

# Коматиитовые субвулканы массива горы Ханлаута, Серпентинитовый пояс, Кольский полуостров

Барков А. Ю., Никифоров А. А., Изох А. Э., Королук В. Н.

## Аннотация

Впервые исследованы проявления ультрамафитов субвулканического генезиса у подножья горы Ханлаута (Кольский по-в) 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 микро-тонкозернистым гарцбургитом с резко подчинённым ортопироксенитом и обладает скрыто зональным строением. Оно имеет субширотное простирание, небольшие размеры с видимой мощностью ~0,2 км и обладает «блоковым» строением коренных выходов, отражающих интенсивное растрескивание тела в ходе дегазации и резкого охлаждения исходного коматиитового расплава. Проявления кристаллитов оливина,  $Fo_{83}$ , с размерностью индивидов  $\leq 10-30$  мкм по ширине и обнаруженный элемент столбчатой отдельности (гексагонального сечения) согласуются 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 акцессорных хромшпинелидов с максимальными значениями  $Mg\#$  (более 20) в зоне I. Породы массива горы Ханлаута содержат второстепенный ортопироксен ( $Mg\# 86,3-87,2$ ), амфиболы серии тремолит-актинолит и антофиллит автометасоматического происхождения, и проявления других акцессорных минералов: ильменита, гематита (~15 мол.% эсколаита,  $Cr_2O_3$ , в твёрдом растворе), одно- и двухфазные зёрна сульфидов (локально в сростании с гематитом) со сростаниями  $Co$ -содержащего пентландита ( $Ni/Fe 0,9-1,3$ ; 1,00-16,74 мас.%  $Co$ ; 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, рудогенных, редкоземельных и высокочargedных литофильных элементов, а также вариации составов и кристаллизационные тренды хромшпинелидов весьма близки и хорошо согласуются с сопоставляемыми из дифференцированных силлов Чапесвара, также ассоциирующих с массивом Падос-Тундра. Полученные данные доказывают комагматичность массива горы Ханлаута дифференцированным силлам Чапесвара, а также расслоенному массиву Падос-Тундра. Все они кристаллизовались из весьма примитивной, высокомагнезиальной и сравнительно обогащённой железом и хромом магмы, соответствующей Al-недеплетированным коматиитам и относятся к единой субвулканоплутонической ассоциации, входящей в мегаструктуру Серпентинитовый пояс-пояс Тулппио (СП – ПТ) потенциально палеопротерозойского возраста.

## Ключевые слова:

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

25 сент 2020 (предст.) 15 марта, 28 мая 2021 (исправл.)

УДК 552.321.6 (552.13, 550.4.02)

## **Коматиитовые субвулканиды массива горы Ханлаута, Серпентинитовый пояс (Кольский полуостров)**

**А.Ю. Барков<sup>1</sup>, А.А. Никифоров<sup>1</sup>, Л.П. Баркова<sup>1</sup>, А.Э. Изох<sup>2</sup>, В.Н. Королюк<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Лаборатория промышленной и рудной минералогии (ЛПРМ), Череповецкий государственный университет, 162600, г. Череповец, просп. Луначарского, 5, Россия*

<sup>2</sup> *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, СО РАН, 630090, г. Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Впервые исследован массив ультрамафитов субвулканического генезиса у подножья горы Ханлаута (Кольский по-в) 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 микро-тонкозернистыми гарцбургитами с резко подчинёнными ортопироксенитами и обладает скрыто зональным 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 акцессорных 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 антофиллитом автотомасоматического происхождения. В качестве акцессорных минералов присутствуют зёрна ильменита, гематита (~15 мол.% эсколаита, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, в твёрдом растворе), одно- и двухфазные зёрна 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 обогащённой 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**

For the first time, exposures of ultramafic rocks of subvolcanic origin were 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 compositions, which hosts zones of chromitite and unconventional PGE mineralization. The ultramafic body is composed of micro- to fine-grained harzburgite and a subordinate orthopyroxenite, and displays a cryptically zoned structure. The body displays a sub-longitudinal strike and has a small size with an apparent thickness of ~0,1 km; the exposed outcrops exhibit a blocky surface due to extensive cracking as a result of degassing and rapid cooling of a komatiitic parental melt. Elements of columnar parting were recognized, which have a hexagonal shape in cross-section, and are consistent with the subvolcanic origin inferred. Two zones are divided. Zone I is formed by a more magnesian olivine having values of Mg# index of 86,0-87,9 (0,15-0,21 wt.% MnO). Olivine grains are notably less magnesian in Zone II, Mg# 81,8-84,1, and invariably contain higher amounts of manganese (0,19-0,30 wt.% MnO). The presence of this zoning is corroborated by the lateral distribution of accessory grains of chromian spinels which display maximal values of Mg# (greater than 20) in Zone I. The rocks investigated at Khanlauta also contain subordinate quantities of orthopyroxene (Mg# 86,3-87,2), amphiboles of the tremolite-actinolite series and anthophyllite of deuteric (autometasomatic) origin along with occurrences of accessory minerals: ilmenite, hematite (~15 mol.% escholaite, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, in solid solution), mono- and diphase grains of sulfides in the form of intergrowths of Co-bearing pentlandite (Ni/Fe 0,9-1,3; 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 likely moved in a western direction, causing the formation of Zone II from a more fractionated melt having a notably lower magnesianity. A sharp buildup in levels of oxygen fugacity locally caused the development of anomalous parageneses of chromite and ilmenite, in which the observed Mg# values of ilmenite are greater considerably than those of the coexisting chromite.

Geochemical whole-rock characteristics based on major, minor and trace elements (including large ion lithophile elements, REE and high-field strength elements), as well as compositions and trends of chromian spinels, are consistently close to those compared for differentiated (zoned) sills at Chapesvara, which are associated closely with the Pados-Tundra layered complex. The obtained data indicate the existence of comagmatic relationships between the Khanlauta body, zoned sills at Chapesvara and the layered Pados-Tundra complex. All of them crystallized from a primitive komatiitic magma (Al-undepleted), which is highly magnesian and enriched comparatively in Fe and Cr. Thus, they belong to a single subvolcano-plutonic association and form a part of megastructure “Serpentine belt – Tulppio belt” (SB–TB) of potentially Paleoproterozoic age.

*Mount Khanlauta massif, Pados-Tundra layered massif, subvolcano-plutonic associations, Al-undepleted komatiites, dunit-harzburgite-orthopyroxenite complexes, ultramafic rocks, highly magnesian associations, Serpentine belt, Kola Peninsula, Fennoscandian Shield*

### Введение

Серпентинитовый 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:  $2485 \pm 77$  млн. лет по данным Sm-Nd метода [Серов и др., 2018]. Протяжённость 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., 2020]. Минералы ЭПГ формируют включения в зёрнах хромшпинелидов в стратиформных зонах хромититов Дунитового блока. Они преимущественно (более 80% зёрен) представлены необычными сростаниями лаурита с микрокристаллами клинохлора. Присутствуют соединения сульфоселенидов и селенидов рутения серии  $\text{Ru}(\text{S}, \text{Se})_2 - \text{RuSe}_2$ , а также фрамбоидальные фазы самородного рутения, которые не известны в других платиноносных комплексах [Barkov et al., 2017b].

Даже в узко региональном масштабе протяжённость Серпентинитового пояса превышает 30 км. Входящие в его состав ультрамафиты распространены в приграничной области Кольского по-ва и прослеживаются далее в западном направлении на территории Финляндии, где выделяется пояс Тулппио [e.g., Vaasjoki, 2001]. Степень серпентинизации ультрамафитов Серпентинитового пояса, отражённая в его названии, варьирует от

незначительных аутометасоматических изменений до всецело расланцованных и изменённых разновидностей, особо характерных району г. Карека-Тундра. Л.А. Виноградов (1971) распространял общую протяжённость пояса до ~200 км, относя ультрабазитовые тела к формации альпинотипных гипербазитов и включая в него дунит-гарцбургит-ортопироксенитовый массив Ляварака (Хлебная Варака) [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-недеплезированной 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 минералогическое изучение массива ультрамафитов субвулканического происхождения, ранее неизученных и находящихся у подножья горы Ханлаута примерно в 2 км от юго-западной оконечности расслоенного массива Падос-Тундра (рис. 2а). На основе сопоставления новых данных с предыдущими исследованиями дифференцированных силлов комплекса Чапесвара [Barkov et al., 2019, 2020] мы относим проявления коматиитового магматизма массива горы Ханлаута к единой (с этими силами 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: рис. 2б). Наблюдаемое «блоковое» строение коренных выходов (рис. 3а, б) обусловлено не только тектоническим воздействием, но и, 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), вероятно находящихся на месте их первичного залегания. В соответствии со степенью обнажённости и геологическими

особенностями района нами охарактеризовано 20 проб, представляющих зоны I и II по разрезам, в целом ориентированным вкрест простирания прослеженного геологического тела (рис. 2б). Зона I сложена отчётливо более высокомагнезиальными парагенезисами оливина и хромшпинелидов (рис. 2в, г), отражая, таким образом, скрытую зональность тела. Нами обнаружен фрагмент столбчатой отдельности (рис. 3б), обычно характерной для центральных частей базальтовых потоков и редко наблюдаемой в телах коматиитов или других высокомагнезиальных вулканитов.

Ультрамафитовые породы массива горы Ханлаута преимущественно представлены гарцбургитами с единичными выходами оливиновых ортопироксенитов. Породы темноокрашенные до чёрных, микро- или тонкозернистые, сохранившие первичные структуры и минеральные ассоциации (рис. 4а-г, 5а-е). Породы весьма прочные и при отборе проб часто формируют режущие кромки и тонкие стекловатые сколы, на поверхности которых иногда заметны очертания крупных (до 2 см и более) пойкилокристаллов ортопироксена, всецело или частично замещённого ассоциацией кальциевого и железо-магнезиального амфиболов, т.е. тремолита и антофиллита, соответственно. Сходные структуры характерны для ультрамафитов массива Падос-Тундра (и Мончеплутону), в которых развиты крупные сфероидные ойкокристаллы ортопироксена, всецело замещённого 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 Cr аналитическими являлись линии  $K\alpha$ . Для хрома выбрана менее интенсивная линия  $K\beta_1$ , свободная от наложения мешающего излучения V. Для компенсации потери интенсивности регистрация проведена на светосильном спектрометре. Наложение линии  $TiK\beta_1$  на  $VK\alpha$  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 магниального 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  $1\sigma$ ):  $\leq 0,01$  мас.% для Cr,  $< 0,01$  мас.% для Mg, Ni, Ca, Al и Mn, и  $\leq 0,02$  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:  $\leq 0,01$  (Mg, Fe, Ca, K, Mn, Cr, Ti),  $\leq 0,02$  (Al, Na),  $\leq 0,03$  мас.% (Si). В ходе аналитических работ применялась программа коррекций ZAF. Точность и воспроизводимость аналитических процедур оценивалась специальными тестами [Королюк 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  $FeK\alpha$ ,  $CuK\alpha$ ,  $SK\alpha$  (стандарт  $CuFeS_2$ ),  $CoK\alpha$ ,  $NiK\alpha$  (сплав FeCoNi),  $AsL\alpha$  ( $FeAsS$ ),  $PbM\alpha$  ( $PbS$ ) и учитывалось слабое наложение линий  $FeK\beta$  на  $CoK\alpha$  и  $SK\alpha$  на  $PbM\alpha$ . Пересчет измеренных интенсивностей осуществлялся по стандартной процедуре Phi-Rho-Z.

### ***Геохимические особенности ультрамафитов***

Результаты геохимических исследований представлены в табл. 1, 2 и на рис. 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.%; табл. 1) и содержаниями примесей несовместимых высокозарядных литофильных (ВЛЭ) и редкоземельных элементов (РЗЭ), а также отсутствием отрицательной европиевой аномалии в спектре РЗЭ (рис. 8), нормированном по хондриту CI [McDonough, Sun, 1995].

Среднее значение индекса магнезиальности пород, выраженного в значениях молекулярных отношений:  $(Mg\#) = 100 \text{ MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}_{\text{общ.}}+\text{MnO})$ , в ультрамафитах массива горы Ханлаута составляет 86,1 ( $n=10$ : табл. 1, где  $n$  является числом проанализированных проб или, далее, 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 Ханлута (табл. 1) характерны заметно низкие значения CaO и глинозёма (рис. 6а, 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 (рис. 6б) отражает модальные вариации оливина (~65-85 об.%) и составы оливина, как основного никельсодержащего породообразующего 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 протяжённую линию эволюционного тренда на диаграмме MgO–SiO<sub>2</sub> (мас.%; рис. 6д), где один из составов (KHN-16) ложится в поле коматиитов пояса Барбертон, Южная Африка, по [Grove, Parman, 2004]. Условная середина линии тренда отвечает гипотетическому продлению поля составов коматиитов р-на Мунро (Канада) в более высокомагнезиальную область. На диаграмме TiO<sub>2</sub>–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (мас.%; рис. 6е) составы массива горы Ханлаута ложатся в поле низко-Al и низко-Ti составов, соответствующих Al-недеплетированным коматиитам барбертонского пояса по [Robin-Popieul et al., 2012].

Уровни и вариации ВЛЭ и РЗЭ, и значений индексов  $(Gd/Yb)_N - Eu/Eu^*$  (рис. 7г; 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 (рис. 6г, 7а-г). Как отмечалось, спектры РЗЭ (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 отчётливо варьирует по латерали (рис. 2в, г, 9а, б, табл. 3). В этой связи в пределах исследованного тела выделяются зона I, слагаемая более магнезиальным (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 (рис. 9б). Примесь никеля менее чувствительна в этом отношении и не обнаруживает столь отчётливых корреляций с магнезиальностью оливина (рис. 9а).

В дифференцированном силле Чапесвара-II (рис. 9а, б) состав оливина ( $Fo_{84-89,5}$ ) 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 ультрамафитах 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, к примеру, в пробе КНН-19 (рис. 4г, табл. 3), находящейся в непосредственной близости к предполагаемому контакту ультрамафитового тела (рис. 2б). 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 (КНН-1F, 4). Общей особенностью ультрамафитов субвулканоплутонической ассоциации массива Падос-Тундра является, в целом, значительная подверженность ортопироксена процессам автотметасоматического 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  $Wo_{2,6-2,8}En_{85,9-86,5}Fs_{10,9-11,4}$  (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: первичномагматического и вторичного ортопироксена, который сформирован в процессе замещения первичного Орх и резко обеднён всеми примесями: Ca, Al и Cr [Barkov et al., 2019].

### ***Кальциевые и железо-магнезиальные амфиболы, и вторичная ассоциация***

Амфиболы представлены двумя минеральными видами: кальциевым амфиболом серии тремолит-актинолит и тесно ассоциирующим с ним железо-магнезиальным амфиболом, относящимся к антофиллиту (рис. 4в, г). Оба амфибола в этом парагенезисе формируются на стадии автометасоматоза, 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 магнезиальности пород, и в массиве горы Ханлаута они, в целом, несколько менее магнезиальны, 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 (рис. 9г).

Составы тремолита в массиве горы Ханлаута ( $n=61$ ; рис 9в) и силлах Чапесвара обнаруживают единые тренды и однотипные изоморфные замещения, отвечающие за вхождение натрия в кристаллическую структуру. В общей совокупности составов, задействованных в приведённом сопоставлении ( $n=163$ ; рис. 9в), 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 подчёркивает родственность массивов горы Ханлаута и силлов Чапесвара, свидетельствуя о весьма сходных автометасоматических процессах при их формировании.

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

### ***Хромшпинелиды***

Акцессорным хромшпинелидам (размерность зёрен до 0,3 мм; рис. 4а, 5а, б) характерны довольно протяжённые тренды и значительные ряды составов, выявленные в отношении как главных, так и второстепенных и малых элементов (рис. 10а-г, 11а-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 зёрен хромшпинелидов (табл. 4) также однотипна и подобна образцам из родственных массивов [Barkov et al., 2019, 2020, 2021]. Характерно развитие диффузных краевых зон (рис. 4а; табл. 4), в составе которых значительно возрастают расчётные значения окисного железа и растёт величина индекса  $Fe^{3+\#}$  [ $100Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ ], указывая на более высокую фугитивность кислорода ( $fO_2$ ) в системе. В процессе кристаллизации зональных кристаллов и, в целом, в ходе формирования хромитовых минеральных ассоциаций происходит закономерное снижение значений индекса  $Mg\#$  [ $100Mg/(Mg+Fe^{2+}+Mn)$ ] и взаимосвязанных друг с другом содержаний магния и алюминия, коррелирующих прямо пропорционально (рис. 11а) 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 (рис. 11а), в кристаллизующихся зонах и зёрнах хромшпинелидов растут содержания  $Fe_{\text{общ.}}$ ,  $Fe^{3+}$  ( $Fe_2O_{\text{звыч.}}$ ), примесей Ni, V, Ti (в форме ульвошпинели), а также возрастают значения индексов  $Fe^{3+\#}$  и  $Cr\#$  [ $100Cr/(Cr + Al)$ ] (табл. 4, рис. 10б, 11а, в, г). Интересная отличительная особенность изученных зональных структур в зёрнах хромшпинелидов горы Ханлаута заключена в обогащении их центральных (ядерных) зон цинком, содержания которого неизменно понижаются к кайме (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 (рис. 10в) 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 (рис. 10в), и обнаруживают

наблюдаемую в составах положительную корреляцию цинка с магнием, поскольку цинк преимущественно входит в ранние, ядерные зоны кристаллов (табл. 4). Аналогичные уровни ( $\sim 1$  мас.% ZnO) установлены в ядрах зональных кристаллов магнезиохромита из расслоенного массива Падос-Тундра [Barkov et al., 2017b, 2021].

В целом, марганец распределён довольно специфическим и подобным 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 (рис. 10а). 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; рис. 10а). Сложный характер взаимосвязей и ковариаций в содержаниях примесей цинка и марганца в хромшпинелидах показан на рис. 10г. Формы прослеживаемых там полей составов несколько напоминают искажённый 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 (рис. 10 г). Отметим, что никель (рис. 10б) и, в менее отчётливой форме, ванадий (рис. 11б) вполне определённо демонстрируют «несовместимый» характер поведения с возрастанием их относительных содержаний при кристаллизации маломагнезиальных фаз хромшпинелидов в условиях понижающейся температуры.

Исходно высокие значения и возрастание уровней  $fO_2$  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 зёрна 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  $fO_2$  и их дальнейший рост в ходе продолжающейся кристаллизации. 3) Документировано развитие экссолюционных ламелей 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 обогащённые  $Fe^{3+}$  составы, не могут увязываться с процессом частичной серпентинизации оливина (рис. 4а), поскольку серпентинизация

сопровождается восстановительными, а не окислительными условиями.

### ***Ильменит и аномальные хромит-ильменитовые парагенезисы***

Ильменит является ассоциирующим акцессорием, присутствуя в качестве небольших самостоятельных зёрен размером до ~50 мкм, сростаний или выделений экссолюционного генезиса (кристаллографически ориентированных ламелей: рис. 5а), локализованных в зёрнах хромита. Состав его 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  $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ , обуславливающей относительный рост значений Mg#, что является отражением резкого возрастания уровня  $fO_2$  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-Ilm парагенезисе в образце KHN-2, где проанализированы два типовых кристалла хромита, содержащих экссолюционные (ламеллярные) фазы сосуществующего с ним ильменита. Составы двух зёрен хромита определены по данным микрозондового анализа методом волновой спектроскопии:  $TiO_2$  1,74, 1,68,  $Al_2O_3$  1,00, 0,90,  $Cr_2O_3$  39,80, 38,65,  $V_2O_5$  0,30, 0,27,  $FeO_{общ.}$  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 четырёх атомов кислорода и принципа баланса зарядов, имеют вид:  $(Fe^{2+}_{0.93-0.94}Mg_{0.08}Mn_{0.02}Zn_{<0.01}Ni_{<0.01})_{\Sigma 1.04}(Cr_{1.12-1.15}Fe^{3+}_{0.70-0.74}Ti_{0.05}Al_{0.04}V_{\leq 0.01})_{\Sigma 1.96}O_4$ . Значения индекса 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  $fO_2$  в системе был довольно высок уже на стадии нуклеации кристаллов хромита, однако рост  $fO_2$  между тем продолжился и даже усилился к завершающему этапу формирования Chr-Ilm парагенезиса с кристаллизацией аномально магнезиальных ламелей ильменита из остаточного расплава, обогащённого накопившимся титаном. Такой сценарий убедительно подтверждается развитием в той же ассоциации прожилковидных, пластинчатых и игольчатых выделений гематита. Составы разных текстурных форм гематита в образце KHN-2 довольно постоянны:  $TiO_2$  <0,01,  $Al_2O_3$  0,13,  $Cr_2O_3$  0,19-0,22,  $V_2O_5$  0,01-0,02,  $FeO_{общ.}$  90,11-90,32 ( $Fe_2O_{3\text{выч.}}$  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  $(\text{Fe}^{3+}_{1.99}\text{Mg}_{0.01-0.02}\text{Zn}_{<0.01}\text{Cr}_{<0.01}\text{V}_{<0.01})_{\Sigma 2.00}\text{O}_3$ .

Представительные составы выделений ламеллярного ильменита, образующего экссолюционные включения во вмещающем хромите двух ранее обсуждаемых кристаллов, следующие:  $\text{TiO}_2$  52,02, 52,45,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  <0,01,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  1,78, 1,64,  $\text{V}_2\text{O}_5$  0,52, 0,45,  $\text{FeO}$  41,01, 39,73,  $\text{MnO}$  0,90, 0,86,  $\text{MgO}$  4,21, 4,81,  $\text{NiO}$  0,10, 0,06,  $\text{ZnO}$  0,03, <0,01, сумма 100,57, 100,0 мас.%, соответственно. Их формулы имеют вид  $(\text{Fe}_{0.81-0.84}\text{Mg}_{0.15-0.18}\text{Mn}_{0.02}\text{Ni}_{<0.01}\text{Zn}_{<0.01})_{\Sigma 1.01-1.02}(\text{Ti}_{0.96-0.97}\text{Cr}_{0.03}\text{V}_{0.01})_{\Sigma 1.00-1.01}\text{O}_3$ . 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 (рис. 5д, е) также показывают значительное обогащение магнием в узких пластинчатых выделениях ильменита экссолюционного происхождения.

### ***Гематит и твёрдый раствор с эсколаитом***

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 сростаниях с другими оксидами или сульфидными минералами (рис. 5г). 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 образце КНН-14 обнаружена фаза

$(\text{Fe}^{3+}_{1.63}\text{Cr}_{0.30}\text{Ti}_{0.03}\text{Mg}_{0.02}\text{Ni}_{0.01})_{\Sigma 1.99}\text{O}_3$  промежуточного члена серии твёрдого раствора гематит – эсколаит ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ). Фаза обладает повышенным содержанием эсколаитового компонента (~15 мол.%) и представляет особый интерес, поскольку в природных твёрдых растворах системы гематит – эсколаит – карелианит ( $\text{V}_2\text{O}_5$ ) промежуточные фазы серии гематит-эсколаит с преобладанием гематитового компонента редки и единичны. Этот оксидный минерал (табл. 6) содержит ощутимо значимые примеси титана (1,47-1,51 мас.%  $\text{TiO}_2$ ) и дивалентных элементов (0,46-0,51 мас.%  $\text{MgO}$ ; 0,46-0,49 мас.%  $\text{NiO}$ ; 0,26-0,28 мас.%  $\text{MnO}$ ), что вполне может интерпретироваться как отражение механизма парного изоморфного замещения:  $\text{Ti}^{4+} + (\text{Mg} + \text{Ni} + \text{Mn})^{2+} \rightarrow 2\text{Fe}^{3+}$ .

### ***Сульфидная ассоциация***

Сульфидные минералы слагают моно- и дифазные зёрна размерностью до 0,1 мм

(рис. 5б-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 расчёте 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 отмечается в ассоциации с минералами серии кобальтин-герсдорфит в ультрамафитах горы Карека-Тундра (наш данные). Таким образом, сульфидная минерализация массива горы Ханлаута разделяет Co-содержащий, высоконикелевый характер, присущий другим представителям Серпентинитового пояса.

### Обсуждение результатов и выводы

#### *Особенности кристаллизации массива горы Ханлаута*

Наши данные свидетельствуют о приповерхностной кристаллизации скрыто зонального тела массива горы Ханлаута, сложенного гарцбургитом и резко подчинённым ортопироксенитом, в результате внедрения сравнительно небольшого объёма коматиитового 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 подчинённого антофиллита, отражая эффективное накопление кальция и воды в остаточном флюиде на стадии автотометасоматоза. 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  $\sim 700-800^{\circ}\text{C}$ , что согласуется с экспериментальными данными. Ассоциация энстатит + кварц конвертируется в антофиллит в присутствии воды в системе при  $670-800^{\circ}\text{C}$  и давлении 2 кбар [Fyfe, 1962], тогда как тремолит формируется при  $840^{\circ}\text{C}$  и 6 кбар [Jenkins et al., 2013]. Близкая температура кристаллизации ассоциирующего клинохлора определяется верхним пределом его термальной стабильности:  $\leq 880^{\circ}\text{C}$  [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 ламели в зёрнах 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 коматиитовой 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 пресыщен 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. Зёрна и срастания кобальтсодержащего пентландита с хизлевудитом (и гематитом: рис. 5г) формировались из гидротермального флюида на субмагматической стадии. Вероятные температуры формирования сульфидного парагенезиса могут быть оценены в  $\sim 600^{\circ}\text{C}$ . Максимальная термальная стабильность хизлевудита ( $556^{\circ}\text{C}$ ) близка пентландиту ( $610^{\circ}\text{C}$ ) и несколько повышается для обогащённых кобальтом фаз пентландита:  $\sim 630^{\circ}\text{C}$  [Craig, Scott, 1974]. Высокотемпературная форма пентландита (полиморфа кубической модификации) стабильна до  $865^{\circ}\text{C}$  [Sugaki, Kitakaze, 1998], однако маловероятна для нашей ассоциации, поскольку нестабильна и трансформируется в «обычный» пентландит с понижением температуры. Тесная ассоциация сульфидных фаз с гематитом (рис. 5в, г) свидетельствует об их кристаллизации при высоких уровнях  $f\text{O}_2$  превышающих значения магнетит-гематитового буфера, что согласуется с развитием аномальных  $\text{Ilm-Nem}$  парагенезисов в этих ультрамафитовых ассоциациях. Мы допускаем, что окислительные условия



обуславливали сравнительный дефицит  $\text{Fe}^{2+}$  в системе, вызванный конверсией  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ , 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., 2020; Barkov et al., 2020, 2021]. Прогрессивный рост значений  $f\text{O}_2$  связывается с потерей системой водорода в результате везикуляции (отделения микропузырей) и диссоциации  $\text{H}_2\text{O}$ , произошедших в ходе дегазации и снижения общего давления при кристаллизации коматиитовой магмы в субвулканической обстановке [Barkov et al., 2019, 2020, 2021].

### ***Палеопротерозойская субвулкано-плутоническая ассоциация района Падос-Тундра***

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

Расслоенный массив Падос-Тундра и сопровождающие его тела комагматических 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 (рис. 1): палеопротерозойского Лапландского гранулитового террейна (пояса) и Беломорского составного террейна архейского возраста [cf. Балаганский, Глебовицкий, 2005; Балаганский и др., 2016]. Становление вулкано-плутонической ассоциации района Падос-Тундра связано с развитием коллизионного меланжа пояса Танаэльв, подстилающего Лапландский гранулитовый террейн, который является составной частью палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена (рис. 1). По нашим экспедиционным наблюдениям дифференцированные силлы субвулканитов комплексов Чапесвара и Лотмвара отчётливо 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 субвулканы массивов горы Ханлаута и Чапесвара, должно быть также кристаллизовался на сравнительно небольших глубинах. Вместе с тем, ультрамафитовая интрузия Падос-Тундра обладает существенно более значительными объёмами родоначальной магмы и принципиально иной, лополитообразной формой магматической камеры, что способствовало более масштабной, длительной и эффективной кристаллизационной дифференциации с формированием дунитовой и ортопироксенитовой 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 всё же дунит-гарцбургит-ортопироксенитовый состав и в своём нынешнем состоянии в полной мере отражает своё исходное геологическое строение и структуру. Массив Малый Падос, тесно ассоциирующий с массивом Падос-Тундра [Мамонтов, Докучаева 2005; Barkov et al., 2017a], с учётом 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-II, Лотмвара-I-II, Ханлаута и др.) в исследуемом районе в зоне развития коллизионного меланжа пояса Танаэла (рис. 1). Массив Падос-Тундра палеопротерозойского возраста  $2485 \pm 77$  млн. лет [Серов и др., 2018] является крупнейшим и ключевым, «реперным» объектом не только Серпентинитового пояса Кольского по-ва, но и всей единой, межрегиональной структуры палеопротерозойского коматиитового магматизма (дунит-гарцбургит-ортопироксенитовых интрузий и сопровождающих субвулканитов), включающей однотипные комплексы ультрамафитов пояса Тулппио в Финляндии [Vaasjoki, 2001]. Масштабы межрегионального палеопротерозойского коматиитового магматизма, вовлекающего интрузии и субвулканы 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 магнообразования в мантийных плюмах охарактеризованы в работе [Рябчиков, 2003]. Центральная часть плюма СП–ПТ предположительно соответствует наиболее масштабным проявлениям ультрабазитовых производных коматиитового магматизма, сформировавшего наиболее крупные массивы этой мегаструктуры: Падос-Тундра–Малый Падос, соседствующие с ними силлы 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-недеплезированной 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., 2020].

По нашим предварительным данным магнезиальность пород Серпентинитового пояса значительно понижается (до 22,67 мас.% MgO) в западном направлении. В реликтовых фрагментах зёрен оливина массива г. 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 магматизма связаны с дифференцированными потоками коматиитовых базальтов палеорифта Ветреный пояс [Puchtel et al., 1997; Куликов, 2008; 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<sub>93</sub>) и «Верхней контактной фации» силла Чапесвара-II (Fo<sub>92</sub>) [Barkov et al., 2017a, 2019, 2021; Барков и др., 2020]. Кроме того, по ряду других основных характеристик породы КВП существенно отличаются от представителей коматиитового магматизма Серпентинитового пояса. Так, серии КВП имеют значительно более низкую среднюю магниальность 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<sub>2</sub>, 0,62% TiO<sub>2</sub>, 12,0% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 10,4% FeO, 14,15% MgO, 8,96% CaO, 1,7% Na<sub>2</sub>O, 0,46 мас.% K<sub>2</sub>O [Куликов и др., 2011]. Отчётливо 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<sub>2</sub> также заметно повышены в породах КВП, контрастируя с общей деплетированностью Ti в ультрамафитах Серпентинитового пояса [табл. 1; Barkov et al., 2019, 2021]. Пикриты и пикробазальты Печенгской и Онежской структур, как производные более молодого пикритового магматизма (~2,1 млрд. лет), обогащены титаном ещё значительно (>1 мас.% TiO<sub>2</sub>; [Куликов, 1988; Смолькин, 1992], что свойственно и 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.% FeO<sub>общ.</sub>, и проанализированный состав оливина в ней соответствует Fo<sub>92</sub>. Этот состав сопоставим с наиболее высокомагнезиальными представителями коматиитов архейского пояса Барбертон и Коммондэйл в Южной Африке, где в качестве исходных рассматриваются расплавы, содержащие расчётные 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 расчётам [Robin-Popieul et al., 2012], исходная магма Al-недеплетированного коматиита района Комати содержит ~30 мас.%

MgO и ~12 мас.% FeO, соответствуя первоначальной кристаллизации Fo<sub>94</sub>. Аналогичная фаза (Fo<sub>94</sub>) 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 определённых сложностей уверенного разделения их производных по геохимическим и другим критериям в рамках существующей классификации [e.g., 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 палеопротерозойского расслоенного комплекса в Карелии [Николаев и др., 1995; Куликов и др., 2011], являющегося одним из крупнейших на Балтийском щите [Chistyakov, Sharkov, 2008].

### ***Заключительные комментарии***

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 субвулкано-плутонической ассоциации района Падос-Тундра, входящие в мегаструктуру Серпентинитовый пояс – пояс Тулппио (СП–ПТ), формировались из примитивной, весьма высокомагнезиальной и сравнительно обогащённой хромом и железом магмы, относящейся к типу Al-недеплементированных коматиитов. Таким образом, довольно протяжённая серия ультрабазитов массива горы Ханлаута (рис. 6д) сформирована процессами аккумуляции оливина и фракционной кристаллизации коматиитовой магмы в близповерхностных условиях.

Исходная коматиитовая магма субвулкано-плутонической 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<sub>общ.</sub>) сопоставима с наиболее высокомагнезиальными представителями коматиитов архейского пояса Барбертон в Южной Африке и вероятно является наиболее

высокомагнезиальным представителем коматиитовых расплавов на Фенноскандинавском щите.

Субвулканно-плутоническая 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 магматизма 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 магматизма, 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. Аriskину, д.г.-м.н. Е.В. Склярону и анонимному рецензенту за критические, но благожелательные и полезные комментарии. Выполненное исследование поддержано РФФИ (проект №19-05-00181). 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 Танаэлв / 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., Королюк В.Н.** Гипермагнезиальный оливин в расслоенных массивах Мончеплутон (F<sub>096</sub>) и Падос-Тундра (F<sub>093</sub>), Кольский полуостров // Геология и геофизика, 2021 (в печати).

**Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В.** Магматизм, тектоника, геодинамика Земли / Отв. ред. В.В. Ярмолук. 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 (Нотозёрский 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 ССР, 1981, с. 34-45.

**Карманова Н.Г., Карманов Н.С.** Универсальная методика рентгенофлуоресцентного силикатного анализа горных пород на спектрометре ARL-9900XP // Тезисы докладов VII Всероссийская конференция по рентгеноспектральному анализу, г. Новосибирск, 19-23 сентября 2011 г., г. Новосибирск, изд-во СО РАН, 2011, с. 126.

**Королюк В.Н., Нигматулина Е.Н., Усова Л.В.** О точности определения состава основных породобразующих 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 вулканиды 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 породобразующих 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, т. 27, №1, Госгеолтехиздат, М., 1958, с. 318-321.

**Никифоров А.А.** Ассоциации и тренды кристаллизации хромшпинелидов в комплексе Падос-Тундра, Кольский по-в // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Материалы XXIX молодежной научной школы-конференции памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и ак. РАН Ф.П. Митрофанова, Петрозаводск, изд-во Карельского 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  $\text{LiBO}_2$  // Аналитика и контроль, 2012, т. 16., № 2, с. 134-142.

**Рябчиков И.Д.** Механизмы и условия магмообразования 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, г. Апатиты, изд-во КНЦ РАН, 2018, с. 323-326.

**Смолькин 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.

**Шукевич А.М.** Отчет о геологической съемке в бассейне р.р. Ноты и Печи в 1932-1933 г.г. (Кольский полуостров). Северо-западный геологоразведочный трест всесоюзного геологоразведочного объединения "Союзгеологоразведка" ВСНХ СССР, Л., 1933, инв. №52.

**Ariskin A.A., Kislov E.V., Danyushevsky L.V., Nikolaev G.S., Fiorentini M.L., Gilbert S., Goemann 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. Depos., 2016, v. 51, 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., Korolyuk, V.N., Barkova, L.P., Martin, R.F.** Double-front crystallization in the Chapesvara ultramafic subvolcanic complex, Serpentinite Belt, Kola Peninsula, Russia // *Minerals*, 2019, v. 10, p. 14.

**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, Serpentinite Belt, Kola Peninsula, Russia // *Minerals*, 2021, v. 11, p. 68.

**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., Korolyuk V.N., Barkova L.P., Martin R.F.** Anomalous chromite–ilmenite parageneses in the Chapesvara and Lyavaraka ultramafic complexes, Kola Peninsula, Russia // *Period. di Mineral.*, 2020, v. 89., p. 299-317.

**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., Martin R.F.** The structure and cryptic layering of the Pados-Tundra ultramafic complex, Serpentinite 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.

**Chernosky J.V., Jr.** The upper stability of clinocllore at low pressure and the free energy of formation Mg-cordierite // *Amer. 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 (Ribbe P.H., Ed.) // *Sulfide mineralogy. Reviews in Mineralogy*, 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.

- Hanski E.J., Smolkin V.F.** Iron- and LREE-enriched mantle source for early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by the Pechenga ferropicrites, Kola Peninsula, Russia // *Lithos*, 1995, v. 34, p. 107-125.
- 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 Fe<sup>2+</sup> 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. Intern.*, 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, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1997, v. 61, p. 1205-1222.
- 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.
- 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 Archaean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1978, v. 65, p. 301-325.
- 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 // *Intern. Geol. Review*, 1995, v. 37(6), p. 509-525.

**Sharkov E.V., Chistyakov A.V.** The Early Paleoproterozoic Monchegorsk layered mafic-ultramafic massif in the Kola Peninsula: Geology, petrology, and ore potential // *Petrology*, 2012, v. 20(7), p. 607-639.

**Vaasjoki M.** (Ed.) Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences // *Geol. Surv. Finl., Spec. Paper 33*, 2001, 279 p.

**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.

## Подписи к рисункам

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

**Рис. 2а, б.** Местоположение района выполненного исследования у подножья горы Ханлаута (заштриховано на рис. 2а), близлежащего по отношению к расслоенному массиву Падос-Тундра, очертания которого оконтурены точечной линией на рис. 2а. На рисунке 2б 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.

**Рис. 2в, г.** Вариации (по латерали) значений индекса магнезиальности Mg# в составах зёрен оливина (рис. 2а) и хромшпинелидов (рис. 2б), установленные в ультрамафитах в районе у подножья 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 зелёного 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 рис. 2б.

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

**Рис. 4 а-г.** Изображения микроструктур ультрамафитов массива горы Ханлаута в обратнорассеянных электронах. Зональные зёрна хромшпинелидов с каймами (Chr) локализованы в межзерновом пространстве оливина (Ol) (рис. 4а). 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) (рис. 4в). Выделения, напоминающие кристаллиты оливина (Ol), отмечаются среди минералов аутометасоматического парагенезиса водосодержащих силикатов: кальциевого амфибола (Amp), антофиллита (Ath) и клинохлора (Chl), развившихся по всецело замещённому ими ортопироксену (рис. 4г).

**Рис. 5 а-г.** Изображения зёрен хромшпинелидов (Chr) и сульфидных минералов: кобальтсодержащего пентландита (Pn) и хизлевудита (Hzl), ассоциирующие с ильменитом (Ilm) и гематитом (Hem) среди водосодержащих силикатов (Sil).

**Рис. 5 д, е.** Цветные картины сканирования в характеристическом рентгеновском излучении магния (д) и титана (е), показывающие распределение и значительное обогащение магнием в кристаллографически ориентированных ламелях ильменита (Ilm), развитых в субидиоморфном зерне хромита (Chr; см. изображение на рис. 5а).

**Рис. 6 а-г.** Сопоставление содержаний MgO (мас.%) с CaO, NiO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (мас.%) (рис. 6а-в), а также V и Y (г/т) (рис. 6г) в ультрамафитовых породах массива горы Ханлаута и силле Чапесвара-II по [Barkov et al., 2019].

**Рис. 6д.** Диаграмма MgO – SiO<sub>2</sub> (мас.%), показывающая составы и линию эволюционного тренда ультрамафитов массива горы Ханлаута в сравнении со схематично изображёнными полями составов бонинитов, коматиитовых базальтов и коматиитов пояса Барбертон (Южная Африка), а также коматиитов о-ва Горгона (Колумбия) и р-на Мунро (Онтарио, Канада) с небольшими изменениями по [Grove, Parman, 2004].

**Рис. 6е.** Диаграмма TiO<sub>2</sub> – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (мас.%), показывающая составы ультрамафитов массива горы Ханлаута в сопоставлении с линиями трендов коматиитов разных типов (Al-деплементированные, Al-недеплементированные и Al-обогащённые) пояса Барбертон (Южная Африка) по [Robin-Porpieul et al., 2012].

**Рис. 7 а-г.** Сопоставление содержаний Zr – Nb (г/т), Nd – Sm (г/т), Hf – Th (г/т) и значений индексов (Gd/Yb)<sub>N</sub> – Eu/Eu\* в ультрамафитовых породах массива горы Ханлаута и силле Чапесвара-II по [Barkov et al., 2019].

**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 а, б.** Сопоставление значений индекса магнезиальности (Mg#) и содержаний примеси NiO (мас.%) (а) и MnO (мас.%) (б) в ультрамафитовых породах массивов горы Ханлаута и Чапесвара; ВКФ «Верхняя контактная фация» силла Чапесвара-II [Barkov et al., 2019].

**Рис. 9 в, г.** Диаграммы SiO<sub>2</sub> – Na<sub>2</sub>O (в) и MgO – MnO (г), показывающие вариации составов тремолита и антофиллита (в мас.%), соответственно, из ультрамафитов массива горы Ханлаута и силла Чапесвара [Barkov et al., 2019].

**Рис. 10 а-г.** Диаграммы MgO – MnO, MgO – NiO, MgO – ZnO и MnO – ZnO, показывающие вариации составов (в мас.%) хромшпинелидов в ультрамафитовых породах массивов горы Ханлаута и Чапесвара-I-II [Barkov et al., 2019].

**Рис. 11 а-г.** Диаграммы MgO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (мас.%), MgO – V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (мас.%), Mg# – Cr<sup>+</sup># и Mg# – Fe<sup>3+</sup># показывающие вариации составов хромшпинелидов в ультрамафитовых породах массивов горы Ханлаута и Чапесвара-I-II [Barkov et al., 2019].

**Таблица 1.** Содержания основных петрогенных элементов в ультрамафитах массива горы Ханлаута по результатам рентгенофлуоресцентного анализа (РФА)

	№ проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (общ.)	FeO (общ.)	MnO	MgO	Ca O	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	BaO
1	KHN-1F	44,06	0,09	2,11	9,63	8,67	0,15	35,58	1,36	0,23	0,08	0,02	0,01
2	KHN-5	46,68	0,12	2,23	8,40	7,55	0,14	33,29	1,56	0,17	0,05	0,03	<0,01
3	KHN-7	45,57	0,09	1,96	9,31	8,38	0,15	34,94	1,39	0,14	0,03	0,02	0,01
4	KHN-9	43,30	0,08	1,81	9,58	8,62	0,14	35,41	1,10	0,15	0,03	0,02	0,01
5	KHN-13	41,64	0,14	2,84	9,92	8,93	0,13	34,08	2,14	0,05	0,01	0,04	<0,01
6	KHN-14	35,71	0,16	3,14	11,53	10,38	0,07	35,70	0,14	0,04	0,01	0,05	0,01
7	KHN-15	36,98	0,17	2,89	16,75	15,07	0,16	30,42	1,19	0,08	0,01	0,02	0,01
8	KHN-16	49,92	0,18	4,29	9,21	8,29	0,20	26,14	4,71	0,21	0,02	0,02	<0,01
9	KHN-17	40,25	0,14	3,36	9,81	8,82	0,12	33,86	1,84	0,05	0,01	0,03	<0,01
10	KHN-20	40,11	0,11	2,89	11,51	10,36	0,13	32,72	2,77	0,07	0,01	0,03	0,01

SO <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	П.п.п.	Сумма (мас.%)	MgO / SiO <sub>2</sub>	Mg#
<0,03	0,01	0,96	0,18	4,79	99,28	1,20	88,0
<0,03	0,01	0,86	0,14	5,70	99,40	1,06	88,7
<0,03	0,01	0,97	0,17	4,74	99,51	1,14	88,1
<0,03	0,01	1,00	0,19	6,52	99,38	1,22	88,0
<0,03	0,01	0,77	0,20	7,73	99,75	1,22	87,2
<0,03	0,01	0,88	0,25	11,76	99,51	1,49	86,0
<0,03	0,02	3,28	0,19	7,07	99,26	1,23	78,2
<0,03	0,01	0,58	0,08	3,97	99,56	0,78	84,9
<0,03	0,01	0,66	0,19	8,86	99,22	1,25	87,2
0,11	0,01	1,19	0,21	7,42	99,31	1,22	84,9

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

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

	№ пробы	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu
1	KHN-1F	11,96	43,88	6529,6	98,4	1593,5	6,9
2	KHN-5	15,28	48,41	6125,3	84,4	1436,9	8,5
3	KHN-7	13,92	48,51	6752,3	102,5	1560,8	<5
4	KHN-9	12,08	46,07	7307,8	106,7	1730,4	6,3
5	KHN-13	13,79	56,69	5405,4	125,4	1786,8	<5
6	KHN-14	14,29	54,57	5873,5	154,9	2106,9	<5
7	KHN-15	12,06	120,05	23078,0	126,6	1623,0	6,2
8	KHN-16	27,46	83,21	3995,5	87,8	755,3	<5
9	KHN-17	19,34	55,47	4554,6	123,2	1759,8	<5
10	KHN-20	12,63	62,11	7584,0	115,3	1726,9	<5

Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs
54,4	1,06	14,5	1,35	5,1	0,22	<0.1
73,7	0,89	11,0	1,54	6,1	0,21	<0.1
55,0	1,06	9,4	1,18	4,1	0,18	<0.1
64,0	1,10	9,5	1,15	3,5	0,14	<0.1
43,6	0,89	11,4	3,5	21	0,79	<0.1
37,6	0,86	4,4	1,58	18,7	0,86	<0.1
164,2	2,9	6,0	1,45	9,9	0,25	<0.1
42,0	1,13	31	4,3	17,0	0,57	0,11
49,0	1,00	7,5	2,5	16,5	0,75	<0.1
53,3	1,13	12,9	1,90	10,3	0,39	<0.1

Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
5,9	0,52	1,12	0,15	0,61	0,13	0,034	0,17
<3	0,58	1,35	0,17	0,72	0,19	0,061	0,19
<3	0,62	1,18	0,16	0,63	0,13	0,037	0,17
<3	0,53	1,15	0,15	0,54	0,12	0,025	0,15
<3	1,63	3,6	0,47	2,0	0,51	0,092	0,52
<3	1,32	3,1	0,39	1,70	0,31	0,044	0,25
5,4	0,55	1,76	0,16	0,65	0,18	0,044	0,18
3,7	6,5	11,4	1,23	4,6	0,75	0,26	0,74
<3	0,88	2,2	0,31	1,54	0,35	0,043	0,43
<3	0,51	1,32	0,19	0,88	0,24	0,071	0,29

Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
0,029	0,19	0,044	0,13	0,020	0,13	0,020
0,035	0,24	0,056	0,17	0,025	0,16	0,024

0,029	0,20	0,046	0,13	0,020	0,14	0,021
0,024	0,16	0,040	0,12	0,018	0,12	0,017
0,090	0,56	0,13	0,39	0,063	0,39	0,056
0,045	0,29	0,063	0,19	0,032	0,21	0,031
0,034	0,26	0,060	0,17	0,028	0,18	0,027
0,12	0,80	0,15	0,46	0,073	0,47	0,069
0,066	0,39	0,080	0,24	0,040	0,26	0,040
0,054	0,36	0,072	0,20	0,032	0,20	0,032

<b>Hf</b>	<b>Ta</b>	<b>Th</b>	<b>U</b>	<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>	<b>Eu/Eu*</b>
0,14	<0,05	0,12	0,030	1,06	0,70
0,20	<0,05	0,12	0,030	0,95	0,97
0,13	<0,05	0,12	0,030	1,00	0,78
0,089	<0,05	0,090	0,030	1,00	0,58
0,57	<0,05	0,39	0,089	1,08	0,54
0,46	0,060	0,48	0,060	1,00	0,46
0,27	<0,05	0,48	0,090	0,79	0,76
0,47	<0,05	0,60	0,060	1,26	1,07
0,42	0,060	0,33	0,060	1,35	0,34
0,27	<0,05	0,36	0,059	1,19	0,83

---



**Таблица 3.** Результаты электронно-микросондовых анализов оливина из ультрамафитов массива горы Ханлаута

№ п/п	№ пробы	SiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма (мас.%)	Mg#
1	KHN1	40,68	0,08	11,76	0,20	47,08	0,03	0,34	100,15	87,5
2	KHN1F	40,48	0,01	11,80	0,16	47,51	0,01	0,37	100,33	87,6
3	KHN2	40,62	0,02	12,10	0,16	47,25	0,09	0,30	100,53	87,3
4	KHN3	40,71	Н.п.о.	11,73	0,15	47,24	0,01	0,35	100,19	87,6
5	KHN5	40,12	0,01	12,66	0,21	47,14	Н.п.о.	0,31	100,46	86,7
6	KHN6	40,63	Н.п.о.	12,08	0,20	46,63	0,02	0,31	99,87	87,1
7	KHN7	40,57	0,02	12,54	0,17	46,80	Н.п.о.	0,30	100,40	86,8
8	KHN8	40,42	0,01	11,87	0,16	47,12	0,02	0,37	99,98	87,5
9	KHN9	39,62	0,01	12,51	0,20	47,20	Н.п.о.	0,28	99,82	86,9
10	KHN10	40,20	0,04	13,00	0,18	45,76	0,01	0,29	99,48	86,1
11	KHN12	39,75	0,01	16,28	0,21	42,92	Н.п.о.	0,36	99,53	82,3
12	KHN13	40,07	0,02	14,85	0,23	44,69	Н.п.о.	0,41	100,25	84,1
13	KHN13	39,79	0,02	15,29	0,24	44,00	0,01	0,40	99,75	83,5
14	KHN14	40,37	0,01	15,20	0,20	44,18	0,01	0,39	100,35	83,6
15	KHN15	39,75	0,02	15,43	0,25	43,93	Н.п.о.	0,38	99,76	83,3
16	KHN17	39,63	Н.п.о.	14,87	0,27	44,39	0,01	0,38	99,54	83,9
17	KHN18	39,65	Н.п.о.	16,48	0,28	43,75	Н.п.о.	0,29	100,45	82,3
18	KHN19	39,37	Н.п.о.	16,27	0,30	43,70	0,01	0,32	99,96	82,5
19	KHN19	39,70	0,03	16,00	0,29	43,79	Н.п.о.	0,32	100,13	82,7
20	KHN20	39,71	Н.п.о.	15,07	0,24	44,72	Н.п.о.	0,34	100,08	83,9

*Примечание.* Н.п.о. ниже предела обнаружения. Величина Mg# = 100 Mg / (Mg + Fe<sup>2+</sup> + Mn).

**Таблица 4.** Результаты электронно-микронзондовых анализов хромшпинелидов из ультрамафитов массива горы Ханлаута

№	№ пробы	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Выч.	FeO Выч.	FeO Общ.	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сумма (мас.%)	Mg#	Cr#	Fe <sup>3+</sup> #
1	KHN1	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	KHN2	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	KHN3	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	KHN3(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	KHN3(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	KHN4(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	KHN4(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	KHN5	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	KHN6(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	KHN6(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	KHN7	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	KHN8(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	KHN8(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	KHN9	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	KHN10(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	KHN10(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	KHN11	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	KHN12	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	KHN13	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	KHN15(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	KHN15(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	KHN17	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	KHN18	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	KHN19	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	KHN20	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 зёрнах показаны латинскими литерами в скобках.

Mg# = [100Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>+Mn)]; Cr# = [100Cr/(Cr + Al)]; Fe<sup>3+</sup># = [100Fe<sup>3+</sup>/(Fe<sup>3+</sup> + Fe<sup>2+</sup>)].

**Таблица 5.** Результаты электронно-микронзондовых анализов ильменита из ультрамафитов массива горы Ханлаута

---

№	№ пробы	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO Общ.	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сумма (мас.%)
1	KHN2	51,72	0,02	0,82	0,49	43,00	0,96	2,42	0,06	Н.п.о.	99,49
2	KHN2	51,19	Н.п.о.	0,60	0,44	43,85	0,96	2,26	0,05	0,03	99,38
3	KHN14	52,11	Н.п.о.	0,31	0,48	43,58	0,90	2,32	0,09	0,01	99,79
4	KHN14	51,67	Н.п.о.	0,19	0,47	43,74	1,07	2,21	0,11	0,02	99,47
5	KHN14	51,82	Н.п.о.	0,24	0,45	43,75	1,02	2,24	0,11	0,02	99,65
6	KHN16	52,15	Н.п.о.	0,20	0,59	44,91	0,73	1,42	0,03	0,06	100,08
7	KHN16	51,83	Н.п.о.	0,18	0,51	45,27	0,72	1,32	0,03	0,03	99,89
8	KHN17	52,03	Н.п.о.	0,14	0,47	44,80	1,58	1,25	0,05	0,01	100,33

---

**Таблица 6.** Результаты электронно-микронных анализов гематита из ультрамафитов массива горы Ханлаута

№	№ пробы	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Выч.	FeO Общ.	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сумма (мас.%)
1	KHN1	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	KHN5	Н.п.о.	0,04	0,15	Н.п.о.	101,07	90,85	Н.п.о.	0,05	0,01	Н.п.о.	101,22
3	KHN6	Н.п.о.	0,03	0,24	0,01	101,04	90,67	0,04	0,10	0,03	0,01	101,24
4	KHN7	0,01	0,41	0,19	0,04	101,35	86,62	0,02	2,55	Н.п.о.	0,02	100,02
5	KHN8	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	KHN9	Н.п.о.	Н.п.о.	0,08	Н.п.о.	101,62	91,28	0,05	0,06	Н.п.о.	Н.п.о.	101,65
7	KHN10	Н.п.о.	0,01	0,22	Н.п.о.	101,84	91,51	Н.п.о.	0,03	0,09	Н.п.о.	102,05
8	KHN12	Н.п.о.	Н.п.о.	0,12	Н.п.о.	102,17	91,86	0,02	0,03	Н.п.о.	Н.п.о.	102,26
9	KHN13	Н.п.о.	0,04	0,22	Н.п.о.	101,57	91,30	0,02	0,04	Н.п.о.	0,01	101,80
10	KHN14	Н.п.о.	0,03	Н.п.о.	Н.п.о.	101,37	90,53	0,09	0,32	Н.п.о.	0,03	101,15
11	KHN14	1,47	0,15	15,08	0,23	84,55	75,82	0,26	0,46	0,46	0,07	102,45
12	KHN14	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	KHN15	Н.п.о.	Н.п.о.	0,17	Н.п.о.	102,14	91,85	Н.п.о.	0,03	Н.п.о.	0,02	102,29
14	KHN17	Н.п.о.	0,01	Н.п.о.	0,01	101,93	91,31	0,03	0,21	Н.п.о.	Н.п.о.	101,78
15	KHN20	Н.п.о.	0,03	0,03	Н.п.о.	101,37	91,03	0,04	0,08	Н.п.о.	Н.п.о.	101,35

**Таблица 7.** Результаты электронно-микронных анализов сульфидных минералов в ультрамафитах массива горы Ханлаута

	№ пробы		Fe	Ni	Co	Cu	S	Сумма (мас.%)
1	KHN4	Pn	29,76	35,58	1,28	Н.п.о.	32,93	99,55
2	KHN4		31,34	34,97	1,00	0,03	32,98	100,32
3	KHN10		30,53	35,41	1,24	Н.п.о.	33,07	100,25
4	KHN11		29,00	34,97	3,24	Н.п.о.	33,06	100,27
5	KHN15		26,60	35,75	4,64	Н.п.о.	33,41	100,40
6	KHN15		26,67	35,70	4,55	Н.п.о.	33,34	100,26
7	KHN18		30,95	33,40	1,72	0,54	33,37	99,98
8	KHN18		32,64	32,26	1,76	0,22	33,49	100,37
9	KHN19		21,98	28,26	16,73	0,03	32,50	99,50
10	KHN19		24,25	30,77	12,04	Н.п.о.	32,44	99,50
11	KHN20		29,64	32,40	1,18	3,74	33,46	100,42
12	KHN20		29,74	36,28	1,31	0,02	33,16	100,51
13	KHN4	Hzi	1,79	71,09	0,01	Н.п.о.	26,52	99,41
14	KHN11		0,97	72,79	0,02	Н.п.о.	26,90	100,68
15	KHN19		1,92	71,59	0,12	Н.п.о.	26,59	100,22

**Формульные соотношения**

	Fe	Ni	Co	Cu	Σ	S	Ni/Fe
1	4,14	4,71	0,17	-	9,02	7,98	1,1
2	4,33	4,60	0,13	<0,01	9,06	7,94	1,1
3	4,22	4,66	0,16	-	9,04	7,96	1,1
4	4,01	4,60	0,42	-	9,04	7,96	1,1
5	3,67	4,69	0,61	-	8,97	8,03	1,3
6	3,69	4,69	0,60	-	8,97	8,03	1,3
7	4,28	4,39	0,23	0,07	8,96	8,04	1,0
8	4,49	4,22	0,23	0,03	8,97	8,03	0,9
9	3,08	3,77	2,22	<0,01	9,07	7,93	1,2
10	3,39	4,10	1,60	-	9,09	7,91	1,2
11	4,09	4,26	0,15	0,45	8,95	8,05	1,0
12	4,10	4,76	0,17	<0,01	9,03	7,97	1,2
13	0,08	2,92	<0,01	-	3,00	2,00	-
14	0,04	2,96	<0,01	-	3,00	2,00	-
15	0,08	2,92	<0,01	-	3,00	1,99	-

*Примечание.* Н.п.о. ниже предела обнаружения. Формульные соотношения рассчитаны на основе суммы 17 атомов в формулах пентландита (Pn) и 5 атомов в формулах хизлевудита (Hzi).



































