

УДК 552.321.6 (552.13, 550.4.02)

## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАБАЗИТОВОГО СИЛЛА ЛОТМВАРА-II, СЕРПЕНТИНИТОВЫЙ ПОЯС (Кольский полуостров)

А.Ю. Барков<sup>1</sup>, А.А. Никифоров<sup>1</sup>, В.Н. Королюк<sup>2</sup>, Р.Ф. Мартин<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Череповецкий государственный университет, 162600, Череповец, просп. Луначарского, 5, Россия

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

<sup>3</sup> Department of Earth and Planetary Sciences, McGill University,  
3450 University Street, Montreal, Quebec H3A 0E8, Canada

Нами описываются характеристики силла Лотмвара-II, который является представителем Серпентинитового пояса (СП), состоящим из серии ультрабазитовых интрузивных тел, сформированных в близповерхностных условиях. Палеопротерозойские комплексы СП являются производными крупномасштабного мантийного плюма коматиитового расплава. Силл преимущественно сложен тонкозернистыми (до почти микрозернистыми) гарцбургитами с подчиненными зонами дунитов и ортопироксенитов, локализованных в центральной и прикраевой частях соответственно. Он кристаллизовался из Al-недеплетированной коматиитовой магмы, обладающей чрезвычайно высокой магнезиальностью, и может представлять собой приповерхностный «гребень» лакколита. В целом силл сравнительно однороден и не обладает отчетливой зональностью в распределении значений Mg# в составах пород (Mg# 84.2—88.9, среднее 86.7). Вместе с тем детальные исследования показывают, что оливин, хромшпинелиды и ильменит наиболее магнезиальны в центральной части тела. Максимумы значений Mg# 90.7—91.4 в составах оливина в центре силла интерпретируются как «центры первоначальной кристаллизации». Низкие значения Mg# 73.4—76.4 отнесены к проявлениям второй генерации рекуррентного оливина. Значения Mg# ортопироксена в силле варьируют в ряду 84.6—92.3. Зерна порфириовидного ортопироксена, окруженного каймами кальциевого амфибола автотасоматического генезиса, не отличаются по составу от обычных зерен. Содержания примеси Zn в хромшпинелидах в целом понижаются по направлению к краевым частям силла. Силл показывает незначительную степень магматической дифференциации по отношению к главным петрогенным компонентам, но несовместимые элементы, REE и HFSE, локально демонстрируют повышенные уровни их относительного обогащения, что отражается в характере описанных нами минеральных ассоциаций. Таким образом, силл имеет скрытозональную структуру, которая согласуется с его общей кристаллизацией от центра к краям. Наши данные свидетельствуют о присутствии и значительном развитии летучих компонентов, галогенов, CO<sub>2</sub> и в особенности магматогенной H<sub>2</sub>O, которые были способны существенно понизить ликвидус, снизить плотность и вязкость высокомагнезиального расплава, усиливая тем самым его подвижность в продвижении от мантии до близповерхностного уровня коры. Прослеживается режим возрастания  $f_{O_2}$  в ходе кристаллизации силла *in situ* в субвулканической обстановке, что отмечено ранее в родственных комплексах пояса. Сравнительно небольшой объем коматиитовой магмы силла кристаллизовался довольно быстро, что привело к появлению необычных минеральных сростаний. Таким образом, силл Лотмвара-II является новым членом в СП—поясе Тулппио (ПТ) в мегаструктуре СП—ПТ палеопротерозойского возраста на Фенноскандинавском щите.

*Лотмвара-II, коматиитовая магма, гарцбургиты, дунит-гарцбургит-ортопироксенитовые комплексы, высокомагнезиальные ассоциации, зональный силл, летучие компоненты, прогрессирующее окисление, ультрабазитовые породы, Серпентинитовый пояс, Кольский полуостров, Фенноскандинавский щит*

## MINERAL–GEOCHEMICAL AND GEOTECTONIC FEATURES OF THE LOTMVARA-II ULTRABASIC SILL, SERPENTINITE BELT (Kola Peninsula)

A.Y. Barkov, A.A. Nikiforov, V.N. Korolyuk, R.F. Martin

In this paper, we present a description of the characteristics of the Lotmvara-II sill, which is a representative of the Serpentinite Belt (SB) composed of a series of shallowly emplaced ultrabasic intrusive bodies. The Paleoproterozoic SB complexes were derived from a large-scale mantle plume of komatiitic melt. The sill consists predominantly of fine-grained (locally nearly micrograined) harzburgites with subordinate zones of dunites and orthopyroxenites, located in the central and marginal parts, respectively. It formed from an Al-undepleted komatiitic magma of extremely high Mg content and may represent a near-surface laccolithic “ridge.” In general, the sill is comparatively homogeneous and does not have distinct zoning in the distribution of Mg# values in rock compositions (Mg# = 84.2–88.9, average 86.7). Detailed studies show that olivine, chromian spinel, and

© Барков А.Ю., Никифоров А.А., Королюк В.Н., Мартин Р.Ф.

✉ e-mail: ultramafic-rock@mail.ru

ilmenite are the most strongly magnesian in the central part of the body. The maximum values of Mg# equal to 90.7–91.4 in the compositions of olivine at the center of the sill are interpreted as “centers of initial crystallization”. The low values of Mg# equal to 73.4–76.4 are attributed to manifestations of the recurrent generation of olivine. The values of Mg# of orthopyroxene in the sill are within the range 84.6 to 92.3. Orthopyroxene grains in a porphyritic texture are surrounded by a rim of calcic amphibole (autometasomatic in origin); they do not differ compositionally from normal grains. The Zn content of the chromian spinel generally decreases toward the marginal parts of the sill. There is an insignificant degree of magmatic differentiation in the sill with respect to the principal components, but incompatible elements (REE and HFSE) locally show increased levels of their relative enrichment, which is reflected in the nature of the mineral associations described. Thus, the sill has a cryptic zonal structure, which is consistent with its overall crystallization from the center to the edges. The data gathered suggest the presence and significant development of volatile components, halogens, CO<sub>2</sub>, and especially magmatic H<sub>2</sub>O, which are capable of strongly lowering the liquidus and reducing the density and viscosity of the high-magnesium melt, thereby improving its mobility during ascent from the mantle to the near-surface level of the crust. An increase in  $f_{O_2}$  is observed during *in situ* subvolcanic crystallization of the sill, as noted earlier in the related complexes of the belt. The relatively small volume of the komatiitic magma in the sill crystallized fairly quickly, resulting in unusual mineral intergrowths. Thus, the Lotmvara-II sill is a novel member in the Serpentinite Belt–Tulppio Belt (SB–TB) in the Paleoproterozoic SB–TB megastructure of the Fennoscandian Shield.

*Komatiitic magma, harzburgite, dunite–harzburgite–orthopyroxenite complexes, highly magnesian associations, zoned sill, volatile components, progressive oxidation, ultrabasic rocks, Lotmvara-II, Fennoscandian Shield, Serpentinite Belt, Kola Peninsula, Russia*

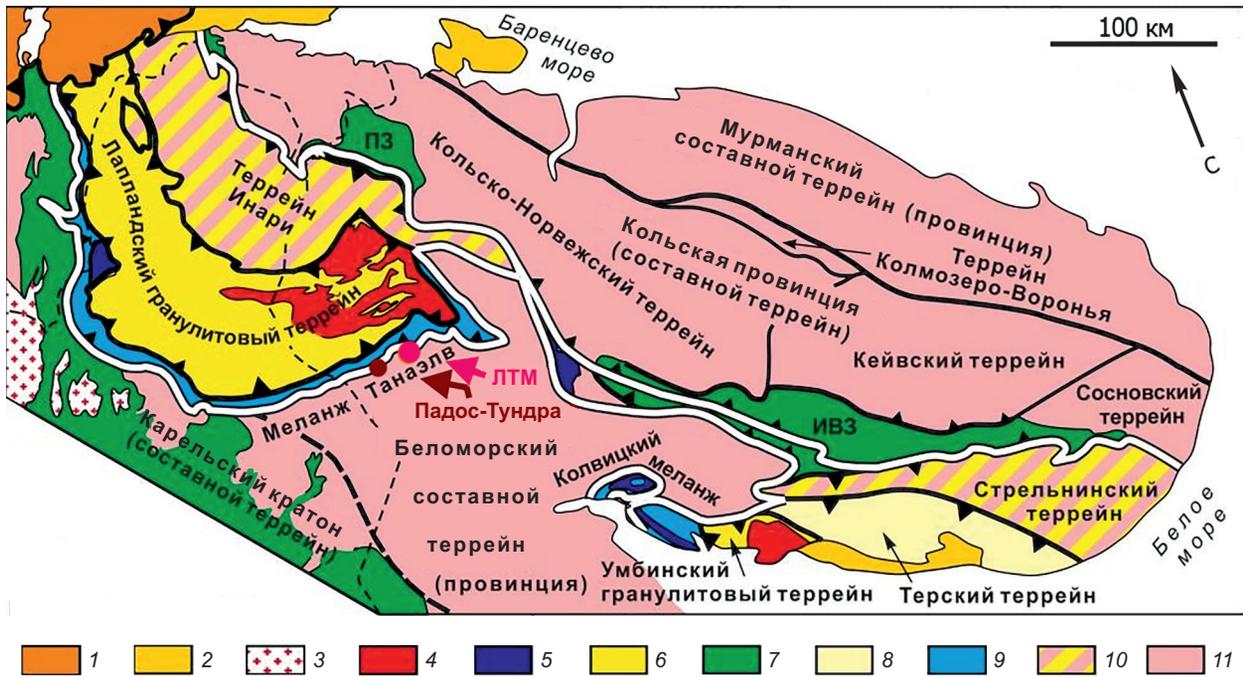
## ВВЕДЕНИЕ

Сerpентинитовый пояс Кольского полуострова получил свое название в трудах первых его исследователей (Шукевич А.М., 1933), [Мурашов, 1958], которые были продолжены работами [Виноградов, 1971; Докучаева, 1981; Мамонтов, Докучаева, 2005; Barkov et al., 2016, 2017a, 2017b, 2019, 2020, 2021a, 2021b, 2022, 2023; Serov et al., 2020; Барков и др., 2021a, 2022a] (Спиров В.Н., 1972; Шлайштейн, 1987). Полученные и обсуждаемые нами новые результаты и наблюдения показывают, что ультрабазитовый sill Лотмвара-II является полноценным представителем Serпентинитового пояса. Многочисленные тела малоглубинного формирования, относящиеся к единой субвулканоплутонической ассоциации дунит-гарцбургит-ортопироксенитового состава, прослеживаются на сотни километров по простиранию мегаструктуры Serпентинитовый пояс—пояс Тулппио (Финляндия), СП–ПТ. Эти высокомагнезиальные массивы палеопротерозойского возраста являются производными крупномасштабного мантийного плюма коматиитового расплава, внедрившегося в условиях внутриплитной геотектонической обстановки [Barkov et al., 2019, 2022; Барков и др., 2022a].

Массивы района Лотмвара–Кыйбушквара, именуемые далее Лотмвара-I и -II, по [Barkov et al., 2020, 2023], долгое время оставались весьма малоизученными. Нашими исследованиями установлена вероятная зональная структура силла Лотмвара-II, что дает полезную информацию о составе поступившего расплава и эволюционных трендах его кристаллизации. Охарактеризованные нами составы пород и породообразующих минералов силла позволяют в общих чертах оценить особенности его кристаллизации в условиях падения температуры и роста значений фугитивности кислорода  $f_{O_2}$  в близповерхностной обстановке. Сравнительно малый объем быстро кристаллизующегося расплава обусловил развитие необычных сростаний акцессорных минералов, ассоциации которых мы также описываем и обсуждаем.

## КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Ультрабазитовый sill Лотмвара-II располагается на склоне горы Кыйбушквара (68°08'27 N, 30°16'42 E) поблизости от береговой линии Верхнетуломского водохранилища. Силл является частью Serпентинитового пояса (рис. 1—3, a), которая простирается на расстояние свыше 200 км по территории Кольского полуострова, продолжаясь далее на запад в качестве пояса Тулппио в Финляндии [Radiometric age..., 2001]. Serпентинитовый пояс (СП) включает крупный расслоенный массив Падос-Тундра, массив Малый Падос, зональные силы комплекса Чапесвара, дифференцированные тела ультрабазитовых субвулканитов массива горы Ханлаута и комплекс Ляварака, сочетающий в себе характеристики концентрически-зонального и расслоенного тела [Barkov et al., 2017a, 2019, 2021a, 2022; Барков и др., 2021a, 2022a]. Родственными представителями южного ответвления СП являются массивы Тепси-Тундра, Урочище Тепси, Карека-Тундра и Янисваара. Результаты изотопного датирования (2485 ± 38 млн лет) комплекса Падос-Тундра [Serov et al., 2020], являющегося наиболее крупным интрузивным телом пояса, свидетельствуют о вероятном палеопротерозойском возрасте всего цикла субвулканоплутонической активности, приведшей к формированию массивов СП из коматиитовой магмы [Barkov et al., 2019, 2022].



**Рис. 1.** Положение силла Лотмвара-II (ЛТМ) и расслоенного массива Падос-Тундра на схеме тектонического строения северо-восточной части Фенноскандинавского щита, по [Балаганский и др., 2016].

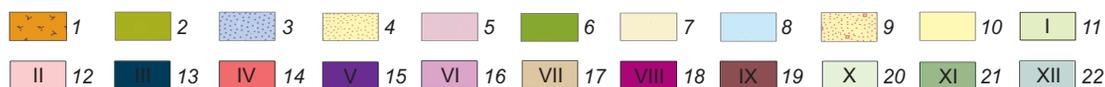
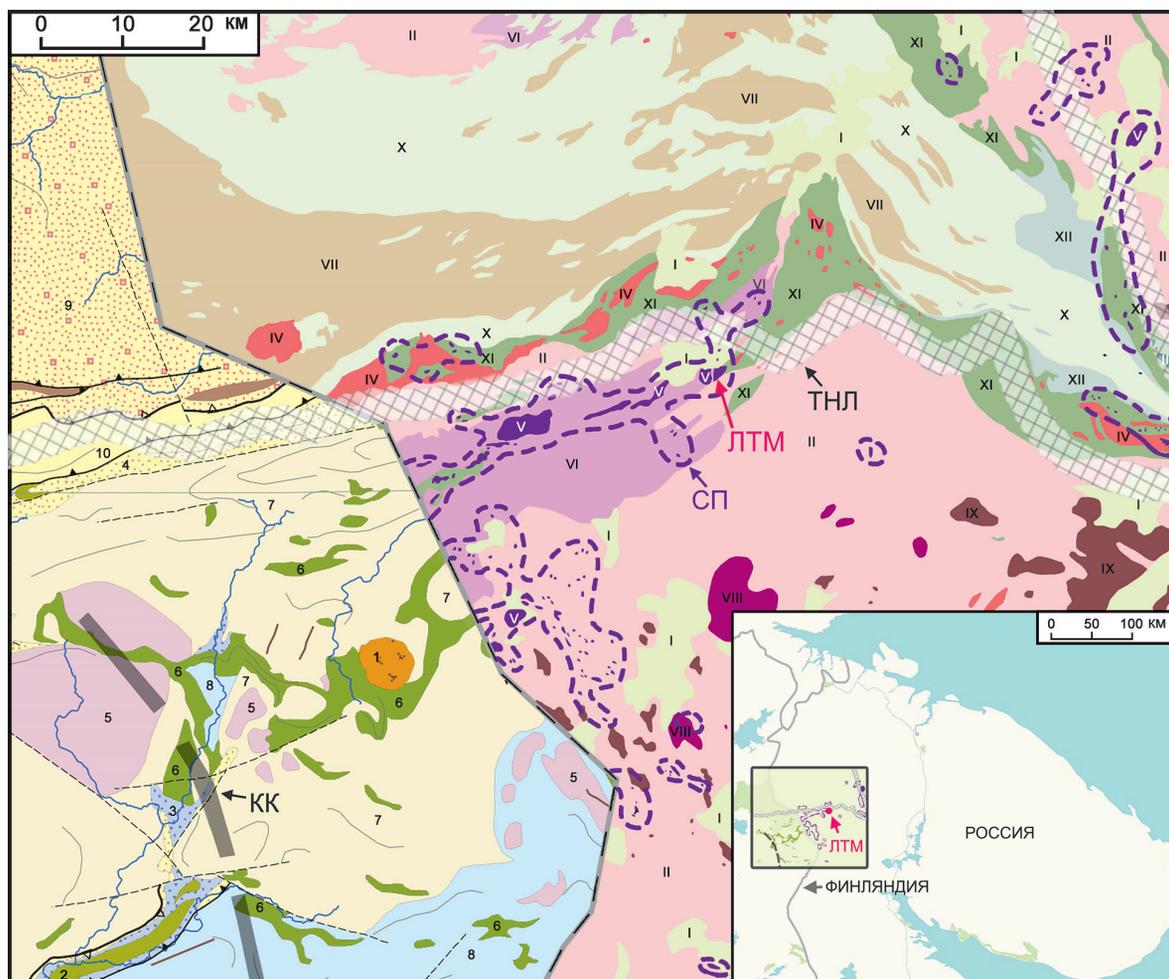
1 — каледониды, 2 — рифей, 3 — гранитоиды, 4 — нориты, эндербиты, граниты (1.91—1.94 млрд лет), 5 — анортозиты (2.45 и 1.90 млрд лет), 6 — метасадки (~2 млрд лет), 7 — рифтогенные супракrustальные толщи (1.8—2.5 млрд лет), 8 — супракrustальные толщи и ТТГ гнейсы (1.9—2.0 млрд лет), 9 — коллизионный меланж, 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 сутуры (преимущественно взбросы и надвижки), ограничивающие ядро Лапландско-Кольского орогена.

Интрузивные тела и субвулканиды мегаструктуры СП–ПТ являют примеры наиболее высокомагнетизальных по составу коматиитов среди известных на Фенноскандинавском щите [Barkov et al., 2019]. Наиболее близко они сопоставимы с коматиитами Барбертонского пояса в Южной Африке [Robin-Porjeul et al., 2012]. Ультрабазитовые интрузивы пояса не сопровождаются синхронными им вулканогенными сериями. Вместе с тем на Фенноскандинавском щите широко развиты многообразные комплексы, близодновозрастные с массивами СП, включая коматииты и коматиитовые базальты Ветряного пояса Карелии [Puchtel et al., 1997; Kulikov et al., 2010] и многочисленные расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии Карело-Кольского региона и Финляндии [Alapieti et al., 1990; Amelin et al., 1995; Шарков, 2006; Богатиков и др., 2010; Sharkov, Chistyakov, 2012; Sheng-Hong et al., 2016; Барков и др., 2021]. Последние, однако, отличаются существенным развитием габброидных пород, варьирующих в интрузивных расслоенных сериях до пегматоидных габбро, например в интрузии Кивакка в Северной Карелии [Лавров, 1979; Barkov, Nikiforov, 2016].

В целом палеопротерозойские комплексы региона, являющиеся производными анорогенного магматизма, формировались в качестве представителей крупной изверженной провинции сумийского цикла активности в условиях стабильной внутриплитной обстановки в интервале 2.5—2.4 млрд лет [Melezhik, Hanski, 2013; Hanski, 2013]. Следует подчеркнуть, что друзитовые комплексы Беломорья являются фактически субсинхронными [Шарков и др., 2004; Терехов, 2007; Малов, 2015]. Структуры коронитового типа, установленные в массивах СП, свидетельствуют об их петрогенетической связи с беломорскими друзитами [Barkov et al., 2023].

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

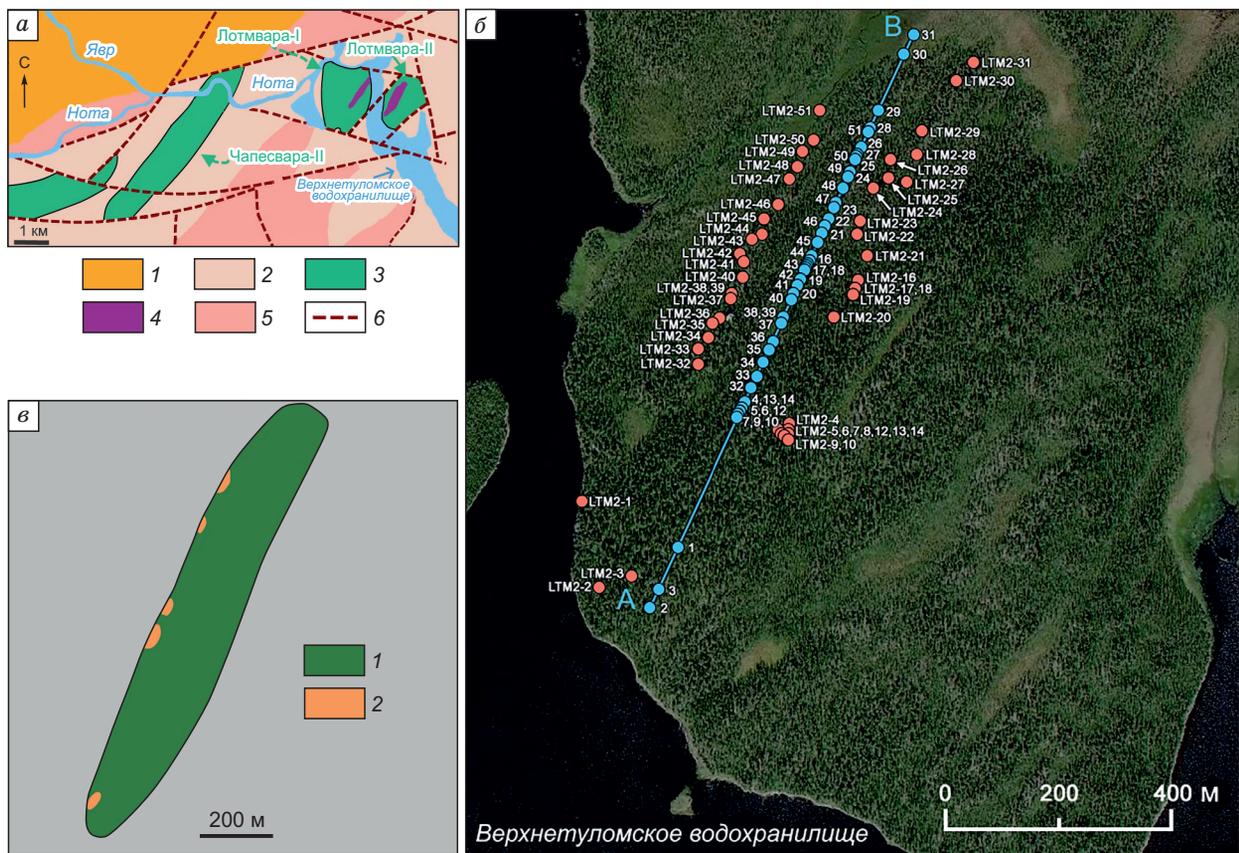
Измерения содержаний основных петрогенных, малых и редких элементов выполнены методами рентгенофлуоресцентной спектроскопии (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований, ИГМ СО РАН, г. Но-



**Рис. 2. Положение силла Лотмвара-II (ЛТМ) относительно родственных ультрабазитовых массивов дунит-гарцбургит-ортопироксенитовой ассоциации Серпентинитового пояса (СП) в контексте регионального геологического строения северо-восточной части Фенноскандинавского щита.**

Геологическая схема составлена с использованием работ [Миндлина, 1959; Беляев, 1962; Лунина, 1962; Солодкая, 1963; Леонтьева, Белонин, 1964] по российской и [Lindh et al., 2014; Nironen et al., 2016] по сопряженной финской территории соответственно. Условно показаны границы пояса Танаэв (ТНЛ) и Карельского кратона (КК).

Пояс Туллипо. Фанерозой. Интрузивные и осадочные породы: 1 — девонские щелочные породы, карбонаты. Карельская провинция. Палеопротерозой. Западно-Карельская субпровинция. 2—4 — супракrustальные породы, связанные с интраконтинентальным рифтингом и развитием континентальных окраин: 2 — ультрамафит-мафитовые метавулканические породы (2.05 млрд лет); 3 — биотитовые парагнейсы, графит-сульфидные сланцы, доломиты (2.05 млрд лет); 4 — аркозы, кварциты, биотитовые парагнейсы (2.4—2.2 млрд лет). Западно-Карельская субпровинция. 5—8 — неархейские интрузивные и супракrustальные породы: 5 — граниты; 6 — ультрамафит-мафитовые метавулканические и интрузивные породы; 7 — тоналит-гранодит-гранодиоритовые породы (ТТГ) и мигматиты; 8 — биотитовые парагнейсы, роговообманковые гнейсы. Лапландско-Кольская провинция. Палеопротерозой. 9, 10 — островодужные интрузивные и супракrustальные породы: 9 — гранат-кварц-полевошпатовые гнейсы, гранат-кордиеритовые гнейсы; 10 — кварц-полевошпатовые гнейсы. Серпентинитовый пояс. Четвертичная система. 11 — пески, глины, ледниковые отложения. Архей. 12 — Биотит-гранатовые гнейсы (Аmp-содержащие), двуслюдяные гнейсы, кианитовые гнейсы, гранат-биотит-силлимонитовые гнейсы. 13 — поздние среднепротерозойские интрузии, дуниты, перидотиты, пироксениты, P1-содержащие пироксениты. 14, 15 — ранние нижнепротерозойские интрузии: P1-содержащие граниты, 14 — микроклиновые граниты (Аmp-содержащие), сиениты; 15 — дуниты, серпентиниты, перидотиты, пироксениты. 16—18 — поздние архейские интрузии: 16 — P1-содержащие граниты, гранито-гнейсы, мигматиты; 17 — гранулиты (гранат-силлиманит-кварц-полевошпатовые породы); 18 — микроклиновые граниты (P1-содержащие), мигматиты, роговообманковые микроклиновые граниты, граносиениты, сиениты. 19—22 — ранние архейские интрузии: 19 — олигоклазовые граниты, гранито-гнейсы; 20 — гиперстенные диорито-гнейсы, габбро-нориты, нориты. 21 — габбро-амфиболиты (гранат-полевошпатовые), диоксид-роговообманковые ортогнейсы; 22 — анортозиты, габбро-анортозиты, пироксениты.



**Рис. 3. а** — схематическая геологическая карта района исследования, по (Шлайфштейн Б.А., 1987) с незначительными изменениями.

1 — двуслюдяные гранат-кианитовые сланцы, 2 — архейские анатектические амфибол-биотитовые гранодиориты, 3 — дунит-гарцбургит-ортопироксенитовые массивы Серпентинитового пояса (СП), 4 — ультрабазитовые силлы группы Потмвара, 5 — архейские гранодиорит-гнейсы, 6 — разломы.

**б** — спутниковое изображение SAS.Planet, показано положение точек отбора проб пород силла Лотмвара-II по двум основным профилям опробования.

Эти профили субпараллельны друг другу; отобранные по ним пробы отображаются на проекции вдоль линии А—В.

**в** — упрощенная геологическая схема силла Лотмвара-II (по нашим данным), который складается двумя основными типами ультрабазитовых ассоциаций.

Первый тип (показан зеленым цветом) включает в себя обогащенные оливином породы: преобладающие гарцбургиты с подчиненными дунитами и оливиновыми ортопироксенитами. Второй тип (выделен оранжевым цветом) состоит из ортопироксенитов и пород с преобладанием амфиболов, сформированных за счет изменения первичных ортопироксенитов. 1 — гарцбургиты, дуниты; 2 — ортопироксениты.

восибирск. 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, ильменита, пироксена, амфиболов, апатита, сульфидов и других аксессуаров) выполнены в том же центре в ИГМ СО РАН на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 с регистрацией излучения волновыми спектрометрами. Общая методология и подходы изложены 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  $K_{\alpha}$ . Для хрома выбрана менее интенсивная линия  $K_{\beta}$ , свободная от наложения мешающего излучения V. Для компенсации потери интенсивности регистрация проведена на светосильном спектрометре. Наложение

жение 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 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 и ильменита. 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 диоксидовое 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 оценивались по [Королюк и др., 2009].

Анализ составов сульфидных минералов проведен при 20 кВ и силе тока зонда 50 нА. Диаметр зонда был минимальным (~1—2 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 (PRZ). Зерна апатита, циркона и монацита-(Ce) анализировались узкофокусированным зондом при 20 кВ, 30 или 50 нА с использованием следующих линий и стандартов:  $CaK_{\alpha}$ ,  $PK_{\alpha}$ ,  $FK_{\alpha}$  (синтетический фторapatит),  $NaK_{\alpha}$ ,  $SiK_{\alpha}$  (альбит, синтетический  $ZrSiO_4$ ),  $SrL_{\alpha}$  (стекло состава 50 мол. % SrO и 50 мол. %  $SiO_2$ ),  $CeL_{\alpha}$  ( $CePO_4$ ),  $LaL_{\alpha}$  ( $LaPO_4$ ),  $PrL_{\alpha}$  ( $PrPO_4$ ),  $NdL_{\beta}$  ( $NdPO_4$ ),  $YbL_{\alpha}$  ( $YbPO_4$ ),  $YL_{\alpha}$  ( $YPO_4$ ),  $HfL_{\beta}$  ( $HfSiO_4$ ),  $ZrL_{\alpha}$  ( $ZrSiO_4$ ),  $ThM_{\alpha}$  ( $ThO_2$ ),  $UM_{\beta}$  ( $UO_2$ ) и  $ClK_{\alpha}$  (синтетический хлорapatит). Пересчет интенсивностей в анализах апатита происходил по процедуре ZAF, тогда как для циркона и монацита-(Ce) применялось программное обеспечение PRZ.

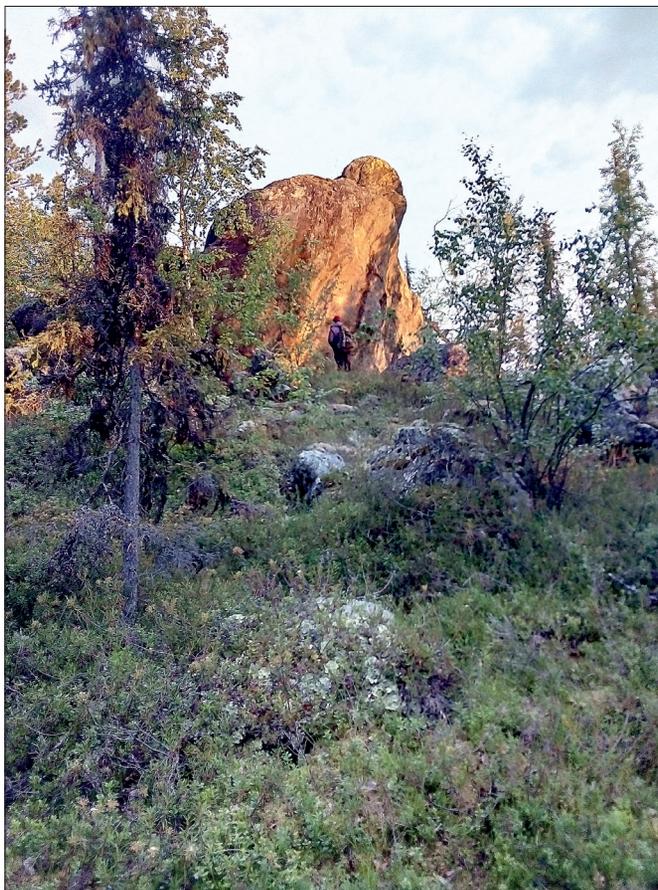
## РЕЗУЛЬТАТЫ И НАБЛЮДЕНИЯ

**Геологические особенности.** Тело Лотмвара-II обнажается цепочками многочисленных блоков (2—5 м в поперечнике) и коренных выходов, вытянутых вдоль прослеженного нами простирания силла (см. рис. 3, б, в). Крупнейший из обследованных выходов достигает высоты 8 м от основания (рис. 4). Здесь сохраняются элементы ненарушенного геологического залегания силла с крутыми углами падения 65—75° на северо-запад. На верхней поверхности скального обнажения наблюдаются крупные, открытые трещины (до и более метра шириной) контракционного происхождения, свидетельствующие о малоглубинной кристаллизации тела в условиях его резкого охлаждения. Широко проявленная «блоковая» структура тела связывается как с интенсивным его растрескиванием в ходе охлаждения и дегазации, так и наложенными деформациями основного этапа регионального динамометаморфизма возрастом ~1.9 млрд лет.

Силла преимущественно слагается тонкозернистыми гарцбургитами, локально переходящими в дуниты, а также подчиненными количествами ортопироксенитов: оливинсодержащих и безоливиновых разновидностей. Ортопироксенитовые зоны обладают неправильной или неотчетливой в плане конфигурацией и в большей мере развиты вдоль северного контакта тела (см. рис. 3, б). Эта особенность согласуется с геологической структурой близрасположенного зонального силла Чапесвара-II [Barkov et al., 2019]. Некоторые образцы ортопироксенита имеют хорошо проявленную порфиритовую структуру, в которой крупные сферидальные выделения ортопироксена (диаметром до 2—3 см) окружаются каймой кальциевого амфибола (рис. 5). Такие выделения напоминают сфероиды ортопироксена (рельефные на выветрелой поверхности) в матрице свежего оливина, наблюдаемые в расслоенном массиве Падос-Тундра [Barkov et al., 2016]. Они состоят из талька и тремолита и формировались за счет процессов автотетраэдрического замещения ранее существовавшего ортопироксена. В массиве Ляварака сферидальные зерна ортопироксена превышают 10 см в диаметре [Barkov et al., 2022]. Развитие амфиболовых кайм (см. рис. 5) имеет родственную природу со структурами коронитового типа, которые включают каймы Amp, что установлено в массивах СП [Barkov et al., 2023].

**Вариации составов минералов.** Характерные текстуры пород силла демонстрируются на рисунках 6, а—е, а—е. Химические составы минералов, определенные микрозондовым методом, представлены в таблицах 1—10 (см. дополнительные материалы: [https://sibran.ru/journals/Suppl\\_Barkov.pdf](https://sibran.ru/journals/Suppl_Barkov.pdf)).

Оливин, являющийся основным породообразующим минералом силла, формирует тонко- и мелкозернистые структуры (см. рис. 6, а, в; 7, в; 8, е). Его состав (см. табл. 1, доп. материалы) варьирует от максимальных значений индекса  $Mg\# = 90.7—91.4$  (образцы Ltm2-17, -32, -45), где  $Mg\# = 100Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn)$  до заметно низких 73.4—73.9 (Ltm2-25) и 75.9—76.4 (Ltm2-21). Максимумы значений  $Mg\#$ , проявленные в центральных частях силла, обозначены как «центры первоначальной кристаллиза-



**Рис. 4. Крупное обнажение ультрабазитовых пород силла Лотмвара-II.**

Фигура исследователя на дальнем плане фотографии служит масштабом.

ции», ЦПК (рис. 9, б). Низкие значения  $Mg\#$  отнесены к проявлениям второй генерации оливина (рекуррентного), которая ранее изучена в массиве Ляварака [Barkov et al., 2022].

Подчиненные количества ортопироксена, частично замещающего оливин в некоторых образцах (см. рис. 7, а), кристаллизовались после оливина ранней генерации. Сфероидальные выделения ортопироксена, окруженные каймами кальциевого амфибола (см. рис. 5; 7, б), не отличаются по составу от обычных зерен, сосуществующих с ними. Общие вариации значений  $Mg\#$  в составах ортопироксена в силле составляют 84.6—92.3 (см. табл. 2). Максимальные значения  $Mg\#$  учитывают вероятное присутствие малых количеств окисного железа (3.35 мас. %  $Fe_2O_3$  или 0.09  $Fe^{3+}$  атомов на формульную единицу, а.ф.е.), оцененные на основе стехиометрии и баланса зарядов. Наблюдаемая зависимость и совпадение максимальных значений  $Mg\#$  в составах ортопироксена и хромшпинелида (см. рис. 9, в, г) указывают на их близодновременную кристаллизацию после выделения ранних зерен оливина.

Составы сосуществующих амфиболов формируют две серии (рис. 10, в; табл. 3). Зерна кальциевого амфибола тремолит–актинолитовой серии тесно ассоциируют с Mg-Fe амфиболом, соответствующим антофиллиту, что типично для массивов СП. Эта ассоциация формировалась в ходе автотоматоза, включая упомянутое образование кайм амфибола по выделениям порфиритового ортопироксена (см. рис. 7, б). Другие минералы автотоматического генезиса представлены ассоциациями серпентина, клинохлора, талька и реже магнезита.

Хромшпинелиды, минералы группы шпинели (см. табл. 4), развиты довольно широко среди акцессорных минералов силла. Они формируют дискретные зерна и сростания с ильменитом (см. рис. 6, б; 7, в, г; 8, а) или находятся в необычной ассоциации в сростаниях с цирконом, монацитом-(Ce) и пентландитом (см. рис. 7, д, е; 8, в). Как отмечалось, максимальные значения  $Mg\#$  хромшпинелидов варьируют положительно с  $Mg\#$  ортопироксена (см. рис. 9, в, г). Малые содержания примеси Zn в их составах дают максимумы в центре, понижаясь в целом по направлению к краям силла по его исследованному протяжению (см. рис. 9, д). В составах ильменита (см. табл. 5) относительное обогащение Mg также обнаруживается в центральной части силла (см. рис. 9, е). Корреляция Mg—Al в хромшпинелидах является значимо положительной (см. рис. 10, а), что свойственно другим ассоциациям Серпентинитового пояса [Barkov et al., 2019, 2020, 2021a, 2021b]. Магний распределяется когерентно между сосуществующими хромшпинелидом и ильменитом при равновесной кристаллизации их парагенезисов, обуславливая тем самым наблюдаемую положительную корреляцию (см. рис. 10, б). Однако относительная степень обогащения Mg систематически более высока в ильмените, что наблюдалось и в других массивах пояса. Тренд последовательного возрастания значений  $Fe^{3+}$  отчетливо прослеживается в составах зерен хромшпинелидов (рис. 11), что также выражает общую характеристику массивов пояса [Barkov et al., 2019, 2020, 2021a, 2021b]. С другой стороны, составы

**Рис. 5. Поверхность образца среднезернистого ортопироксенита, содержащего крупное сфероидальное зерно ортопироксена (Орх).**



**Рис. 6. *a–e* — представительные примеры структур и минеральных ассоциаций ультрабазитовых пород в силле Лотмвара-II на изображениях в обратнорассеянных электронах.**

Ol — оливин, Chr — хромшпинелиды, Pn — пентландит, Srp — серпентин, Amp — амфибол, Chl — член группы хлорита (клинохлор).

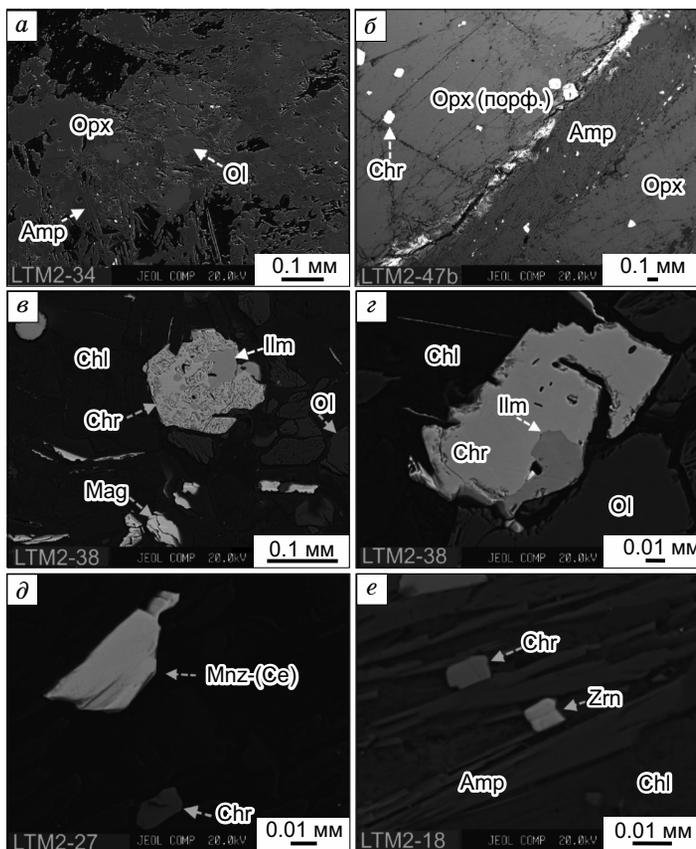
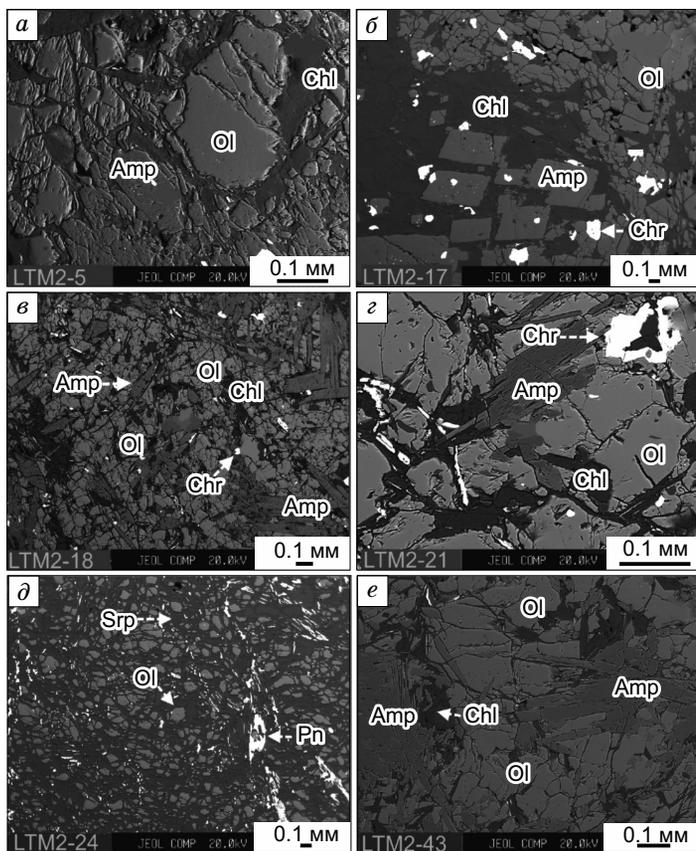
хромшпинелидов силла Лотмвара-II систематически менее глиноземистые в сопоставлении с трендами в массиве Ляварака [Barkov et al., 2021b]. Прожилки магнетита и, вероятно, гематита развиты локально (см. рис. 7, *в*).

В ультрамафитах силла нами встречены новые проявления апатита (см. табл. 6) в СП. Большинство проанализированных зерен (до 0.2 мм, см. рис. 8, *з, д*) представлены гидроксиллапатитом (рис. 12), содержащим значительный Cl (0.73—3.01 мас. %,  $n = 30$ ) и F (0.19—1.74 мас. %). В этих составах эпизодически наблюдаются существенные уровни Sr (0.08—1.13 мас. % SrO), Na (до 0.20 мас. % Na<sub>2</sub>O) и Ce (0.11—0.36 мас. % Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) при более низких значениях примеси La, Nd и Pr (см. табл. 6). Проявления акцессорного хлорапатита установлены в близрасположенном и родственном массиве Лотмвара-I [Barkov et al., 2023].

Рассеянная малосульфидная минерализация в силле проявлена лишь спорадически (см. рис. 6, *д; 8, e*). Довольно систематически присутствуют непосредственные срастания сульфидных минералов с оксидами: хромшпинелидами и ильменитом (см. рис. 8, *а, б*). В сульфидной ассоциации установлены три минеральных вида: Co-содержащий пентландит, троилит и хизлевудит (см. табл. 7). Преимущественное развитие кобальтистого пентландита является весьма типичным для сульфидных ассоциаций массивов СП, где также обыкновенно присутствуют виды с высоким содержанием Ni: хизлевудит

**Рис. 7. *a–e* — изображения в обратнорассеянных электронах, показывающие примеры структур и минеральных ассоциаций в ультрабазитовых породах силла Лотмвара-II.**

Символ Орх (порф.) относится к зерну порфиритового Орх, показанному на рис. 5. Другие символы те же, что на рис. 6. Ilm — ильменит, Mag — магнетит, Zrn — циркон, Mnz-(Ce) — монацит-(Ce).



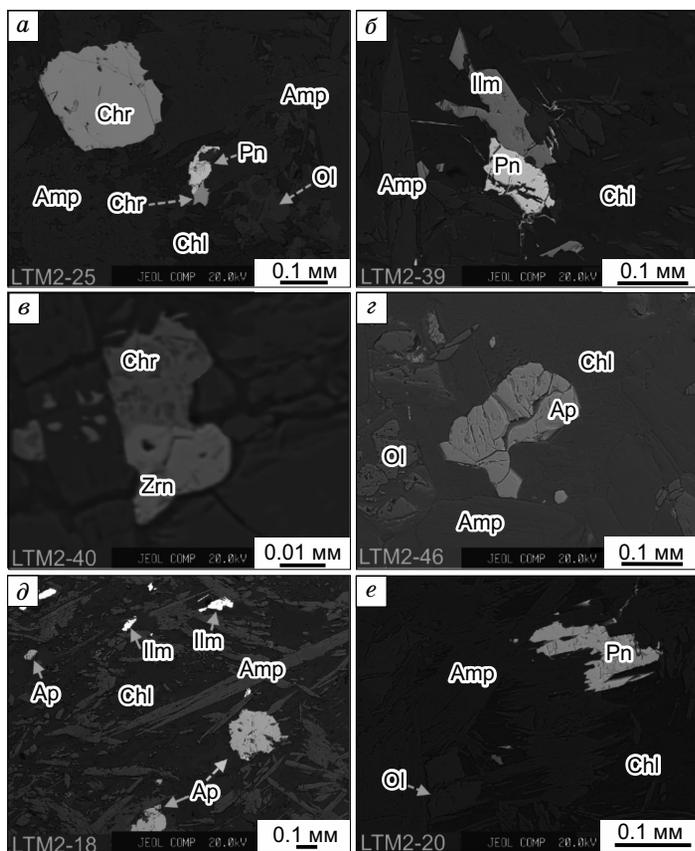


Рис. 8. *a—e* — изображения в обратно-рассеянных электронах, показывающие примеры структур и минеральных ассоциаций в ультрабазитовых породах силла Лотмвара-II.

Символы те же, что приведены на рис. 6 и 7. Ap — апатит, Pn — пентландит.

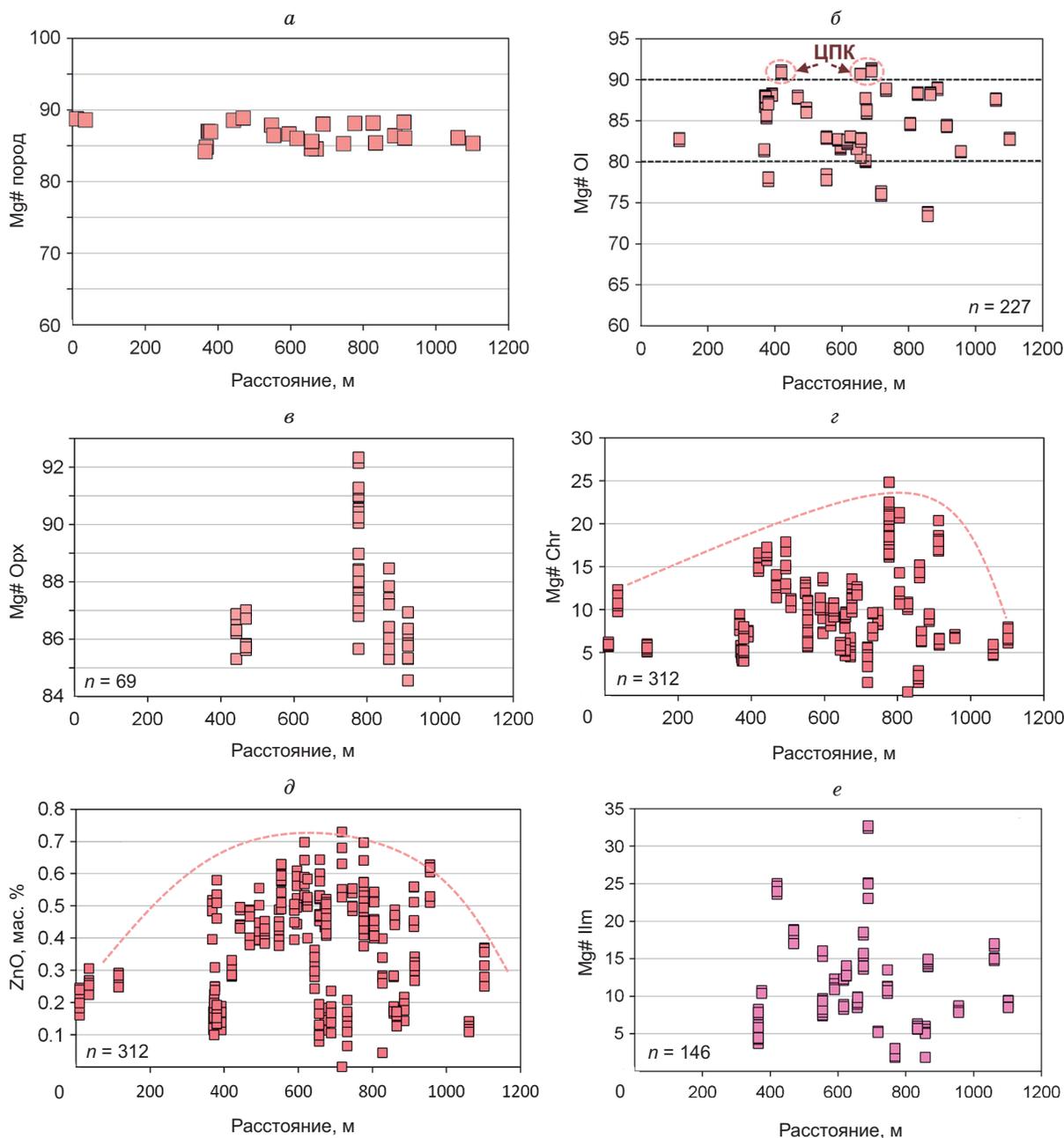
и миллерит [Barkov et al., 2021a, 2022; Барков и др., 2022a]. Весьма значительные вариации, выявленные в содержаниях Fe и Ni в составах Co-содержащего пентландита, показаны на рис. 13. Наиболее обогащенная Co фаза (см. табл. 7) имеет состав  $\text{Co}_{1.12}(\text{Ni}_{4.11}\text{Fe}_{3.84})_{27.95}\text{S}_{7.93}$  или  $\text{Co}(\text{Ni}_4\text{Fe}_4)\text{S}_8$ , который по стехиометрии напоминает синтетический сульфид  $\text{Rh}(\text{Ni}_4\text{Fe}_4)\text{S}_8$  [Knop et al., 1976] как возможный структурный аналог. Такие Rh-содержащие фазы развиты в россыпях Сисимской зоны в генетической связи с лысанским расслоенным комплексом [Барков и др., 2022б]. Кроме того, нами наблюдались выделения необычной фазы OH-содержащего или гидратированного сульфида, которые, по всей вероятности, отражают значительное содержание воды, накопившейся в позднем флюиде в ходе кристаллизации силла.

Составы монацита-(Ce) в зернах малой размерности (см. рис. 7, *д*; табл. 8) из образцов четырех обнажений довольно близки, соответствуя общей формуле  $(\text{Ce}_{0.46-0.49}\text{La}_{0.25-0.37}\text{Nd}_{0.08-0.15}\text{Pr}_{0.05-0.07}\text{Ca}_{<0.01-0.02}\text{Y}_{<0.01}\text{Zr}_{<0.01}\text{Th}_{<0.01-0.04})_{\Sigma 0.98-1.00}\text{P}_{0.97-1.01}\text{O}_4$ , рассчитанной на 4 атома кислорода. Составы акцессорных зерен циркона вполне ожидаемо содержат заметную примесь Hf (~2 мас. %  $\text{HfO}_2$ ) (см. табл. 9). Зерна Sr-содержащего барита весьма редки (0.69—2.59 мас. % SrO; обр. LTM2-29).

**Геохимические вариации.** Ультрабазитовые породы силла Лотмвара-II являются магнезиальными и примитивными по составу (см. рис. 9, *а*). Среднее значение индекса  $\text{Mg\#} = 100\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MnO})$  (мол. отношение), вычисленного на основе результатов анализа представительной серии из 26 проб пород ( $n = 26$ ; см. табл. 10), составляет 86.7, что почти идентично значениям Mg# в родственных массивах пояса: Ляварака (86.4), Чапесвара-I (86.6), Чапесвара-II (86.5), Ханлаута (86.1) и близко Mg# в породах расслоенного массива Падос-Тундра (87.6) [Barkov et al., 2019, 2021a, 2022; Барков и др., 2022a].

Тренды и вариации составов, установленные для серии пород силла Лотмвара-II, заметно подобны таковым в родственных комплексах пояса, что можно видеть на вариационных диаграммах (рис. 14, *a—e*) при сопоставлении данных для выбранных пар малых и следовых элементов, включая REE и HFSE. Наблюдаемые спектры REE, нормализованные по отношению к хондриту CI (рис. 15, *а, б*), также подобны спектрам интрузивных серий коматиитового происхождения в родственных массивах Падос-Тундра, Ляварака, Чапесвара и Ханлаута [Barkov et al., 2019, 2021a, 2022; Барков и др., 2022a].

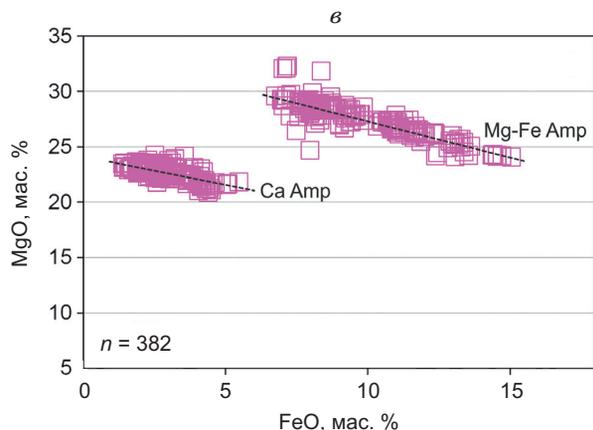
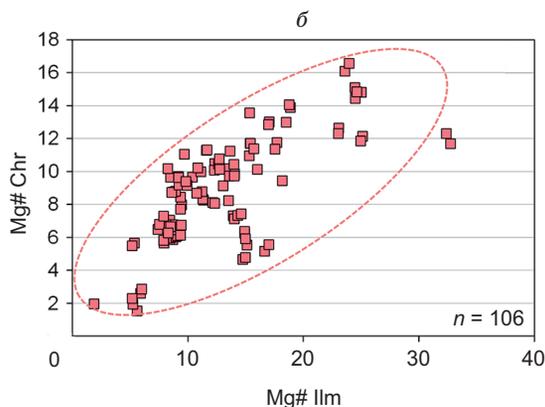
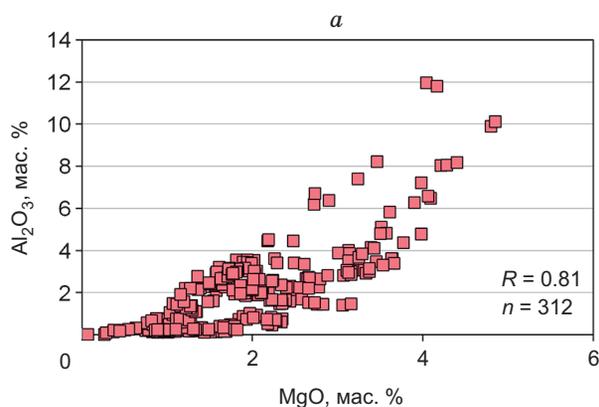
Проба LTM2-24 представляет наиболее примитивную породу дунитового состава в комагматичной серии пород силла (см. табл. 10). Она обладает наиболее высоким содержанием MgO (40.15 мас. %) с примесью Ni в качестве компонента оливина (0.31 мас. %) и наиболее пониженным содержанием  $\text{SiO}_2$  (36.27 мас. %), а также весьма низким  $\text{TiO}_2$  (0.04 мас. %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.76 мас. %) и CaO (0.08 мас. %). Эта порода отличается самым примитивным по характеру спектром REE, нормализованным по хондриту CI [McDonough, Sun, 1995] (см. рис. 15, *а*). Она рассматривается нами в качестве фрагмента тонкозернистого оливинового кумулата ( $\text{Mg\# Ol} = 88.2—88.5$ ), принадлежащего к центральной дунитовой зоне, которая не смогла развиться в полной мере вследствие стремительной кристаллизации силла. Примером и вероятным механизмом формирования дунитовой зоны или ядра может служить близрасположенный силл Чапесвара-II [Barkov et al., 2019], который значительно крупнее, чем Лотмвара-II.



**Рис. 9.** Вариации ряда значений в проанализированных образцах пород силла Лотмвара-II по двум линейным и субпараллельным друг другу профилям, результаты которых спроектированы на единую линию А—В (в направлении от точки А к В; см. рис. 3, б).

На оси ординат показаны: а — значения индекса Mg# в составах горных пород (молекулярные отношения  $100\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MnO})$ ), б — индекса  $\text{Mg\#} = 100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_2 + \text{Mn})$  в составах оливина, в — ортопироксена, г — хромшпинелидов, е — ильменита, д — содержания примеси ZnO в хромшпинелидах. Сокращение ЦПК — центры первоначальной кристаллизации. Здесь и далее: *n* — число индивидуальных анализов.

Серия пород силла Лотмвара-II характеризуется существенно однотипными трендами (близкими таковым в массивах Ляварака, Чапесвара и Ханлаута) на диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—TiO}_2$  (рис. 16), что согласуется с ранее установленным единым типом источника: Al-недеплетированной коматиитовой магмой [Barkov et al., 2019, 2021a, 2022; Барков и др., 2022a]. На диаграмме  $\text{MgO—SiO}_2$  (рис. 17) срединная точка криволинейного тренда ультрамафитов силла Лотмвара-II располагается поблизости от границ полей, характерных коматиитам Барбертонского пояса в ЮАР и района Мунро в провинции Онтарио, Канада [Grove, Parman, 2004].

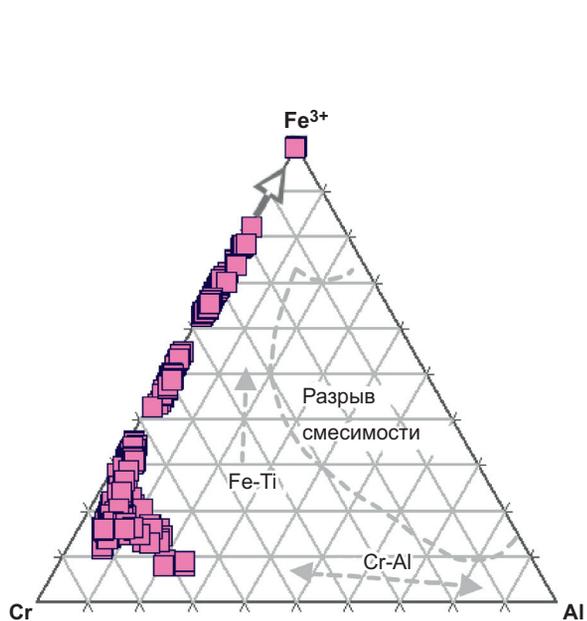


**Рис. 10. а—в — вариации составов зерен акцессорных хромшпинелидов.**

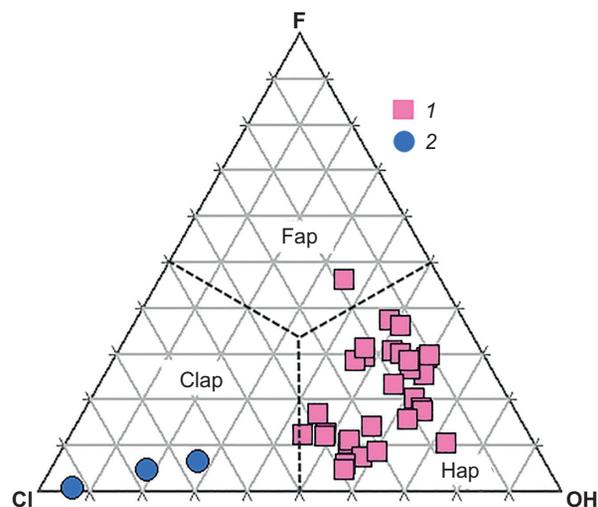
*а* — на диаграмме  $Al_2O_3$ — $MgO$ , *б* — значений  $Mg\# = 100Mg/(Mg + Fe_2 + Mn)$  в сосуществующих парах хромшпинелидов и ильменита, *в* — вариации составов в сериях кальциевых и Mg-Fe амфиболов в силле Лотмвара-II.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Геотектонические следствия.** Наши наблюдения указывают на существование явного и значительного подобия между структурной позицией силла Лотмвара-II с ранее исследованными зональными силлами комплекса Чапесвара (см. рис. 3, *а*) [Barkov et al., 2019]. Они все локализованы у границ двух



**Рис. 11. Вариации составов зерен акцессорных хромшпинелидов в силле Лотмвара-II на треугольной диаграмме Cr—Al— $Fe^{3+}$  ( $n = 312$ ).**

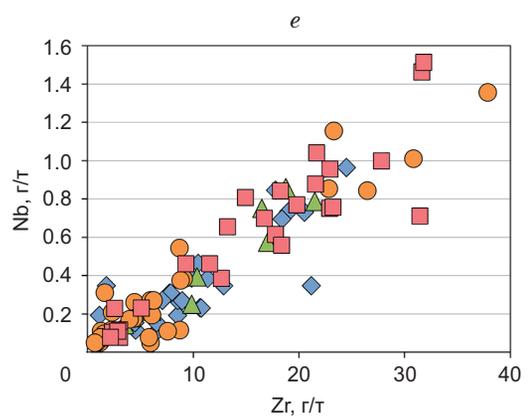
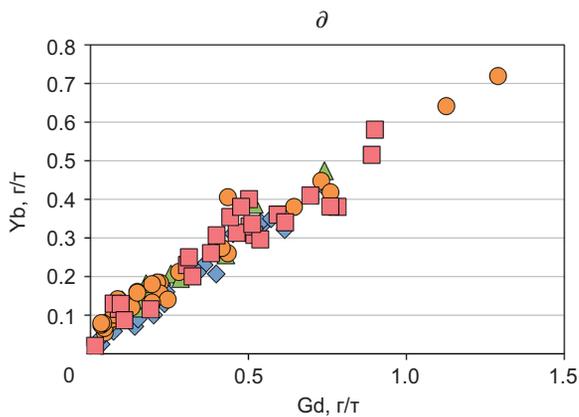
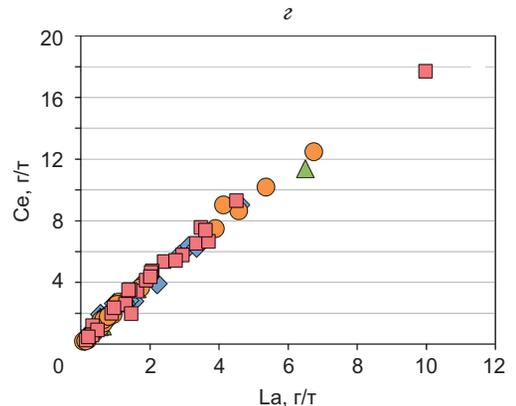
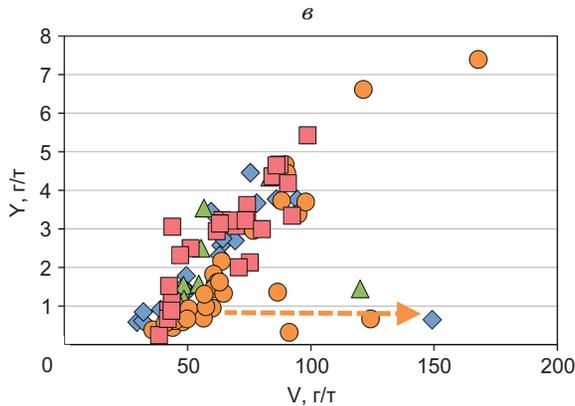
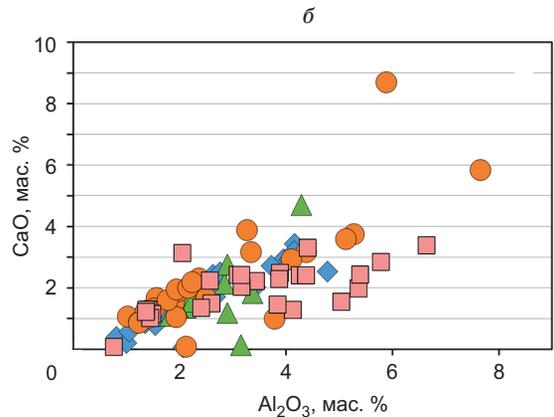
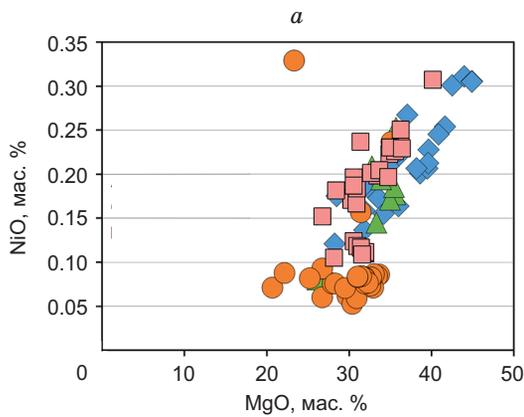
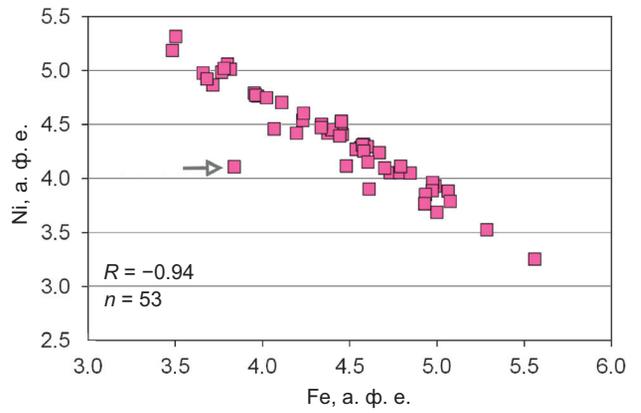


**Рис. 12. Вариации составов зерен акцессорного апатита в силле Лотмвара-II (наши данные) в сопоставлении с составами из силла Лотмвара-I [Barkov et al., 2023] на треугольной диаграмме Cl—F—OH.**

Fap, Clap, Nap — фторапатит, хлорапатит и гидросилапатит соответственно. 1 — Лотмвара-II, 2 — Лотмвара-I.

**Рис. 13. Вариации составов зерен пентландита в силле Лотмвара-II**

на диаграмме Ni—Fe, выраженные в значениях атомов на формульную единицу (а. ф. е.) в расчете на сумму 17 а. ф. е. Стрелкой указан состав с максимальным содержанием кобальта.



**Рис. 14. а—е — диаграммы, показывающие вариации в составах пород силла Лотмвара-II.**

Символы розового цвета — наши данные, голубого — составы пород массивов Чапесвара, по [Barkov et al., 2019], зеленого — горы Ханлаута, по [Барков и др., 2022б], оранжевого — Ляварака, по [Barkov et al., 2022].

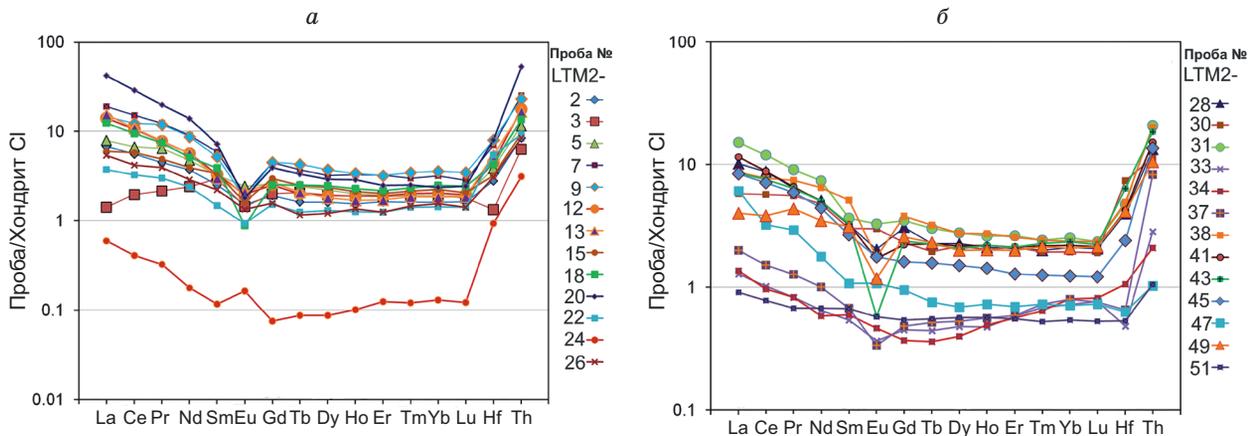


Рис. 15. *а, б* — содержания редкоземельных элементов, Hf и Th, нормализованные на основе значений в хондрите CI, по [McDonough, Sun, 1995], в составах (ИСП-МС) ультрабазитовых пород силла Лотмвара-II.

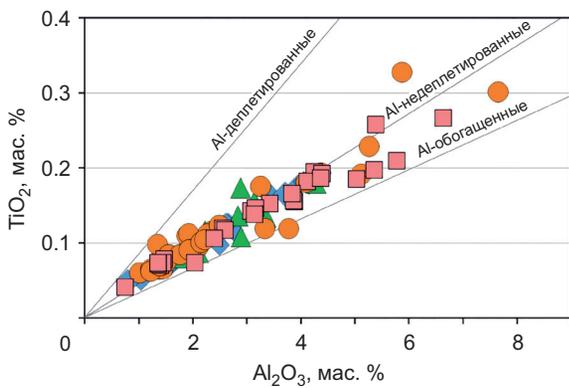


Рис. 16. Диаграмма  $TiO_2-Al_2O_3$ , показывающая вариации в составах пород силла Лотмвара-II.

Усл. обозн. см. на рис. 14. Схематически показаны линейные тренды, характерные для Al-деплементированных, Al-недеплементированных и Al-обогащенных коматиитов, по [Robin-Popieul et al., 2012].

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 ультрабазитовых силлов здесь контролируется складчато-надвиговыми зонами северо-северо-восточного простирания и северо-западного падения. Они являются составной частью субвулканоплутонической ассоциации района Падос-Гундра, которая сопровождается развитием коллизионного меланжа пояса Танаэльв, подстилающего Лапландский гранулитовый террейн (ЛГТ). Структура ЛГТ является частью палеопротерозойского

Лапландско-Кольского коллизионного орогена, ЛККО (см. рис. 1, 2). В свою очередь, структура ЛККО является существенным компонентом палеопротерозойской орогении, воздействующей на весь Северо-Атлантический регион при формировании значительной части суперконтинента Нуна, уцелевшим фрагментом которого является Фенноскандинавский щит [Балаганский и др., 2016].

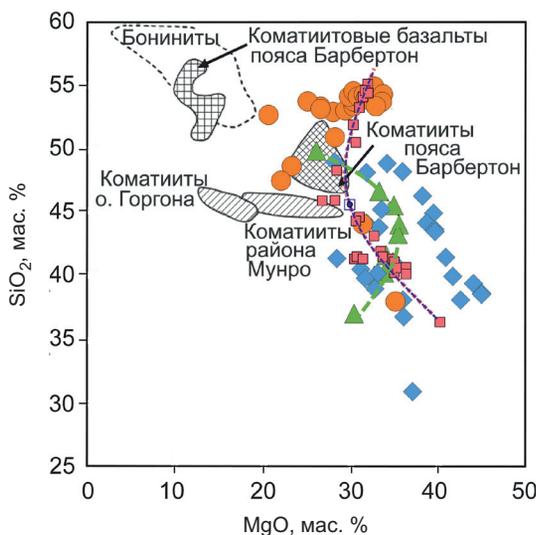


Рис. 17. Диаграмма  $SiO_2-MgO$ , показывающая вариации в составах пород силла Лотмвара-II (символ розового цвета; наши данные)

в сопоставлении с полями составов пород массивов Ляварака (символ оранжевого цвета), по [Barkov et al., 2022], Чапесвара (символ голубого цвета), по [Barkov et al., 2019], и линейным трендом массива горы Ханлаута (символ зеленого цвета), по [Барков и др., 20226]. Схематически показаны границы типовых полей составов бонинитов, коматиитовых базальтов и коматиитов Барбертонского пояса в ЮАР, о. Горгона в Колумбии и района Мунро в Онтарио, Канада, по [Grove, Parman, 2004].

Таким образом, в палеопротерозое у границ Лапландского гранулитового террейна и Беломорского террейна возникали глубинные каналы, по которым осуществлялась миграция ультрамафитовой магмы, сформировавшей силл Лотмвара-II. Этот силл и тесно ассоциирующие с ним силлы Лотмвара-I и группы Чапесвара [Barkov et al., 2019, 2023] принадлежат к субвулканоплутоническим комплексам, которые формировались в ходе внедрения крупных объемов Al-недеплетированной коматиитовой магмы в петрогенетической связи с крупномасштабным мантийным плюмом [Barkov et al., 2019]. Вследствие особых характеристик, обсуждаемых ниже, ультрамафитовая магма достигала близповерхностных уровней в земной коре, формируя ультрабазитовые силлы комплексов Чапесвара и Лотмвара.

Следует выделить следующую иерархичность структурно-вещественных подразделений палеопротерозойского возраста (2.5—2.4 млрд лет) в северо-восточной части Фенноскандинавского щита: I) широкое разнообразие мафит-ультрамафитовых комплексов анорогенного происхождения, сформированных в качестве членов крупных изверженных провинций сумийского цикла активности в стабильной внутриплитной обстановке в интервале 2.5—2.4 млрд лет; II) субвулканоплутонические ассоциации Серпентинитового пояса—пояса Тулпио (СП–ПТ), являющиеся результатом внедрения крупных объемов Al-недеплетированной коматиитовой магмы, генерированной крупномасштабным мантийным плюмом в пределах мегаструктуры СП–ПТ (см. рис. 2); III) по нашим данным, комплексы южного ответвления СП, а именно массивы Тепси-Тундра, Урочище Тепси, Карека-Тундра, Янисваара, Перчатка и др., очевидно, принадлежат комплементарной мегаструктуре (синхронной СП–ПТ), которая простирается линейно в юго-восточном направлении от группы массивов Тулпио по направлению к ковдозерскому комплексу вблизи к Кандалакшской палеорифтогенной системе. Структуры коронитового типа, установленные в массивах СП [Barkov et al., 2023], указывают на петрогенетическое родство с друзитовыми ассоциациями. Как известно, субсинхронный беломорский друзитовый комплекс палеопротерозойского возраста широко развит в районе оз. Ковдозеро и смежных районах южной части Кольского полуострова [Шарков и др., 2004; Терехов, 2007; Малов, 2015]. Вместе с тем составы массивов ковдозерского комплекса обладают в среднем значительно более высоким содержанием кремнезема, что приближает их к производным бонинитоподобных расплавов [Шарков и др., 2004].

**Генетические интерпретации.** Как отмечалось выше, наши результаты свидетельствуют о формировании тела Лотмвара-II в результате инъекции Al-недеплетированной коматиитовой магмы весьма высокомагнезиального состава. Геологическое залегание этого силла существенно подобно силлу Чапесвара-II [Barkov et al., 2019] (см. рис. 2; 3, а, в). С другой стороны, тело Лотмвара-II имеет значительно меньшие размеры, что обусловило его более скорую кристаллизацию в связи со сравнительно малым объемом внедрившегося расплава. Силлоподобная морфология тела устанавливается довольно отчетливо по результатам выполненного картирования и опробования (см. рис. 3, в). Представляется, что этот силл и силл соседствующего массива Лотмвара-I [Barkov et al., 2019, 2023], ориентированные вдоль системы взаимно субпараллельных зон, могут представлять собой лишь приповерхностные «гребни», составляющие верхнюю часть более глубинных и крупных региональных структур, родственных лакколлитам или, менее вероятно, хонолитам, т. е. телам неправильной или неопределенной конфигурации. Такая вероятность вполне согласуется с результатами картирования (Шлайфштейн Б.А., 1987), по данным которого ультрабазиты слагают сравнительно крупные тела в районе Лотмвара—Кыйбушквара (см. рис. 3, а).

Зональный силл Чапесвара-II кристаллизовался из магмы, близкой по составу к коматииту барбертонского типа [Barkov et al., 2019], что, по нашим данным, является действенным и по отношению к силлу Лотмвара-II. Результаты расчетов [Robin-Popieul et al., 2012] позволили оценить состав исходного расплава Al-недеплетированного коматиита района Комати. Он содержит ~30 мас. % MgO и ~12 мас. % FeO, что согласуется с первоначальной кристаллизацией оливина состава Fo<sub>94</sub>. В точности то же значение MgO, т. е. 30 мас. % в сочетании с 46 мас. % SiO<sub>2</sub>, является вероятностной оценкой состава исходного расплава силла Лотмвара-II. Эта оценка базируется на положении срединной точки установленной нами кристаллизационного линейного тренда составов силла (см. рис. 17). Другие оценки исходной магмы, основанные на составе верхней краевой фации (ВКФ) силла Чапесвара-II [Barkov et al., 2019] или среднем составе коматиитовых субвулканитов района Ханлаута [Барков и др., 2022а], достаточно близки и не противоречивы. Отметим, что максимальное значение Fo достигает 93 и 92 в массивах Падос-Тундра и Чапесвара соответственно [Barkov et al., 2019, 2021а].

Наши долговременные исследования массивов СП не согласуются с вероятностью их кристаллизации из гетерогенных объемов, содержащих и транспортирующих в расплаве хотя бы малую долю оливиновых кристаллов глубинного происхождения. Мы полагаем, что кристаллизация этих ультрабазитовых комплексов происходила *in situ* из порций вполне гомогенного ультрамафитового расплава близкого состава. В обоснование этого положения могут быть выдвинуты следующие наблюдения. 1. Массивы СП имеют несомненно субвулканическое или малоглубинное происхождение. Гарцбургиты и дуниты обычно имеют тонкозернистую и нередко микрозернистую структуру, что отражает кристал-

лизацию в условиях быстрого охлаждения. Их текстурно-структурные особенности и составы оливина в пределах образца остаются почти неизменными или варьируют незначительно. Интрателлурические фазы оливина, выносимые со значительных глубин, должны были бы быть ожидаемо более крупнозернистыми или отличаться по составу от микрокристаллических форм оливина. 2. Установлена хорошо проявленная скрытая расслоенность в составах оливина в комплексах Падос-Тундра и силле Чапесвара-II [Barkov et al., 2017a, 2019, 2021a]. Как известно, скрытая расслоенность указывает на внутрикамерную кристаллизацию расслоенных интрузивов. 3. Обнаружена столбчатая отдельность в коматиитовых субвулканитах района горы Ханлаута [Барков и др., 2022a]. Такая отдельность фактически невероятна в системах «протрузивной» природы, в которых ранее сформированный оливин выносился бы в качестве его гетерогенной смеси с расплавом. 4. По нашему мнению, крайне низка и сама вероятность достижения близповерхностного уровня коры гипотетической гетерогенной смесью на основе расплава и транспортируемого им кристаллического оливинового субстрата. Наличие твердой фазы оливина значительно увеличило бы плотность и вязкость магмогенного субстрата протрузивного характера, который, по всей очевидности, застыл бы на значительных глубинах. 5. Многие особенности исследуемых массивов СП свидетельствуют о значительном присутствии ювенильной  $H_2O$  в их исходной коматиитовой магме; лаурит-клинохлоровые сростания во включениях в хромшпинелидах, ориентированные включения клинохлора в хромите, коронитовые каймы  $Amr$  в свежих ультрамафитах, сфероидальные текстуры с формированием водосодержащих силикатов в матрице свежего оливина [Barkov et al., 2016, 2017b, 2020, 2021a, 2023].

Значения  $Mg\#$  в составах пород остаются довольно близкими друг другу на всем протяжении исследованного нами силла (см. рис. 9, *a*). Следовательно, степень его дифференциации, оцениваемая по индексу магнезиальности, сравнительно ограничена. Однако степень геохимической эволюции силла по вариациям содержаний REE и XFSE (см. рис. 14, *z, d, e*), известных своим «несовместимым» поведением в ходе кристаллизации, довольно значительна. Такая геохимическая двойственность является важной особенностью силла Лотмвара-II, что находит свое выражение в относительном развитии (и неравномерном распределении) акцессорных зерен циркона и монацита-(Ce).

Мы полагаем, что кристаллизация силла Лотмвара-II началась с так называемых «центров первоначальной кристаллизации», ЦПК (см. рис. 9, *b*). Они представляют собой неясной конфигурации, обладающие максимальной магнезиальностью оливина ( $Mg\#$  91). Вероятно, силлоподобное тело пыталось сформировать «центральную дунитовую зону» [Barkov et al., 2019], которая частично представлена обр. LTM2-24 (описанным выше), но в целом безуспешно вследствие быстрой кристаллизации малого объема исходной магмы.

По нашим данным и результатам картирования, тела Лотмвара-I и -II являются конкордантными, залегая субпараллельно и подобно силлу Чапесвара-II, который исследован более детально вследствие значительной мощности и лучшей обнаженности. Выделены три этапа кристаллизации, которые в целом определили геологическую структуру интрузива с формированием центральной дунитовой зоны [Barkov et al., 2019]. Представляется, что пара совмещенных конвекционных ячеек сформировалась на первом этапе по обе стороны от зоны наиболее высокотемпературного расплава, присутствующего в центре магматического резервуара при начавшемся охлаждении после кристаллизации верхней краевой фации (ВКФ) (рис. 18, *a, b*). Второй этап знаменовал интенсивную аккумуляцию кристаллизующихся зерен оливина в промежуточной области между функционирующими парными ячейками. В ходе третьего этапа в общем объеме расплава сформировался фронт двойной кристаллизации, обоснованный минералого-геохимическими данными [Barkov et al., 2019]. Форма комплементарных ячеек конвекции, возникающих по обе стороны зоны термального максимума, определяется как вероятно эллипсоидная с ориентацией субвертикально по длинной оси (см. рис. 18, *a*). Это вполне ожидаемо для магматических камер уплощенной или листообразной геометрии [Marsh, 1989]. Значительная конвекция действительно отмечалась при охлаждении коматиитовых потоков [Arndt, 1986]. Роль ячеек конвекции при кристаллизации силла Чапесвара и родственных ему тел группы Лотмвара могла быть двойственной. 1. Обеспечение транспорта и накопления оливиновых кристаллов, взвешенных в расплаве и взаимно «слипающихся» близ центра камеры, тем самым формируя центральную дунитовую зону. 2. Подразделение магматического резервуара на две подсистемы в верхней и нижней части силла, которые далее развивались более или менее независимо друг от друга. Тем самым формировались два фронта кристаллизации, основной и второстепенный (см. рис. 18, *b*), показывающие контрастные, разнонаправленные тренды [Barkov et al., 2019].

Как отмечалось, выявлено вероятное существование двух генераций оливина (см. рис. 9, *b*). Атипичные составы оливина с низкими значениями  $Mg\#$  (73.4—76.4), контрастирующие с высокой общей степенью магнезиальности ультрамафитов силла (см. рис. 9, *a*), соответствуют фазам второй, или поздней генерации. Формирование низко- $Fe$  оливина связывается с сокращением содержания  $Fe^{2+}$ , сопровождаемое ростом  $Fe^{3+}$  в кристаллизующейся магме вследствие резкого роста в ней значений фугитивности

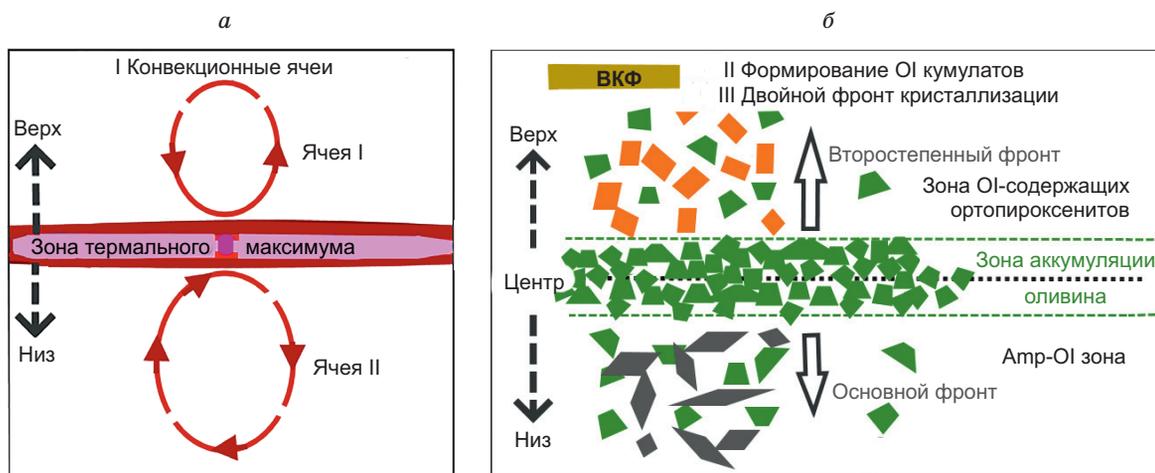


Рис. 18. *a, б* — петрогенетическая схема кристаллизации зонального силла дунит-гарцбургит ортопироксенитового состава в Серпентинитовом поясе на примере силла Чапесвара-II, по [Barkov et al., 2019].

кислорода  $f_{O_2}$  на поздней стадии. Тем самым обеспечивался рост величины  $Mg\#$  в порциях дифференцированной магмы, чем обусловлена повторная (рекуррентная) кристаллизация оливина поздней генерации. Такие обстоятельства более отчетливо проявлены и описаны в родственном массиве Ляварака [Barkov et al., 2022].

Интересно отметить скрытую зональность в распределении уровней примеси цинка в составах хромшпинелидов силла Лотмвара-II (см. рис. 9, *д*). Явно выраженная тенденция возрастания  $Zn$  к центру силла принципиально совпадает с характером зональности в индивидуальных зернах хромита-магнезиохромита в массивах Падос-Тундра и Чапесвара, в которых установлено возрастание содержания цинка в ядерных зонах зерен хромшпинелидов [Barkov et al., 2017b, 2020, 2021a].

Ортопироксен, находящийся в различных текстурно-структурных формах, кристаллизовался после оливина ранней генерации со свидетельством замещения им оливина (см. рис. 7, *а*). Как отмечено, крупные порфириновые зерна ортопироксена окружаются каймами амфибола (см. рис. 5; 7, *б*). Эти выделения формировались из изолированных объемов расплава, остающегося после кристаллизации оливина, в котором значительно накапливались  $H_2O$  и летучие компоненты. Таким образом, петрогенезис здесь весьма подобен происхождению и условиям кристаллизации сфероидов пироксена в родственных комплексах Падос-Тундра и Ляварака [Barkov et al., 2016, 2022]. Ортопироксенитовые зоны вблизи контакта (см. рис. 3, *в*) сформированы за счет аккумуляции таких порций относительно позднего расплава, накопившегося после выделения оливина. Зерна хромшпинелидов кристаллизовались близодновременно с ортопироксеном, тем самым обусловив наблюдаемую взаимосвязь характера вариаций с совпадением максимальных значений  $Mg\#$ . Кристаллизация оксидных парагенезисов силла происходила в режиме возрастания значений  $f_{O_2}$ , что является типичным для ультрабазитовых массивов СП [Barkov et al., 2019, 2020, 2021a, 2022]. Установленный режим роста  $f_{O_2}$ , прослеживаемый по тренду обогащения составов  $Fe^{3+}$  (см. рис. 11), отражается проявлениями прожилков магнетита (или гематита в массиве Ханлаута [Барков и др., 2022a]) аутометасоматического генезиса, а также в появлении «аномальных хромит-ильменитовых парагенезисов», в которых ильменит в сосуществующих парах имеет заметно более магнезиальный состав (см. рис. 10, *б*). В соответствии со сделанными ранее выводами [Barkov et al., 2019, 2021a, 2022], возрастание значений  $f_{O_2}$  в процессе эволюции коматиитовой магмы интерпретируется нами как следствие потери водорода в ходе дегазации магмы в субвулканической обстановке при ее везикуляции и диссоциации  $H_2O$  [Czamanske, Wones, 1973]. Примеры водосодержащих высокомагнезиальных расплавов в природе известны и описаны в литературе [Stone et al., 1997; Wilson et al., 2003].

Мы полагаем, что повышенные содержания ювенильной  $H_2O$  и растворенных в магме летучих компонентов явились весьма важными условиями для того, чтобы существенно понизить ликвидус, а также снизить плотность и вязкость высокомагнезиального расплава, тем самым способствуя его продвижению от мантии до близповерхностного уровня земной коры. Содержание первично магматической  $H_2O$  существенно возрастало в дифференцированном расплаве после массовой кристаллизации первой генерации оливина. На этом этапе формировались сфероидальные выделения ортопироксена с окружающими их каймами кальциевого амфибола (см. рис. 7, *б*). Из более позднего интерстициального

расплава впоследствии отлагались зерна акцессорного гидроксилapatита (см. рис. 8, *з, д*), содержащего довольно значительные концентрации Cl (до 3.01 мас. %) и F (до 1.74 мас. %; см. рис. 12, табл. 6). Таким образом, в ходе кристаллизации галогены аккумулировались совместно с гидроксидом и несовместимыми элементами (P, Zr, REE и другие). В тонкозернистых Орх-Амр породах родственного массива Ляварака кальциевый амфибол кристаллизовался в качестве первичной фазы. Хлор там существенно концентрируется в скаполите [Barkov et al., 2022]. Интересно вновь отметить, что в соседнем силле Лотмвара-I установлены проявления хлорapatита [Barkov et al., 2023]. Хлорapatит довольно широко представлен в массивах Мончеплутона и присутствует в рудоносных районах норильского комплекса [Барков и др., 2021б; Barkov et al., 2021с].

На заключительном этапе значительные уровни накопившейся H<sub>2</sub>O вошли в составы водосодержащих силикатов (амфиболы, серпентин, клинохлор, тальк), сформированных процессами автотасоматического преобразования первичных Mg-Fe силикатов. Клинохлор, как представляется, является вторым по степени распространения минералом (после амфиболов) во вторичных ассоциациях силла. Интересно вновь отметить, что клинохлор отмечался в качестве первичного минерала в закономерно ориентированных ламеллях в хромите, а также в тесных сростаниях с лауритом в качестве включений в зернах хромита-магнезиохромита в массивах Чапесвара и Падос-Тундра соответственно [Barkov et al., 2017b, 2020]. Эти наблюдения дают дополнительно весьма убедительные свидетельства значительного присутствия магматогенной H<sub>2</sub>O в исходных высокомагнезиальных коматиитовых расплавах, из которых кристаллизовались массивы СП.

Контрастные комбинации компонентов представлены в форме тесных сростаний пентландита с хромшпинелидами или ильменитом (см. рис. 8, *а, б*) и, что необычно, хромшпинелида с цирконом (см. рис. 8, *в*). Природа возникновения столь нетипичных сростаний связывается с быстрой кристаллизацией силла в условиях субвулканической обстановки, которая препятствовала более основательной дифференциации рудных компонентов. Широкий ряд составов пентландита (см. рис. 13) главным образом определялся изменением отношения Ni/Fe в кристаллизующемся расплаве силла. Вместе с тем наблюдаемый тренд обогащения составов никелем может также отражать прогрессирующий рост уровня фугитивности серы [Колонин и др., 2000; Tolstykh et al., 2020].

Развитие кайм Амр (см. рис. 5; 7, *б*) и структур коронитового типа в силле Лотмвара-I и других массивах СП [Barkov et al., 2023] согласуется с их родственной связью с субсинхронными массивами друзитового комплекса. Высказано мнение [Малов, 2015], что безрудный характер мафит-ультрамафитовых массивов беломорского друзитового комплекса может быть связан с обеднением расплавов флюидной фазой с низкими содержаниями летучих компонентов в системе. Однако проявления Pd-Pt минерализации [Barkov et al., 1997] все же известны в массиве Ковдозеро (Ковдозерский), который является типичным представителем беломорского комплекса. Проявления Ru-Os-Ir минерализации установлены в тесной ассоциации с клинохлором в хромитовых зонах массива Падос-Тундра в СП [Barkov et al., 2017b]. Полученные нами ранее результаты, как и обсуждаемые здесь данные изучения силла Лотмвара-II, свидетельствуют о повышенных содержаниях воды, галогенов и других летучих компонентов в исходной магме СП. Таким образом, основная причина их относительно низкого рудоносного потенциала заключена, скорее, в сравнительно малых объемах поступившей коматиитовой магмы. Следовательно, наиболее крупные по размеру массивы этого и родственных ему поясов могут рассматриваться в качестве объектов, благоприятных для поиска зон платинометаллической минерализации в связи с хромитовыми или малосульфидными рудными зонами.

Весьма необычные ламеллярные включения флогопита и фазы Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> обнаружены во вмещающих зернах плагиоклаза в практически свежих образцах из ортопироксенитовой зоны силла Лотмвара-I [Barkov et al., 2023]. Они формировались из порции позднего дифференцированного расплава, обогащенного Al, K, Na, H<sub>2</sub>O и Cl, в результате его селективной дегазации с выносом Na и других компонентов, что обусловило перглиноземистый состав остаточного расплава. Это проявление довольно отчетливо напоминает высокоглиноземистую ассоциацию из субсинхронного расслоенного массива Луккулайсваара, Северная Карелия. Она развита в пегматитовых породах габбронорит-ортопироксенитового состава, обогащенных элементами группы платины, ЭПГ (особенно Pd и Pt) и Ag в связи с сульфидной Cu-Ni минерализацией. Небольшие линзовидные тела и жилы минерализованных пород тяготеют к центральной части силла микрогабброноритового состава, вмещаемого мафитовыми породами расслоенной серии. Они формировались *in situ* в ходе кристаллизации изолированных объемов расплава, насыщенного H<sub>2</sub>O, Cl и другими летучими компонентами. Высокоглиноземистая ассоциация здесь также включает один из триморфов Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> в сростании с микрокристаллическим ставролитом, а также амфиболы ферропаргаситового и чермакитового составов, включая хлороферропаргасит с содержанием до 4.5 мас. % Cl, алмадин, флогопит, герцинит, корунд и фазу AlO(OH) [Barkov et al., 1999]. Зерна обогащенных Cl амфиболов и флогопита развиты весьма значительно как включения в сульфидах, минералах ЭПГ и даже в ставролите. Ассоциация Амр-Alm-St-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> формировалась в температурном диа-

пазоне от 560 до 670 °С на стадии автотасоматического изменения плагиоклаза и ортопироксена [Barkov et al., 1999].

Таким образом, между проявлениями в массивах Лотмвара-I и Луккулайсваара прослеживается очевидное подобие: 1) высокоглиноземистые ассоциации, включающие фазы  $Al_2SiO_5$ , тесно связаны с участками изменения первичного плагиоклаза в Pl-содержащих ортопироксенитах; 2) эти проявления формировались из  $H_2O$ -насыщенного расплава, значительно обогащенного Cl; 3) они генетически связаны с силлоподобными телами, кристаллизующимися при довольно неустойчивых условиях в связи с их быстрым и неравномерным охлаждением, с последующей селективной дегазацией и метастабильной кристаллизацией  $Al_2SiO_5$  и других перглиноземистых фаз на автотасоматической стадии. В этой связи интересно предположить, что гранат,  $Al_2SiO_5$  и другие высокоглиноземистые виды могут, вероятно, формироваться при подобных условиях в качестве компонентов коронитовых структур в друзитах или родственных им породах. Таким образом, сложные и полиминеральные коронитовые структуры такого типа могут образовываться в результате комбинации процессов магматической кристаллизации и автотасоматического преобразования, а не наложенного регионального метаморфизма. Наиболее важными условиями формирования таких структур, следовательно, являются: 1) довольно быстрое охлаждение расплава, ведущее к нестабильным физико-химическим условиям его кристаллизации; 2) существенный уровень обогащения магматогенной  $H_2O$  и другими летучими в исходной магме, чем обуславливалось возникновение насыщенных флюидом сред и последующих автотасоматических явлений и процессов.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Описанные нами общие характеристики силла Лотмвара-II свидетельствуют, что он является членом Серпентинитового пояса, состоящим из серии ультрабазитовых интрузивных тел, сформированных в близповерхностных условиях. Силл преимущественно слагается тонкозернистыми гарцбургитами с подчиненными зонами дунитов и ортопироксенитов, локализованных в центральной и прикраевой части соответственно. Он кристаллизовался из Al-недеплетированной коматитовой магмы, обладающей чрезвычайно высокой магнезиальностью и содержащей порядка 30 мас. % MgO. Силл имеет скрытозональную структуру, которая согласуется с его общей кристаллизацией от центра к краям. Он вполне может являть собой приповерхностный «гребень» более глубинного и крупного основного тела, имеющего форму лакколита. В целом силл показывает довольно ограниченную степень магматической дифференциации по отношению к главным петрогенным компонентам. Однако несовместимые элементы, REE и HFSE, локально демонстрируют высокие уровни их относительного обогащения, что явственно отражается в характере описанных минеральных ассоциаций.

Наши данные свидетельствуют о внутреннем присутствии и значительном развитии летучих компонентов, галогенов,  $CO_2$  и в особенности магматогенной  $H_2O$ , которые были способны существенно понизить ликвидус, снизить плотность и вязкость высокомагнезиального расплава, тем самым усиливая его подвижность в продвижении от мантии до близповерхностного уровня коры. Режим возрастания  $f_{O_2}$  в ходе кристаллизации силла *in situ* сопровождался вероятной потерей системой водорода при дегазации расплава с его везикуляцией в субвулканической обстановке, что отмечено ранее в родственных комплексах пояса.

Таким образом, силл Лотмвара-II является новым членом в Серпентинитовом поясе (СП)—поясе Тулпшио (ПТ) в мегаструктуре СП–ПТ палеопротерозойского возраста на Фенноскандинавском щите.

Авторы благодарны сотрудникам Федерального агентства по недропользованию, Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского и Аналитического центра многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН за существенное и разностороннее содействие. Выражаем признательность редколлегии журнала и официальным рецензентам, предложившим улучшения и стимулирующее обсуждение результатов.

Выполненное исследование поддержано Российским научным фондом (проект № 22-27-00419). Работа также выполнялась по государственному заданию ИГМ СО РАН при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

Дополнительные материалы [https://sibran.ru/journals/Suppl\\_Barkov.pdf](https://sibran.ru/journals/Suppl_Barkov.pdf)

### 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, т. 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 ( $Fo_{96}$ ) и Падос-Тундра ( $Fo_{93}$ ) (Кольский полуостров) // Геология и геофизика, 2021а, т. 62 (3), с. 403—421.

**Барков А.Ю., Шарков Е.В., Никифоров А.А., Королюк В.Н., Сильянов С.А., Лобастов Б.М.** Вариации составов апатита и минералов редких земель в связи с трендами кристаллизации в расслоенном массиве Мончеплутон (Кольский полуостров) // Геология и геофизика, 2021б, т. 62 (4), с. 528—548.

**Барков А.Ю., Никифоров А.А., Баркова Л.П., Изох А.Э., Королюк В.Н.** Коматиитовые субвулканиды массива горы Ханлаута, Серпентинитовый пояс (Кольский полуостров) // Геология и геофизика, 2022а, т. 63 (9), с. 1185—1207.

**Барков А.Ю., Толстых Н.Д., Мартин Р.Ф., Тамура Н., Чи Ма, Никифоров А.А.** Куваевит ( $\text{Ir}_5\text{Ni}_{10}\text{S}_{16}$ ), — новый минеральный вид, его ассоциации и особенности генезиса (россыпная зона р. Сисим, Восточный Саян) // Геология и геофизика, 2022б, т. 63 (12), с. 1653—1669.

**Беляев К.Д.** Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, Кольская серия (R-36 XXXI, XXXII) / Ред. Д.В. Полферов. М., Госгеолтехиздат, 1962.

**Богатилов О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В.** Магматизм, тектоника, геодинамика Земли / Ред. В.В. Ярмолюк. М., Наука, 2010, 606 с.

**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 (Новосибирск, 19—23 сентября 2011 г.). Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2011, с. 126.

**Колонин Г.Р., Орсоев Д.А., Синякова Е.Ф., Кислов Е.В.** Использование отношения Ni:Fe в пентландите для оценки летучести серы при формировании ЭПГ-содержащего сульфидного оруденения Йоко-Довыренского массива // ДАН, 2000, т. 370, № 1, с. 87—91.

**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.

**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.

**Лавров М.М.** Гипербазиты и расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л., Наука, 1979, 136 с.

**Леонтьева О.П., Белонин М.Д.** Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, Кольская серия (Q-35-VI) / Ред. К.А. Шуркин. М., Госгеолтехиздат, 1964.

**Лунина О.П., Рогинская Б.И.** Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, Кольская серия (Q-36-I) / Ред. К.А. Шуркин. М., Госгеолтехиздат, 1962.

**Малов Н.Д.** Структурно-петрологические и металлогенические особенности друзитов Северо-Западного Беломорья // Вестник СПбГУ, 2015, сер. 7, вып. 2, с. 73—84.

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

**Миндлина А.А.** Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, Кольская серия (R-35-XXXV, XXXVI) / Ред. А.М. Шукевич. М., Госгеолтехиздат, 1959.

**Муратов Д.Ф.** Ультрабазитовые интрузии Серпентинитового пояса (Падос-Тундра и др.) // Геология СССР, Мурманская область, геологическое описание. Т. 27 (1). М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 318—321.

**Николаева И.В., Палесский С.В., Чирко О.С., Черноожкин 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.

**Солодкая Р.И.** Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, Кольская серия (Q-36-II) / Ред. В.А. Перевозчикова. Северо-западное геологическое управление. 1961, Министерство геологии и охраны недр СССР, Госгеолтехиздат, М., 1963.

**Терехов Е.Н.** Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы Балтийского щита // Литосфера, 2007, № 6, с. 15—39.

**Шарков Е.В.** Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М., Научный мир, 2006, 368 с.

**Шарков Е.В., Красивская И.С., Чистяков А.В.** Диспергированный мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // Петрология, 2004, т. 12, № 6, с. 632—655.

- Alapieti T., Filen B., Lahtinen J., Lavrov M., Smolkin V., Voitsekhovskiy S.** Early Proterozoic layered intrusions in the northeastern part of the Fennoscandian Shield // *Mineral. Petrol.*, 1990, v. 42, p. 1—22.
- Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S.** U–Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // *Precambrian Res.*, 1995, v. 75, p. 31—46.
- Arndt N.T.** Differentiation of komatiite flows // *J. Petrol.*, 1986, v. 27 (2), p. 279—301.
- Barkov A.Y., Nikiforov A.A.** Compositional variations of apatite, fractionation trends, and a PGE-bearing zone in the Kivakka layered intrusion, northern Karelia, Russia // *Can. Mineral.*, 2016, v. 54, p. 475—490.
- Barkov A.Y., Laajoki K.V.O., Karavaev S.S.** First occurrences of Pd–Pt minerals in the Kovdozero mafic-ultramafic complex, NE Fennoscandian Shield // *Mineral Deposits* / Ed. H. Papunen. Balkema, Rotterdam, 1997, p. 393—394.
- Barkov A.Y., Martin R.F., Laajoki K.V.O., Alapieti T.T., Iljina M.J.** Paragenesis and origin of staurolite from a palladium-rich gabbro-norite: an unusual occurrence from the Lukkulaivaara layered intrusion, Russian Karelia // *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 1999, v. 175 (2), p. 191—222.
- Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Halkoaho T.A.A., Konnunaho J.P.** The origin of spheroidal patterns of weathering in the Pados-Tundra mafic-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 Lyavaraka ultramafic complexes, Kola Peninsula, Russia // *Period. di 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*, 2021a, v. 11, p. 68.
- Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Korolyuk V.N., Barkova L.P., Martin R.F.** The chromian spinels of the Lyavaraka ultrabasic complex, Serpentine Belt, Kola Peninsula, Russia: patterns of zoning, hypermagnesian compositions, and early oxidation // *Can. Mineral.*, 2021b, v. 59, p. 1693—1709.
- Barkov A.Y., Nikulin I.I., Nikiforov A.A., Lobastov B.M., Silyanov S.A., Martin R.F.** Atypical mineralization involving Pd–Pt, Au–Ag, REE, Y, Zr, Th, U, and Cl–F in the Oktyabrsky deposit, Norilsk complex, Russia // *Minerals*, 2021c, v. 11, p. 1193.
- Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Korolyuk V.N., Martin R.F.** The Lyavaraka ultrabasic complex, Serpentine Belt, Kola Peninsula, Russia // *Geosciences*, 2022, v. 12, p. 323.
- Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Martin R.F., Korolyuk V.N.** Corona-type textures in ultrabasic complexes of the Serpentine Belt, Kola Peninsula, Russia // *Minerals*, 2023, v. 13 (1), p. 115.
- Czamanske G.K., Wones D.R.** Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway: part 2, the mafic silicates // *J. Petrol.*, 1973, v. 14, p. 349—380.
- 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.J.** Evolution of the Palaeoproterozoic (2.50–1.95 Ga) non-orogenic magmatism in the eastern part of the Fennoscandian Shield // *Reading the Archive of Earth's Oxygenation. 1. The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia - Drilling Early Earth Project*. Berlin, Springer, 2013.
- Knop O., Huang C.-H., Reid K.I.G., Carlow J.S.** Chalcogenides of the transition elements. X. X-ray, neutron, Mössbauer and magnetic studies of pentlandite and the  $\pi$  phases,  $\pi$  (Fe, Co, Ni, S),  $\text{Co}_8\text{MS}_8$  and  $\text{Fe}_4\text{Ni}_4\text{MS}_8$  (M = Ru, Rh, Pd) // *J. Solid State Chem.*, 1976, v. 16, p. 97—116.
- Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V., Ernst R.** The Vetryny Poyas (Windy Belt) subprovince or southeastern Fennoscandia: an essential component of the ca. 2.5–2.4 Ga Sumian large igneous provinces // *Precambrian Res.*, 2010, v. 183, p. 589—601.
- Lindh A., Eskelinen J., Luukas J., Kousa J., Nironen M.** The Bedrock of Finland 1:200 000 map modified from the General map 1:1 million. *Natl. Land Surv. Finl., Geol. Surv. Finl.*, Espoo, Finland, 2014.
- Marsh B.D.** Magma physics // *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics* / Ed. D. James. Van Nostrand and Reinhold Co., 1989, p. 676—688.
- McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.

**Melezhik V.A., Hanski E.J.** Palaeotectonic and palaeogeographic evolution of Fennoscandia in the Early Palaeoproterozoic // Reading the Archive of Earth's Oxygenation. 1. The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia - Drilling Early Earth Project. Berlin, Springer, 2013.

**Nikolaeva I.V., Paleskii S.V., Koz'menko 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.

**Nironen M., Kousa J., Luukas J., Lahtinen R.** Geological map of Finland - Bedrock 1:1000 000. *Geol. Surv. Finl.*, Espoo, Finland, 2016.

**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. Pap.*, 2001, v. 33, 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.

**Serov P.A., Bayanova T.B., Steshenko E.N., Kunakkuzin E.L., Borisenko E.S.** Metallogenic setting and evolution of the Pados-Tundra Cr-bearing ultramafic complex, Kola Peninsula: evidence from Sm–Nd and U–Pb isotopes // *Minerals*, 2020, v. 10, p. 186.

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

**Sheng-Hong Yang, Hanski E., Li Chao, Maier W.D., Huhma H., Mokrushin A.V., Latypov R., Lahaye Y., O'Brien H., Qu Wen-Jun.** Mantle source of the 2.44–2.50-Ga mantle plume-related magmatism in the Fennoscandian Shield: evidence from Os, Nd, and Sr isotope compositions of the Monchepluton and Kemi intrusions // *Miner. Deposita*, 2016, v. 51, p. 1055—1073.

**Stone W.E., Deloule E., Larson M.S., Leshner C.M.** Evidence for hydrous high-MgO melts in the Precambrian // *Geology*, 1997, v. 25, p. 143.

**Tolstykh N., Shvedov G., Polonyankin A., Korolyuk V.** Geochemical features and mineral associations of differentiated rocks of the Norilsk 1 intrusion // *Minerals*, 2020, v. 10, p. 688.

**Wilson A.H., Shirey S.B., Carlson R.W.** Archaean ultra-depleted komatiites formed by hydrous melting of cratonic mantle // *Nature*, 2003, v. 423, p. 858—861.