

УДК 553.491.4 + 553.41 (470.22)

## РУДОНОСНОСТЬ АРАМИНЛАМПИНСКОГО МАССИВА – К ВОПРОСУ ПРОДОЛЖЕНИЯ НИКЕЛЕВОГО ПОЯСА КОТАЛАХТИ НА ТЕРРИТОРИЮ ПРИЛАДОЖЬЯ

**В. И. Иващенко**

*Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия*

Араминлампинский массив входит в состав Кааламского клинопироксенит-габбронорит-диоритового комплекса с возрастом  $1888,3 \pm 5,2$  млн лет, что древнее времени формирования рудоносных интрузивов пояса Коталахти (1875–1885 млн лет). Согласно геодинамическим реконструкциям пояс Коталахти не протягивается на российскую территорию в область распространения кааламских интрузий, а имеет возможное продолжение только южнее зоны надвигов Мейери. Преобладающие петротипы пород Кааламского комплекса – диориты, габбродиориты, реже метаклинопироксениты; в интрузивах Коталахти – перидотиты, гарцбургиты, верлиты, лерцолиты, вебстериты, нориты, габбронориты. Спектры распределения редкоземельных элементов и Ce/Yb и Th/Yb отношения пород Араминлампинского массива тождественны таковым для дифференциатов безрудных массивов пояса Коталахти. Оливин в кааламских ультрамафитах более железистый (форстерит 58–70 %), чем в Коталахти (форстерит 63–85 %, в рудоносных – 78–85 %). Главные рудные минералы в месторождениях Коталахти – пирротин, пентландит, халькопирит; в рудном горизонте Араминлампинского массива – пирротин. В этом массиве, имеющем отчетливое дифференцированное строение (оливиновые клинопироксениты, клинопироксениты, габбро), пирротиновая вкрапленность с незначительным присутствием других сульфидов (халькопирит, пирит, пентландит и др.) образует в зоне перехода от оливиновых пироксенитов к пироксенитам рудный горизонт мощностью около 10 м с невысоким содержанием Cu (0,1–0,2 %), Ni (0,03–0,1 %), ΣМПГ, Au (0,2–0,5 г/т), Sc (70–90 г/т). В кварцевых жилах мощностью 20–30 см, пересекающих метапироксениты, вблизи рудного горизонта отмечается обильная серебро-висмутовая минерализация (Ag – до 550 г/т, Au – 0,2 г/т, Bi – 0,1 %). Доминирующие в МПГ-минеральной ассоциации рудного горизонта висмутотеллуриды палладия кристаллизовались при температуре (< 500 °С) ниже типичного сульфидного солидуса, а часть меренскиитовых фаз – в субсолидусных условиях (~ 700 °С). Все породы массива интенсивно амфиболизированы и пересекаются жилами пегматов. Первичные минералы – диопсид, оливин, хромшпинелиды, битовнит – сохранились только в реликтах. Оливин, наряду с серпентинизацией, преобразован в амфибол-магнетитовые симплектиты. Рудопроявление Араминлампи имеет признаки как позднемагматического, так и постмагматического происхождения, а возникновение в заключительную стадию минералообразования совместно с висмутотеллуридами палладия таких минералов, как молибденит, шеелит, сфалерит, уранинит, ураноторианит, не исключает вероятности участия в этом флюидов, связанных с гранитами и пегматитами, прорывающих массив.

**Ключевые слова:** Фенноскандинавский щит; Кааламский магматический комплекс; пояс Коталахти; благороднометалльная минерализация; висмутотеллуриды палладия; хромшпинелиды; амфибол-магнетитовые симплектиты.

## V. I. Ivashchenko. ORE POTENTIAL OF THE ARAMINLAMPI MASSIF. THE QUESTION OF EXTENDING THE KOTALAHTI NICKEL BELT TO THE LAKE LADOGA AREA (PRILADOZHYE)

The Araminlampi massif is part of the Kaalamo clinopyroxenite-gabbro-norite-diorite complex dated at  $1888.3 \pm 5.2$  Ma. This age is older than the ore-bearing intrusive units in the Kotalahti belt (1875–1885 Ma). Geodynamic reconstructions show that the Kotalahti belt is not traced into the Kaalamo intrusion area in the Russian territory, but it seems to extend only to the south of the Meieri thrust zone. The predominant petrotypes of Kaalamo rocks are diorite, gabbrodiorite and the less common metaclinopyroxenite; the Kotalahti intrusive units are dominated by peridotite, harzburgite, wehrlite, lherzolite, websterite, norite and gabbronorite. The distribution spectra of rare-earth elements and the Ce/Yb and Th/Yb ratios of Araminlampi rocks are similar to those of the ore-free massif differentiated in the Kotalahti belt. Olivine in Kaalamo ultramafics contains more iron (58–70 % forsterite) than Kotalahti (63–85 % forsterite; 78–85 % in ore-bearing rocks). The major ore minerals in the Kotalahti deposits are pyrrhotite, pentlandite and chalcopyrite, and the major ore mineral in the Araminlampi massif is pyrrhotite. In this structurally differentiated massif (olivine clinopyroxenite, clinopyroxenite and gabbro) pyrrhotite dissemination with minor quantities of other sulphides (chalcopyrite, pyrite, pentlandite, etc.) forms a ~ 10 m thick ore horizon with 0.1–0.2 % Cu, 0.03–0.1 % Ni, ΣPGM, 0.2–0.5 g/t Au and 70–90 g/t Sc in the olivine pyroxenite-pyroxenite transition zone. The 20–30 cm thick quartz veins cross-cutting the metapyroxenites near the ore horizon display abundant silver-bismuth mineralization (Ag – up to 550 g/t, Au – 0.2 g/t and Bi – 0.1 %). Palladium bismuthotellurids that predominate in the PGM-mineral association of the ore horizon were crystallized at a temperature (< 500 °C) below a typical sulphide solidus, and part of merenskyite phases under subsolidus conditions (~ 700 °C). All the rocks of the massif are highly amphibolized and cut by pegmatite veins. Primary minerals, such as diopside, olivine, chrome-spinels and bytownite, occur only as relics. Olivine, together with serpentinization, is altered to amphibole-magnetite symplectites. The Araminlampi ore occurrence displays signs of both late- and post-magmatic genesis, and the formation of molybdenite, scheelite, sphalerite, uraninite and uranothorianite, together with palladium bismuthotellurids at the final mineral formation stage suggests the involvement of fluids associated with the granites and pegmatites that cross-cut the massif.

**Key words:** Fennoscandian shield; Kaalamo magmatic complex; Kotalahti belt; noble metal mineralization; palladium bismuthotellurids; chrome-spinels; amphibole-magnetite symplectites.

### Введение

Араминлампинский массив входит в состав Кааламского клинопироксенит-габбро-норит-диоритового комплекса, относящегося по времени формирования ( $1888,3 \pm 5,2$  млн лет) [Богачев и др., 1999a] к свекофенским раннеорогенным магматическим образованиям Фенноскандинавского щита. Это единственный массив данного комплекса, в строении которого участвуют породы с содержанием  $MgO > 20\%$  – оливиновые пироксениты, близкие к верлитам [Иващенко и др., 1998], а по данным [Макарова, 1971] – перидотиты.

Интрузивы Кааламского комплекса имеют длительную историю изучения [Накман, 1929; Саранчина, 1949; Светов и др., 1990; Иващенко и др., 1998; Богачев и др., 1999б и др.]. В 70-е гг. прошлого века на площади их распространения проводились геолого-поисковые работы на медь и никель [Макарова, 1971], свя-

занные с идеей о продолжении на территорию Приладжья промышленно никеленосного пояса Коталаhti Финляндии. Было выявлено несколько мелких проявлений с пирротин-халькопиритовой минерализацией и низким содержанием Ni (< 0,1 %) и Cu (0,1–0,7 %). На рубеже XX и XXI вв. получены первые положительные результаты о платиноносности ряда интрузий данного комплекса, включая и Араминлампинский массив [Иващенко, Лавров, 1997; Иващенко и др., 1998, 2016; Лавров, Кулешевич, 2016]. В настоящее время на кааламских интрузивах ООО «Индустрия», входящая в компанию «Polymetal International plc», проводит поисково-оценочные работы на платиноиды и золото.

Проведенными нами исследованиями интрузивов Кааламского магматического комплекса и связанных с ним рудопроявлений установлено, что область их распространения не является продолжением промышленно никеленосного пояса Коталаhti сопредельной

территории Финляндии, а формирование благороднометалльного оруденения в Араминлампинском массиве было полигенно-полихронным по своей природе.

Методической основой исследований служил системный анализ. Определение вещественного состава пород, руд и минералов проводилось в ИГ КарНЦ РАН с использованием современного научного оборудования – сканирующего электронного микроскопа VEGA II LSH с микроанализатором INCA ENERGY 350, ICP-MS, ЭПР и др. Анализы на золото и платиноиды выполнялись в ЦНИГРИ, г. Москва (пробирно-масс-спектрометрический и пробирно-атомно-абсорбционный методы) и в «Иргиредмет», г. Иркутск (пробирно-атомно-эмиссионный с индуктивно связанной плазмой – ICP-AES анализ).

### **Геология Кааламского магматического комплекса**

Кааламский клинопироксенит-габбронорит-диоритовый комплекс включает одноименный крупный (~80 км<sup>2</sup>) массив (рис. 1), расположенный в 30 км к северу от г. Сортавала, ряд его сателлитов (Араминлампи, Ихаланваара, Сурисуо, Кеккоселька, Винаоя, Кархонланмяки и др.), площади выходов которых не превышают первых квадратных километров, и множество еще более мелких тел, распространенных к западу от массива. К этому комплексу, вероятно, относятся и гипабиссальные габбродиорит-тоналитовые интрузии Алатту-Пякюля, Янис, расположенные южнее оз. Янисъярви, развитые здесь же разномасштабные дайки пород с варьирующей кремнекислотностью, а также Исоярвинский массив и будинированные мафические тела в Западном Приладожье.

Кааламские интрузии прорывают осадочные и вулканогенные породы ладожской и сортавальской серий протерозоя, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. Их эндоконтакты (особенно Кааламского массива), обычно содержащие ксенолиты вмещающих пород и дайки, местами огнейсованы и претерпели наложение поздних деформаций сдвигового характера (рис. 2).

Для сателлитов Кааламского плутона, к которым относится и Араминлампинский массив, характерно межформационное положение в контактовой зоне между отложениями сортавальской и ладожской серий. На современном эрозионном срезе они, как правило, имеют овальную или линзовидную форму, достигая в длину 1,5–2 км и в ширину 0,2–1 км [Макарова, 1971; Иващенко и др., 1998]. В их строении

участвуют однотипные в минералого-петрогеохимическом аспекте породы (метапироксениты, габбро, габбродиориты и др.). В зависимости от размера массивов в той или иной мере проявляется их отчетливая дифференцированность от перидотитов и верлитов [Макарова, 1971], известных только в Араминлампинском массиве, и оливиновых пироксенитов к габбродиоритам, кварцевым диоритам. Ряд особо малоразмерных тел имеют однородное строение, и на хорошо обнаженных участках четко устанавливается, что их морфология обусловлена главным образом интенсивными складчато-разрывными деформациями, часто приводившими к разлинзованию и будинированию в макро- и микромасштабах. Эти особенности в совокупности с относительно равномерным площадным распределением мелких «интрузий», особенно в северо-западном обрамлении Кааламского массива (рис. 1), свидетельствуют, по-видимому, об изначальной принадлежности большинства из них к одной или нескольким крупным пластовым межформационным интрузиям, которые приобрели в кульминационные стадии свекофеннской орогении гнейсовидный облик и местами дискретное сегментированное строение вплоть до срыва чешуй, будинажа и разлинзования. Вследствие этого известные ранее [Макарова, 1971] и выявленные позднее [Иващенко, Лавров, 1997; Иващенко и др., 1998, 2016; Лавров, Кулешевич, 2016] проявления рудной минерализации в пределах отдельных массивов, вероятно, не отражают фактический металлогенический потенциал родоначальных пластовых интрузий. Так как при формировании будинаж-структур, чешуй и линз наиболее предпочтительными плоскостями для разрыва сплошности интрузивных тел являлись поверхности разграничения реологически контрастных пород, т. е. как разных дифференциатов, так и в различной степени оруденелых их разновидностей. Последние наименее устойчивы к выветриванию и редко встречаются в естественных обнажениях.

Такое структурно-тектоническое положение интрузий Кааламского комплекса согласуется с моделью формирования близких им по возрасту, но отличающихся по формационной и сериальной принадлежности никеленосных интрузивов пояса Коталаhti на сопредельной территории Финляндии [Makkoen et al., 2008].

Метаморфо-метасоматические изменения минерального и химического состава пород кааламских интрузий, особенно интенсивно проявленные в наиболее основных разновидностях, затрудняют их диагностику и систематику. Тем не менее большинством исследова-

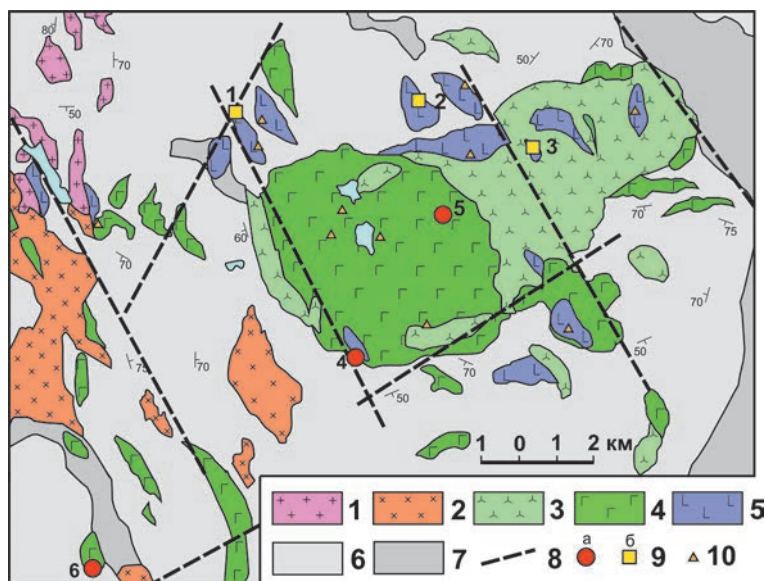


Рис. 1. Схема геологического строения ареала распространения интрузий Кааламского магматического комплекса, по: [Степанов и др., 2004] с изменениями и дополнениями:

1 – лейкограниты, пегматоидные граниты (Маткасельский комплекс, ~1,8 млрд лет); 2 – биотит-амфиболовые диориты, кварцевые диориты (Яккимский комплекс, ~1,85 млрд лет); 3–5 – Кааламский клинопироксенит-габбронорит-диоритовый комплекс (~1,89 млрд лет): 3 – амфиболовые, амфибол-биотитовые диориты, кварцевые диориты, тоналиты; 4 – габбронориты, габбро; 5 – оливинные клинопироксениты, плагио-клинопироксениты, меланократовые габбронориты и габбро; 6 – кварц-биотитовые, углеродсодержащие сланцы, кварцитопесчаники, кварциты, гнейсосланцы с гранатом, андалузитом (ладожская серия); 7 – сланцы слюдястые, графитсодержащие, прослои песчаников, амфиболовых сланцев и амфиболитов, линзы мраморов, пироксеновых скарноидов (сортавальская серия); 8 – тектонические нарушения; 9 – проявления благороднометалльной минерализации: а – сингенетический тип (4 – Южно-Кааламское, 5 – Кейносет, 6 – Араминламбинское), б – эпигенетический тип (1 – Сурусую, 2 – Кеккоселька, 3 – Рантамяки); 10 – пункты благороднометалльной минерализации

Fig. 1. Scheme showing the geological structure of the intrusive zone of the Kaalamo igneous complex, after [Stepanov et al., 2004], revised:

1 – leucogranites, pegmatoid granites (Matkaselkä complex, ~1.8 ga); 2 – biotite-amphibole diorites, quartz diorites (Jakkima complex, ~1.85 ga); 3–5 – Kaalamo clinopyroxenite-gabbro-norite-diorite complex (~1.89 ga): 3 – amphibole, amphibole-biotite diorites, quartz diorites, tonalites; 4 – gabbro-norite, gabbro; 5 – olivine clinopyroxenites, plagioclino-pyroxenites, melanocratic gabbro-norites and gabbro; 6 – quartz-biotite, carbonaceous schists, quartzitic sandstones, quartzites, gneissose schists with garnet and andalusite (ladoga series); 7 – mica schist, graphite-bearing schist, sandstone intercalation, amphibole schist and amphibolites, marble and pyroxene skarnoid lenses (sortavala series); 8 – tectonic dislocations; 9 – manifestation of noble-metal mineralization: a – syngenetic type (4 – South Kaalamo, 5 – Keinuset, 6 – Araminlampi), b – epigenetic type (1 – Suurisuo, 2 – Kekkonselkä, 3 – Rantamäki); 10 – noble-metal mineralization sites

телей [Саранчина, 1949, 1968; Макарова, 1971; Богачев и др., 1999б и др.] выделялись три группы пород, соотносящиеся как последовательные интрузивные фазы, в наиболее полном объеме проявленные в Кааламском массиве. К первой относились верлиты (?), оливинные клинопироксениты, плагио-пироксениты и мел-

ланократовые габбро; ко второй – габбронориты, габбро, меланодиориты; к третьей – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты, плагиограниты.

Для всех разновидностей пород характерно исключительное петрографическое и структурное разнообразие – от афанитовых и мел-





Рис. 2. Эндоконтактовая фация Кааламского массива

Fig. 2. Endocontact facies of the Kaalamo massif

козернистых до пегматоидных и гигантозернистых. Встречаются также породы с кумульными структурами и полосчатыми текстурами, свидетельствующими о том, что наряду с доминирующей кристаллизационной дифференциацией магматических расплавов местами происходило и их расслоение.

Главные темноцветные минералы мафитов и ультрамафитов Кааламского комплекса: амфиболы – магнезиальная роговая обманка, магнезиогастингсит, эденит, актинолит, тремолит (рис. 3); пироксены – диопсид (доминирует), авгит (рис. 4), гиперстен ( $f = 0,45-0,50$ ), оливин ( $f = 0,30-0,40$ ).

Кааламский комплекс по возрасту и частично по петрохимическим особенностям (только ультрамафиты) (рис. 5, 6) сходен с никеленосными интрузивами пояса Коталахти и Ваммала в Финляндии.

По совокупности признаков выявленная в породах Кааламского комплекса благородно-металлическая (БМ) минерализация была отнесена [Иващенко и др., 2016] к сингенетическому и эпигенетическому типам оруденения (рис. 1).

При этом, учитывая интенсивные постмагматические изменения пород комплекса в целом, к сингенетическим были отнесены рудопроявления, образованные в позднемагматическую стадию и при аутометасоматозе (Ю.-Кааламское, Араминлампи, Кейносет), а к эпигенетическим (Сурисуо-1, Сурисуо-2, Рантамяки, Кеккоселька, Коккомьяки) – испытавшие более поздние метаморфо-метасоматические преобразования при региональном метаморфизме и внедрении гранитоидных интрузий. Наиболее представительным рудным объектом сингенетического типа в этом понимании является Араминлампинский массив, расположенный в 12 км к западу от Кааламского плутона (рис. 1).

#### **Рудоносность Араминлампинского массива**

Араминлампинский массив – небольшой (1000×250 м) межформационный внедрившийся по границе отложений сортавальской и ладожской серий дифференцированный интрузив линзовидно-пластовой морфологии в под-

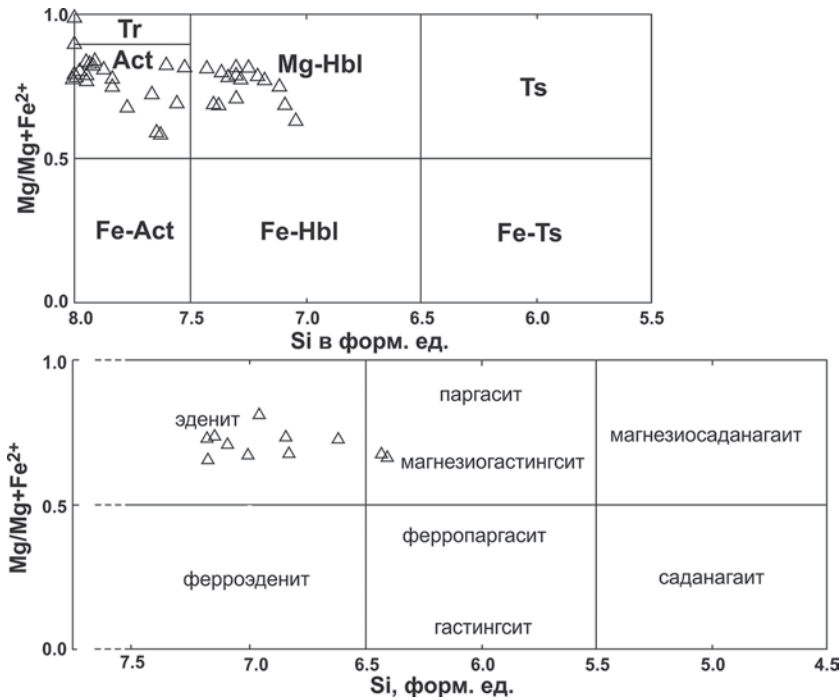


Рис. 3. Состав амфиболов дифференциатов Кааламского магматического комплекса:

1 – Араминлампи, 2 – Ихаланваара, 3 – Рантамяки, 4 – Коккомьяки, 5 – Кекоселька, 6 – Сурисуо, 7 – Кааламо, 8 – Ю. Кааламо, 9 – Кейносет

Fig. 3. Composition of amphiboles from Kaalamo differentiates:

1 – Araminlampi, 2 – Ihalanvaara, 3 – Rantamäki, 4 – Kokkomäki, 5 – Kekoselkä, 6 – Suurisuo, 7 – Kaalamo, 8 – S. Kaalamo, 9 – Keinuset



Рис. 4. Состав пироксенов дифференциатов Кааламского магматического комплекса:

1 – Араминлампи, 2 – Ихаланваара, 3 – Рантамяки, 4 – Коккомьяки, 5 – Кекоселька, 6 – Сурисуо, 7 – Кааламо, 8 – Ю. Кааламо, 9 – Кейносет

Fig. 4. Composition of pyroxenes from Kaalamo differentiates:

1 – Araminlampi, 2 – Ihalanvaara, 3 – Rantamäki, 4 – Kokkomäki, 5 – Kekoselkä, 6 – Suurisuo, 7 – Kaalamo, 8 – S. Kaalamo, 9 – Keinuset

вернутом крыле одноименной антиклинальной структуры (рис. 7).

Массив мощностью около 220 м залегает субсогласно с вмещающими породами, падая на восток под углом 45–60°. Он отчетливо дифференцирован [Макарова, 1971] (от лежачего бока к висячему): перидотиты (5 м), местами нацело серпентинизированные; оливиновые

пироксениты (верлиты), постепенно переходящие в пироксениты, как правило, амфиболлизированные (100–115 м); амфиболлизированные и хлоритизированные пироксениты и плагиоипироксениты (50–60 м); амфиболлизированные и биотитизированные габбропироксениты, габброамфиболиты (~40 м) (рис. 7). Переходы между всеми разновидностями по-

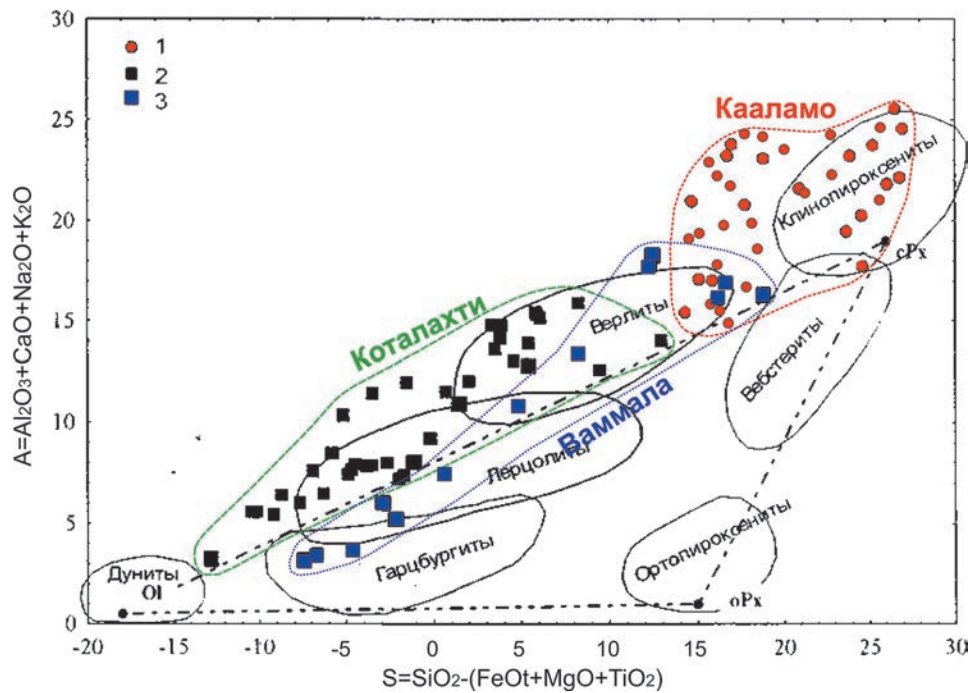


Рис. 5. Диаграмма A-S для ультрамафических пород Кааламского комплекса (1) и никеленосных поясов Коталахти (2) и Ваммала (3) Финляндии, с использованием данных [Богачев и др., 1999б]:

1 – Кааламо, 2 – Коталахти, 3 – Ваммала

Fig. 5. A-S diagram for Kaalamo ultramafics (1) and the Kotalahti (2) and Vammala (3) nickeliferous belts, Finland. After [Bogachev et al., 1999b]:

1 – Kaalamo, 2 – Kotalahti, 3 – Vammala

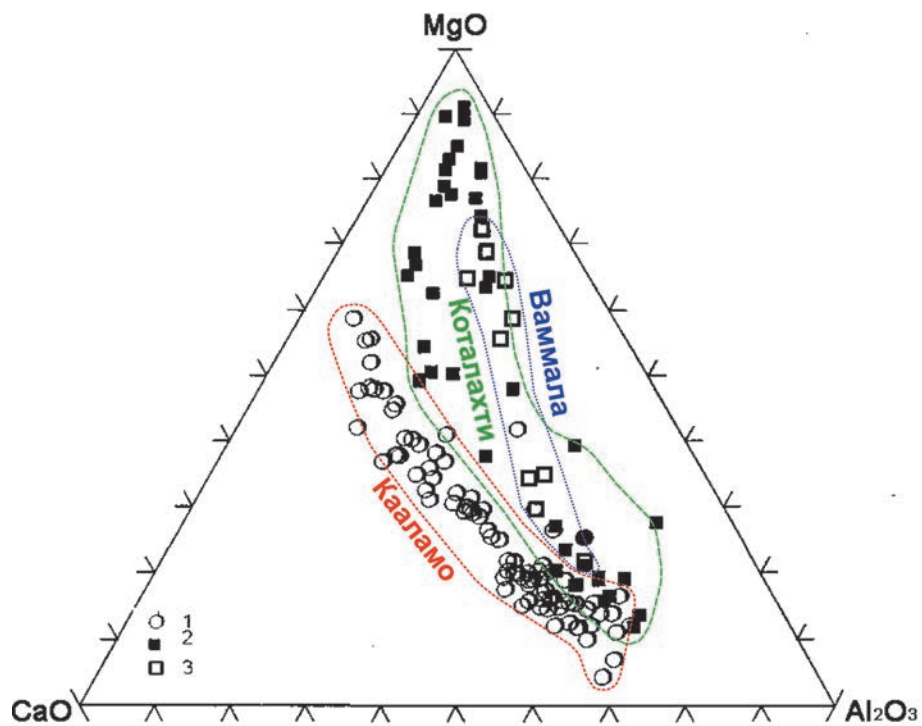


Рис. 6. Диаграмма CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для пород Кааламского комплекса (1) и массивов никеленосных поясов Коталахти (2) и Ваммала (3) Финляндии, с использованием данных [Богачев и др., 1999б]

Fig. 6. CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diagram for Kaalamo rocks (1) and the Kotalahti (2) and Vammala (3) nickeliferous belt massifs, Finland after [Bogachev et al., 1999b]



род постепенные. В лежащем боку он подстилается кварцитопесчаниками ладожской серии, а висячем перекрывается частично ими же и известковистыми графит- (до 30–40 %) и пирротин- (5–20 %) содержащими флогопитовыми сланцами (кальцифирами?). Массив пересекается маломощными пегматитовыми телами и серией кварцевых жил вблизи них.

В пределах массива, по данным бурения [Макарова, 1971] и наблюдениям в естественных обнажениях, установлен рудный горизонт мощностью ~10–11 м, приуроченный к пироксенитам в их контактовой зоне с нижезалегающими оливиновыми пироксенитами. Рудная минерализация представлена рассеянной пирротиновой вкрапленностью с подчиненным развитием халькопирита, пирита, пентландита, Со-пентландита (Со < 10 %), валлереита, магнетита, титаномагнетита, хроммагнетита, хромшпинели, ильменита, галенита, сфалерита, молибденита, годлевскита, хорманита, хедлейита, висмутотеллуридов (цумоит, пильзенит), самородных висмута и золота (Ag 10–20 %), висмутина, галеновисмутита, волинскита, гессита, штютцита, алтаита, Se-галенита, кобальтина, арсенопирита, леллингита, никелина, Ag-ковеллина, электрума и минералов МПГ (майченерит, мертеит-2, сперрилит, Rh-сперрилит, меренскиит, фрудит, садбериит, Pd-мелонит, Pd, Pt-мелонит, стибипалладинит, соболевскит, котульскит, теларггалит, урванцевит) (рис. 8). Содержание Cu – 0,1–0,2 %, Ni – 0,03–0,1 %, Со – 0,01–0,03 %, Ag – 0,1–1,1 г/т, Sc – 70–90 г/т, ΣМПГ, Au – 0,2–0,5 г/т.

Оруденение вкрапленное, гнездово-вкрапленное, изредка прожилковидное. Суммарное содержание сульфидов достигает 50 %, но обычно составляет 10–15 %. Главные рудные минералы пирротин (до 50 %) с пламене-видными вростками пентландита, халькопирит (до 1–2 %) и пирит (< 1 %) (рис. 9). Благородно-металлическая минерализация тесно ассоциирует с пирротинном и халькопиритом (рис. 8), встречающимися местами в виде сидеронитовой вкрапленности, а также полифазных каплевидных зерен (рис. 8, з), сходных с ликвационными по своей природе рудными обособлениями. Прожилковидные выделения минералов МПГ обычно наблюдаются во вторичных алюмосиликатах (рис. 8, г), амфиболе, серпентине, хлорите.

В кварцевых жилах мощностью 20–30 см, рассекающих метапироксениты вблизи рудного сульфидного горизонта в северной части массива (рис. 7), отмечается обильная серебро-висмутовая минерализация (серебро, Ag-

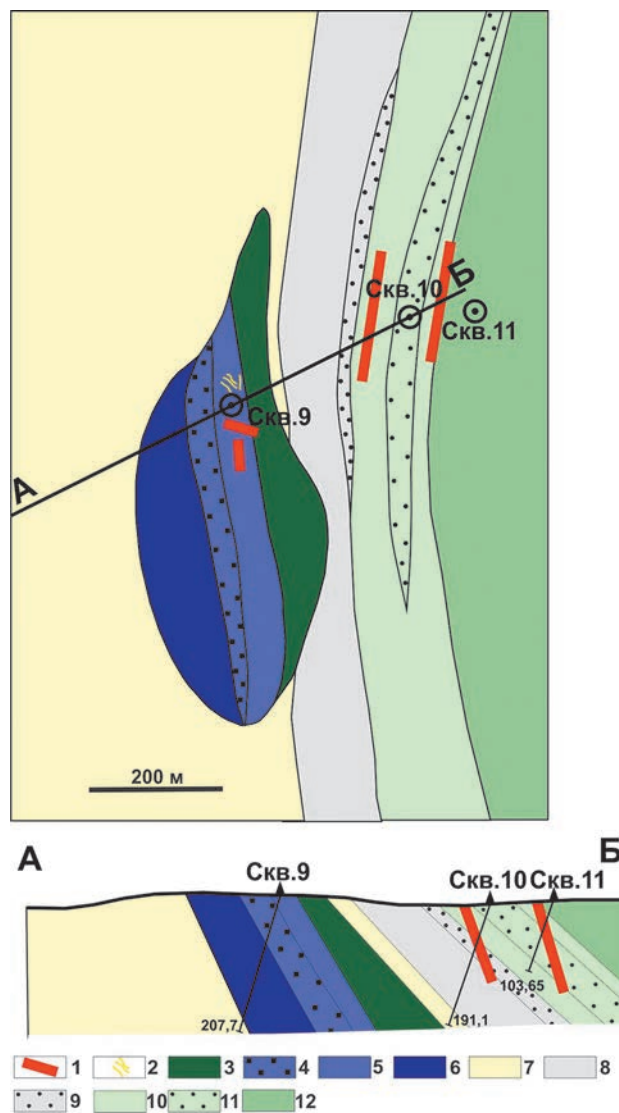


Рис. 7. Геологическая схема и разрез Араминлампинского массива, с использованием данных [Макарова, 1971]:

1 – пегматиты; 2 – кварцевые жилы с Au-Ag-Bi минерализацией; 3 – габбро; 4 – рудный горизонт в пироксенитах; 5 – пироксениты; 6 – оливиновые пироксениты; 7 – кварц-плагиоклаз-биотитовые сланцы; 8 – графитсодержащие кварц-биотитовые сланцы и рудный горизонт в них (9); 10 – графитсодержащие хлорит-слюдистые, хлорит-тремолитовые сланцы и рудный горизонт в них (11); 12 – амфиболовые сланцы

Fig. 7. Geological scheme and sequence of the Araminlampi massif after [Makarova, 1971]:

1 – pegmatites; 2 – quartz veins with Au-Ag-Bi mineralization; 3 – gabbro; 4 – ore horizon in pyroxenites; 5 – pyroxenites; 6 – olivine pyroxenites; 7 – quartz-plagioclase-biotite schist; 8 – graphite-bearing quartz-biotite schist and an ore horizon therein (9); 10 – graphite-bearing chlorite-mica, chlorite-tremolite schist and an ore horizon therein (11); 12 – amphibole schist

содержащий ковеллин – 13 % Ag, висмут, висмутин, бисмутит, бисмит, хедлейит) с арсенопиритом (рис. 10), халькопиритом, кубанитом, пиритом, пирротинном и др. сульфидами. Вис-



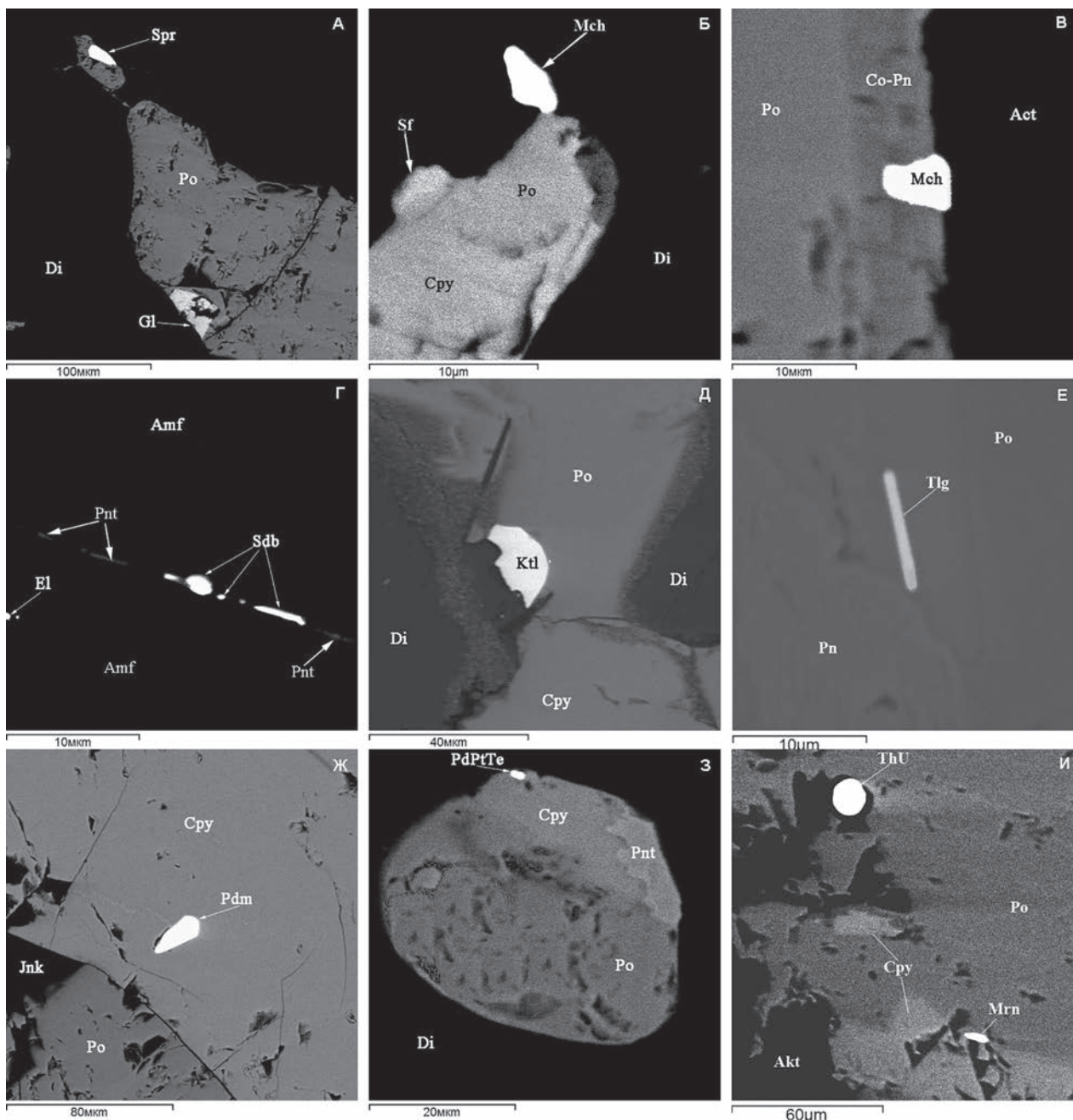


Рис. 8. Платинометаллическая минерализация Араминламбинского массива:

Akt – актинолит, Amf – амфибол (роговая обманка), Co-Pn – кобальт-пентландит, Cpy – халькопирит, Di – диопсид, El – электрум, Gl – галенит, Jnk – дженкинсит, Ktl – котульскит, Mch – майченерит, Mrn – меренскит, Pdm – Pd-мелонит, Pnt – пентландит, Po – пирротин, Sdb – садбериит, Sf – сфалерит, Spr – сперрилит, Tlg – теларгпалит

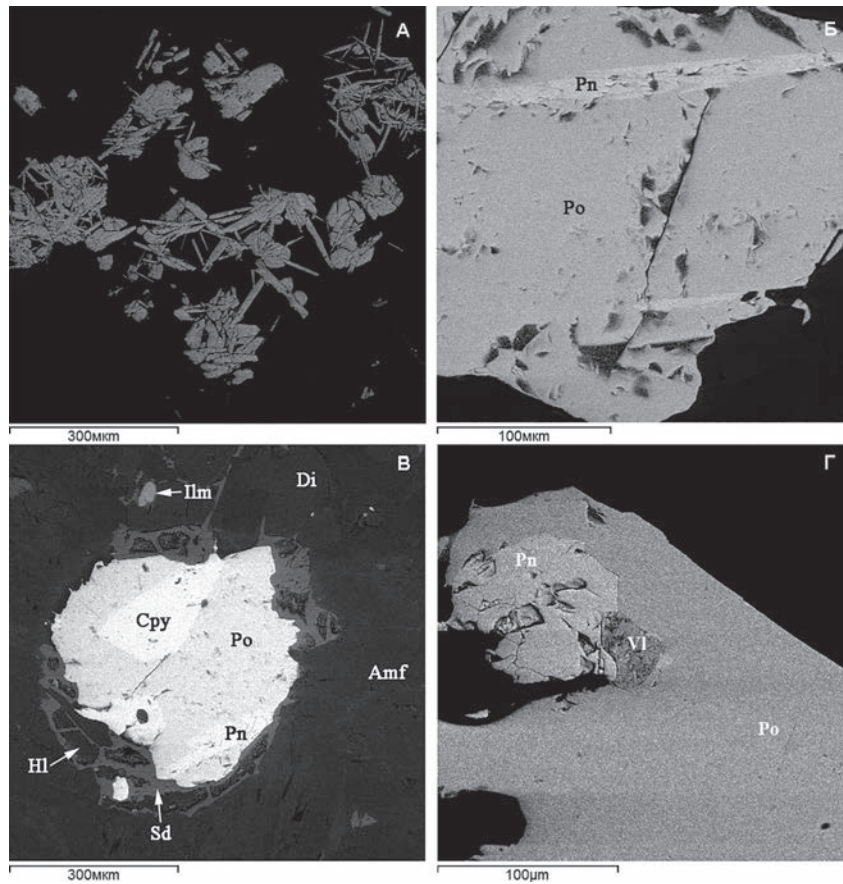
Fig. 8. Platinum mineralization in the Araminlampi massif:

Akt – actinolite, Amf – amphibole (hornblende), Co-Pn – cobalt-pentlandite, Cpy – chalcopyrite, Di – diopside, El – electrum, Gl – galena, Jnk – jenkinsite, Ktl – kotulskite, Mch – michnerite, Mrn – merenskyite, Pdm – Pd-melonite, Pnt – pentlandite, Po – pyrrhotite, Sdb – sudburyite, Sf – sphalerite, Spr – sperrylite, Tlg – telargpalite

мут представлен кристаллически-зернистыми выделениями размером до 0,5 см, а также сыпью мельчайших (< 0,01 мм) округлых корольков, придающих кварцу темный цвет. Температура образования рудной минерализации в кварцевых жилах составляла: 350 °С (арсенипиритовый термометр), < 271 °С (температура

плавления висмута), < 252 °С (распад твердого раствора с выделением в халькопирите кубанита). Содержание серебра в жилах достигает 550 г/т, золота – 0,2 г/т [Иващенко и др., 1998].

По данным минеральной термометрии [Klemm, 1965; Kaneda et al., 1986; Caritat et al., 1993; Kapsiotis et al., 2016], МПГ-содержащее

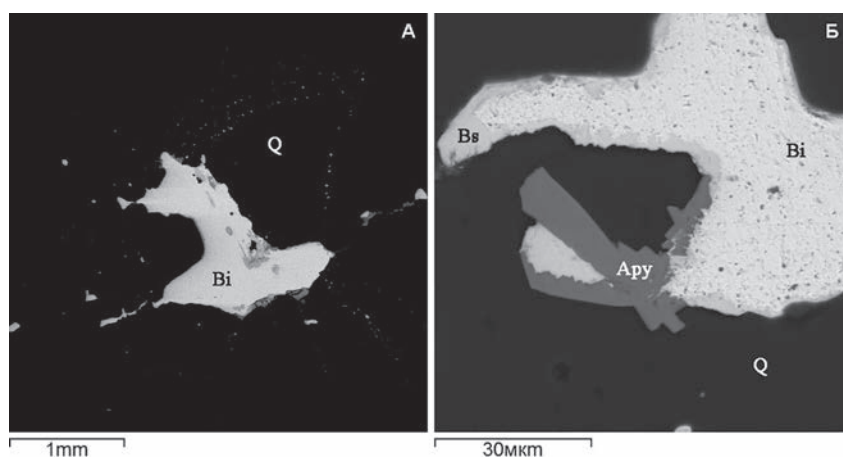


**Рис. 9.** Сульфидная минерализация в рудном горизонте Араминлампинского массива:

Amf – амфибол (роговая обманка), Cpy – халькопирит, Di – диопсид, Hl – хлорит, Ilm – ильменит, Pn – пентландит, Po – пирротин, Sd – сидерит, Vl – валлереит

**Fig. 9.** Sulphide mineralization in the ore horizon of the Araminlampi massif:

Amf – amphibole (hornblende), Cpy – chalcopyrite, Di – diopside, Hl – chlorite, Ilm – ilmenite, Pn – pentlandite, Po – pyrrhotite, Sd – siderite, Vl – vallereite



**Рис. 10.** Висмутовая минерализация с арсенипиритом в кварцевых жилах Араминлампи:

Apy – арсенипирит, Bi – висмут, Bs – висмутиин, Q – кварц

**Fig. 10.** Bismuth mineralization with arsenopyrite in Araminlampi quartz veins:

Apy – arsenopyrite, Bi – bismuth, Bs – bismuthine, Q – quartz

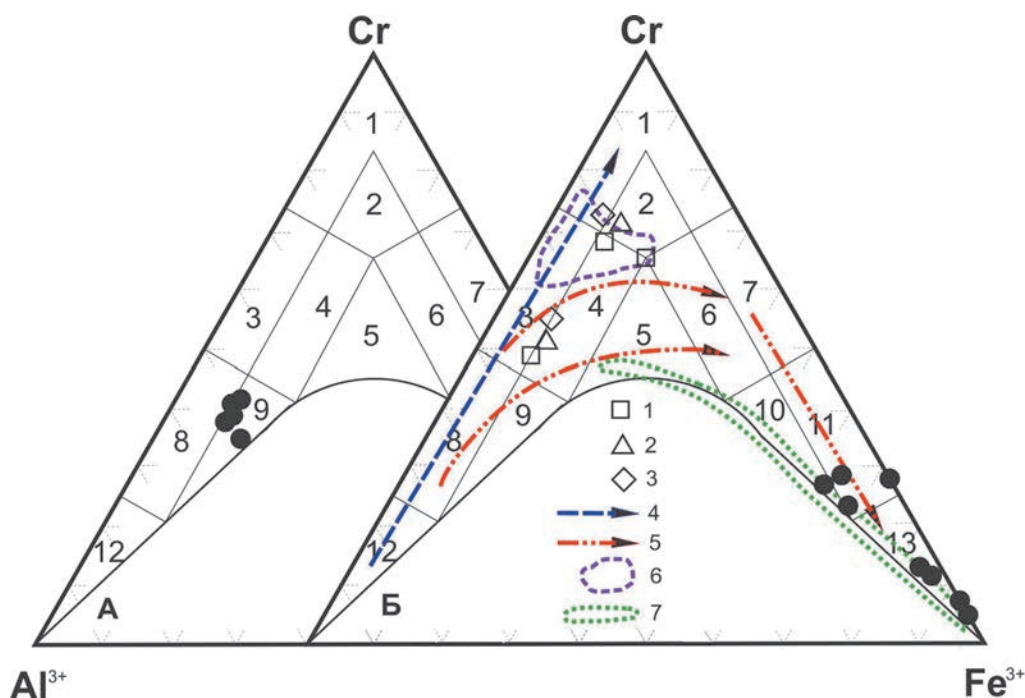


Рис. 11. Эволюция составов хромшпинелидов Араминлампинского массива при метаморфо-метасоматических преобразованиях: состав исходных (А) и метасоматически измененных (Б) хромшпинелидов Араминлампинского массива в сравнении со средними составами хромшпинелидов из различных типов руд офиолитовых массивов Полярного Урала, метаультрамафитов Беломорского мобильного пояса и Бураковского плутона.

Черные кружки – Араминлампинский массив; 1–3 – массивы Полярного Урала: 1 – Рай-Из, 2 – Войкаро-Сынынский, 3 – Кимперсайский; 4, 5 – тренды эволюции состава хромшпинели из ультрабазитов [Перевозчиков и др., 2004]: 4 – первичный тренд дифференциации в верхней мантии, 5 – вторичные тренды метаморфических преобразований в коровых условиях; 6 – поле составов хромшпинелидов Бураковского плутона в Карелии [Николаев, 2009]; 7 – поле составов хромшпинелидов из метаультрабазитов оз. Серяк Беломорского мобильного пояса [Степанов и др., 2003]. 1–13 – подсемейства хромшпинелидов: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит

Fig. 11. Evolution of the compositions of Araminlampi chrome-spinellids subjected to metamorphism and metasomatism: the composition of reference (A) and metasomatically altered (B) Araminlampi chrome-spinellids as compared to the average compositions of chrome-spinellids from various ore types of ophiolite massifs in the Polar Urals, metaultramafics from the Belomorian Mobile Belt and the Burakovian Pluton.

Black circles – Araminlampi massif; 1–3 – Polar Urals massifs: 1 – Rai-Iz, 2 – Voikaro-Synynsky, 3 – Kimpersaisky; 4, 5 – composition evolution trends of chrome-spinel from ultrabasic rocks [Perevozchikov et al., 2004]: 4 – primary differentiation trend in the upper mantle, 5 – secondary trends of metamorphic alterations under crustal conditions; 6 – chrome-spinellid composition field of the Burakovian Pluton in Karelia [Nikolaev, 2009]; 7 – composition field of chrome-spinellids from Seryak Lake metaultramafic rocks, Belomorian Mobile Belt [Stepanov et al., 2003].

1–13 – subfamilies of chrome-spinellids: 1 – chromite, 2 – subferrichromite, 3 – alumochromite, 4 – subferrialumochromite, 5 – ferrialumochromite, 6 – subalumoferrichromite, 7 – ferrichromite, 8 – chromepicotite, 9 – subferrichromepicotite, 10 – subalumochrome-magnetite, 11 – chrome-magnetite, 12 – picotite, 13 – magnetite

оруденение формировалось в позднемагматическую стадию (~800 °С) с завершением в гидротермально-метасоматическую при температуре менее 271 °С и  $\log fS_2 = (-3,06) - (-5,34)$  [Иващенко и др., 2016]. В метапироксенитах сохраняются реликты первичных темноцветных минералов – оливин, диопсид, Ti-содержащая роговая обманка магнезиогастингсит (?)

и хромшпинелиды. В пироксене изредка присутствует Cr (до 0,8 %). Хромшпинелиды варьируют по составу от субферрихромпикотита к субалюмохроммагнетиту и хроммагнетиту с доминирующим типом изоморфизма по « $fO_2$  тренду» ( $Fe^{2+} + Ti^{4+} - 2Cr^{3+}$ ) (рис. 11), свидетельствующим о метаморфо-метасоматических преобразованиях первичного хро-



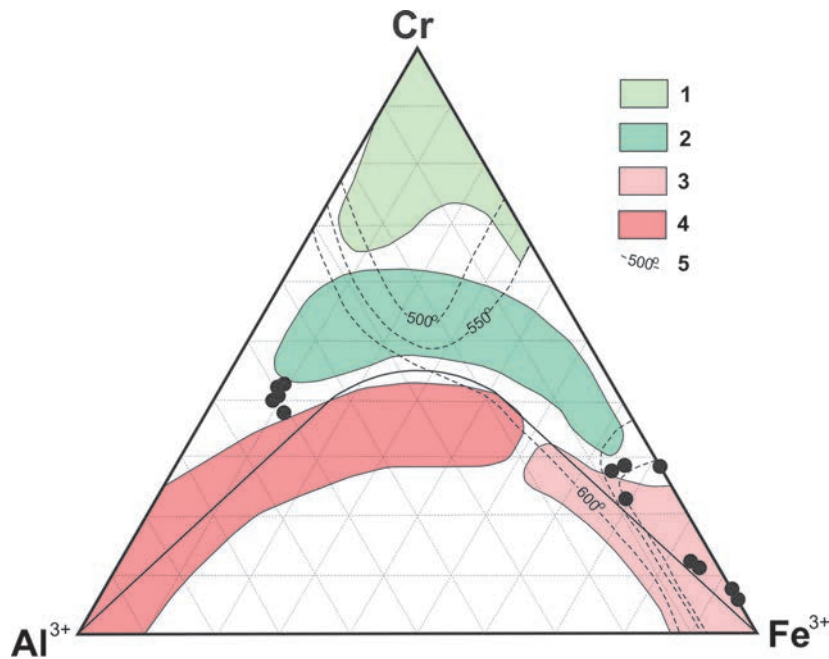


Рис. 12. Хромшпинелиды Араминлампинского массива в полях составов хромшпинелидов различных фаций метаморфизма; основа по: [Kapsiotis et al., 2016]:

1 – зеленосланцевая фация; 2 – низшие ступени амфиболитовой фации; 3 – высшие ступени амфиболитовой фации; 4 – гранулитовая фация; 5 – изотермы сольвуса хромшпинелид-форстерит

Fig. 12. Chrome-spinellids of the Araminlampi massif in the composition fields of chrome-spinellids under various metamorphic facies conditions; basically after [Kapsiotis et al., 2016]:

1 – greenschist facies; 2 – lower amphibolite-facies conditions; 3 – highest amphibolite-facies conditions; 4 – granulite facies; 5 – chrome-spinellid-forsterite solvus curve isotherms

мита в коровых условиях при температуре 500–550 °C (рис. 12). Наиболее высокохромистые ( $Cr/(Cr+Al) = 0,7-0,8$ ) хромшпинелиды отмечаются в виде редких изометричных зерен (8–15 мкм) в диопсиде, а менее хромистые и хроммагнетит, часто совместно с многочисленными параллельно ориентированными ламелями ильменита, – в амфиболе. Ильменит встречается также в более крупных обособленных выделениях, характеризующихся повышенным содержанием Mn (до 10 %).

Магнетит в породах распространен крайне незначительно и преимущественно в виде симплектитовых сростаний с амфиболом (рис. 13). Он встречается также в виде субоктаэдрических микроразмерных (до 50 мкм) зерен в тремолите, ассоциируя с ильменитом. Согласно расчетам в программе ILMAT120 [Lepage, 2003], образование этой ассоциации происходило при температуре 504 °C и фугитивности кислорода –  $IgfO_2 = 22,4$  (среднее по 11 определениям).

## Обсуждение результатов

Интрузивы Кааламского магматического комплекса, как наиболее крупные проявления базитового магматизма Приладожья, в составе которых присутствуют ультрамафиты, уже несколько десятилетий привлекают внимание исследователей, многие из которых пытались сопоставлять их с никеленосными массивами пояса Коталахти в Финляндии [Богачев и др., 1982; Хазов, 1982; Иващенко и др., 1998; Металлогения..., 1999; Raahe-Ladoga..., 1999; Лавров, Кулешевич, 2016 и др.]. Однако достаточно аргументированной базы данных для этого ни в одной из перечисленных работ не приводится.

В геодинамических построениях финских геологов [Nironen, 1997; Lahtinen et al., 2011; Hanski, 2015] пояс Коталахти не простирается на российскую территорию в область распространения кааламских интрузий, а имеет возможное продолжение только южнее зоны Мейери в районе интрузивов Париккала, Исоярви. По петрогеохимическим параметрам (рис. 5, 6)



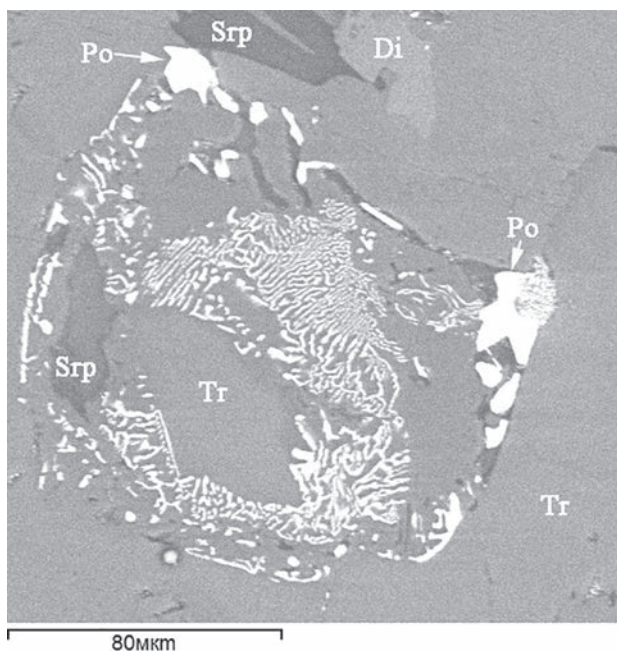


Рис. 13. Симплектиты (магнетит-тремолит) в оливинном метапироксените:

Di – диопсид, Po – пирротин, Srp – серпентин, Tr – тремолит

Fig. 13. Symplectites (magnetite-tremolite) in olivine metapyroxenite:

Di – diopside, Po – pyrrhotite, Srp – serpentine, Tr – tremolite

породы Кааламского комплекса в формационном и сериальном аспектах отличаются от дифференцированных интрузий пояса Коталахти [Богачев и др., 1999б]. Наиболее близким аналогом рассматриваемого комплекса на сопредельной территории Финляндии, по-видимому, является габбродиоритовый массив Йоутсенмяки в районе Хаукивеси [Parkkinen, 1975]. Он сопоставим с Кааламским массивом по размерам (18×6 км), вмещающим породам (кордиеритовые метатурбидиты), структурно-тектонической проработке и составу доминирующих в его строении дифференциатов. В непосредственной близости от массива Йоутсенмяки, к северу от него, известно несколько мелких (< 1 км<sup>2</sup>) интрузивов с Cu-Ni-оруденением, наибольший из которых – Лаукункангас, с запасами руды 7,9 Mt, Ni 0,72 %, Cu 0,20 %, Co 0,03 %, разрабатывался в прошлом веке [Barnes et al., 2009].

Возраст Кааламского магматического комплекса, определенный только для наиболее поздней интрузивной фазы Кааламского массива – диоритов (1888,3 ± 5,2 млн лет) [Богачев и др., 1999а], в целом несколько древнее времени формирования рудоносных интрузивов пояса Коталахти (1875–1885 млн лет) [Nuhma, 1986; Makinen, Makkonen, 2004; Hanski, 2015]. Резко отличаются они и по петротипам пород,

доминирующих в отдельных интрузиях: в Кааламском комплексе – диориты, габбродиориты, реже метаклинопироксениты, в интрузивах Коталахти – перидотиты, гарцбургиты, верлиты, лерцолиты, вебстериты, нориты, габбронориты (рис. 5). Спектры распределения редкоземельных элементов и Ce/Yb и Th/Yb отношения пород Араминлампинского массива тождественны таковым для дифференциатов безрудных массивов пояса Коталахти (рис. 14). Оливин в араминлампинских ультрамафитах более железистый (форстерит 58–70 %), чем в Коталахти (форстерит 63–85 %, в рудоносных – 78–85 %) [Makinen, Makkonen, 2004; Lamberg, 2005; Makkonen et al., 2008]. Главные рудные минералы в месторождениях Коталахти – пирротин, пентландит, халькопирит; в рудном горизонте Араминлампинского массива – пирротин.

Незначительно повышенное содержание МПГ (до n100 ppb) и платинометалльная минерализация установлены в сульфидсодержащих минеральных ассоциациях большинства месторождений пояса Коталахти [Hakli et al., 1976; Rapunen, 1986, 1989; Gervilla et al., 2004; Lamberg, 2005], в породах которых темноцветные минералы интенсивно серпентинизированы и хлоритизированы. Более высокие их концентрации (до 600 г/т) определены в сильно деформированных медно-никелевых рудах месторождения Хитура [Hakli et al., 1976] и в сульфидных жилах (до 50 г/т), обогащенных мышьяком (кобальтин-герсдорфит, никелин, маухерит) на месторождении Кюльмакоски в поясе Ваммала [Rapunen, 1986; Gervilla et al., 2004]. Считается, что платинометалльная минерализация в интрузивах поясов Коталахти и Ваммала формировалась при участии флюидов в постмагматическую стадию.

Рудопроявления МПГ в интрузивах Кааламского магматического комплекса, вероятно, имеют такую же природу. Вмещающие их породы сильно изменены (серпентинизация, хлоритизация, пренитизация и др.), содержат ряд рудных и силикатных минералов, отсутствующих в породах с фоновым содержанием МПГ (табл.). Однотипные минералы в породах проявлений и безрудных участков отличаются по железистости, содержанию Cl, Ba, Mn, As и Cr (табл.) вследствие разной степени их гидротермально-метасоматических преобразований.

Рудопроявление Араминлампи, имеющее признаки как позднемагматического (стратифицированное положение рудного горизонта, близкие к сидеронитовым структуры, ликвиционные сульфидные капли с платиноидами,

Минеральные ассоциации Араминламбинского массива

Mineral associations of the Araminlampi massif

Породы рудного горизонта Ore horizon rocks	
С минералами МПГ и золотом With PGM minerals and gold	Без минералов МПГ и золота Without PGM minerals and gold
Породообразующие минералы Rock-forming minerals	
<p>Диопсид/Diopside, f – 0,14–0,29 Оливин/Olivine, f – 0,36–0,42 (Mn 0,9 %) Рог. обманка/Hornblende, f – 0,19–0,4; тремолит/tremolite, f – 0,11–0,27 Магнезиогастингсит/Magnesiohastingsite, f – 0,22–0,30 Плагиоклаз/Plagioclase, № 5–63; калишпат/kalifeldspath (Ba до/up to 5 %) Серпентин/Serpentine, f – 0,06–0,66 (Cl 0,4 %, Mn 1 %) Флогопит/Phlogopite, f – 0,16–0,18; хлорит/chlorite, f – 0,08–0,70 Пренит, серицит, эпидот, цоизит/Prehnite, sericite, epidote, zoisite Кварц, кальцит (Mg до 1,3 %, Fe до 1,5 %) Quartz, calcite (Mg up to 1,3 %, Fe up to 1,5 %)</p>	<p>Диопсид/Diopside, f – 0,12–0,37, Cr-авгит/Cr-augite (Cr 1 %) Оливин/Olivine, f – 0,29–0,39 Рог. обманка/Hornblende, f – 0,19–0,4; тремолит/tremolite, f – 0,12–0,14 Плагиоклаз/Plagioclase, № 50–90 Серпентин/Serpentine, f – 0,11–0,54 Биотит/Biotite, f – 0,46–0,52 (Ti до/up to 2,5 %) Кварц/Quartz</p>
Рудные минералы (Fe, Ti, Cr, Cu, Ni, Co, As) Ore minerals (Fe, Ti, Cr, Cu, Ni, Co, As)	
<p>Магнетит, хроммагнетит/ Magnetite, chrome-magnetite (Cr 1–17 %, Ti 3–12 %, V 1–2 %, Mn до/up to 1 %), гетит/goethite Ильменит/Ilmenite (Mn 2–6 %) Пирротин/Pyrrhotite (Ni до/up to 3,3 %), пирит/pyrite, халькопирит/chalcopyrite, Со-пентландит/Co-pentlandite (Co 5–20 %), кобальтин/cobaltine, саманиит/samaniite, зигенит/siegenite, никелин/nickeline, NiS<sub>2</sub>, Fe<sub>4</sub>Ni<sub>3</sub>S<sub>9</sub> Арсенопирит/Arsenopyrite (Ni 1,4 %), леллингит/loellingite, Cu<sub>7</sub>Ni<sub>3</sub>, Cu<sub>6</sub>Zn<sub>4</sub></p>	<p>Магнетит, титаномагнетит, хроммагнетит/Magnetite, titanomagnetite, chrome-magnetite (Cr 2–3 %, Ti до/up to 5 %), гетит/goethite Ильменит/Ilmenite (Mn 1,5–3,3 %) Хромшпинелид/Chromespinelide (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 29–33 %, V до/up to 1 %, Ti до/up to 3 %) Пирротин/Pyrrhotite (Ni до/up to 2 %), пирит/pyrite, халькопирит/chalcopyrite Со-пентландит/Co-pentlandite (Co 5–8 %), кобальтин/cobaltine, хороманит/choromanite, годлевскит/godlevskite</p>
Акцессорные минералы Accessory minerals	
<p>Апатит (Cl 0,8 %), барит (Sr до 1 %), циркон, титанит, торит, уранинит, ураноторианит, шеелит Apatite (Cl 0.8 %), barite (Sr up to 1 %), zircon, titanite, thorite, uraninite, uranotorianite, scheelite</p>	<p>Апатит (Cl 0,8 %), барит, циркон, ортит, дациншанит Apatite (Cl 0,8 %), barite, zircon, orthite, daqingshanite</p>
Благороднометалльное оруденение Noble metal mineralization	
<p>Галенит (Se до 19 %), церуссит, сфалерит (Fe 1,8–10 %, Cd до 4,3 %), алтаит, молибденит, висмут, хедлейит, цумоит, пильзенит, Se-пильзенит, галеновисмутит, смирнит, волинскит, гессит, штютцит, эмпрессит, мелонит, Bi<sub>3</sub> (TeSe) Золото, электрум, меренскиит, майченерит, мертеит-2, фенглуанит, стибнопалладинит, садберит, котульскит, BiPb-котульскит, соболевскит, урванцевит, сперрилит, Rh-сперрилит, фрудит, теларггалит, BiPd-мелонит, Pd-мелонит, Pd, Pt-мелонит Pd<sub>4</sub>Sb<sub>3</sub> (As<sub>2</sub>Te), Pd<sub>5</sub>Sb<sub>3</sub>Bi<sub>2</sub>, Pd<sub>6</sub>Sb<sub>4</sub>Bi<sub>3</sub>, Pd<sub>2</sub>(Sb, Te, Bi)<sub>3</sub>, Pd<sub>3</sub>Te<sub>4</sub>, (Pd, Pt, Ni)<sub>3</sub>Te<sub>5</sub>, (Pd, Pt)Te<sub>2</sub>, (Pt, Pd)(As, Te)<sub>2</sub>, (Pd, Pt, Ni)(Te, As)<sub>2</sub> Galenite (Se up to 19 %), cerussite, sphalerite (Fe 1.8–10 %, Cd up to 4.3 %), altaite, molybdenite, bismuth, headleyite, tsumoite, pilzenite, Se-pilzenite, galenic bismuth, smyrnite, volynskite, hessite, stutzite, empressite, melonite, Bi<sub>3</sub> (TeSe) Gold, electrum, merenskyite, machenerite, merteit-2, fengluanite, stibiopalladinite, sadberite, cotulskite, BiPb-cotulskite, sobolevskite, urvanetovite, sperrylite, Rh-sperrylite, frudite, telargalite, BiPd-melon, Pdd-melon melonite Pd<sub>4</sub>Sb<sub>3</sub> (As<sub>2</sub>Te), Pd<sub>5</sub>Sb<sub>3</sub>Bi<sub>2</sub>, Pd<sub>6</sub>Sb<sub>4</sub>Bi<sub>3</sub>, Pd<sub>2</sub>(Sb, Te, Bi)<sub>3</sub>, Pd<sub>3</sub>Te<sub>4</sub>, (Pd, Pt, Ni)<sub>3</sub>Te<sub>5</sub>, (Pd, Pt)Te<sub>2</sub>, (Pt, Pd)(As, Te)<sub>2</sub>, (Pd, Pt, Ni)(Te, As)<sub>2</sub></p>	
Рудная минерализация в кварцевых жилах Ore mineralization in quartz veins	
<p>Пирротин, пирит (Cu до 5 %, Ni до 1 %), халькопирит, кубанит, фукучилит, хейкокит, сфалерит (Fe 10 %), арсенопирит (As<sub>at</sub> 27–31 %, Sb до 1,4 %), Ag-ковеллин (Ag до 13 %), висмут, серебро, висмутин, хедлейит, бисмутит, бисмит, ильменит, титанит, гетит, рутил Pyrrhotite, pyrite (Cu up to 5 %, Ni up to 1 %), chalcopyrite, cubanite, fucuchilite, haycockite, sphalerite (Fe 10 %), arsenopyrite (As<sub>at</sub> 27–31 %, Sb до 1,4 %), Ag-covellite (Ag up to 13 %), bismuth, silver, bismuthin, headleyite, bismuthite, bismite, ilmenite, titanite, goethite, rutile</p>	

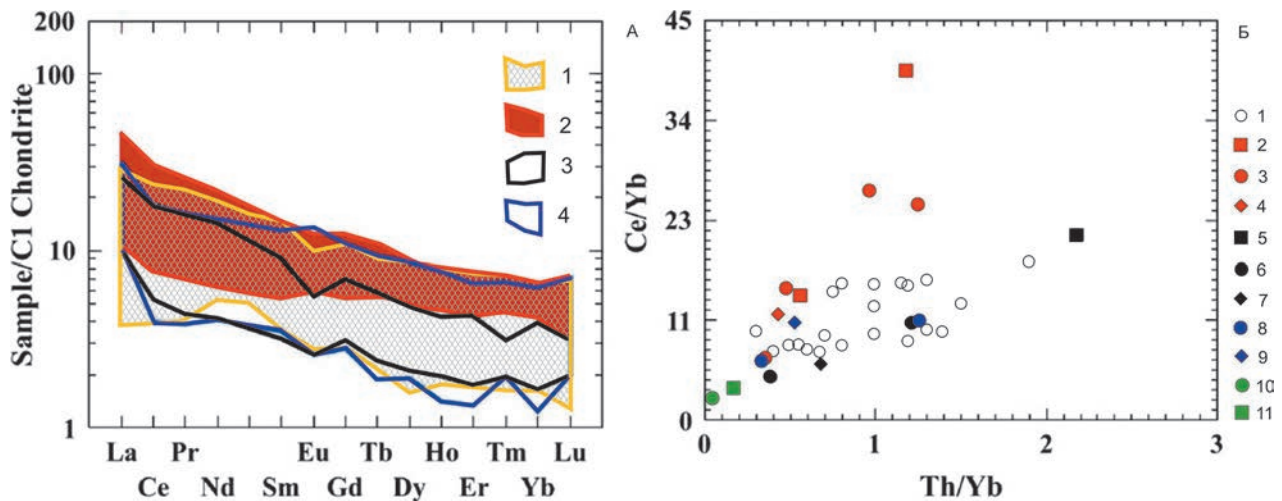


Рис. 14. Спектры распределения редкоземельных элементов (А), нормированных по: [Sun, McDonough, 1989], и Ce/Yb и Th/Yb отношения (Б) для интрузивных пород пояса Коталаhti [Makkonen et al., 2008] и дифференциатов Араминлампинского массива:

1 – Араминлампинский массив; 2–9 – интрузивы пояса Коталаhti: 2–4 – рудоносные (2 – габбро, 3 – перидотиты, 4 – пироксениты); 5–7 – слабоминерализованные (5 – габбро, 6 – перидотиты, 7 – пироксениты); 8, 9 – безрудные (8 – перидотиты, 9 – пироксениты); 10 – примитивная мантия; 11 – NMORB [Sun, McDonough, 1989]

Fig. 14. Distribution spectra of rare-earth elements (A) normalized for [Sun & McDonough, 1989] and Ce/Yb and Th/Yb ratios (B) for Kotalahti intrusive rocks [Makkonen et al., 2008] and Araminlampi differentiates:

1 – Araminlampi massif; 2–9 – Kotalahti intrusives: 2–4 – ore-bearing (2 – gabbro, 3 – peridotites, 4 – pyroxenites); 5–7 – poorly mineralized (5 – gabbro, 6 – peridotites, 7 – pyroxenites); 8, 9 – ore-free (8 – peridotites, 9 – pyroxenites); 10 – primitive mantle; 11 – NMORB [Sun, McDonough, 1989]

высокохромистые хромшпинелиды и др.), так и постмагматического (локализация в низко- и среднетемпературных метасоматитах по клинопироксенитам, директивное распределение рудных минералов, резкая изменчивость их состава, невысокие температуры образования и др.) происхождения, характеризуется низким содержанием Ni (до 0,1 %) и относительной обогащенностью Cu, Pd и Au, что указывает, согласно результатам экспериментальных исследований [Ballhaus et al., 1994], на образование с участием флюидов. Доминирующие в МПГ-минеральной ассоциации рудопоявления висмутотеллуриды палладия устойчивы при температуре < ~600 °C [Hoffman, McLean, 1976], то есть ниже типичного сульфидного солидуса: температура плавления майченерита – 489–501 °C, фрудита – 485 °C [Cabri, Laflamme, 1976]. Часть меренскиитовых фаз из проявления Араминлампи, в соответствии с экспериментальными данными [Hoffman, McLean, 1976], кристаллизовались, вероятно, в субсолидусных условиях при температуре расплава около 700 °C (рис. 15, А). К этому этапу кристаллизации, по-видимому, относится и образование широко представленного в рудах Pd-мелонита (рис. 15, Б). Ассоциация благороднометалльной минерализации с магматическими сульфидами (пирротин, пентландит,

кобальтин) не исключает также того, что часть ее образовалась при распаде твердого раствора в этих сульфидах.

В то же время ассоциация минералов МПГ с арсенопиритом, леллингитом и Со-пентландитом, состав которого отвечает полям устойчивости минеральных фаз системы Fe-Co-Ni-S при температуре 200–400 °C (рис. 16), свидетельствует, что заключительные стадии их формирования происходили в низкотемпературных условиях.

Таким образом, формирование благороднометалльной минерализации в Араминлампинском массиве происходило в несколько стадий: начиналось в магматический этап путем прямой кристаллизации из сульфидного расплава, продолжалось в субсолидусных условиях при распаде твердых растворов после кристаллизации сульфидов и завершилось при гидротермально-метасоматических преобразованиях вмещающих пород и всех ранее образованных рудных минералов. Образование в последнюю стадию совместно с висмутотеллуридами палладия таких минералов, как молибденит, шеелит, сфалерит, уранинит, ураноторианит, не исключает вероятности участия в этом флюидов, связанных с гранитами и пегматитами, прорывающих массив.



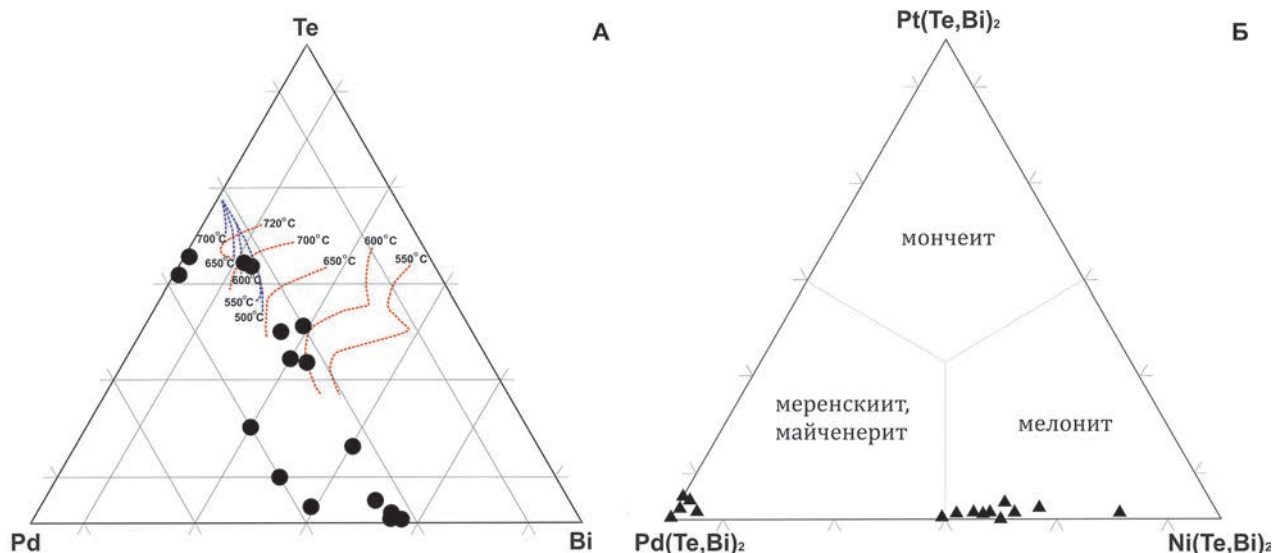


Рис. 15. Состав минералов системы Pd-Bi-Te (А) и Pd-Pt-Bi-Te (Б) благороднометалльного оруденения Араминлампинского массива:

Синие линии отображают составы меренскиита при различных температурах образования; красные – составы сосуществующих расплавов по экспериментальным данным [Hoffman, McLean, 1976]

Fig. 15. Composition of the minerals of the Pd-Bi-Te (A) and Pd-Pt-Bi-Te (B) noble-metal mineralization system in the Araminlampi massif:

The blue lines show merenskyite compositions at various formation temperatures; the red lines indicate the compositions of co-existing melts, based on experimental data [Hoffman, McLean, 1976]

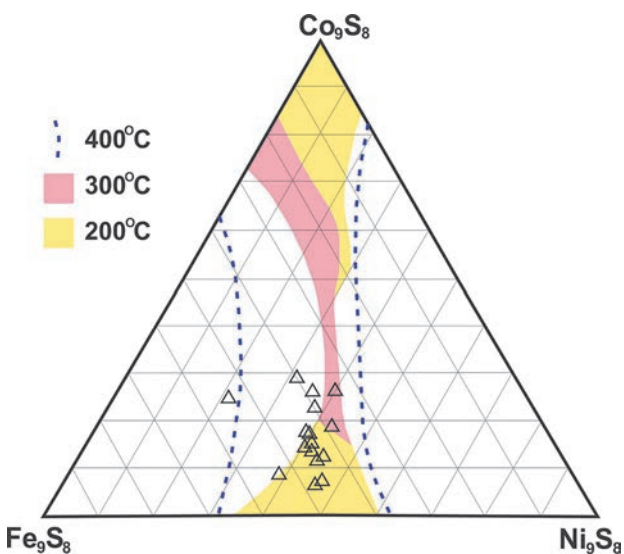


Рис. 16. Состав Co-пентландита благороднометалльного оруденения Араминлампинского массива на диаграмме Fe-Co-Ni, основа по: [Kaneda et al., 1986]

Fig. 16. Composition of Co-pentlandite of noble-metal mineralization at the Araminlampi massif on the Fe-Co-Ni diagram, basically after [Kaneda et al., 1986]

## Выводы

1. Никеленосный пояс Коталахти не простирается на российскую территорию в область распространения кааламских интрузий, а име-

ет возможное продолжение южнее зоны Мейери в районе интрузивов Париккала, Исоярви.

2. По петрогеохимическим параметрам Кааламский комплекс не тождественен рудоносным интрузивам пояса Коталахти. Доминирующие дифференциаты интрузий Кааламского комплекса – диориты, габбродиориты, метаклинопироксениты; интрузивов Коталахти – перидотиты, гарцбургиты, верлиты, лерцолиты, вебстериты, нориты, габбронориты.

3. Возраст пород самой поздней интрузивной фазы Кааламского массива ( $1888,3 \pm 5,2$  млн лет) и, соответственно, одноименного магматического комплекса в целом несколько древнее времени формирования рудоносных интрузивов пояса Коталахти (1875–1885 млн лет).

4. Рудопроявление Араминлампи, имеющее признаки как позднемагматического, так и постмагматического происхождения, характеризуется низким содержанием Ni и относительной обогащенностью Cu, Pd и Au.

5. Формирование благороднометалльной минерализации в Араминлампинском массиве началось в магматический этап путем прямой кристаллизации из сульфидного расплава, продолжалось в субсолидусных условиях при распаде твердых растворов сульфидов и завершилось в гидротермально-метасоматическую стадию, связанную, вероятно, с регио-



нальным метаморфизмом и внедрением жильных тел посторогенных гранитов и пегматитов.

*Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН).*

## Литература

Богачев А. И., Гриб В. П., Гришин А. С. и др. Основные черты металлогении Карелии // Металлогения Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982. С. 5–40.

Богачев В. А., Иваников В. В., Козырева И. В. и др. U-Pb цирконовое датирование синоргенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7. Геол. и геогр. 1999а. Вып. 3 (№ 21). С. 23–33.

Богачев В. А., Иваников В. В., Филиппов Н. Б. Отчет по теме «Выделение петролого-геохимических эталонов магматических комплексов как индикаторов палеогеодинамических обстановок в Ладожской структурной зоне для геодинамического анализа при ГДП-200» // Фонды СЗРГЦ. СПб., 1999б.

Иващенко В. И., Лавров О. Б. Благороднометалльное оруденение Юго-Западной Карелии // Проблемы золотоносности и алмазности севера европейской части России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 44–51.

Иващенко В. И., Лавров О. Б., Кондрашова Н. И. Рудная минерализация малых интрузий Кааламского типа СЗ Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1998. С. 51–57.

Иващенко В. И., Ручьев А. М., Голубев А. И. Два типа благороднометалльной минерализации в Кааламском массиве (Карелия) // Докл. РАН. 2016. Т. 468, № 2. С. 183–188.

Лавров О. Б., Кулешевич Л. В. Перспективы поисков платиноидов в массивах Кааламского дифференцированного комплекса (Северное Приладожье, Карелия) // Отечественная геология. 2016. № 3. С. 46–56.

Макарова Г. В. Отчет о геолого-поисковых работах на медь, никель и кобальт, проведенных Тохмайской партией в Северном Приладожье КАССР в 1969–1970 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1971.

Металлогения Карелии // Под. ред. С. И. Рыбакова, А. И. Голубева. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 340 с.

Николаев Г. С. Условия кристаллизации первично-магматического хромита при формировании Бураковско-Аганозерского расслоенного массива Заонежья // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Матер. 3-й междунар. конф. Качканар, 2009. С. 75–79.

Переvozчиков Б. В., Плотников А. В., Макиев Т. Т. Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сьюм-Кей (Полярный Урал) // Проблемы минералогии, петро-

графии и металлогении. Науч. чтения пам. П. Н. Чирвинского: Сб. науч. стат. Вып. 6. Пермь: Перм. ун-т, 2004. С. 170–180.

Саранчина Г. М. Петрология Кааламской интрузии (юго-западная Карелия) // Изв. Карело-Финск. науч.-иссл. базы АН СССР. 1949. № 2. С. 57–80.

Саранчина Г. М. Раннепротерозойский магматизм Приладожья: Дис. ... докт. геол.-минер. наук. Л., 1968.

Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И. Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1990. 320 с.

Степанов В. С., Слабунов А. И., Степанова А. В. Породообразующие и акцессорные минералы позднеархейских перидотитов района озера Серяк (Беломорский подвижный пояс Фенноскандинавского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2003. С. 17–25.

Степанов К. И., Путинцева Е. В., Мурадымов Г. Ш. и др. Отчет по теме: «Производство поисковых работ в пределах Сортавальской площади (поиски медно-никелевых, полиметаллических и золоторудных месторождений)» // Фонды ТГФ РК. Петрозаводск, 2004.

Хазов Р. А. Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. Л.: Наука, 1982. 190 с.

Ballhaus C., Ryan C., Mernagh T. P., Green D. H. The partitioning of Fe, Ni, Cu, Pt and Au between sulfide, metal and fluid phases: A pilot study // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. Vol. 58. P. 811–826.

Barnes S. J., Makkonen H. V., Dowling S. E., Hill R. E. T., Peltonen P. The 1,88 Ga Kotalahti and Vammala nickel belts, Finland: geochemistry of the mafic and ultramafic metavolcanic rocks // Bull. Geol. Soc. Finland. 2009. Vol. 81. P. 103–141.

Cabri L. J., Laffamme J. H. G. The mineralogy of the platinum-group elements from some copper-nickel deposits of the Sudbury area, Ontario // Econ. Geol. 1976. Vol. 71. P. 1159–1195.

Caritat P., Hutcheon L., Walshe J. L. Chlorite geothermometry: a review // Clays and Clay Minerals. 1993. Vol. 41, no. 2. P. 219–239.

Gervilla F., Cabri L. J., Kojonen K., Oberthür T., Weiser T. W., Johanson B., Sie S. H., Campbell J. L., Teesdale W. J., Laffamme J. H. G. Platinum-group element distribution in some ore deposits: Results of EPMA and Micro-PIXE Analyses // Microchim. Acta. 2004. Vol. 147, no. 3. P. 167–173. doi: 10.1007/s00604-004-0187-5

Hakli T. A., Hanninen E., Vuorelainen Y., Pappunen H. Platinum-group minerals in the Hitura nickel deposit, Finland // Econ. Geol. 1976. Vol. 71. P. 1206–1213.

Hakman V. Sortavalan seudun kivilaaajikartta. Helsinki: Geologisen toimikunnan julkaisema, 1929.

Hanski E. Synthesis of the geological evolution and metallogeny of Finland // Mineral Deposits of Finland. 2015. P. 39–71. doi: 10.1016/B978-0-12-410438-9.00002-9

Hoffman E. L., MacLean W. H. Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pd-Bi-Te system // Econ. Geol. 1976. Vol. 71(7). P. 1461–1468.

Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian detrital zircons // Geological Survey of Finland. 1986. Bull. 337. 52 p.

Kaneda H., Takenouchi S., Shoji T. Stability of pentlandite in the Fe-Ni-Co-S system // Mineralium Deposita. 1986. No. 21. P. 169–180.

Kapsiotis A., Rassios A., Antonelou A., Tzamos E. Genesis and multi-episodic alteration of zircon-bearing chromitites from the Ayios Stefanos Mine, Othris Massif, Greece: Assessment of an Unconventional hypothesis on the origin of zircon in ophiolitic chromitites // Minerals. 2016. Vol. 124(6). P. 2–35. doi: 10.3390/min6040124

Klemm D. D. Synthesen und Analysen in den Dreiecks diagrammen FeAsS-CoAsS-NiAsS und FeS<sub>2</sub>-CoS<sub>2</sub>-NiS<sub>2</sub> // Neues Jahrbuch fuer Mineralogie Abhandlungen. 1965. No. 103. P. 205–255.

Lahtinen R., Hölttä P., Kontinen A., Niiranen T., Nironen M., Saalman K., Sorjonen-Ward P. Tectonic and metallogenic evolution of the Fennoscandian shield: key questions with emphasis on Finland // Geol. Survey of Finland. 2011. Special Paper 49. P. 23–33.

Lamberg P. From genetic concepts to practice – lithochemical identification of Ni-Cu mineralized intrusions and localisation of the ore // Geol. Survey of Finland. 2005. Bull. 402. 264 p.

Lepage L. D. ILMAT: an excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry // Comput. Geosci. 2003. Vol. 29(5). P. 673–678.

Makinen J., Makkonen H. V. Petrology and structure of the Palaeoproterozoic (1.9 Ga) Rytky nickel sulphide

deposit, Central Finland: a comparison with the Kotalahti nickel deposit // Mineralium Deposita. 2004. Vol. 39. P. 405–421. doi: 10.1007/s00126-004-0413-4

Makkonen H. V., Mäkinen J., Kontoniemi O. Geochemical discrimination between barren and mineralized intrusions in the Svecofennian (1.9 Ga) Kotalahti Nickel Belt, Finland // Ore Geol. Rev. 2008. Vol. 33. P. 101–114.

Nironen M. The Svecofennian orogen: A tectonic model // Precambrian Res. 1997. Vol. 86. P. 21–44.

Papunen H. Platinum-group elements in Svecokarelian nickel-copper deposits, Finland // Econ. Geol. 1986. Vol. 81. P. 1236–1241.

Papunen H. Platinum-group elements in metamorphosed Ni-Cu deposits in Finland // M. J. Prendergast, M. J. Jones (eds.) Magmatic sulfides – the Zimbabwe volume. London: IMM, 1989. P. 165–176.

Parkkinen J. Deformation analysis of a Preeambrian mafic intrusive: Haukivesi area, Finland // Geological Survey of Finland. 1975. Bull. 278. 61 p.

Raabe-Ladoga zone (structure, litology, metamorphism and metallogeny) // A Finnish-Russian cooperation project 1996–1999.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // A. D. Saunders, M. J. Norry (Eds.). Magmatism in the Ocean Basin. Geological Society Special Publication. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Поступила в редакцию 19.04.2019

## References

Bogachev A. I., Grib V. P., Grishin A. S. et al. Osnovnye cherty metallogenii Karelii [Major metallogenic features of Karelia]. *Metallogeniya Karelii* [Metallogeny of Karelia]. Petrozavodsk: Karelia, 1982. P. 5–40.

Bogachev V. A., Ivanikov V. V., Kozyreva I. V. et al. U-Pb tsirkonovoe datirovanie sinorogennykh gabbrodioritovykh i granitoidnykh intruzii Severnogo Priladozh'ya [U-Pb zircon dating of synorogenic gabbro-diorite and granitoid intrusions in the northern Ladoga Lake area]. *Vestnik S.-Peterburgskogo univ. Ser. 7. Geol. i geogr.* [S.-Petersburg Univ. Geol. Bull.]. 1999a. Vol. 3 (No. 21). P. 23–33.

Bogachev V. A., Ivanikov V. V., Filippov N. B. Otchet po teme "Vydelenie petrologo-geokhimicheskikh etalonov magmatischeskikh kompleksov kak indikatorov paleogeodinamicheskikh obstanovok v Ladozhskoi strukturnoi zone dlya geodinamicheskogo analiza pri GDP-200" [Report on the Project "Identifying the petrologo-geochemical standards of igneous complexes as indicators of paleogeodynamic settings in the Ladoga structural zone for geodynamic analysis at GDP-200"]. *Fondy SZRGTs* [Archives NWRGC]. St. Petersburg, 1999b.

Ivashchenko V. I., Lavrov O. B. Blagorodnometall'noe orudnenie Yugo-Zapadnoi Karelii [Noble-metal mineralization in Southwestern Karelia]. *Problemy zolotonosnosti i almazonosnosti severa evropeiskoi chasti Rossii* [Problems in the gold and diamond potential of North European Russia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1997. P. 44–51.

Ivashchenko V. I., Lavrov O. B., Kondrasheva N. I. Rudnaya mineralizatsiya malykh intruzii Kaalamskogo tipa SZ Priladozh'ya [Ore mineralization of Kaalamo-type minor intrusions in the NW Ladoga Lake area]. *Geol. i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. and Mineral Resources of Karelia]. 1998. Iss. 1. P. 51–57.

Ivashchenko V. I., Ruch'ev A. M., Golubev A. I. Dva tipa blagorodnometall'noi mineralizatsii v Kaalamskom massive [Two types of noble metal mineralization in the Kaalamo Massif (Karelia)]. *Doklady RAN* [Dokl. RAS]. 2016. Vol. 468, no. 12. P. 183–188.

Lavrov O. B., Kuleshevich L. V. Perspektivy poiskov platinoidov v massivakh Kaalamskogo differentsirovanogo kompleksa (Severnoye Priladozh'e, Karelia) [Platinoid prospecting in the massifs of the Kaalamo differentiated complex, northern Ladoga Lake area, Karelia: outlook for the future]. *Otechestvennaya Geol.* [Homeland Geol.]. 2016. No. 3. P. 46–56.

Makarova G. V. Otchet o geologo-poiskovykh rabotakh na Cu, Ni, Co, provelennykh Tokhmayokskoi partiei v Severnom Priladozh'e KASSR v 1969–1970 gg. [Report on geological copper, nickel and cobalt prospecting conducted by the Tohmajoki Team in the northern Ladoga Lake area, KASSR, in 1969–1970]. *Fondy KGE* [Archives Karelian Geol. Exp.]. Petrozavodsk, 1971.

*Metallogeniya Karelii* [Metallogeny of Karelia]. Eds. S. I. Rybakov, A. I. Golubev. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1999. 340 p.

Nikolaev G. S. Usloviya kristallizatsii pervichno-magmaticheskogo khromita pri formirovani Burakovsko-Aganozerskogo rassloennogo massiva Zaonezh'ya [Crystallization conditions of primary-magmatic chromite upon the formation of the Burakovian-Aganozero layered massif, Trans-Onega area]. *Ul'trabazit-bazitovye komplekсы skladchatykh oblastei b svyazannye s nimi mestorogdeniya: Mater. 3-i megdunar. konf.* [Ultrabazite-basite complexes of infolded areas and connected deposits: Proceed. 3<sup>rd</sup> int. conf.]. Kachkanar, 2009. P. 75–79.

Perevozchikov B. V., Plotnikov A. V., Makiev T. T. Priroda variatsii sostava rudnoii i aktsessornoii khromshpineli ul'trabazitovogo massiva Syum-Keu (Polyarnyiy Ural) [Origin of variations in the composition of ore-bearing and accessory chrome-spinel in the Syum-Keu ultrabasic massif, Polar Urals]. *Probl. mineral., petrograf. i metallog.* [Issues of mineral., petrogr., and metallogeny]. Perm': Perm. univer., 2004. P. 170–180.

Saranchina G. M. Petrologiya Kaalamskoi intruzii (yugo-zapadnaya Kareliya) [Petrology of the Kaalamo intrusion, SW Karelia]. *Izv. Karelo-Finsk. nauch.-issl. bazy AN SSSR* [Trans. Kar. – Fin. Sci. Center AS USSR]. 1949. No. 2. P. 57–80.

Saranchina G. M. Ranneproterozoiskii magmatizm Priladozh'ya [Early Proterozoic magmatism of the Ladoga Lake area]: DSc (Dokt. of Geol.-Miner.) thesis. Leningrad, 1968.

Svetov A. P., Sviridenko L. P., Ivashchenko V. I. Vulkanoplutonizm svekokarelid Baltiyskogo shchita [Volcano-plutonism of the Svekokarelidides on the Baltic Shield]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1990. 320 p.

Stepanov V. S., Slabunov A. I., Stepanova A. V. Porodooobrazuyushchie i aktsessornye mineraly pozdnearkheiskikh peridotitov rayona ozera Seryak (Belomorskii podvignyiy poyas Fennoskandinavskogo shchita) [Rock-forming and accessory minerals of Late Archean peridotites from the Seryak Lake area, Belomorian Mobile Belt, Fennoscandian Shield]. *Geol. i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. and Mineral Resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2003. Iss. 6. P. 17–25.

Stepanov K. I., Putintseva E. V., Muradymov G. Sh. Otchet po teme "Proizvodstvo poiskovykh rabot v predelakh Sortaval'skoi ploschadi (poiski medno-nikelevykh, polimetallicheskikh i zolotorudnykh mestorozhdenii)" [Report on the Project "Prospecting of the Sortavala area prospecting of copper-nickel, base metal and gold deposits"]. *Fondy TGF RK* [Archives TGF RK]. Petrozavodsk, 2004.

Khazov R. A. Metallogeniya Ladozhsko-Botnicheskogo geobloka Baltiyskogo shchita [Metallogeny of the Ladoga-Bothnian geoblock, Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1982. 190 p.

Ballhaus C., Ryan C., Mernagh T. P., Green D. H. The partitioning of Fe, Ni, Cu, Pt and Au between sulfide, metal and fluid phases: A pilot study. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1994. Vol. 58. P. 811–826.

Barnes S. J., Makkonen H. V., Dowling S. E., Hill R. E. T., Peltonen P. The 1,88 Ga Kotalahti and Vammala nickel belts, Finland: geochemistry of the mafic and ultramafic metavolcanic rocks. *Bulletin Geol. Soc. Finland.* 2009. Vol. 81. P. 103–141.

Cabri L. J., Laffamme J. H. G. The mineralogy of the platinum-group elements from some copper-nickel de-

posits of the Sudbury area, Ontario. *Econ. Geol.* 1976. Vol. 71. P. 1159–1195.

Caritat P., Hutcheon L., Walshe J. L. Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals.* 1993. Vol. 41, no. 2. P. 219–239.

Gervilla F., Cabri L. J., Kojonen K., Oberthür T., Weiser T. W., Johanson B., Sie S. H., Campbell J. L., Teesdale W. J., Laffamme J. H. G. Platinum-Group Element Distribution in Some Ore Deposits: Results of EPMA and Micro-PIXE Analyses. *Microchim. Acta.* 2004. Vol. 147, no. 3. P. 167–173. doi: 10.1007/s00604-004-0187-5

Hakli T. A., Hanninen E., Vuorelainen Y., Pappunen H. Platinum-group minerals in the Hitura nickel deposit, Finland. *Econ. Geol.* 1976. Vol. 71. P. 1206–1213.

Hakman V. Sortavalan seudun kivilaaikartta. Helsinki: Geologisen toimikunnan julkaisema, 1929.

Hanski E. Synthesis of the geological evolution and metallogeny of Finland. *Mineral Deposits of Finland.* 2015. P. 39–71. doi: 10.1016/B978-0-12-410438-9.00002-9

Hoffman E. L., MacLean W. H. Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pd-Bi-Te system. *Econ. Geol.* 1976. Vol. 71(7). P. 1461–1468.

Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecofennian detrital zircons. *Geological Survey of Finland.* 1986. Bull. 337. 52 p.

Kaneda H., Takenouchi S., Shoji T. Stability of pentlandite in the Fe-Ni-Co-S system. *Mineralium Deposita.* 1986. No. 21. P. 169–180.

Kapsiotis A., Rassios A., Antonelou A., Tzamos E. Genesis and Multi-Episodic Alteration of Zircon-Bearing Chromitites from the Ayios Stefanos Mine, Othris Massif, Greece: Assessment of an Unconventional Hypothesis on the Origin of Zircon in Ophiolitic Chromitites. *Minerals.* 2016. Vol. 124(6). P. 2–35. doi: 10.3390/min6040124

Klemm D. D. Synthesen und Analysen in den Dreiecksdiagrammen FeAsS-CoAsS-NiAsS und FeS<sub>2</sub>-CoS<sub>2</sub>-NiS<sub>2</sub>. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie Abhandlungen.* 1965. No. 103. P. 205–255.

Lahtinen R., Hölttä, P., Kontinen A., Niiranen T., Nironen M., Saalman K., Sorjonen-Ward P. Tectonic and metallogenic evolution of the Fennoscandian shield: key questions with emphasis on Finland. *Geological Survey of Finland.* 2011. Special Paper 49. P. 23–33.

Lamberg P. From genetic concepts to practice – lithogeochemical identification of Ni-Cu mineralized intrusions and localisation of the ore. *Geological Survey of Finland.* 2005. Bull. 402. 264 p.

Lepage L. D. ILMAT: an excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Comput. Geosci.* 2003. Vol. 29(5). P. 673–678.

Makinen J., Makkonen H. V. Petrology and structure of the Palaeoproterozoic (1.9 Ga) Rytky nickel sulphide deposit, Central Finland: a comparison with the Kotalahti nickel deposit. *Mineralium Deposita.* 2004. Vol. 39. P. 405–421. doi: 10.1007/s00126-004-0413-4

Makkonen H. V., Mäkinen J., Kontoniemi O. Geochemical discrimination between barren and mineralized intrusions in the Svecofennian (1.9 Ga) Kotalahti Nickel Belt, Finland. *Ore Geol. Rev.* 2008. Vol. 33. P. 101–114.

*Nironen M.* The Svecofennian orogen: A tectonic model. *Precambrian Res.* 1997. Vol. 86. P. 21–44.

*Papunen H.* Platinum-group elements in Svecokarelian nickel-copper deposits, Finland. *Econ. Geol.* 1986. Vol. 81. P. 1236–1241.

*Papunen H.* Platinum-group elements in metamorphosed Ni-Cu deposits in Finland. In: *M. J. Prendergast, M. J. Jones* (eds.). *Magmatic sulfides – the Zimbabwe volume.* London: IMM, 1989. P. 165–176.

*Parkkinen J.* Deformation analysis of a Preeambrian mafic intrusive: Haukivesi area, Finland. *Geological Survey of Finland.* 1975. Bull. 278. 61 p.

*Raahe-Ladoga zone* (structure, litology, metamorphism and metallogeny). A Finnish-Russian cooperation project 1996–1999.

*Sun S. S., McDonough W. F.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *A. D. Saunders, M. J. Norry* (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basin.* Geological Society Special Publication. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

*Received April 19, 2019*

## **СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:**

### **Иващенко Василий Иванович**

ведущий научный сотрудник, к. г.-м. н.  
Институт геологии КарНЦ РАН,  
Федеральный исследовательский центр  
«Карельский научный центр РАН»  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: ivashche@krc.karelia.ru

## **CONTRIBUTOR:**

### **Ivashchenko, Vasily**

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: ivashche@krc.karelia.ru