-\text{Fe}^{3+}$,

показывающие вариации составов хромшпинелидов в ультрамафитовых породах массивов горы Ханлаута и Чапесвара-I-II [Barkov et al., 2019]. Усл. обозн. см. на рис. 6.

заметно варьирует (табл. 5) в отношении примесей магния, входящего в качестве гейкилитового компонента, и марганца (пирофанитовый компонент). Нами установлены новые проявления аномальных по характеру парагенетических ассоциаций хромита и ильменита, которые ранее обнаружены в петрогенетически родственных ультрамафитах массивов Чапесвара и Ляварака [Barkov et al., 2020]. Аномальное развитие этих парагенезисов связывается с прогрессирующей конверсией $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$, обуславливающей относительный рост значений $\text{Mg\#}$, что является отражением резкого возрастания уровня f_{O_2} в системе и проявляется в значительно более магнезиальных по составу фазах ильменита, сосуществующих с менее магнезиальным хромитом. В достаточно характерном выражении такая аномалия развита в Chr-Ptm парагенезисе в обр. KHN-2, где проанализированы два типовых кристалла хромита, содержащих эксоллюционные (ламеллярные) фазы сосуществующего с ним ильменита. Составы двух зерен хромита определены по данным микронзондового анализа методом волновой спектроскопии: TiO_2 1.74, 1.68, Al_2O_3 1.00, 0.90, Cr_2O_3 39.80, 38.65, V_2O_3 0.30, 0.27, $\text{FeO}_{\text{общ.}}$ 53.37, 54.47, MnO 0.69, 0.69, MgO 1.53, 1.39, NiO 0.20, 0.23, ZnO 0.26, 0.22, сумма = 98.90, 98.49 мас. %. Формулы этих кристаллов, рассчитанные на основе четырех атомов кислорода и принципа баланса зарядов, имеют вид: $(\text{Fe}_{0.93-0.94}^{2+}\text{Mg}_{0.08}\text{Mn}_{0.02}\text{Zn}_{<0.01}\text{Ni}_{<0.01})_{\Sigma 1.04}(\text{Cr}_{1.12-1.15}\text{Fe}_{0.70-0.74}^{3+}\text{Ti}_{0.05}\text{Al}_{0.04}\text{V}_{\leq 0.01})_{\Sigma 1.96}\text{O}_4$. Значения индекса $\text{Mg\#}$ составляют 7.4—8.1. Обращают внимание довольно высокие значения содержания окисного железа и, соответственно, индекса Fe^{3+} (43.0—44.1). По всей вероятности, уровень f_{O_2} в системе был довольно высок уже на стадии нуклеации кристаллов хромита, однако рост f_{O_2} между тем продолжился и даже усилился к завершающему этапу формирования Chr-Ptm парагенезиса с кристаллизацией аномально магнезиальных ламелл ильменита из остаточного расплава, обогащенного накопившимся титаном. Такой сценарий убедительно подтверждается развитием в той же ассоциации прожилковидных, пластинчатых и игольчатых выделений гематита. Составы разных текстурных форм гематита в обр. KHN-2 довольно постоянны: TiO_2 < 0.01, Al_2O_3 0.13, Cr_2O_3 0.19—0.22, V_2O_3 0.01—0.02, $\text{FeO}_{\text{общ.}}$ 90.11—90.32 ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{выч.}}$ 101.18—101.23), MnO 0.02, MgO 0.37—0.54, NiO < 0.01, ZnO 0.06, сумма = 101.13—101.28 мас. %, соответствуя формулам $(\text{Fe}_{1.99}^{3+}\text{Mg}_{0.01-0.02}\text{Zn}_{<0.01}\text{Cr}_{<0.01}\text{V}_{<0.01})_{\Sigma 2.00}\text{O}_3$.

Представительные составы выделений ламеллярного ильменита, образующего эксоллюционные включения во вмещающем хромите двух ранее обсуждаемых кристаллов, следующие: TiO_2 52.02, 52.45,

Таблица 5. Результаты электронно-микронных анализов ильменита из ультрамафитов массива горы Ханлаута (мас. %)

№ п/п	№ пробы	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	FeO _{общ.}	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сумма
1	KHN-2	51.72	0.02	0.82	0.49	43.00	0.96	2.42	0.06	Н.п.о.	99.49
2	KHN-2	51.19	Н.п.о.	0.60	0.44	43.85	0.96	2.26	0.05	0.03	99.38
3	KHN-14	52.11	»	0.31	0.48	43.58	0.90	2.32	0.09	0.01	99.79
4	KHN-14	51.67	»	0.19	0.47	43.74	1.07	2.21	0.11	0.02	99.47
5	KHN-14	51.82	»	0.24	0.45	43.75	1.02	2.24	0.11	0.02	99.65
6	KHN-16	52.15	»	0.20	0.59	44.91	0.73	1.42	0.03	0.06	100.08
7	KHN-16	51.83	»	0.18	0.51	45.27	0.72	1.32	0.03	0.03	99.89
8	KHN-17	52.03	»	0.14	0.47	44.80	1.58	1.25	0.05	0.01	100.33

Al₂O₃ < 0.01, Cr₂O₃ 1.78, 1.64, V₂O₃ 0.52, 0.45, FeO 41.01, 39.73, MnO 0.90, 0.86, MgO 4.21, 4.81, NiO 0.10, 0.06, ZnO 0.03, < 0.01, сумма = 100.57, 100.0 мас. % соответственно. Их формулы имеют вид (Fe_{0.81–0.84}Mg_{0.15–0.18}Mn_{0.02}Ni_{<0.01}Zn_{<0.01})_{Σ1.01–1.02}(Ti_{0.96–0.97}Cr_{0.03}V_{0.01})_{Σ1.00–1.01}O₃. Значения Mg# составляют 15.2 и 17.4, что почти вдвое превышает величину индекса магнезиальности хромита, сосуществующего с ильменитом в качестве минерала-хозяина. Картины сканирования (см. рис. 5, д, е) также показывают значительное обогащение магнием в узких пластинчатых выделениях ильменита экссоллюционного происхождения.

Гематит и твердый раствор с эсכולаитом

Мельчайшие выделения гематита (до 10–15 мкм в поперечнике) прожилковидной, игольчатой или ламеллярной формы присутствуют весьма широко в ультрамафитах массива горы Ханлаута. Наиболее типична их тесная ассоциация с водосодержащими силикатами автометасоматического происхождения, однако они могут находиться в непосредственных срастаниях с другими оксидами или сульфидными минералами (см. рис. 5, з). По своему химическому составу ($n = 34$) выделения гематита довольно близко соответствуют теоретической формуле с содержанием следовых количеств или малых примесей Cr, Al, V и других (табл. 6). Лишь в единичном случае в обр. KHN-14 обнаружена фаза (Fe³⁺_{1.63}Cr_{0.30}Ti_{0.03}Mg_{0.02}Ni_{0.01})_{Σ1.99}O₃ промежуточного члена серии твердого раствора гематит—эсכולаит (Cr₂O₃). Фаза обладает повышенным содержанием эсכולаитового компонента (~15 мол. %) и представляет особый интерес, поскольку в природных твердых растворах системы гематит—эсכולаит—карелинит (V₂O₃) промежуточные фазы серии гематит—эсכולаит с преобладанием гематитового компонента редки и единичны. Этот оксидный минерал (см. табл. 6) содержит ощутимо значимые примеси титана (1.47–1.51 мас. % TiO₂) и дивалентных элементов (0.46–0.51 мас. % MgO; 0.46–0.49 мас. % NiO; 0.26–0.28 мас. % MnO), что вполне может интерпретироваться как отражение механизма парного изоморфного замещения: Ti⁴⁺ + (Mg + Ni + Mn)²⁺ → 2Fe³⁺.

Таблица 6. Результаты электронно-микронных анализов гематита из ультрамафитов массива горы Ханлаута (мас. %)

№ п/п	№ пробы	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ _{выч.}	FeO _{общ.}	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сумма
1	KHN-1	Н.п.о.	0.02	0.15	0.05	100.77	90.35	0.05	0.14	Н.п.о.	0.03	100.87
2	KHN-5	»	0.04	0.15	Н.п.о.	101.07	90.85	Н.п.о.	0.05	0.01	Н.п.о.	101.22
3	KHN-6	»	0.03	0.24	0.01	101.04	90.67	0.04	0.10	0.03	0.01	101.24
4	KHN-7	0.01	0.41	0.19	0.04	101.35	86.62	0.02	2.55	Н.п.о.	0.02	100.02
5	KHN-8	Н.п.о.	0.40	0.14	0.02	101.66	89.54	0.03	1.05	0.03	Н.п.о.	101.39
6	KHN-9	»	Н.п.о.	0.08	Н.п.о.	101.62	91.28	0.05	0.06	Н.п.о.	»	101.65
7	KHN-10	»	0.01	0.22	»	101.84	91.51	Н.п.о.	0.03	0.09	»	102.05
8	KHN-12	»	Н.п.о.	0.12	»	102.17	91.86	0.02	0.03	Н.п.о.	»	102.26
9	KHN-13	»	0.04	0.22	»	101.57	91.30	0.02	0.04	»	0.01	101.80
10	KHN-14	»	0.03	Н.п.о.	»	101.37	90.53	0.09	0.32	»	0.03	101.15
11	KHN-14	1.47	0.15	15.08	0.23	84.55	75.82	0.26	0.46	0.46	0.07	102.45
12	KHN-14	Н.п.о.	Н.п.о.	0.17	Н.п.о.	98.63	88.51	0.07	0.08	0.04	0.01	98.74
13	KHN-15	»	»	0.17	»	102.14	91.85	Н.п.о.	0.03	Н.п.о.	0.02	102.29
14	KHN-17	»	0.01	Н.п.о.	0.01	101.93	91.31	0.03	0.21	»	Н.п.о.	101.78
15	KHN-20	»	0.03	0.03	Н.п.о.	101.37	91.03	0.04	0.08	»	»	101.35

Сульфидная ассоциация

Сульфидные минералы слагают моно- и дифазные зерна размерностью до 0.1 мм (см. рис. 5, б—г). Они значительно обогащены никелем и представлены двумя минеральными видами: кобальтсодержащим пентландитом и хизлевудитом. Формулы пентландита стехиометричны; значения Ni/Fe (атом.) составляют 0.9—1.3 (табл. 7). Содержание кобальта в составе пентландита ($n = 32$) сильно варьирует от 1.00 до 16.74 мас. %, что соответствует значениям от 0.13 до 2.22 атомов Co на формульную единицу (в расчете на сумму 17 атомов). Эпизодически отмечаются повышенные содержания меди (1.7—6.8 мас. %). Составы хизлевудита ($n = 10$) весьма близки идеальной формуле (Ni_3S_2) с небольшой, но устойчивой примесью железа (0.64—1.96 мас. %).

Кобальтсодержащий пентландит является основным сульфидным минералом в массивах Чапесвара и Падос-Тундра, где в ассоциации с ним локально развит миллерит [Barkov et al., 2017a,b, 2021]. Он также

Таблица 7. Результаты электронно-микронных анализов сульфидных минералов в ультрамафитах массива горы Ханлаута (мас. %)

№ п/п	№ пробы	Минерал	Fe	Ni	Co	Cu	S	Сумма
1	KHN-4	Pn	29.76	35.58	1.28	Н.п.о.	32.93	99.55
2	KHN-4		31.34	34.97	1.00	0.03	32.98	100.32
3	KHN-10		30.53	35.41	1.24	Н.п.о.	33.07	100.25
4	KHN-11		29.00	34.97	3.24	»	33.06	100.27
5	KHN-15		26.60	35.75	4.64	»	33.41	100.40
6	KHN-15		26.67	35.70	4.55	»	33.34	100.26
7	KHN-18		30.95	33.40	1.72	0.54	33.37	99.98
8	KHN-18		32.64	32.26	1.76	0.22	33.49	100.37
9	KHN-19		21.98	28.26	16.73	0.03	32.50	99.50
10	KHN-19		24.25	30.77	12.04	Н.п.о.	32.44	99.50
11	KHN-20		29.64	32.40	1.18	3.74	33.46	100.42
12	KHN-20		29.74	36.28	1.31	0.02	33.16	100.51
13	KHN-4	Hzl	1.79	71.09	0.01	Н.п.о.	26.52	99.41
14	KHN-11		0.97	72.79	0.02	»	26.90	100.68
15	KHN-19		1.92	71.59	0.12	»	26.59	100.22

Формульные соотношения

№ п/п	№ пробы	Fe	Ni	Co	Cu	Σ	S	Ni/Fe
1	KHN-4	4.14	4.71	0.17	—	9.02	7.98	1.1
2	KHN-4	4.33	4.60	0.13	<0.01	9.06	7.94	1.1
3	KHN-10	4.22	4.66	0.16	—	9.04	7.96	1.1
4	KHN-11	4.01	4.60	0.42	—	9.04	7.96	1.1
5	KHN-15	3.67	4.69	0.61	—	8.97	8.03	1.3
6	KHN-15	3.69	4.69	0.60	—	8.97	8.03	1.3
7	KHN-18	4.28	4.39	0.23	0.07	8.96	8.04	1.0
8	KHN-18	4.49	4.22	0.23	0.03	8.97	8.03	0.9
9	KHN-19	3.08	3.77	2.22	<0.01	9.07	7.93	1.2
10	KHN-19	3.39	4.10	1.60	—	9.09	7.91	1.2
11	KHN-20	4.09	4.26	0.15	0.45	8.95	8.05	1.0
12	KHN-20	4.10	4.76	0.17	<0.01	9.03	7.97	1.2
13	KHN-4	0.08	2.92	<0.01	—	3.00	2.00	—
14	KHN-11	0.04	2.96	<0.01	—	3.00	2.00	—
15	KHN-19	0.08	2.92	<0.01	—	3.00	1.99	—

Примечание. Формульные соотношения рассчитаны на основе суммы 17 атомов в формулах пентландита (Pn) и 5 атомов в формулах хизлевудита (Hzl).

отмечается в ассоциации с минералами серии кобальтин—герсдорфит в ультрамафитах горы Карека-Тундра (наши данные). Таким образом, сульфидная минерализация массива горы Ханлаута разделяет Со-содержащий, высоконикелевый характер, присущий другим представителям Серпентинитового пояса.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Особенности кристаллизации массива горы Ханлаута

Наши данные свидетельствуют о приповерхностной кристаллизации скрытозонального тела массива горы Ханлаута, сложенного гарцбургитом и резко подчиненным ортопироксенитом, в результате внедрения сравнительно небольшого объема коматитового расплава. Микро- и тонкозернистые структуры ультрамафитов с наличием обнаруженных проявлений столбчатой отдельности и вероятных кристаллитов оливина хорошо согласуются с субвулканической природой исследованного тела. Характер его зональности показывает, что первоначально формировалась зона I, сложенная более высокомагнезиальными ассоциациями оливина и хромшпинелидов. Фронт кристаллизации продвигался в западном направлении с формированием зоны II из более фракционированного расплава заметно меньшей магнезиальности. Кристаллизация тела начиналась с выделения наиболее магнезиальных фаз оливина и хромшпинелидов, затем ортопироксена, который замещался и трансформировался в ассоциацию тремолита и подчиненного антофиллита, отражая эффективное накопление кальция и воды в остаточном флюиде на стадии аутометасоматоза. Как обсуждалось ранее [Barkov et al., 2019], наблюдаемый процесс развития кальциевого амфибола тремолит-актинолитовой серии по ромбическому пироксену существенно отличается от более обычных проявлений «уралитизации», связанных с замещением клинопироксена. Примерные оценки температуры формирования парагенетической ассоциации тремолита и антофиллита в массиве горы Ханлаута составляют ~700—800 °С, что согласуется с экспериментальными данными. Ассоциация энстатит + кварц конвертируется в антофиллит в присутствии воды в системе при 670—800 °С и давлении 2 кбар [Fyfe, 1962], тогда как тремолит формируется при 840 °С и 6 кбар [Jenkins et al., 2013]. Близкая температура кристаллизации ассоциирующего клинохлора определяется верхним пределом его термальной стабильности: ≤ 880 °С [Chernosky, 1974]. В массивах Серпентинитового пояса клинохлор особенно развит в стратиформных хромититах интрузива Падос-Тундра, в которых тесно ассоциирует с минералами ЭПГ [Barkov et al., 2017b, 2021]. Столь же интересны проявления «первичного» клинохлора, формирующего кристаллографически ориентированные ламелли в зернах акцессорных хромшпинелидов комплекса Чапесвара [Barkov et al., 2020].

Породы массива горы Ханлаута чрезвычайно бедны сульфидами, что может указывать на низкие содержания серы в исходном расплаве. В ходе фракционной кристаллизации коматитовой магмы сера (являясь несовместимым компонентом) могла относительно накапливаться. Интересно отметить, что при модальном содержании сульфидов менее 0.5 % фракционированный расплав при кристаллизации плагиоклазсодержащих дунитов Йоко-Довыренского массива (Забайкалье) оказался, тем не менее, сильно пересыщен относительно уровня растворимости серы в расплаве [Ariskin et al., 2016]. Мы полагаем, что содержания S в системе существенно и локально возросли лишь на заключительных стадиях кристаллизации. Зерна и сростания кобальтсодержащего пентландита с хизлевудитом (и гематитом, см. рис. 5, з) формировались из гидротермального флюида на субмагматической стадии. Вероятные температуры формирования сульфидного парагенезиса могут быть оценены в ~600 °С. Максимальная термальная стабильность хизлевудита (556 °С) близка пентландиту (610 °С) и несколько повышается для обогащенных кобальтом фаз пентландита: ~630 °С [Craig, Scott, 1974]. Высокотемпературная форма пентландита (полиморфа кубической модификации) стабильна до 865 °С [Sugaki, Kitakaze, 1998], однако маловероятна для нашей ассоциации, поскольку нестабильна и трансформируется в «обычный» пентландит с понижением температуры. Тесная ассоциация сульфидных фаз с гематитом (см. рис. 5, в, з) свидетельствует об их кристаллизации при высоких уровнях f_{O_2} , превышающих значения магнетит-гематитового буфера, что согласуется с развитием аномальных Птм-Нем парагенезисов в этих ультрамафитовых ассоциациях. Мы допускаем, что окислительные условия обуславливали сравнительный дефицит Fe^{2+} в системе, вызванный конверсией $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$, в связи с чем сульфидные парагенезисы формировались на основе экстракции других дивалентных катионов (Ni, Co, Cu), обуславливая тем самым высоконикелевый состав сульфидной минерализации. Ранее эти положения выдвигались в отношении генезиса высоконикелевой минерализации хромититов на примере массива Падос-Тундра [Барков и др., 2021; Barkov et al., 2020, 2021]. Прогрессивный рост значений f_{O_2} связывается с потерей системой водорода в результате везикуляции (отделения микропузырей) и диссоциации H_2O , произошедших в ходе дегазации и снижения общего давления при кристаллизации коматитовой магмы в субвулканической обстановке [Barkov et al., 2019, 2020, 2021].

Палеопротерозойская субвулканоплутоническая ассоциация района Падос-Тундра

Полученные минералого-геохимические данные со всей объективностью указывают, что субвулканическое тело ультрамафитов массива горы Ханлаута является петрогенетически родственными дифференцированным силлам Чапесвара-I и II. Таким образом, эти субвулканические интрузии и крупный изверженный массив Падос-Тундра формировались из существенно единой коматиитовой магмы Al-недеплементированного типа и принадлежат к единой субвулканоплутонической ассоциации [Barkov et al., 2019, 2021]. Эта магма сочетает в своем составе чрезвычайно высокую магнезиальность, повышенные содержания Fe и Cr, что нетипично, и имеет весьма низкие содержания Al, Ca, показывая характерную деплептированность всех спектров РЗЭ и ВЛЭ.

Расслоенный массив Падос-Тундра и сопровождающие его тела комагматичных субвулканитов (горы Ханлаута, Чапесвара-I и II, Лотмвара-I и II, Малый Падос и др.) локализованы у границ двух крупных вещественно-структурных компонентов Фенноскандинавского щита (см. рис. 1): палеопротерозойского Лапландского гранулитового террейна (пояса) и Беломорского составного террейна архейского возраста [Балаганский, Глебовицкий, 2005; Балаганский и др., 2016]. Становление вулканоплутонической ассоциации района Падос-Тундра связано с развитием коллизионного меланжа пояса Танаэла, подстилающего Лапландский гранулитовый террейн, который является составной частью палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена (см. рис. 1). По нашим экспедиционным наблюдениям, дифференцированные силы субвулканитов комплексов Чапесвара и Лотмвара отчетливо контролируются складчато-надвиговыми зонами северо—северо-восточного простирания. Таким образом, инъекция примитивной коматиитовой магмы происходила здесь с весьма значительных глубин зоны магмогенерации вдоль системы взаимно субпараллельных региональных складчатых зон.

Массив Падос-Тундра, обнажающийся на том же уровне эрозионного среза, что и субвулканиты массивов гор Ханлаута и Чапесвара, должно быть также кристаллизовался на сравнительно небольших глубинах. Вместе с тем ультрамафитовая интрузия Падос-Тундра обладает существенно более значительными объемами родоначальной магмы и принципиально иной, лополитообразной формой магматической камеры, что способствовало более масштабной, длительной и эффективной кристаллизационной дифференциации с формированием дунитовой и ортопироксенитовых зон [Barkov et al., 2017a, 2021]. Нашими исследованиями последних лет отрицаются ранее высказанные предположения, что массив Падос-Тундра может представлять собой альпинотипный комплекс или сохранившиеся нижние (ультрамафитовые) зоны расслоенной интрузии, средние и верхние (габброидные) зоны которой денудированы. Мы полагаем, что интрузия имеет все же дунит-гарцбургит-ортопироксенитовый состав и в своем нынешнем состоянии в полной мере отражает исходное геологическое строение и структуру. Массив Малый Падос, тесно ассоциирующий с массивом Падос-Тундра [Мамонтов, Докучаева, 2005; Barkov et al., 2017a], с учетом новых экспедиционных исследований рассматривается нами в качестве самостоятельной, крупной субвулканической интрузии, петрогенетически родственной массиву горы Ханлаута и силлам комплекса Чапесвара.

Коматиитовый источник магматизма мегаструктуры Серпентинитовый пояс—пояс Тулппио

Хотя ультрамафитовые комплексы мегаструктуры Серпентинитовый пояс—пояс Тулппио (СП—ПТ) имеют трансрегиональное распространение, характерна локализация основных представителей (Падос-Тундра, Чапесвара-I и II, Лотмвара-I и II, Ханлаута и др.) в исследуемом районе в зоне развития коллизионного меланжа пояса Танаэла (см. рис. 1). Массив Падос-Тундра палеопротерозойского возраста 2485 ± 77 млн лет [Серов и др., 2018] является крупнейшим и ключевым, «реперным» объектом не только Серпентинитового пояса Кольского полуострова, но и всей единой, межрегиональной структуры палеопротерозойского коматиитового вулканизма (дунит-гарцбургит-ортопироксенитовых интрузий и сопровождающих субвулканитов), включающей однотипные комплексы ультрамафитов пояса Тулппио в Финляндии [Radiometric age..., 2001]. Масштабы межрегионального палеопротерозойского коматиитового вулканизма, вовлекающего интрузии и субвулканиты СП—ПТ, столь значительны, что вполне соответствуют определению «крупная изверженная провинция». Формирование коматиитовых интрузий провинции, вероятно, проходило при внедрении мантийного плюма СП—ПТ. Вероятные механизмы магмообразования в мантийных плюмах охарактеризованы в работе [Рябчиков, 2003]. Центральная часть плюма СП—ПТ предположительно соответствует наиболее масштабным проявлениям ультрабазитовых производных коматиитового вулканизма, сформировавшего наиболее крупные массивы этой мегаструктуры: Падос-Тундра—Малый Падос, соседствующие с ними силы Чапесвара, Лотмвара, зональное коматиитовое тело горы Ханлаута и другие петрогенетически родственные тела района. Приуроченность к предполагаемым центральным зонам плюма выражается в высокомагнезиальных составах дифференциатов, кристаллизовавшихся из высокомагнезиальной Al-недеплементированной коматиитовой магмы, значительном развитии хромититов (массив Падос-Тундра), а также в максимально

форстеритовых составах оливина массивов Падос-Тундра (Fo_{93}) и Чапесвара (Fo_{92}) [Barkov et al., 2017a, 2019, 2021; Барков и др., 2021].

По нашим предварительным данным, магнезиальность пород Серпентинитового пояса значительно понижается (до 22.67 мас. % MgO) в западном направлении. В реликтовых фрагментах зерен оливина массива горы Карека-Тундра значения Fo падают ниже 80—84 и достигают 72—77. Данные ультрамафиты и их региональные эквиваленты, скорее всего, формировались в периферийных зонах плюма СП—ПТ.

Сопоставление с коматиитами и пикритами Фенноскандинавского щита

В пределах щита наиболее характерные и масштабные проявления палеопротерозойского коматиитового вулканизма связаны с дифференцированными потоками коматиитовых базальтов палеорифта Ветреный пояс [Куликов, 1988; Puchtel et al., 1997; Богатиков и др., 2010; Куликов и др., 2011]. Их изотопный возраст (2.4—2.45 млрд лет) синхронен весьма крупной Бураковской расслоенной интрузии в Южной Карелии [Sharkov et al., 1995; Chistyakov, Sharkov, 2008]. Родственные комплексы вулканитов (коматиитов и пикритов) и метавулканитов присутствуют в составе центрально-лапландского зеленокаменного пояса Финляндии и Северной Норвегии [Hanski et al., 2001]. Однако эти образования подвергнуты значительно большим регионально-метаморфическим преобразованиям, и потому коматииты Ветреного пояса несут более значимую петрогенетическую информацию.

Общие вариации состава оливина (Fo_{81-89}) [Куликов и др., 2011] в коматиитах Ветряного пояса (КВП) соответствуют значениям состава оливина Серпентинитового пояса, существенно уступая, однако, максимальным значениям в массивах Падос-Тундра (Fo_{93}) и «верхней контактной фации» силла Чапесвара-II (Fo_{92}) [Barkov et al., 2017a, 2019, 2021; Барков и др., 2021]. Кроме того, по ряду других основных характеристик породы КВП существенно отличаются от представителей коматиитового вулканизма Серпентинитового пояса. Так, серии КВП имеют значительно более низкую среднюю магнезиальность и обладают более значительной степенью проявленной дифференциации. Комагматы КВП варьируют по составу от собственно коматиитов (18—27 мас. % MgO) и коматиитовых базальтов (8—18 мас. % MgO) до наиболее эволюционированных андезибазальтов (6—8 мас. % MgO). Средневзвешенный состав КВП соответствует коматиитовому базальту: 51.45 мас. % SiO_2 , 0.62 TiO_2 , 12.0 Al_2O_3 , 10.4 FeO , 14.15 MgO , 8.96 CaO , 1.7 Na_2O , 0.46 мас. % K_2O [Куликов и др., 2011]. Отчетливо проявленное сравнительное обогащение Ca и Al сопряжено с развитием в породах КВП плагиоклаза и клинопироксена, в том числе в форме вариолитовых текстур. В породах Серпентинитового пояса эти породообразующие минералы присутствуют исключительно редко [Barkov et al., 2019]. Содержания 0.4—0.9 мас. % TiO_2 также заметно повышены в породах КВП, контрастируя с общей деплетированностью Ti в ультрамафитах Серпентинитового пояса [Barkov et al., 2019, 2021; табл. 1]. Пикриты и пикробазальты Печенгской и Онежской структур, как производные более молодого пикритового вулканизма (~2.1 млрд лет), обогащены титаном еще значительно больше (> 1 мас. % TiO_2 ; [Куликов, 1988; Смолькин, 1992], что свойственно меймечитам Маймеча-Котуйской и других провинций [Соболев и др., 2009; Васильев и др., 2017].

Сопоставление с другими коматиитами и высокомагнезиальными вулканитами

Как отмечалось, порода «верхней контактной фации» (ВКФ) силла Чапесвара-II является наиболее вероятным и близким аналогом состава родоначальной магмы (Al-недеплетированной коматиитовой) комплекса Падос-Тундра и других интрузий Серпентинитового пояса [Barkov et al., 2019, 2021]. Порода ВКФ содержит 37.04 мас. % MgO , 14.88 мас. % $\text{FeO}_{\text{общ.}}$ и проанализированный состав оливина в ней соответствует Fo_{92} . Этот состав сопоставим с наиболее высокомагнезиальными представителями коматиитов архейского пояса Барбертон и Коммондэйл в Южной Африке, где в качестве исходных рассматриваются расплавы, содержащие расчетные значения до ~35 % MgO ; подобные значения (до 30.9 мас. % MgO) определены в краевых закалочных зонах коматиитов [Arndt, 1977, 1986; Sun, Nesbitt, 1978; Nesbitt et al., 1979; Rollinson et al., 1997; Herzberg et al., 2010; Robin-Popieul et al., 2012; Wilson, 2019]. Согласно расчетам [Robin-Popieul et al., 2012], исходная магма Al-недеплетированного коматиита района Комати содержит ~30 мас. % MgO и ~12 мас. % FeO , соответствуя первоначальной кристаллизации Fo_{94} . Аналогичная фаза (Fo_{94}) установлена в качестве максимально магнезиального состава в верхней закалочной зоне коматиитового потока Алексо, Онтарио, Канада [Arndt, 1986]. Как можно видеть, предполагаемая магма Серпентинитового пояса несколько более магнезиальна, однако повышенное содержание в ней железа приводит к вполне сопоставимым значениям индекса магнезиальности.

Следует отметить возможность регионального сосуществования производных коматиитового и пикритового вулканизма [Hanski et al., 2001] и наличие определенных сложностей уверенного разделения их производных по геохимическим и другим критериям в рамках существующей классификации [Le Bas, 2000; Hanski et al., 2001; Куликов и др., 2011]. Коматиитовые базальты Ветреного пояса (14.15 мас. % MgO) являются вероятными аналогами родоначальной магмы бураковского палеопроте-

розойского расслоенного комплекса в Карелии [Николаев и др., 1995; Куликов и др., 2011], являющегося одним из крупнейших на Балтийском щите [Chistyakov, Sharkov, 2008].

ВЫВОДЫ

Представленные геологические и минералого-геохимические данные убеждают в самом тесном петрогенетическом родстве и комагматичности изученного нами скрыто зонального тела ортопироксенит-гарцбургитового состава массива горы Ханлаута дифференцированным силлам массивов Чапесвара и палеопротерозойского расслоенного интрузива Падос-Тундра. Эти представители субвулканоплутонической ассоциации района Падос-Тундра, входящие в мегаструктуру Серпентинитовый пояс—пояс Тулппио (СП—ПТ), формировались из примитивной, весьма высокомагнезиальной и сравнительно обогащенной хромом и железом магмы, относящейся к типу Al-недеплетированных коматиитов. Таким образом, довольно протяженная серия ультрабазитов массива горы Ханлаута (см. рис. 6, д) сформирована процессами аккумуляции оливина и фракционной кристаллизации коматиитовой магмы в близповерхностных условиях.

Исходная коматиитовая магма субвулканоплутонической ассоциации района Падос-Тундра может быть оценена по составу ультрамафита верхней краевой фации, ВКФ, силла Чапесвара-II [Barkov et al., 2019, 2021]. Эта магма (37.04 мас. % MgO, 14.88 мас. % FeO_{общ.}) сопоставима с наиболее высокомагнезиальными представителями коматиитов архейского пояса Барбертон в Южной Африке и, вероятно, является наиболее высокомагнезиальным представителем коматиитовых расплавов на Фенноскандинавском щите.

Субвулканоплутоническая ассоциация Серпентинитового пояса отличается существенно повышенной средней и максимальной магнезиальностью комагматов, заметно превышающей значения Ветреного пояса и родственных ему коматиит-пикритовых ассоциаций Центрально-Лапландского пояса Северной Финляндии и Северной Норвегии. Эти различия могут указывать на более значительные глубины магмогенерации коматиитов Серпентинитового пояса. Таким образом, в пределах Фенноскандинавского щита потенциально существует, помимо Ветреного пояса, другая весьма крупная, субсинхронная структура коматиитового вулканизма СП—ПТ, в которую в качестве ключевого и реперного объекта входит палеопротерозойский расслоенный комплекс Падос-Тундра.

Формирование палеопротерозойского комплекса субвулканитов и расслоенных интрузий Серпентинитового пояса и пояса Тулппио, входящих в единую крупную изверженную провинцию, связывается с внедрением крупномасштабного мантийного плюма СП—ПТ. Центральная часть плюма СП—ПТ, вероятно, соответствует наиболее крупным производным коматиитового вулканизма, представленным массивами Падос-Тундра—Малый Падос, соседствующими с ними силлами Чапесвара, Лотмвара и коматиитовыми телами горы Ханлаута. Приуроченность к центральным зонам плюма выражается высокомагнезиальными составами дифференциатов, развитием крупных зон хромититов и максимально форстеритовыми составами оливина (Fo_{92–93}) [Barkov et al., 2017a, 2019, 2021].

Авторы признательны д.г.-м.н. А.А. Арискину, д.г.-м.н. Е.В. Складову и анонимному рецензенту за критические, но благожелательные и полезные комментарии.

Выполненное исследование поддержано РНФ (проект № 22-27-00419). Экспедиционные исследования проведены при значительном содействии С.С. Крамзаева (ЛПРМ, ЧГУ). Работа также выполнялась по государственному заданию ИГМ СО РАН и научно-исследовательским проектам Череповецкого государственного университета.

ЛИТЕРАТУРА

- Балаганский В.В., Глебовицкий В.А. Лапландский гранулитовый пояс и пояс Танаэльв // Ранний докембрий Балтийского щита. СПб, Наука, 2005, с. 127—175.
- Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) // Вестник КНЦ РАН, 2016, № 3(26), с. 5—11.
- Барков А.Ю., Мартин Р.Ф., Изох А.Э., Никифоров А.А., Королук В.Н. Гипермагнезиальный оливин в расслоенных массивах Мончеплутон (Fo₉₆) и Падос-Тундра (Fo₉₃) (Кольский полуостров) // Геология и геофизика, 2021, т. 63 (3), с. 403—421.
- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли / Ред. В.В. Ярмолюк. М., Наука, 2010, 606 с.
- Васильев Ю.Р., Гора М.П., Кузьмин Д.В. Петрология фойдитового и меймечитового вулканизма Маймеча-Котуйской провинции (Полярная Сибирь) // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (6), с. 817—833.
- Виноградов Л.А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова (Нотозерский гипербазитовый пояс) // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., Наука, 1971, с. 147—153.

Докучаева В.С. Геология и оруденение массива г. Ляварака // Геология рудных месторождений Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1981, с. 34—45.

Карманова Н.Г., Карманов Н.С. Универсальная методика рентгенофлуоресцентного силикатного анализа горных пород на спектрометре ARL-9900XP // Тезисы докладов VII Всероссийской конференции по рентгеноспектральному анализу (г. Новосибирск, 19—23 сентября 2011 г.). Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2011, с. 126.

Королюк В.Н., Нигматулина Е.Н., Усова Л.В. О точности определения состава основных породообразующих силикатов и оксидов на микроанализаторе JXA-8100 // Журнал аналитической химии, 2009, т. 64, № 10, с. 1070—1074.

Куликов В.С. Высокомагнезиальный вулканизм раннего протерозоя // Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита / Ред. О.А. Богатиков. Л., Наука, 1988, с. 20—88.

Куликов В.С., Бычкова Я.В., Куликова В.В. Ветренный пояс: тектоно- и петротип палеопротерозоя Юго-Восточной Фенноскандии // Геология Карелии от архея до наших дней. (Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН. Петрозаводск, 24—26 мая 2011 г.). Петрозаводск, Изд-во Института геологии КарНЦ РАН, 2011, с. 91—103.

Лаврентьев Ю.Г., Королюк В.Н., Усова Л.В., Нигматулина Е.Н. Рентгеноспектральный микроанализ породообразующих минералов на микроанализаторе JXA-8100 // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (10), с. 1813—1824.

Мамонтов В.П., Докучаева В.С. Геология и рудоносность массива Падос-Тундра на Кольском полуострове // Отечественная геология, 2005, № 6, с. 52—60.

Мурашов Д.Ф. Ультрабазитовые интрузии Серпентинитового пояса (Падос-Тундра и др.) // Геология СССР, Мурманская область, геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1958, т. 27, № 1, с. 318—321.

Никифоров А.А. Ассоциации и тренды кристаллизации хромшпинелидов в комплексе Падос-Тундра, Кольский полуостров // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Материалы XXIX молодежной научной школы-конференции памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова. Петрозаводск, Изд-во Кар. НЦ РАН, 2018, с. 76—79.

Николаев Г.С., Коптев-Дворников Е.В., Ганин В.А., Гриневич Н.Г. Пространственная структура Бураковско-Аганозерского расслоенного массива и распределение петрогенных компонентов в его разрезе // Отечественная геология, 1995, № 10, с. 56—64.

Николаева И.В., Палесский С.В., Чирко О.С., Черноножкин С.М. Определение основных и примесных элементов в силикатных породах методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой после сплавления с LiBO_2 // Аналитика и контроль, 2012, т. 16, № 2, с. 134—142.

Рябчиков И.Д. Механизмы и условия магнообразования в мантийных плюмах // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 548—555.

Серов П.А., Стешенко Е.Н., Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С., Баянова Т.Б. Палеопротерозойский хромитоносный интрузив Падос-Тундра (Кольский полуостров): новые Sm-Nd данные о возрасте ритмично-расслоенной серии. Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. Апатиты, Изд-во КНЦ РАН, 2018, с. 323—326.

Смолюкин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб, Наука, 1992, 272 с.

Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1293—1334.

Ariskin A.A., Kislov E.V., Danyushevsky L.V., Nikolaev G.S., Fiorentini M.L., Gilbert S., Goe-mann K., Malyshev A. Cu-Ni-PGE fertility of the Yoko-Dovyren layered massif (northern Transbaikalia, Russia): thermodynamic modeling of sulfide compositions in low mineralized dunite based on quantitative sulfide mineralogy // Miner. Deposita, 2016, v. 51, p. 993—1011.

Arndt N.T. Thick, layered peridotite-gabbro lava flows in Munro Township, Ontario // Can. J. Earth Sci., 1977, v. 14, p. 2620—2637.

Arndt N.T. Differentiation of komatiite flows // J. Petrol., 1986, v. 27 (2), p. 279—301.

Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Martin R.F. A novel mechanism of spheroidal weathering: a case study from the Monchepluton layered complex, Kola Peninsula, Russia // Bull. Geol. Soc. Finl., 2015, v. 87, p. 79—85.

Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Halkoaho T.A.A., Konnunaho J.P. The origin of spheroidal patterns of weathering in the Pados-Tundra ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia // Bull. Geol. Soc. Finl., 2016, v. 88, p. 105—113.

- Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Martin R.F.** The structure and cryptic layering of the Pados-Tundra ultramafic complex, Serpentine belt, Kola Peninsula, Russia // *Bull. Geol. Soc. Finl.*, 2017a, v. 89, p. 35—56.
- Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Tolstykh N.D., Shvedov G.I., Korolyuk V.N.** Compounds of Ru–Se–S, alloys of Os–Ir, framboidal Ru nanophases and laurite–clinocllore intergrowths in the Pados-Tundra complex, Kola Peninsula, Russia // *Eur. J. Mineral.*, 2017b, v. 29, p. 613—621.
- Barkov A.Y., Korolyuk V.N., Barkova L.P., Martin R.F.** Double-front crystallization in the Chapesvara ultramafic subvolcanic complex, Serpentine Belt, Kola Peninsula, Russia // *Minerals*, 2019, v. 10, p. 14.
- Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Korolyuk V.N., Barkova L.P., Martin R.F.** Anomalous chromite–ilmenite parageneses in the Chapesvara and Lyavarakka ultramafic complexes, Kola Peninsula, Russia // *Period. Mineral.*, 2020, v. 89, p. 299—317.
- Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Barkova L.P., Korolyuk V.N., Martin R.F.** Zones of PGE–chromite mineralization in relation to crystallization of the Pados-Tundra ultramafic complex, Serpentine Belt, Kola Peninsula, Russia // *Minerals*, 2021, v. 11, p. 68.
- Chernosky J.V., Jr.** The upper stability of clinocllore at low pressure and the free energy of formation Mg–cordierite // *Am. Mineral.*, 1974, v. 59, p. 496—507.
- Chistyakov A.V., Sharkov E.V.** Petrology of the Early Paleoproterozoic Burakovsky complex, southern Karelia // *Petrology*, 2008, v. 16 (1), p. 63—86.
- Craig J.R., Scott S.D.** Sulfide phase equilibria. Sulfide mineralogy // *Rev. Miner., Mineral. Soc. Am.*, Washington, D.C., 1974, v. 1, p. CS1–CS110.
- Fyfe W.S.** On the relative stability of talc, anthophyllite, and enstatite // *Am. J. Sci.*, 1962, v. 260, p. 460—466.
- Grove T.L., Parman S.W.** Thermal evolution of the Earth as recorded by komatiites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 219, p. 173—187.
- Hanski E., Huhma H., Rastas P., Kamenetsky V.S.** The Palaeoproterozoic komatiite–picrite association of Finnish Lapland // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 855—876.
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J.** Thermal history of the Earth and its petrological expression // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010, v. 292, p. 79—88.
- Jamieson H.E., Roeder P.L.** The distribution of Mg and Fe²⁺ between olivine and spinel at 1300 °C // *Am. Mineral.*, 1984, v. 69, p. 283—291.
- Jenkins D.M., Ventura G.D., Oberti R., Bozhilov K.** Synthesis and characterization of amphiboles along the tremolite–glaucophane join // *Am. Mineral.*, 2013, v. 98, p. 588—600.
- Le Bas M.J.** IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, p. 1467—1470.
- McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.
- Nesbitt R.W., Sun S.S., Purvis A.C.** Komatiites: geochemistry and genesis // *Can. Mineral.*, 1979, v. 17, p. 165—186.
- Nikolaeva I.V., Palesskii S.V., Kozmenko O.A., Anoshin G.N.** Analysis of geologic reference materials for REE and HFSE by inductively coupled plasma–mass spectrometry (ICP–MS) // *Geochem. Int.*, 2008, v. 46 (10), p. 1016—1022.
- Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schönberg C.-D., Nemchin A.A.** Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, south-eastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1997, v. 61, p. 1205—1222.
- Radiometric age** determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences / Ed. M. Vaasjoki. *Geol. Surv. Finl., Spec. Paper 33*, 2001, 279 p.
- Robin-Popieul C.C.M., Arndt N.T., Chauvel C., Byerly G.R., Sobolev A.V., Wilson A.A.** New model for Barberton komatiites: deep critical melting with high melt retention // *J. Petrol.*, 2012, v. 53, p. 2191—2229.
- Rollinson H.** The Archean komatiite-related Inyala chromitite, southern Zimbabwe // *Econ. Geol.*, 1997, v. 92, p. 98—107.
- Sharkov E.V., Bogatkov O.A., Grokhovskaya, T.L., Chistyakov A.V., Ganin V.A., Grinevich N.G., Snyder G.A., Taylor L.A.** Petrology and Ni–Cu–Cr–PGE mineralization of the largest mafic pluton in Europe: the Early Proterozoic Burakovsky layered intrusion, Karelia, Russia // *Int. Geol. Rev.*, 1995, v. 37 (6), p. 509—525.
- Sugaki A., Kitakaze A.** High form of pentlandite and its thermal stability // *Am. Mineral.*, 1998, v. 83, p. 133—140.
- Sun S.-S., Nesbitt R.W.** Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1978, v. 65, p. 301—325.
- Wilson A.H.** The Late-Paleoarchean ultra-depleted Comondale komatiites: Earth’s hottest lavas and consequences for Eruption // *J. Petrol.*, 2019, v. 60, p. 1575—1620.

Поступила в редакцию 25 сентября 2020 г.,
принята в печать 28 мая 2021 г.