

УДК 552.11+553.061+550.42

ВОЗРАСТ, ИЗОТОПНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП ПОРОД И РУД АЛЛАРЕЧЕНСКОГО СУЛЬФИДНОГО Cu-Ni МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

© 2021 г. А. Б. Вревский^a, *, С. И. Турченко^a

^aИнститут геологии и геохронологии докембра РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: avrevsky@mail.ru

Поступила в редакцию 03.12.2020 г.

После доработки 21.12.2020 г.

Принята к публикации 28.01.2021 г.

Для Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита установлен неоархейский возраст 2718 ± 7 млн лет крупного медно-никелевого Аллареченского месторождения, связанного с метаморфизованными и глубоко эродированными вулкано-плутоническими комплексами – возрастными и формационными аналогами зеленокаменных поясов неоархея. Близость состава гипербазитов Аллареченского рудного района и вмещающих метавулканитов аннамской свиты с составом одновозрастных метавулканитов коматит-толеитовой серии зеленокаменного пояса Ура-губа–Колмозеро–Воронья позволила считать их членами коматит-толеитовой вулкано-плутонической серии, первичные высокожелезистые коматитовые расплавы которой являлись продуктом частичного равновесного плавления при повышенных P - T параметрах деплелированной ($\epsilon_{Nd}(T) = +7.0 \pm 0.4$) верхней мантии. Особенности петрографического и геохимического состава свидетельствуют, что рудные перидотиты являются кумулятивными производными малоглубинного ($P \sim 4$ кбар) фракционирования $Oi + Opx \pm Pl, Mag$ минеральных фаз в магматической камере первичного высокожелезистого коматитового расплава с температурой ликвидуса не менее 1200°C . Геохимия редких и редкоземельных элементов и изотопный состав Nd, а также гомогенная морфология и изотопный состав акцессорного магматического циркона в гипербазитах свидетельствуют об отсутствии существенного участия в их петрогенезисе процессов контаминации мезоархейскими ТТГ-комплексами. Напротив, данные Re-Os систематики и изотопного состава серы для сульфидных руд свидетельствуют о присутствии не только мантийной компоненты при эволюции сульфидного расплава, но и, возможно, коровой составляющей. Эти данные указывают на независимую эволюцию силикатного и сульфидного расплавов, разделение которых в исходной выплавке из деплелированной мантии произошло в подкоровых условиях. Полученные данные позволяют полагать, что в пределах Кольско-Норвежской области (в современных ее очертаниях) Фенноскандинавского щита в интервале времени 2.75–1.9 млрд лет, в масштабах геодинамических процессов плутоний-литосферного взаимодействия, практически в одной точке существовала мантийная аномалия в отношении Ni, Cu и ЭПГ. Минерагеническая продуктивность этой аномалии служила источником рудного вещества для трех раннедокембрийских эпох медно-никелевого рудообразования и формирования неоархейских (~2750 млн лет) месторождений Аллареченского рудного поля, палеопротерозойских (~2500 млн лет) месторождений (Мончегорское и Панско-Федоровское) и месторождений Печенгской группы (~1900 млн лет).

Ключевые слова: Фенноскандинавский щит, Аллареченское Cu-Ni месторождение, неоархейские зеленокаменные пояса, U-Th-Pb возраст циркона, Sm-Nd и Re-Os изотопная систематика, изотопный состав серы сульфидов, геохимия и петрология коматит-толеитовой вулкано-плутонической ассоциации

DOI: 10.31857/S0869590321040087

ВВЕДЕНИЕ

В обширной литературе, посвященной сульфидным медно-никелевым месторождениям, существует несколько классификаций, основанных на их тектонической позиции и возрасте, морфологии рудных залежей, составе руд и масштабе оруденения, связи с определенным типом магма-

тизма и т.д. (Чернышов и др., 1991; Налдретт, 2003; Лихачев, 2006; Петров и др., 2013; Konnunaho et al., 2013; Makkonen et al., 2017; Заскинд, Конкина, 2019).

В пределах Карело-Кольского региона Фенноскандинавского щита выделение перспективных районов на медно-никелевое оруденение многие

годы проводилось с применением различных теоретических и методических подходов, однако, в общем случае, рудоносность оценивалась по критериям подобия тем или иным заведомо рудоносным формациям или структурам других докембрийских регионов мира. Для Фенноскандинавского щита наибольшее экономическое значение имеют месторождения, ассоциирующие с палеопротерозойскими интрузивными комплексами, которые подразделяются на три типа: аллареченский (оливинит-гарцбургитовая формация), печенгский (верлит-габбровая формация) и мончегорский (перидотит-пироксенит-норитовая формация) (Игревская, 2009). Синвулканические месторождения вулкано-плутонических комплексов коматитовой серии архейских зеленокаменных поясов (ЗКП) (т. н. Западно-Австралийский формационный тип), с которыми связано около 10% мировых запасов никеля (Groves, Hudson, 1981; Naldrett, 2004), на Фенноскандинавском щите известны только в ранге рудопроявлений в Карелии (Сумозерско-Кенозерский и Хаутаваарский ЗКП) (Иващенко, Голубев, 2011) и небольших месторождений в Финляндии (ЗКП Кухмо-Суомуссалми-Типасярви) (Konnunaho et al., 2013; Konnunaho, 2016; Makkonen et al., 2017).

Существует большое количество классификаций сульфидных медно-никелевых месторождений и предложенных на их основе разнообразных поисковых признаков и критериев. Однако в последние десятилетия не было открыто каких-либо значимых медно-никелевых месторождений, связанных с раннедокембрийскими комплексами. Более того, для целого ряда месторождений Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита возраст, генетическая принадлежность и геодинамическая позиция остаются предметом дискуссий. В полной мере это относится и к месторождениям Аллареченского рудного района (месторождения Аллареченское и Восток), открытым еще в середине прошлого века и полностью отработанным к началу нынешнего. Некоторые исследователи дают положительную оценку перспективности на Cu-Ni оруденение Аллареченского района на основе обобщения всех имеющихся геологоразведочных и научно-исследовательских данных (Войтеховский и др., 2008), другие – полностью исключают этот район из сырьевой базы никеля России при металлогеническом анализе (Петров и др., 2013).

За годы интенсивных геолого-разведочных, поисковых и научно-исследовательских работ Аллареченского месторождения внимание исследователей было сосредоточено на расшифровке тектонического строения рудных районов, на изучении состава и морфологии рудных залежей (Горбунов и др., 1981; Медно-никелевые..., 1985), на метаморфических и метасоматических преобразованиях пород (Зак, 1980; Турченко, 1978). В

то же время проблемы возраста пород и руд, геологических и генетических взаимоотношений гипербазитов с вмещающими вулканогенно-осадочными толщами, по существу, оставались без должного внимания исследователей, что определяет несоответствие между относительной ясностью геологического строения рудных тел, минерального состава месторождений и числом гипотез их генезиса, каждая из которых не может претендовать на универсальность.

Настоящая работа направлена на заполнение этих пробелов и посвящена определению с использованием современных изотопных (U - Th - Pb , Sm - Nd , Re - Os , $\delta^{34}S$) методов возраста и генезиса пород и руд Аллареченского месторождения. В связи с выработкой месторождения, полученные результаты естественно имеют ограниченное значение в качестве региональных поисковых признаков и прогнозных критериев, но являются принципиальной основой для переоценки металлогенической эволюции Фенноскандинавского щита в раннем докембрии.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Содержания породообразующих оксидов в породах определены методом РФА по стандартной методике, концентрации редких (Cr, Co, Ni, Rd, Sr, Y, Zr, Nb) и редкоземельных элементов (РЗЭ) – методом ICP-MS в Центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Масс-спектроскопические измерения проводились трижды с использованием Rb, Re и In в качестве внутренних стандартов. Ошибка определения элементов Th, U, Lu, Yb, Er и Dy методом ICP-MS оценивается в 10–15%, для остальных редких элементов, Ti, Zr, Sr, Y не более 5%.

Sm-Nd изотопно-geoхимические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрая РАН (г. Санкт-Петербург). Изотопные составы Sm и Nd измерялись на масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ нормализованы к отношению $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$ и приведены к $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.511860$ в Nd стандарте La Jolla. Уровень холостого опыта за время исследований составил 0.03–0.2 нг для Sm, 0.1–0.5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}Sm/^{144}Nd = \pm 0.5\%$, $^{143}Nd/^{144}Nd = \pm 0.005\%$ (2σ).

При расчете величин $\epsilon_{Nd}(T)$ и модельных возрастов $T_{Nd}(DM)$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.2137$).

Аксессорные цирконы выделены в минералогической лаборатории Института геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей.

U-Th-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Измерения U-Pb отношений проводились по стандартной методике (Williams, 1998). Интенсивность первичного пучка ионов кислорода составляла 4 нА, а диаметр пятна (кратера) – 18 мкм. Обработка полученных данных производилась с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA (Black et al., 2003). Погрешности единичных анализов приведены на уровне 1σ , а погрешности возрастов – на уровне 2σ .

Изотопный состав осмия измерялся на твердофазном мультиколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения Triton (Thermo) (ЦИИ ВСЕГЕИ) в отрицательно заряженных ионах в статическом режиме или в динамическом режиме на ионном счетчике. Для стандартизации условий измерений во время аналитической сессии производилось измерение стандарта LO sST с изотопным отношением $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.106913 \pm 0.000022$. Выделенная фракция осмия в форме бромидов наносилась на Pt ленту испарителя совместно с 0.2 мкл эмиттера $\text{Ba}(\text{OH})_2 + \text{NaOH}$. Для повышения эффективности ионизации использовались установка напуска кислорода ($P = 2 \times 10^{-7}$ бар) в камеру масс-спектрометра при вакууме 7×10^{-8} бар и охлаждение жидким азотом. Температура накала платиновой ленты в ходе измерения составляла 730–750°C. Измерялись ионные токи оксидов $^{185}\text{ReO}_3$, $^{186}\text{OsO}_3$, $^{187}\text{OsO}_3$, $^{188}\text{OsO}_3$, $^{190}\text{OsO}_3$, $^{192}\text{OsO}_3$. Общие химические бланки на холостой опыт составили: Re – 70 пг, Os – 1 пг. Данные по стандарту UB-N (серпентинит): Re 0.2218 ± 0.0064 нг/г, Os 3.65 ± 0.12 нг/г, $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ 0.292 ± 0.014 , $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 0.127176 ± 0.000091 хорошо согласуются с литературными данными.

Изотопный состав серы в сульфидах определялся на масс-спектрометрическом комплексе (ЦИИ ВСЕГЕИ), состоящем из элементного анализатора Flash EA 1112 (ThermoQuest, Италия), изотопного масс-спектрометра DELTA Plus XL (ThermoFinnigan, Германия, Бремен) и газового коммуникатора ConFlo III (ThermoFinnigan, Германия, Бремен), который служит для совместной работы газовых изотопных масс-спектрометров с элементным анализатором (EA). Навески истертого образца массой ~0.1–0.6 мг помещались в тигли из оловянной фольги и при следующих параметрах элементного анализатора: температура реактора –

1000°C, температура хроматографической колонки – 110°C, поток гелия в канале образца – 85 см³/мин, поток гелия в канале сравнения – 50 см³/мин, поток кислорода – 110 см³/мин, время напуска кислорода – 16 с, время задержки сброса образца – 20 с. Хроматографически выделенный и высушенный при помощи перхлората магния SO₂ образец поступал в газовый коммуникатор ConFlo III, в котором происходит разбавление пробы вспомогательным потоком гелия, ввод ее в ионный источник масс-спектрометра и подача в него газа-стандarta. Регистрацию аналитических сигналов и получение результатов измерений выполняли при помощи специальной компьютерной программы ISODAT NT v. 2.5 SP 2.34. Количественные данные об изотопном составе анализируемых проб получены с использованием стандартного образца NBS123 ($\delta^{34}\text{S} = +17.1\%$ vs CDT, МАГАТЭ, Австрия, Вена) для сульфидов.

Химический состав силикатных и рудных минералов и микроКлючений в них минеральных фаз изучался в режиме композиционного контраста на растровом электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) в ИГГД РАН. Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, сила тока 1.5 нА, ZAF-метод коррекции матричных эффектов. Микрофотографии выполнены в режимах композиционного контраста (BEC) и вторичных электронов (SEI). Использованы следующие стандартные образцы: оливин (Si, Mg, Fe), керсунит (Al), диопсид (Ca), жадеит (Na), ортоклаз (K), спессартин (Mn), двуокись титана (Ti).

Содержания редкоземельных (РЗЭ) и редких элементов (Li, P, Ca, Ti, Sr, Y, Nb, Ba, Hf, Th и U) в цирконе определялись на микрозонде Cameca IMS-4f в Институте микроэлектроники и информатики РАН (г. Ярославль) по стандартной методике (Федотова и др., 2008) в тех же точках, в которых была изучена U-Th-Pb изотопная система. Диаметр анализируемого участка не превышал 15–20 мкм, относительная ошибка определения концентраций для большинства элементов не превышала 10–15%, порог обнаружения в среднем составлял 10 мг/т. Содержание РЗЭ нормировалось на состав примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995).

При анализе особенностей химического состава, кроме оригинальных анализов петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов представительных образцов основных типов пород Аллареченского рудного района, также были использованы опубликованные данные (Зак, 1980; Болотов и др., 1981).

Несмотря на высокую степень вторичных метаморфических изменений пород, в работе при таксономической идентификации пород используется кайнотипная терминология, так как осо-

бенности химического состава пород и сохранность в ряде случаев первичных минералов и текстур позволяют достаточно определенно устанавливать первичную природу вулкано-плутонических комплексов.

Символы минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА И ЕГО ИЗУЧЕННОСТЬ

Аллареченский рудный район расположен в северо-западной части Кольского блока Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита (рис. 1). Месторождения приурочены к области развития высокометаморфизованных вулканогенно-осадочных образований Касканско-Аннамской структуры (Вревский, 1991, 2005), слагающих узкие синклинали и моноклинали вокруг куполовидных блоков гранито-гнейсов (Копосовский, Аллареченский, Аннамский и др.) (рис. 2). Супракрустальные образования достаточно условно подразделяются на две свиты. Нижняя, копосовская свита, сложена различными парагнейсами и сланцами неустановленной мощности. Вышележащая аллареченская (или аннамская) свита состоит из полевошпатовых амфиболитов, амфиболовых, биотит-амфиболовых и биотитовых сланцев, иногда несущих текстурные признаки вулканитов, которые по составу отвечают толеитам, андезибазальтам и андезитам с прослоями туфов. Среди биотитовых и биотит-амфиболовых сланцев установлены пачки переслаивания марганцовистых (гранат-куммингтонитовые сланцы), сульфидно-углеродистых пород и железистых кварцитов (Болотов и др., 1981). К пачкам полевошпатовых амфиболитов приурочены пластовые и линзовидные тела (всего более 400) гипербазитов, которые совместно с амфиболитами рассланцованны и деформированы (Зак и др., 1972).

С гипербазитами (перидотиты и пироксениты), традиционно относящимися к интрузивным образованиям, связаны два медно-никелевые месторождения – Аллареченское и Восток – и несколькоrudopроявлений (Акким, Аннама, Хихна). В ряде случаев размещение никеленосных тел гипербазитов имеет литолого-стратиграфический контроль, выраженный в переслаивании пачек ультраосновных пород с полевошпатовыми амфиболитами, амфиболовыми и биотитовыми сланцами аннамской свиты, иногда с постепенными переходами между ними (Медно-никелевые ..., 1985, 1999; Виноградов и др., 1991), что позволило предположить (Вревский, 1991) связь медно-никелевых месторождений этого района с высокометаморфизованными и глубоко эродированными аналогами коматит-толеитовых вулкано-плутонических комплексов, типичных для многих архейских зеленокаменных поясов мира (Groves, Hudson, 1981),

в том числе Фенноскандинавского щита на территории Восточной Финляндии (Moilanen et al., 2019; Makkonen et al., 2017; Konnunaho, 2016).

В связи с отсутствием до настоящего времени надежных изотопных данных возраст Аллареченских рудоносных гипербазитов трактуется по-разному – от неоархейского до палеопротерозойского. Неоднозначность положения сложнодислокированных и полиметаморфических комплексов Касканско-Аннамской структуры в целом по шкале геологического времени определяет широкий диапазон гипотез их тектонической природы, среди которых одной из наиболее популярных является представление о гипербазитах как вскрытых эрозией подводящих каналов для рудоносной пикрит-габбро-верлитовой вулкано-плутонической ассоциации Печенги (Смолькин и др., 2018; Медно-никелевые ..., 1999).

Такая же неоднозначность существует и при определении возраста и, соответственно, генетической природы сульфидного медно-никелевого оруденения – от признания его ликвационно-магматического генезиса в ребольское (т.е. неоархейское) время (Горбунов и др., 1981) до представлений о преимущественно эпигенетической природе руд, связанной с переотложением первичных бедных магматических вкрашенных руд при наложенных процессах свекофеннского (2.0–1.9 млрд лет) регионального метаморфизма (Козлов, 1973) и/или с метасоматическими процессами, в том числе сульфуризацией (Зак, 1980; Турченко, 1978, 1981). Не существует также четких критериев разделения рудных процессов, связанных с позднемагматическими стадиями эволюции рудно-силикатных систем и эпигенетического метаморфогенного рудообразования и рудного метасоматоза.

В литературе, посвященной Аллареченскому медно-никелевому месторождению, большинство исследователей выделяют три основных морфогенетических типа руд в гипербазитах (Зак и др., 1972; Медно-никелевые ..., 1999; Яковлев, 1969; Яковлев, Яковleva, 1973): сингенетические рассеяно-вкрашенные бедные руды с сидеронитовой структурой и содержанием Ni и Cu < 0.8%; эпигенетические прожилково-вкрашенные богатые (т. н. “серы”) руды с содержанием сульфидов >25% (Ni до 8% и Cu до 5%) и сульфидно-жильные богатые (массивные, сплошные или густовкрашенные) руды с содержанием Ni 13–28%, которые часто окружены ореолом богатых вкрашенных руд и в ряде случаев локализованных за пределами тел гипербазитов.

Минеральный состав руд Аллареченского месторождения типичен для большинства медно-никелевых сульфидных месторождений мира. Выделяются пентландит-халькопирит-пирротиновые, пентландитовые, пентландит-халькопи-

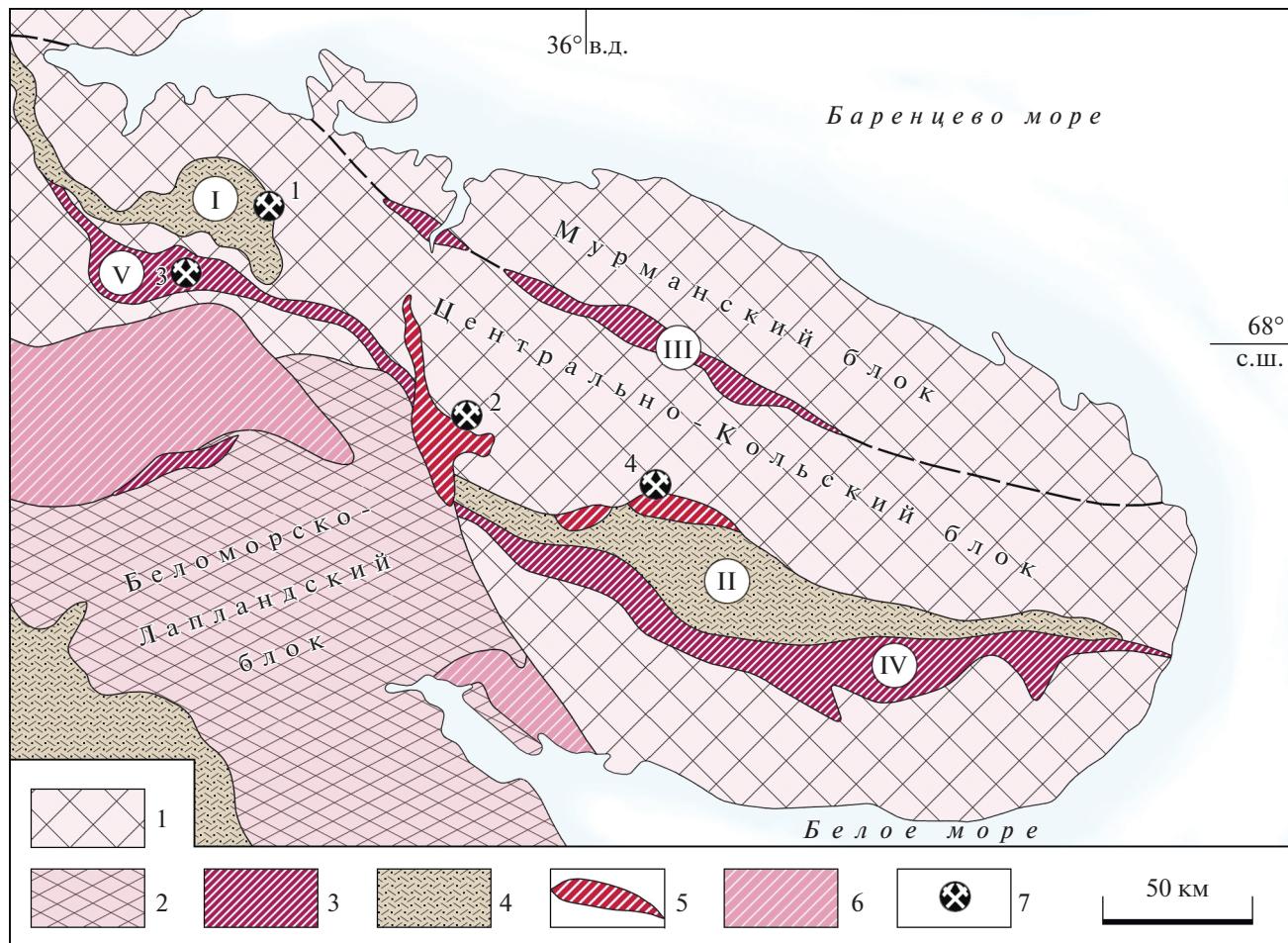


Рис. 1 Схематическая карта раннедокембрийских структурно-вещественных комплексов Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита.

1 – Мурманский и Центрально-Кольский блоки с корой преимущественно архейского возраста, 2 – Беломорско-Лапландский блок с корой архейского и палеопротерозойского возраста, 3 – неоархейские зеленокаменные пояса (III – Ура-губа – Колмозеро – Воронья, IV – Терский, V – Аллареченский); 4 – вулканогенно-осадочные комплексы (2.4–1.85 млрд лет) Печенгской (I) и Имандра-Варзугской (II) интракратонных рифтогенетических структур, 5 – расслоенные интрузии (~2.5 млрд лет), 6 – палеопротерозойский Лапландско-Колвицкий гранулитовый комплекс, 7 – Cu-Ni месторождения (1 – Печенгское, 2 – Мончегорское, 3 – Аллареченское, 4 – Панси-Федоровское).

ритовые, халькопиритовые и миллерит-борнит-халькопиритовые разновидности.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО И ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Аллареченское месторождение приурочено к небольшому (рис. 2) вытянутому в субмеридиональном направлении и крутопадающему на запад пластоподобному телу гарцбургитов варьирующей мощности от 10 до 200 м. В краевых частях тел гипербазиты интенсивно серпентинизированы и амфиболитизированы, а в центральных частях породы представлены слабо измененными гарцбургитами с реликтами оливина и ортопи-

роксена среди основной массы, сложенной роговой обманкой.

Гипербазиты Аллареченского месторождения практически повсеместно содержат неравномерную вкрапленность сульфидов. Состав руд представлен халькопирит-пентландит-пирротином-борнитом и вторичными магнетитом, пиритом, борнитом, валлеритом и маккинавитом (Gorelov, Turchenko, 1997). Интенсивно оруденелые гипербазиты, густовкрапленные и богатые сплошные жильные сульфидные руды сосредоточены в западной и северной частях рудного тела, где они образуют придонную залежь богатых сульфидных руд мощностью более 5 м. В среднем соотношение Ni/Cu/Co в рудах составляет 80/30/1. По содержанию Ni (до 28% в сплошных рудах и до 13% – в густовкрапленных) руды Аллареченского место-

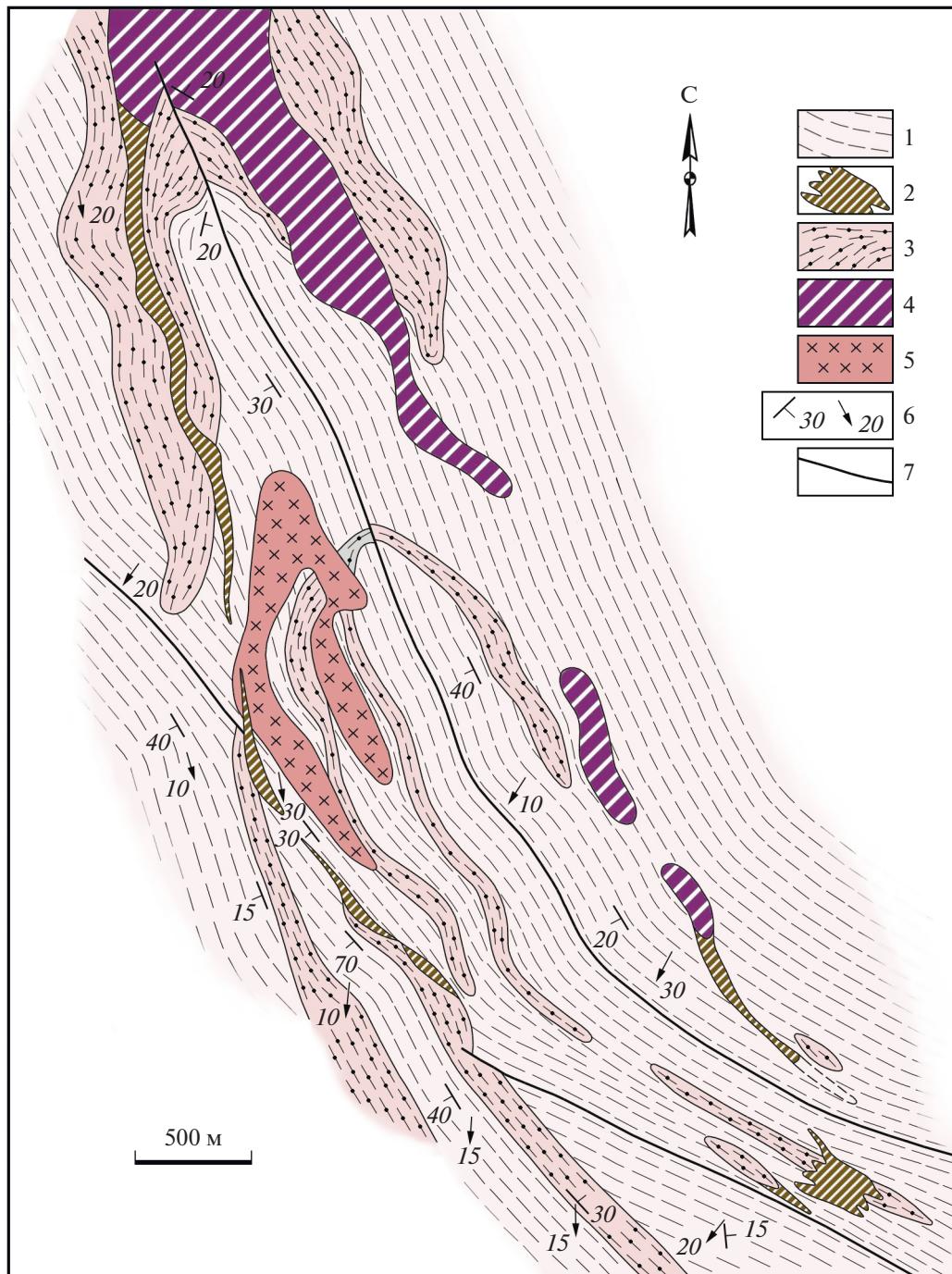


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Аллареченского месторождения (Зак, 1980, с изменениями).
 1 – биотитовые гнейсы мигматизированные, 2 – жильные и вкрапленные сульфидные руды, 3 – полевошпатовые амфиболиты аннамской свиты, 4 – рудные гипербазиты, 5 – плагиомикроклиновый гранит, 6 – линейность и полосчатость, 7 – разломы.

рождения значительно превосходят руду Печенгских месторождений (3–12% Ni) и не имеют аналогов в раннем докембрии Фенноскандинавского щита (Медно-никелевые ..., 1985). В то же время такие высокие содержания Ni (10–23%) являются характерной особенностью месторождений, свя-

занных с коматиитами архейских зеленокаменных поясов Агню и Камбалды (Западная Австралия) и Алексо (Онтарио, Канада) (Gole et al., 1989; Налдретт, 2003).

В работе для минералогических и изотопно-геохимических исследований были использова-

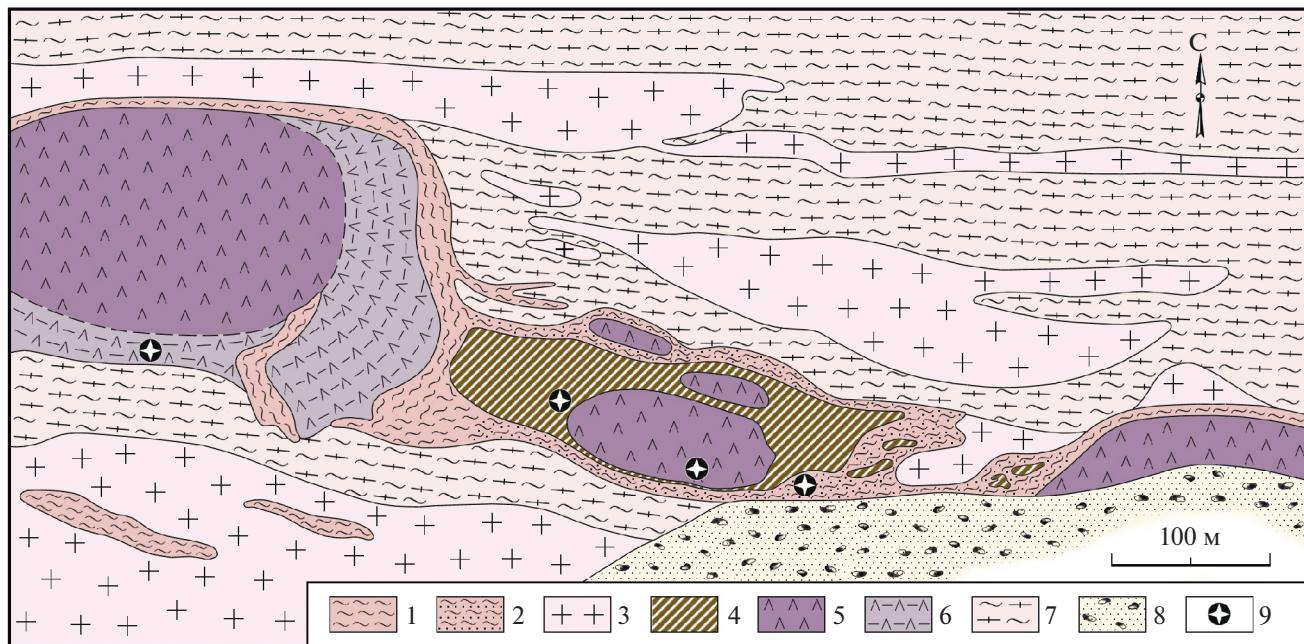


Рис. 3. Геологическая схема строения стенки карьера Аллараченского месторождения (Турченко, 1978).

1 – биотитовые и гранат-биотитовые сланцы, 2 – то же с сульфидами, 3 – плагио-микроклиновые граниты, 4 – богатые медно-никелевые руды, 5 – массивные амфиболизированные гипербазиты, 6 – амфиболизированные оливиновые пироксениты и биотитизированные гипербазиты, 7 – биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы, 8 – породы отвалов, 9 – точки опробования.

ны следующие представительные образцы рудных гипербазитов из Аллараченского карьера и вмещающих пород аннамской свиты (рис. 3).

Гарцбургит (обр. alla 19-1, alla 18) с бедной сингенетической пирротин-пентландитовой вкрапленностью. Минеральный состав: оливин Fo_{72} (50–60%) образует крупные до 5 мм частично серпентинизированные изометричные зерна и более мелкие (0.5–0.7 мм) пойкилитовые включения в ортопироксене (20–30%), который образует интерстиционные выделения среди зерен оливина. Пойкилитовые структуры и приуроченность пироксена к межзерновым пространствам свидетельствуют о более ранней кристаллизации оливина. Вторичные минералы представлены серпентином, актинолитом, хлоритом. Выделения пирротина, пентландита, редко халькопирита, между зернами силикатов образуют сидеронитовую структуру вкрапленных руд, а также формируют округлые сульфидные шлиры. В ряде случаев сидеронитовое вкрапленное оруденение постепенно переходит в богатые прожилково-вкрапленные пентландит-халькопирит-пирротиновые руды (обр. alla 19-2), а также в сплошные халькопиритовые руды (обр. alla 19-3), состоящие на 90% из халькопирита с примесью (5–10%) пирита, пентландита и пирротина.

Особенностью химического состава гипербазитов Аллараченского месторождения (табл. 1) являются

низкое значение титанистости ($TiO_2 = 0.32\text{--}0.46$ мас. %) и CaO/Al_2O_3 отношение (~1), повышенная железистость ($FeO^* = 14\text{--}15$ мас. %) и, соответственно, магнезиальность ($Mg\# = 0.83\text{--}0.81$). Высокожелезистый состав гипербазитов связан с составом оливина с большой долей фаялитовой ($Fa_{24.2\text{--}28.3}$) составляющей (табл. 2). Эти характеристики минералогического и геохимического состава перidotитов Аллараченского месторождения позволяют отнести их к аналогам кумулятивных разновидностей “Al-деплетированных” и высокожелезистых ($Al_2O_3/TiO_2 < 20$, $CaO/Al_2O_3 \sim 1.1$, $(Gd/Yb)_N = 0.84\text{--}1.46$, $FeO^* = 10\text{--}15$ мас. %, $Mg\# = 0.83\text{--}0.81$) коматитов неоархейского зеленокаменного пояса Ура-губа–Колмозеро–Воронья (рис. 4), которые в свою очередь являются уникальными по этим параметрам среди коматитов архейских зеленокаменных поясов не только Фенноскандинавского щита, но и других древних кратонов континентов (Вревский, 2018).

Часть гарцбургитов с пониженной кремнекислотностью ($SiO_2 \sim 40$ мас. %, рис. 4), вероятно, может быть связана с их кумулятивной природой при эволюции первичных рудно-силикатных расплавов – продуктов частичного плавления верхнемантийного субстрата или с процессами серпентинизации, амфиболизации и оталькования гипербазитов.

Таблица 1. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) и редкоземельных элементов (мкг/г) в представительных образцах пород Аллареченского месторождения

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	40.15	40.12	47.68	48.62	46.32	52.62	51.42
TiO ₂	0.46	0.32	0.14	0.26	0.78	0.85	0.53
Al ₂ O ₃	4.24	2.89	4.89	3.82	9.19	12.35	10.54
Cr ₂ O ₃	0.84	0.87	0.66	0.54	0.41	0.32	
FeO*	13.85	14.88	12.54	13.57	11.09	10.81	16.34
MnO	0.25	0.19	0.21	0.26	0.27	0.26	0.21
MgO	36.89	35.73	26.22	26.17	19.34	11.94	7.83
CaO	1.80	2.22	4.68	4.29	9.13	9.29	10.49
Na ₂ O	0.30	0.29	0.41	0.48	1.13	0.72	1.25
K ₂ O	0.39	0.16	0.58	0.32	0.24	0.10	0.21
P ₂ O ₅	0.38	0.46	0.21			0.15	
NiO	2.56	1.23	1.02	1.34	1.11	0.58	0.63
П.п.п.	0.56	1.23	1.02	1.34	1.11	0.58	0.63
Сумма	100.11	99.36	99.24	99.65	99.01	99.67	99.45
Mg#	0.83	0.81	0.79	0.77	0.76	0.66	0.46
Na ₂ O + K ₂ O	0.42	0.77	0.96	1.12	0.99	0.75	1.00
CaO/Al ₂ O ₃	9.22	9.03	34.93	14.67	11.74	14.49	19.89
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	9.22	9.03	34.93	14.67	11.74	14.49	19.89
Cr	2385	2185	2415	2276	2055	136	48
Co	83.9	85.3	75.3	74.3	85.7	38.4	58.4
Ni	1587	1407	1085	1048	831	454	105
Rb	—	12.9	—	—	14.8	20.8	19.4
Sr	—	10.1	—	—	152.0	2.1	8.4
Y	6.3	5.5	9.8	8.5	8.6	16.2	35.4
Zr	12.8	13.8	21.3	24.8	41.9	47.9	47.3
Nb	2.81	3.2	1.25	1.54	2.15	1.85	1.93
La	0.58	0.99		3.23	5.43	5.12	4.58
Ce	1.57	2.76		9.13	14.60	12.00	11.00
Pr	0.26	0.42		1.25	1.91	1.46	1.67
Nd	1.44	2.06		5.21	7.63	6.64	8.12
Sm	0.39	0.41		1.37	1.71	1.56	2.27
Eu	0.15	0.14		0.40	0.63	0.55	0.87
Gd	0.57	0.43		1.24	2.02	1.70	3.00
Tb	0.10	0.07		0.19	0.36	0.26	0.54
Dy	0.81	0.55		1.16	2.51	1.66	3.85
Ho	0.19	0.13		0.27	0.57	0.37	0.92
Er	0.52	0.37		0.83	1.52	1.01	2.81
Tm	0.08	0.06		0.12	0.22	0.15	0.44
Yb	0.52	0.41		0.76	1.39	0.94	2.54
Lu	0.07	0.06		0.10	0.21	0.18	0.41
(ΣРЗЭ) _N	2.92	2.95		7.82	13.07	10.46	16.73
(La/Yb) _N	0.77	1.64		2.88	2.65	3.70	1.22
(Ce/Yb) _N	0.80	1.77		6.30	2.76	3.35	1.14
(Ce/Sm) _N	0.97	1.62		2.81	2.06	1.86	1.17
(Gd/Yb) _N	0.89	0.84		1.31	1.18	1.46	0.95

Примечание. 1, 2 – гарцбургит (обр. alla 19-1 и alla 18); 3, 4 – амфиболизированный рудный оливиновый пироксенит (обр. alla 19-1/3а и alla 19-1/3); 5 – актинолитизированный пироксенит (обр. alla 19-1/2); 6 – мономинеральный амфиболит (коматитовый базальт) (обр. alla 19-1/4); 7 – гранатсодержащий плагиоамфиболит (базальт аннамской свиты) (обр. alla 19-1/5); Mg# = MgO × 24.8/(MgO × 24.8 + FeO × 13.9); FeO* = FeO + (Fe₂O₃ × 0.9).

Таблица 2. Средние составы (мас. %) породообразующих минералов из оливинового пироксенита (обр. alla 19-1/3) и гарцбургита (обр. alla 18)

<i>n</i>	Минерал	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Cl	Mg#
25	Гранат	alla 19-1/3	34.09		15.59		28.06	0.01	13.88	0.21			0.43		
4	Плагиоклаз	Там же	66.50		21.80		0.21		0.07	1.15	9.87	0.05			
11	Амфибол	Там же	52.75	0.04	7.01		12.87	0.08	16.88	9.41	0.63	0.14	0.03	0.18	
8	Хлорит	Там же	30.70		15.59		28.06	0.01	13.88	0.21			0.43		
8	Оливин	Там же	38.19			0.08	24.70	0.25	36.73				0.24		72.6
2	Оливин	alla 18	38.50				25.34	0.19	35.75				0.22		71.6

Таблица 3. Составы (мас. %) ортопироксенов оливинового пироксенита (обр. alla 19-1/3) и гарцбургита (обр. alla 18) и *P-T* параметры минеральных равновесий

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	<i>T</i> ₁ , °C	<i>T</i> ₂ , °C	<i>P</i> , кбар
alla 19-1/3	55.63	—	0.88	14.65	—	26.79	2.05	1386	1211	3.5
alla 19-1/3	55.09	0.08	0.81	14.45	0.06	27.56	1.96	1359	1202	3.9
alla 18	55.42	0.26	0.81	14.75	0.07	26.42	2.27	1445	1253	4.1
alla 18	54.69	0.42	0.79	14.65	0.02	27.5	1.92	1351	1196	3.8

Примечание. Геотермометры *T*₁ – (Mercier, 1980), *T*₂ – (Brey, Köhler, 1990); геобарометр (*P*) – (Mercier, 1980).

Гипербазиты характеризуются чрезвычайно низким общим уровнем содержания РЗЭ ($(\Sigma \text{РЗЭ})_{\text{N}} \sim 2.9$) (табл. 1) и в целом нефракционированным характером распределения РЗЭ ($(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}} \sim 0.86 \pm 0.2$). Такие особенности распределения и низкая концентрация РЗЭ характерна для ранее выделенного (Вревский и др., 2003) первого геохимического типа коматитов Полмос-Поросозерской, Урагубской, Палаламбинской, Совдозерской и Костамукшской неоархейских зеленокаменных структур Фенноскандинавского щита.

Амфиболизированный рудный оливиновый пироксенит (обр. alla 19-1/3, alla 19-1/3а и alla 19-1/2) из краевой части рудного тела в основании Аллареченского карьера. Минеральный состав: бронзит (20–25%), реликты серпентинизированного оливина *Fo*₇₁ (40–70%), плагиоклаз (до 5%), магнетит (10–15%), гранат (*Alm*_{52.9} *Prp*_{46.6} *Grs*_{0.5}) (5–10%) (табл. 2); вторичные минералы: актинолит, серпентин, тальк, флогопит, клиноцизит и хлорит. Наряду с мелкой рудной вкрапленностью, в породе появляются участки массивных богатых руд, состоящих из крупнозернистых агрегатов рудных минералов пентландита, халькопирита, пирротина и магнетита, вплоть до формирования богатых жильных рудных тел.

Пироксениты по сравнению с перидотитами менее железистые и магнезиальные ($\text{Mg} \# = 0.77–0.79$), имеют сходные значения отношений $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \leq 1$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 < 20$ и по составу петрогенных оксидов могут быть отнесены к коматитовой серии. Нормированное распределение РЗЭ в оливиновых пироксенитах характеризуется

умеренно-фракционированным распределением ЛРЗЭ ($(\text{Ce}/\text{Sm})_{\text{N}} = 1.9–2.8$), слабофракционированным распределением ТРЗЭ ($(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1.2–1.8$) и невысоким общем уровнем содержания РЗЭ ($(\Sigma \text{РЗЭ})_{\text{N}} = 8–13$) (табл. 1, рис. 5).

Использование составов ортопироксена из гарцбургита и оливинового пироксенита для оценки *P-T* условий их кристаллизации с использованием геотермобарометров (Brey, Köhler, 1990; Mercier, 1980) позволило установить температуру ликвидуса расплава не менее 1200°C (1211–1445°C) при давлении в интервале 3.5–4.1 кбар (табл. 3). Полученные оценки температуры кристаллизации гипербазитов значительно выше расчетных температур ликвидуса (900–1059°C) ортопироксенитов и норитов Мончетундровского массива (Чащин и др., 2020) и близки к температурам ликвидуса коматитов 1500–1600°C (Green, 2015; Sobolev et al., 2016).

Половошпатовые амфиболиты (обр. alla 19-1/2, -1/4, -1/5) аннамской свиты из северной части карьера (вне рис. 3), окружающие тело рудоносного гипербазита, по составу варьируют от анхимономинеральных (95–80% *Hbl* + 5–10% *Cpx* ± *Pl*, *Bt*) до плагиоамфиболитов (30–40% *Pl* № 35–40) иногда с гранатом и пироксеном. Вблизи с телами перидотитов в амфиболитах развивается бедное мелковкрапленное пиритовое и халькопиритовое оруденение.

По составу амфиболиты варьируют от коматита с $\text{MgO} = 19.34$ мас. % (обр. alla 19-1/2) и коматитового базальта (обр. alla 19-1/4 с $\text{MgO} = 11.94$ мас. %) до толеитового базальта (обр. alla 19-1/5) (табл. 1).

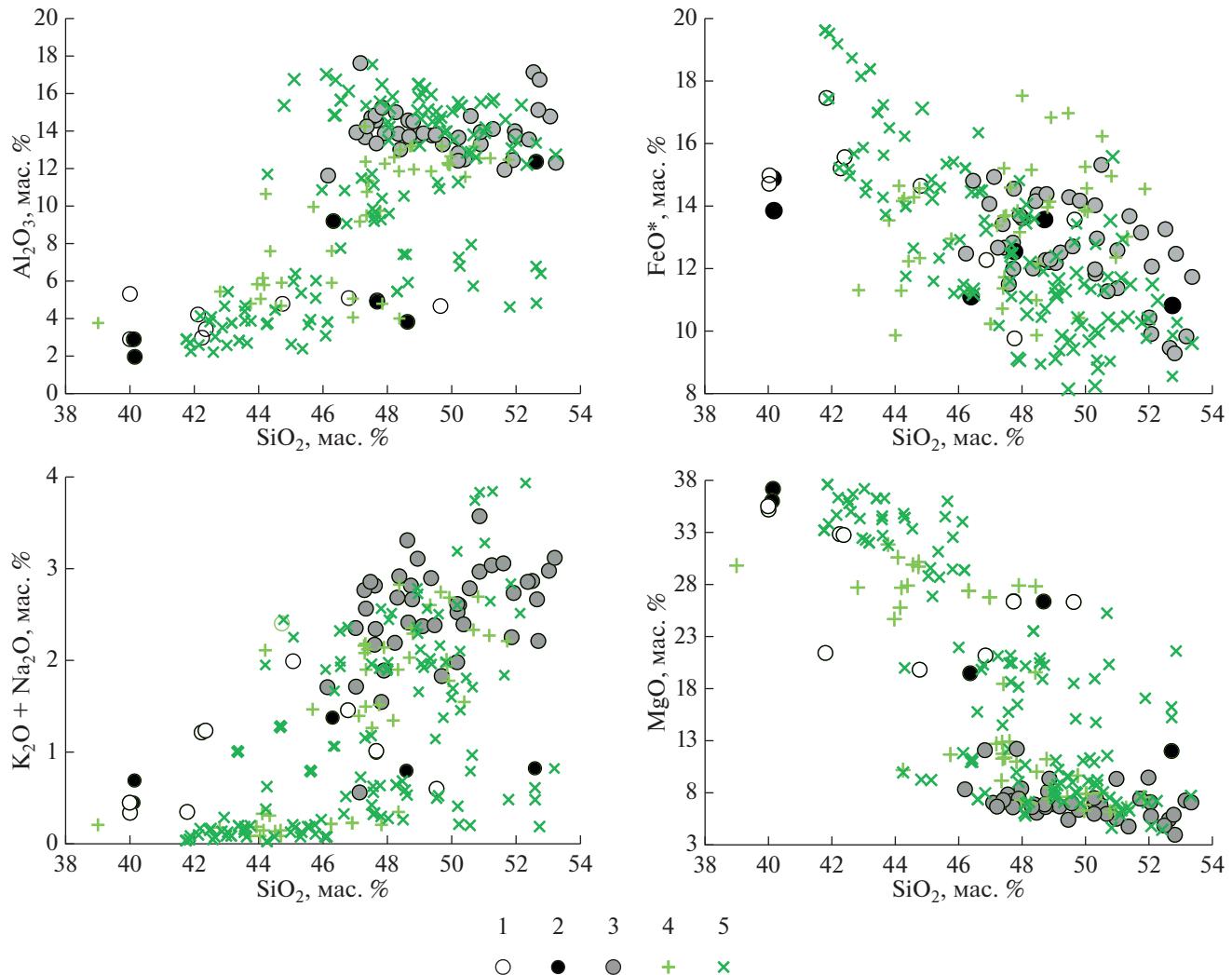


Рис. 4. Вариационные диаграммы петрогенных оксидов для неоархейских базит-гипербазитовых вулкано-плутонических ассоциаций Каскамско-Аннамской и Ура-губа-Колмозеро-Вороньинской структур Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита.

1–3 – Каскамско-Аннамская структура (1, 2 – базит-гипербазитовый вулкано-плутоническая ассоциация Аллареченского месторождения: 1 – составы представительных образцов из табл. 1, 2 – литературные данные (Зак, 1980; Болотов и др., 1981); 3 – метавулканиты аннамской свиты); 4 – коматиит-толеитовая вулкано-плутоническая ассоциация Урагубской зеленокаменной структуры, 5 – то же Колмозеро-Вороньинской структуры.

Так же, как и гипербазиты Аллареченского месторождения, вмещающие амфиболиты аннамской свиты являются высокожелезистыми метавулканитами, аналогичными коматиит-толеитовой серии неоархейского зеленокаменного пояса Ура-губа-Колмозеро-Воронья.

Концентрации и характер спектров распределения РЗЭ в амфиболите из контакта с рудными перidotитами существенно отличаются от последних более высоким общим уровнем содержания ($(\Sigma \text{РЗЭ})_N = 16.73$) и нефракционированным распределением РЗЭ ($(\text{Ce}/\text{Yb})_N = 1.14$) (табл. 1, рис. 5).

На $(\text{La}/\text{Yb})_N/\text{Yb}_N$ и $\text{Y}-\text{Zr}$ вариационных диаграммах (рис. 6) фигуративные точки составов пород базит-гипербазитового комплекса Аллареченского рудного района соответствуют трендам изменения концентраций этих элементов в коматиит-толеитовой серии зеленокаменного пояса Ура-губа-Колмозеро-Воронья.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

U-Th-Pb датирование (SHRIMP-II) циркона. Из образца рудного оливинового пироксенита (обр. alla 19-1/3) массой около 2 кг с богатой пент-

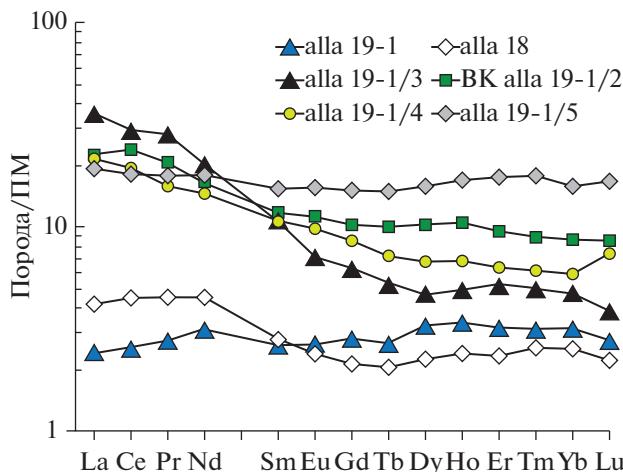


Рис. 5. Нормированное к примитивной мантии (ПМ) распределение редкоземельных элементов в породах Аллараченского месторождения.

Номера образцов соответствуют таковым в табл. 1.

ландит-пирротиновой минерализацией была выделена однородная по морфологии и строению популяция кристаллов циркона в количестве более 40 зерен и размером 150–250 × 120–150 мкм. Трещиноватые зерна циркона имеют удлиненный призматический габитус, темно-коричневую окраску и тонкую осцилляционную зональность. Кристаллы часто содержат микровключения силикатных и рудных минералов (рис. 7б).

Проведенное U-Th-Pb датирование цирконов на ионном микрозонде SHRIMP-II позволило установить, что аналитические точки образуют дискордию с верхним пересечением, соответствующим возрасту 2718 ± 7 млн лет и нижним – 593 ± 9 млн лет ($\text{CKBO} = 1.3$) (рис. 7а). Два зерна циркона

(ан. т. 24.1 и 26.1 в табл. 4) имеют конкордантные значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста – 2720 ± 7 и 2714 ± 89 млн лет соответственно.

Полученные результаты коренным образом отличаются от общепринятых представлений о возрасте пород и руд Аллараченского рудного района и естественно определяют критическое отношение к интерпретации возраста месторождения. В качестве альтернативной интерпретации может служить ксеногенное происхождение циркона, захваченного ультраосновными расплавами из вмещающих архейских гнейсов.

Геохимический состав циркона. Учитывая возможность ксеногенного происхождения циркона, захваченного ультраосновными расплавами из вмещающих архейских гнейсов, для определения его генетической природы было проведено исследование состава редких и редкоземельных элементов в точках локального U-Th-U датирования (SHRIMP-II), а также химического состава микровключений рудных и силикатных минералов в цирконе.

В выборке из пяти кристаллов циркона распределение РЗЭ характеризуется близкими содержаниями с фракционированным (магматическим) (Hoskin, Schaltegger, 2003; Belousova et al., 2006; Федотова и др., 2008) распределением ТРЗЭ ($(\text{Lu}/\text{Gd})_N = 7–21$), положительной Ce- ($\text{Ce}_N^* = 1.8–8.8$) и отрицательной Eu- ($\text{Eu}_N^* = 0.64–0.80$) аномалиями (табл. 5, рис. 8), за исключением аналитической точки 12.1 ($\text{Eu}_N^* = 1.2$), с наибольшим в изученной выборке кристаллов циркона процентом дискордантности (19%) и повышенными содержаниями, мкг/г: Ca 14.5, Sr 18.82, Y 1130 и Th 389. Все зерна циркона характеризуются малыми вариациями высокого содержания

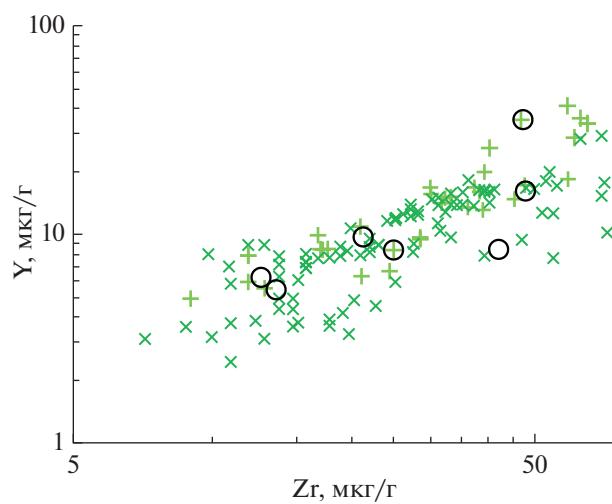
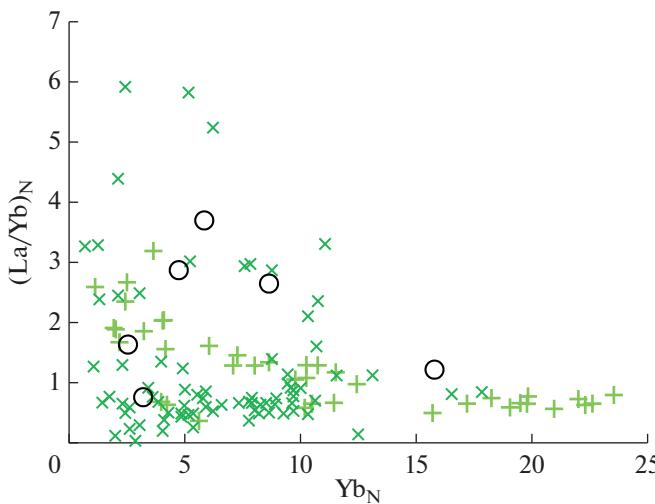


Рис. 6. Вариационные диаграммы Yb_N – $(\text{La}/\text{Yb})_N$ и Zr – Yb .
Условные обозначения см. на рис. 4.

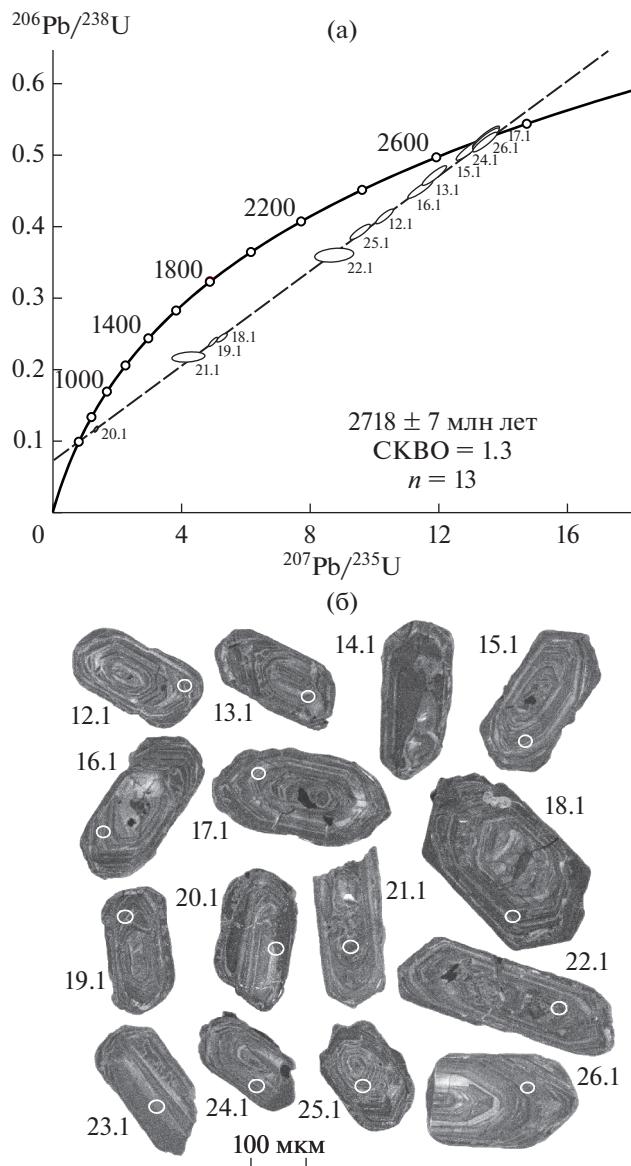


Рис. 7. График с конкордией для цирконов из рудного оливинового пироксенита (alla 19-1/3) Аллареченского месторождения и катодолюминесцентные изображения циркона (а). Цифры на фото (б) соответствуют аналитическим точкам в табл. 4, диаметр кратера ~20 мкм.

Hf (11170–12790 мкг/г) и низкими значениями Th/U отношения (0.3–0.4).

Минералогия микровключений в цирконе. Результаты изучения микровключений размером 10–20 мкм в кристаллах циркона позволили идентифицировать, наряду с силикатными минералами (биотит, плагиоклаз и апатит) (табл. 6), присутствие также и рудных минералов (халькопирит, пентландит и алтант) (рис. 9).

Состав рудных минералов (табл. 7) в микровключениях, в частности пентландита, аналогичен

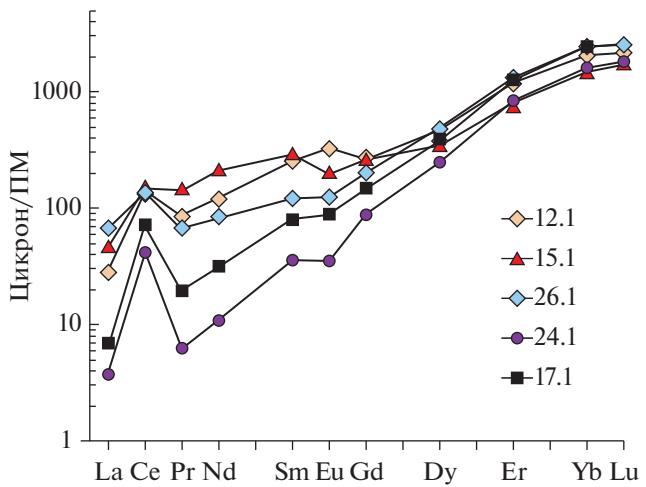


Рис. 8. Нормированное к примитивной мантии (ПМ) распределение редкоземельных элементов в цирконе из рудного оливинового пироксенита (обр. alla 19-1/3) Аллареченского месторождения.

Цифры соответствуют аналитическим точкам в табл. 4.

по содержанию рудных компонентов сульфидам вкрапленного оруденения (табл. 8, 9). Состав плагиоклаза ($An_{7.6} Ab_{92.1} Or_{0.3}$) в микровключениях (табл. 6) аналогичен составу плагиоклаза ($An_{6.0} Ab_{93.7} Or_{0.3}$) вмещающего оливинового пироксенита (табл. 9).

Sm-Nd изотопная систематика. Исследование Sm-Nd изотопной системы в гипербазитах Аллареченского рудного поля (табл. 10) позволило получить более полную характеристику магматических источников ультраосновных пород и их метаморфических преобразований. Интерпретация результатов Sm-Nd изотопной систематики метагипербазитов Аллареченского рудного района (Аллареченское, Восток, Хихна, Руниеки) свидетельствует о генерации их первичных расплавов из мантии, существенно более деплетированной ($\epsilon_{Nd}(T) = +7.0 \pm 0.4$), чем мантийные источники никеленосных вулкано-плутонических комплексов Печенги ($\epsilon_{Nd}(T)$ от +0.5 до –3.0) (Скуфин, Баянова, 2006; Hanski et al., 2014).

Re-Os изотопная систематика. Re-Os изотопная система (табл. 11) была изучена в образце амфиболизированного рудного оливинового пироксенита (обр. alla 19-1/3) и выделенных из него монофракций пентландита и пирита. Полученные значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.2270\text{--}0.1929$ значимо отличаются как от типично коровых значений (>1), так и от значений для мантийных перидотитов (0.11163–0.14229) из ксенолитов кимберлитов Фенноскандинавского щита (Peltonen, Brügmann, 2006), что может означать смешение двух типов мантийных источников или являться результатом аккумуляции радиогенного осмия при формировании рудных пироксенитов.

Таблица 4. Результаты U-Th-Pb локального изотопного анализа (SHRIMP-II) циркона из рудного оливинового пироксенита (обр. alla 19-1/3)

Аналит. точка	$^{206}\text{Pb}_{\text{c}}$, %	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения с коррекцией на обыкновенный свинец						Rho	Изотопный возраст с коррекцией на обыкновенный свинец, млн лет			D , %					
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$						
12.1	0.03	321	900	380	0.44	0.18055	0.37	2.411	1.0	0.415	1.0	10.330	1.0	0.937	2237	19	2658	6	19
13.1	0.00	134	331	84	0.26	0.18303	0.52	2.125	1.1	0.471	1.1	11.880	1.2	0.902	2486	22	2681	9	8
15.1	0.03	244	561	162	0.30	0.18515	0.44	1.975	1.0	0.506	1.0	12.920	1.1	0.923	2640	23	2700	7	2
16.1	0.04	144	370	126	0.35	0.18360	0.58	2.213	1.1	0.452	1.1	11.440	1.3	0.890	2404	23	2686	10	12
17.1	0.07	123	275	74	0.28	0.18750	0.59	1.925	1.1	0.519	1.1	13.430	1.2	0.879	2696	24	2721	10	1
18.1	0.76	243	1152	384	0.34	0.15669	0.61	4.107	1.0	0.244	1.0	5.261	1.2	0.854	1405	13	2420	10	72
19.1	0.10	244	1185	366	0.32	0.15164	0.45	4.185	1.0	0.239	1.0	4.995	1.1	0.908	1381	12	2365	8	71
20.1	0.09	199	2017	8	0.00	0.08472	0.68	8.698	1.0	0.115	1.0	1.343	1.2	0.820	702	7	1309	13	87
21.1	1.56	622	3286	725	0.23	0.14080	4.90	4.614	1.4	0.217	1.4	4.210	5.1	0.272	1265	16	2237	85	77
22.1	0.26	391	1263	241	0.20	0.17670	2.70	2.782	1.1	0.359	1.1	8.760	2.9	0.359	1979	18	2623	45	32
24.1	0.03	168	374	107	0.30	0.18674	0.49	1.913	1.2	0.523	1.2	13.460	1.3	0.929	2711	27	2714	8	0
25.1	0.07	209	619	294	0.49	0.17700	0.61	2.550	1.0	0.392	1.0	9.570	1.2	0.861	2132	19	2625	10	23
26.1	0.09	203	450	152	0.35	0.18751	0.45	1.907	1.0	0.525	1.0	13.560	1.1	0.915	2718	23	2720	7	0

Примечание. Погрешности приведены для интервала 1σ. Pb_{c} и Pb^* – обыкновенная и радиогенная составляющие соответственно. Ошибка калибровки стандарта 0.22–1.05%. Коррекция на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb для циркона и титанита, для бадделеита поправка выполнена в предположении конкордантности возрастов $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$. Rho – коэффициент корреляции откликов.

Таблица 5. Содержание (мкг/г) редкоземельных и редких элементов в цирконе из рудного оливинового пироксенита (обр. alla 19-1/3)

Аналит. точка	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
12.1	6.93	85.2	7.84	56.29	38.19	18.40	53.6	110.6	190.0	336.4	54.4
17.1	1.60	44.1	1.82	14.36	12.12	4.95	29.09	94.32	204.4	388.0	63.8
15.1	11.57	93.3	13.40	96.90	42.89	11.14	51.17	86.5	128.1	239.4	43.2
24.1	0.88	25.9	0.58	4.95	5.39	2.04	17.6	62.5	134.11	261.3	45.2
26.1	16.26	83.2	6.28	37.95	17.85	6.96	39.8	117.5	208.421	385.0	62.6
	Li	P	Ca	Ti	Sr	Y	Nb	Ba	Hf	Th	U
12.1	100.1	72.6	14.5	8.2	18.8	1130	21.2	21.0	11424	379.6	899.8
17.1	44.4	41.3	5.9	5.7	1.3	743	15.0	1.9	11727	74.0	275.0
15.1	43.8	61.9	6.6	6.7	75.3	1094	16.7	12.8	11682	162.0	561.0
24.1	35.1	162.5	0.8	4.8	2.0	755	8.1	1.7	11169	107.0	374.0
26.1	63.22	73.77	6.6	8.9	36.9	1263	24.1	45.5	12791	152.1	450.0
	Th/U	Eu/Eu*	Ce/Ce*	ΣРЗЭ	ΣЛРЗЭ	ΣТРЗЭ	Lu _N /La _N	Lu _N /Gd _N	Sm _N /La _N		
12.1	0.42	1.2	2.8	957.9	156.2	745.1	75.6	8.2	8.8		
17.1	0.27	0.8	6.2	858.5	61.9	779.5	383.4	17.7	12.1		
15.1	0.29	0.7	1.8	817.6	215.2	548.3	35.9	6.8	5.9		
24.1	0.29	0.6	8.8	560.6	32.3	520.8	494.5	20.8	9.7		
26.1	0.34	0.8	1.9	981.9	143.7	813.4	37.1	12.7	1.7		

Таблица 6. Состав (мас. %) породообразующих минералов из включений в цирконе (обр. alla 19-1/3) рудного оливинового пироксенита

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Сумма
Биотит	48.54	4.47	19.41		9.18	3.37	0	0	11.38	1.13	97.48
Плагиоклаз	67.13		21.23		0.28		1.50	10.09	0.05		100.0
Хлорит	32.73	0.79	13.32	0.02	26.92	12.59	0.96		0.24		87.57

Таблица 7. Состав (мас. %) рудных минералов из включений в цирконе (обр. alla 19-1/3) рудного оливинового пироксенита

Минерал	Fe	Ni	S	Co	Cu	Te	Pb
Халькопирит	30.92		33.81		35.27		
Халькопирит	29.77		33.57		36.66		
Халькопирит	31.30		33.91		34.79		
Пентландит	28.47	37.42	33.25	0.87			
Пентландит	29.52	35.77	34.42	0.29			
Алтait (PbTe)			0.46			38.23	61.31

Изотопный состав серы сульфидов в различных типах руд в гарцбургитах (табл. 12, №№ 1–6) и рудном оливиновом пироксените (табл. 12, №№ 7, 8) Аллареченского месторождения варьирует в узких пределах от + 5.5 до + 5.8‰, что принципиально отличает их от изотопного состава серы в рудах Печенгских месторождений, ко-

торые существенно обогащены легким изотопом (от –0.3 до –0.1) (Пушкирев и др., 1984).

Узкий диапазон (±0.3‰) вариаций изотопного состава серы в различных типах руд Аллареченского месторождения указывает на однородный источник серы и, следовательно, на генетическое родство всех типов сульфидных руд.

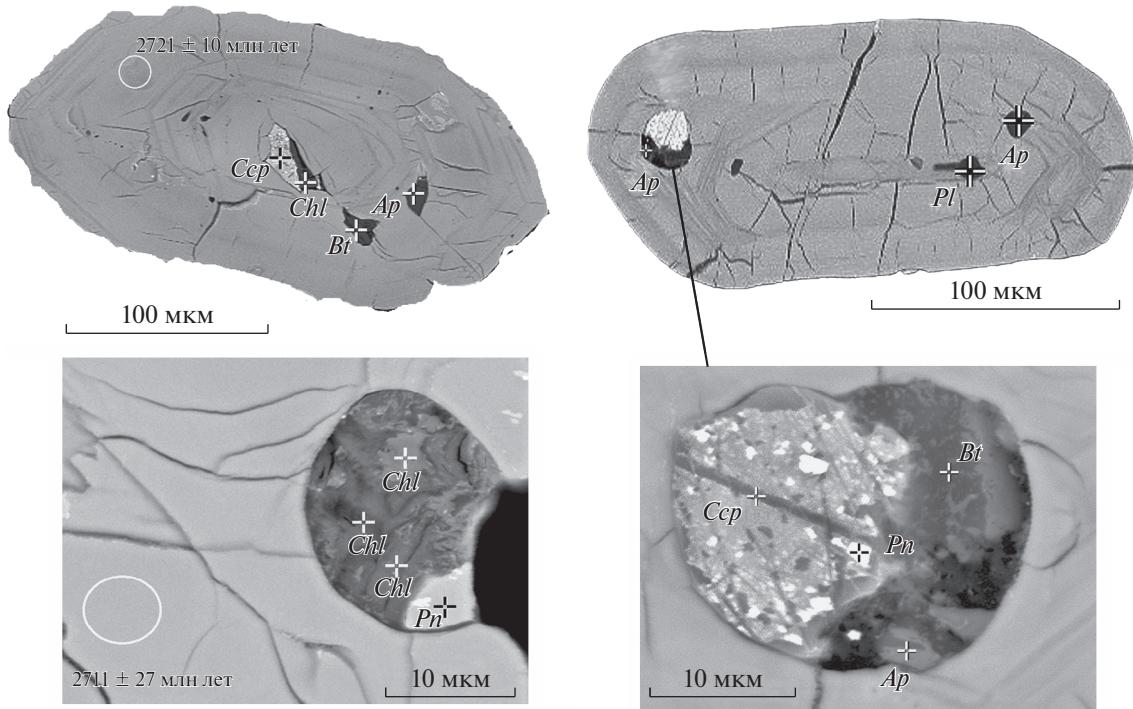


Рис. 9. Микрофотографии кристаллов циркона из рудного оливинового пироксенита (обр. alla 19-1/3) Аллареченского месторождения с минеральными микроявлениями в режиме BSE COMPO (JEOL-JSM-6510 LA). Окружности белого цвета — места локального изотопного анализа (SHRIMP-II). *Ap* — апатит, *Bt* — биотит, *Pl* — плагиоклаз, *Pn* — пентландит, *Ccp* — халькопирит, *Chl* — хлорит.

Повышенное относительно мантийного стандарта троилита из железного метеорита “Canyon Diablo” (Rye, 2005) содержание тяжелого изотопа серы находится в пределах вариаций значений для архейских коматитов, базальтов COX и некоторых метеоритов (Ripley, Li, 2003), а ограниченное бактериальное изотопное фракционирование изотопов серы при архейском осадконакоплении не позволяет однозначно судить о природе сульфидных руд. Существуют также представления (Криволуцкая, 2014) о гетерогенности мантии относительно тяжелого изотопа серы для Норильских месторождений. Утяжеление изотопного состава серы сульфидов может быть также связано с изотопным фракционированием при многостадийном плавлении сульфидсодерж-

жащего мантийного источника за счет обогащения легкоплавких базальтовых выплавок легким изотопом серы (Лихачев, 2006)

Учитывая такого рода генетические неопределенности, установленные узкие ($\pm 0.3\%$) вариации величины $\delta^{34}\text{S}$ в различных типах руд Аллареченского месторождения могут определенно свидетельствовать, что наложенный высокоградиентный амфиболитовый метаморфизм дистен-силлиманитовой фациальной серии и инфильтрационный метасоматоз регressiveной стадии не имели существенного влияния на эпигенетическое перераспределение рудного вещества и фракционирование изотопов серы при формировании сплошных и жильных руд.

Таблица 8. Средние составы (мас. %) борнита, халькопирита и пентландита из массивных руд (обр. alla 19-1/3) оливинового пироксенита

Минерал	<i>n</i>	Fe	Ni	S	Co	Cu
Борнит	4	18.18		25.05		62.77
Халькопирит	9	30.88		34.54		34.58
Пентландит	8	27.12	35.33	36.03	1.52	

Таблица 9. Средние составы (мас. %) сульфидов различных типов руд в гарцбургитах Аллареченского месторождения

Руды	Образец	Минерал	<i>n</i>	Fe	Ni	S	Co	Cu	Ag
Сидеронитовые рассеянно-вкрапленные	alla19-1	Халькопирит	2	30.82		35.03		34.33	
То же	alla19-1	Пентландит	2	32.88	33.19	33.88	0.51		
То же	alla19-1	Пирротин	2	60.73	0.29	38.93			
Прожилково-вкрапленные	alla19-2	Халькопирит	1	31.66		35.03		34.51	
То же	alla19-2	Пентландит	7	25.48	35.20	37.70	1.15		
То же	alla19-2	Пирротин	1	61.88	0.02	39.66			
Сплошные жильные	alla19-3	Халькопирит	1	30.96		34.24		34.8	
То же	alla19-3	Пентландит	6	31.97	23.10	33.36			
То же	alla19-3	Пирротин	4	60.39	0.11	39.53			13.54

Таблица 10. Результаты Sm-Nd изотопных исследований

Район	Образец	Порода	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	\pm	$\epsilon(0)$	ϵ_{Nd} (T = 2.72)
Руниеки	1188/159.0	Перитодит	2.579	10.450	0.14966	0.512128	13	-9.9	6.6
Руниеки	1188/163.2	Перитодит	1.953	10.280	0.14855	0.512113	9	-10.2	6.7
Хихна	226/19.1	Перитодит	2.961	14.050	0.12779	0.511777	21	-16.8	7.4
Хихна	226/22.4	Перитодит	1.791	8.110	0.14905	0.512112	7	-10.3	6.5
Восток	821/412.0	Перитодит	1.465	9.180	0.12736	0.511763	6	-17.1	7.3
Алларечка	alla 18	Гарцбургит	0.348	2.159	0.09676	0.511211	5	-27.8	7.2
Алларечка	alla 19-1/3	Амфиболизированный рудный оливиновый пироксенит	0.431	1.864	0.14295	0.512050	19	-11.5	7.4
Алларечка	alla 19-1/2	Актинолитизированный пироксенит	1.435	7.149	0.12142	0.511626	11	-19.7	6.7

Таблица 11. Результаты Re-Os изотопных исследований рудного оливинового пироксенита (обр. alla 19-1/3)

Порода/минерал	Re, мкг/г	Os, мкг/г	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}(T)$	$\gamma\text{Os}(T = 2720)$
Порода вал	2.91	15.82	0.89024	0.19288	0.1516	39.9
Пирит	71.17	49.72	0.93217	0.20911	0.1659	53.1
Пентландит	145.82	365.80	1.93495	0.22698	0.1373	26.7

Примечание. 2s – ошибка определения изотопного состава относительная ($^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$) или абсолютная ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$), γOs рассчитан для возраста 2720 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Так как для сложнодислоцированных и полиметаморфических раннедокембрийских комплексов диапазон условий образования медно-никелевых руд может быть полигенетическим, от кристаллизации собственно сульфидного распласт

ва, через высокотемпературное эпигенетическое перерождение и перераспределение рудного вещества, до их формирования из метасоматических и гидротермальных рудных растворов, то ни одна из соответствующих гипотез генезиса руд в ограниченной трактовке не может претендовать на универсальность, так как каждая из них может

Таблица 12. Изотопный состав серы сульфидов различных типов руд в гарцбургит (1–6) и в пироксените (7, 8)

№ п/п	Образец	Минерал	$\delta^{34}\text{S}, \text{\%}$
1	alla 19-1 – рассеянно вкрапленные сидеронитовые руды	Пирротин	+5.8
2	alla 19-1 – то же	Пирит	+5.7
3	alla 19-3 – массивные сплошные руды	Пирротин	+5.3
4	alla 19-3 – то же	Пирит	+5.5
5	alla 18 – жильные руды	Пирротин	+5.6
6	alla 18 – то же	Халькопирит	+5.7
7	alla 19-1/3 – прожилково-вкрапленные руды	Пирротин	+5.6
8	alla 19-1/3 – жильные руды	Пирротин	+5.5

объяснить только одну из стадий формирования месторождений. Тем не менее полученные изотопно-геохимические данные позволяют по-новому интерпретировать возраст, генетическую и тектоническую природу пород и руд Аллареченского рудного.

Полученный неоархейский возраст (2718 ± 7 млн лет) для ультрамафитов и связанного с ними сингенетического Cu-Ni оруденения и особенности геохимического и изотопного состава базит-гипербазитового комплекса Аллареченского рудного района дают основание рассматривать их в качестве высокометаморфизованных и глубоко эродированных аналогов коматит-толеитовых вулкано-плутонических комплексов, типичных для многих архейских зеленокаменных поясов мира и, в частности, с близкими по возрасту (Вревский, 2018) комплексами Урагубско-Колмозеро-Вороньинского зеленокаменного пояса Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита. Следовательно, Аллареченское месторождение сульфидных Cu-Ni руд можно отнести к син vulkanicheskomu классу (Западно-Австралийский формационный тип) (Соколова, Рундквист, 1985) со сложной структурно-метаморфической историей преобразования пород и руд.

Эта аналогия позволяет по-новому проинтерпретировать и ряд геологических взаимоотношений пород и руд в Аллареченском рудном районе, которые многократно описывались в литературе. Прежде всего, это относится к задокументированным примерам согласного залегания гипербазитов и полевошпатовых амфиболитов, мономинеральных амфиболитов и биотитовых сланцев аннамской свиты, иногда с постепенными переходами между ними (Медно-никелевые ..., 1985, 1999; Виноградов и др., 1991). Особенno четко та-

кое взаимоотношение рудоносных гипербазитов с пироксенсодержащими амфиболитами выражено в строении горизонта 130 м Аллареченского месторождения (Медно-никелевые ..., 1985) (рис. 10). Такие взаимоотношения могут рассматриваться как результат переслаивания коматитовых и толеитовых гипабиссальных расплавов при их одновременном внедрении.

Учитывая полихронную историю метаморфических преобразований Кольско-Норвежской области в архее, представляется возможной иная интерпретация ряда особенностей размещения рудных залежей и, в частности, локализации руд за пределами тел гипербазитов во вмещающих гнейсах и амфиболитах. Такие соотношения обычно рассматривались как очевидный признак эпигенетического, метаморфогенного переотложения первичных бедных магматических вкрапленных руд при наложенных процессах свекофенинского (2.0–1.9 млрд лет) регионального метаморфизма и/или связывались с метасоматическими процессами, в том числе сульфуризацией. Однако установленные узкие ($\pm 0.3\%$) вариации величины $\delta^{34}\text{S}$ в различных типах руд Аллареченского месторождения могут определенно свидетельствовать, что наложенный высокоградиентный амфиболитовый метаморфизм дистен-силиманитовой фациальной серии и инфильтрационный метасоматоз регressiveной стадии метаморфизма не имели существенного влияния на эпигенетическое перераспределение рудного вещества и фракционирование изотопов серы при формировании сплошных и жильных руд. Кроме того, метаморфическая регенерация сидеронитовых (первичномагматических) руд с высвобождением силикатного Ni при серпентинизации и сульфуризации должна выра-

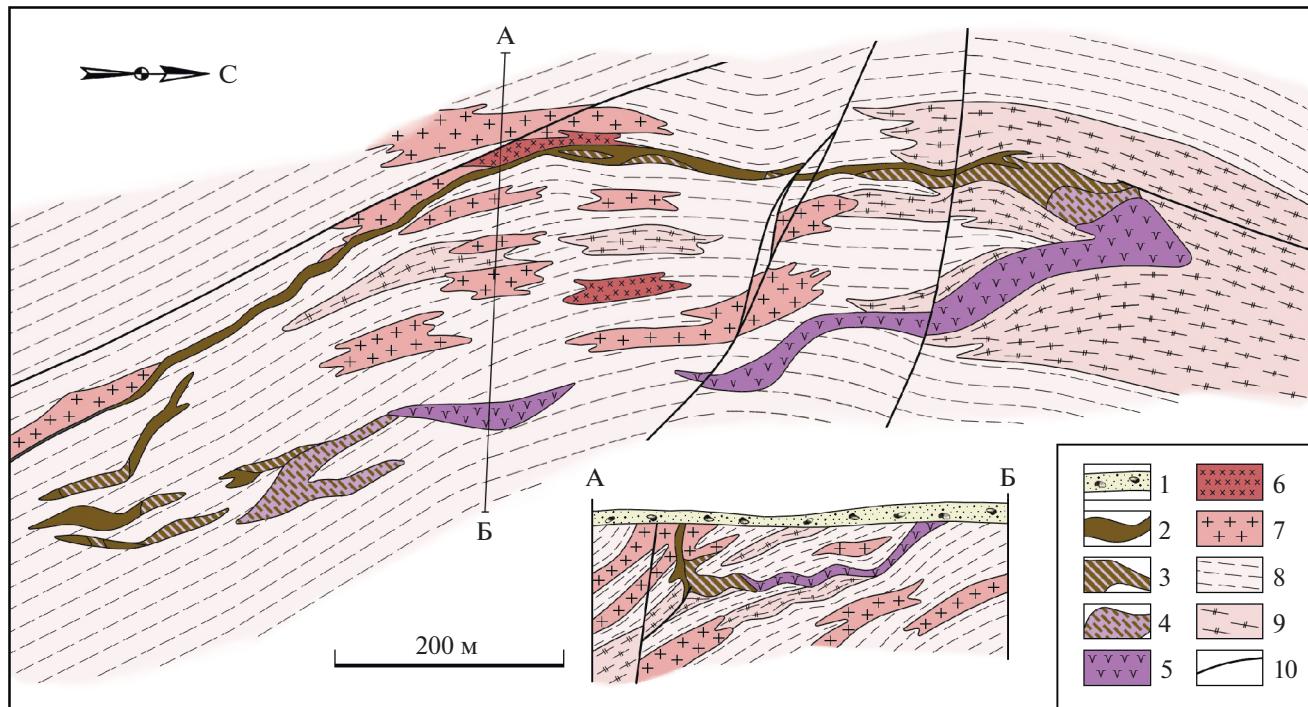


Рис. 10. Схема геологического строения (план горизонта 130 м) Аллареченского месторождения (Медно-никелевые ..., 1985).

1 — морена, 2 — сплошные сульфидные руды, 3 — интенсивно оруденелые перидотиты, 4 — перидотиты с рядовыми вкрапленными рудами, 5 — перидотиты, 6 — плагиомикроклиновые гранито-гнейсы, 7 — плагиогранито-гнейсы, 8 — биотитовые гнейсы, копосовская свита, 9 — полевошпатовые амфиболиты, аннамская свита, 10 — тектонические нарушения.

жаться в появлении свободного кремнезема, чего не наблюдается в Аллареченском месторождении.

Для месторождений, связанных с коматитами, характерным является строение главных частей рудных залежей, подчиняющееся динамике турбулентного движения расплавов, что в целом свидетельствует о разделении сульфидного и силикатного расплавов еще в глубинных условиях, а также обуславливает локализацию сульфидных Cu-Ni руд не только в основании коматитовых потоков, но и виде самостоятельных тел за их пределами, что задокументировано в целом ряде случаев на месторождениях, связанных с коматитами неоархейских зеленокаменных поясов кратона Илгарн. Основной объем руд Аллареченского месторождения сконцентрирован в придонной части рудного тела перидотитов, что, вероятно, обусловлено их кумулятивной природой. Строение рудных тел Аллареченского месторождения во многом аналогично геологической ситуации неоархейского месторождения Агню (рис. 11), где сульфидные руды связаны с кумулятивными дунит-гарцбургитовыми телами из подводящих каналов (фидеров) коматитовых потоков (Vukmanovic et al., 2014; Cas et al., 2013).

Полученные данные о неоархейском возрасте гипербазитов Аллареченского медно-никелевого месторождения и особенности состава метавулканитов аннамской свиты, аналогичные таковым одновозрастных метавулканитов коматит-толеитовой серии Ура-губско-Колмозеро-Вороньинского зеленокаменного пояса, однородный изотопный состав серы сульфидов всех типов руд с высокими значениями тяжелого изотопа $\delta^{34}\text{S}$ — дают основание полагать, что вулканогенно-осадочные толщи и ассоциирующие с ними гипербазиты Аллареченского рудного района представляют собой глубоко эродированный аналог неоархейского зеленокаменного пояса. Высокая концентрация Ni в рудах Аллареченского месторождения также является характерным признаком для месторождений, связанных с коматитами архейских зеленокаменных поясов Камбалды (Западная Австралия) и Алексо (Онтарио, Канада) (Налдретт, 2003).

Таким образом, некоторые характерные черты морфологии рудных тел Аллареченского месторождения, скорее всего, связаны с первично-магматическими процессами формирования рудных концентраций, а свекофенное тектоно-тер-

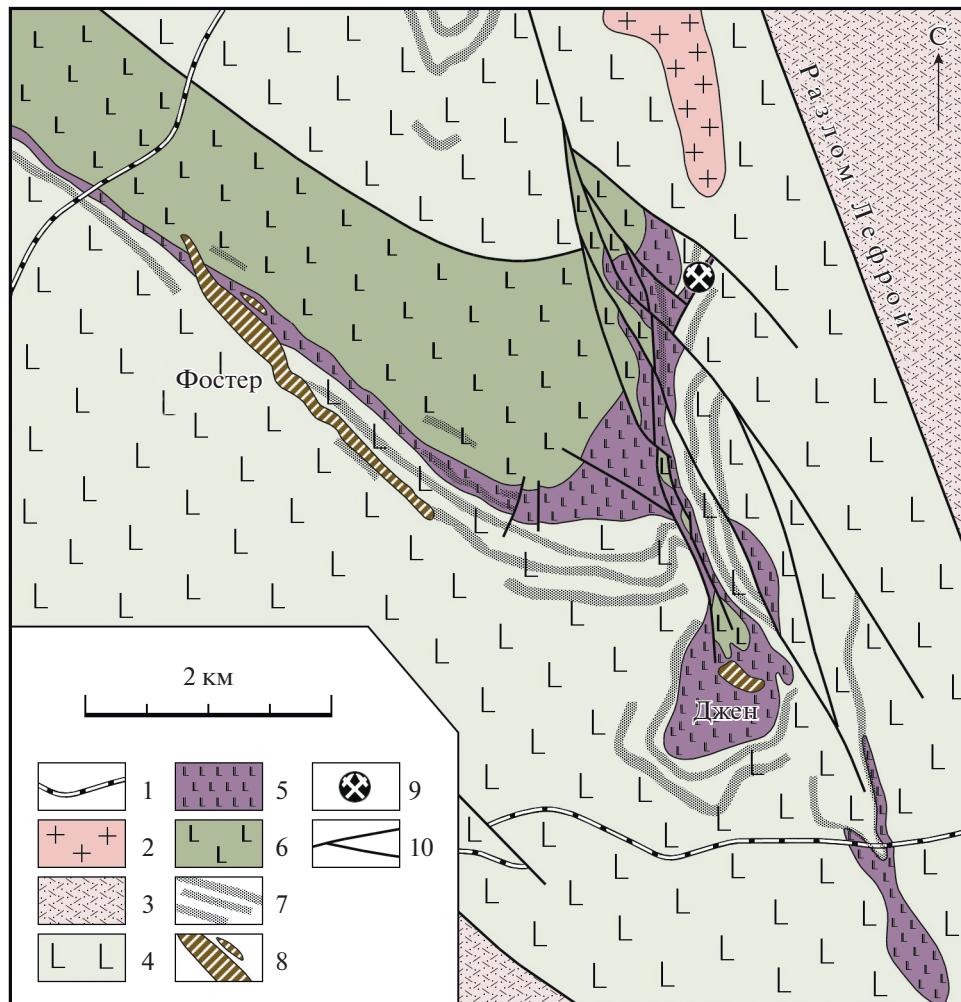


Рис. 11. Геологическая карта южной части рудного района Камбалда и рудных тел Форстер и Джен (Налдрет, 2003). 1 – протерозойские дайки, 2 – интрузии кислого и среднего состава, 3 – кислые вулканиты, переслаивающиеся с осадками, 4 – перекрывающие коматиты базальты, 5 – ультрамафитовые коматитовые лавы, 6 – подстилающие коматиты базальты, 7 – пачки осадочных пород, 8 – тела Cu-Ni сульфидных руд, 9 – рудопроявления, 10 – разломы.

мальное событие, широко проявленное в Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита и связанное с формированием Пасвик-Полмак-Печенга-Кеулик-Кенирим интракратонного рифта и Лапландского гранулитового пояса, в Аллареченском рудном районе привело в основном к фрагментации и будинированию рудных тел гипербазитов, рассечению их пегматитовыми и гидротермальными эпидот-карбонатными жилами и высокоградиентному амфиболитовому метаморфизму. Вероятно, именно с этими процессами связано присутствие в безрудном амфиболовом гарцбургите участка Акким акцессорного циркона с U-Pb возрастом 1918 ± 29 млн лет (Скуфын, Баянова, 2006), который соответствует интервалу значений K-Ag изотопного возраста (1810–2130 млн лет) по амфиболу и биотиту в породах Аллареченского месторождения (Турченко, 1978).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита установлен неоархейский возраст крупного медно-никелевого Аллареченского месторождения, связанного с метаморфизованными и глубоко эродированными вулкано-плутоническими комплексами – возрастными и формационными аналогами зеленокаменных поясов архея.

Таким образом, можно полагать, что в пределах Кольско-Норвежской области (в современных ее очертаниях) Фенноскандинавского щита в интервале времени 2.75–1.9 млрд лет, в масштабах геодинамических процессов плюм-литосферного взаимодействия, практически в одной точке существовала мантийная аномалия в отношении Ni, Cu и ЭПГ. Минерагеническая продуктивность этой аномалии служила источником рудного вещества.

ства трех раннедокембрийских эпох медно-никелевого рудообразования и формирования неоархейских (~2750 млн лет) месторождений Аллареченского рудного поля, палеопротерозойских (~2500 млн лет) месторождений (Мончегорское и Панско-Федоровское) и месторождений Печенгской группы (~1900 млн лет).

Особенности состава базит-гипербазитового комплекса Аллареченского рудного района позволяют полагать, что входящие в его состав разновидности пород являются членами коматиит-толеитовой вулкано-плутонической серии, первичные высокожелезистые коматиитовые расплавы которой являлись продуктом частичного равновесного плавления при повышенных давлениях и температурах деплелированной ($\epsilon_{Nd}(T) = +7.0 \pm 0.4$) верхней мантии, что в целом характерно для неоархейского мантийного магматизма зеленокаменных поясов Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита (Бревский и др., 2003). Как было показано ранее (Бревский, 1991), наиболее эффективным механизмом экстракции сульфидных рудных компонентов из верхней мантии при генерации коматиитовых расплавов является двустадийное частичное плавление, которое приводит к резкому повышению концентрации сульфидов в реститах первого акта плавления. Учитывая необходимое продолжительное время для диффузационной миграции и коалесценции сульфидов в значительные массы, которые способны к перемещению, предпочтительным для их повышенной концентрации в расплавах является плавление первично деплелированного вещества мантии при давлении >4 ГПа, примером чего являются перidotиты Аллареченского месторождения.

Несмотря на сложное геологическое строение базит-гипербазитового комплекса Аллареченского месторождения, связанное с наложенными палеопротерозойскими тектоническими процессами буддинирования и фрагментации (рис. 2, 3) некогда единого магматического тела, полученные результаты и данные предшествующих исследователей позволяют считать, что сульфидное оруденение локализовалось в дифференцированном гипабиссальном теле гипербазитов, варьирующих по составу от коматиита до коматиитового базальта.

Петрографический и геохимический состав рудных гарцбургитов свидетельствует, что они являются кумулятивными производными малоглубинного ($P \sim 4$ кбар) фракционирования $Ol + Opx \pm Pl$, Mag минеральных фаз в магматической камере первичного высокожелезистого коматиитового

расплава с температурой ликвидуса не менее 1200°C.

Геохимия редких и редкоземельных элементов и изотопный состав Nd, а также однородная морфология и изотопный состав акцессорного магматического циркона в оливиновых пироксенитах свидетельствуют, что в петрогенезисе неоархейского ультрабазит-базитового комплекса Аллареченского рудного района практически не участвовали процессы контаминации мезоархейскими ТТГ-комплексами коры.

Для сульфидных Cu-Ni руд Аллареченского месторождения свекофенеские тектоно-термальные события не имели существенного влияния на эпигенетическое перераспределение рудного вещества, так как все типы руд (массивные, густовкрашенные и жильные) имеют сходный изотопный состав серы ($\delta^{34}S$ от +5.5 до +5.8‰), что указывает, во-первых, на однородный источник серы и генетическое родство всех типов сульфидных руд и, во-вторых, на вероятное участие не только мантийной компоненты при генерации и эволюции сульфидного расплава. Возможно, на участие коровой компоненты в эволюции сульфидно-силикатной системы указывает также присутствие радиогенного осмия в рудах, связанных с оливиновыми пироксенитами.

Эти данные также могут свидетельствовать о независимой эволюции силикатного и сульфидного расплавов, разделение которых в исходной выплавке из деплелированной мантии произошло в подкоровых условиях. Совместное излияние силикатного и сульфидного расплавов обуславливало формирование массивных и густовкрашенных руд, причем кристаллизация сульфидов предшествовала или была одновременной с кристаллизацией рудносных оливиновых пироксенитов, о чем свидетельствуют микровключения сульфидов в магматическом цирконе, состав которых подобен составу сульфидов "сингенетических" вкрашенных сидеронитовых руд.

Проводя аналогию Аллареченского месторождения с Cu-Ni месторождениями, связанными с коматиитами, нужно отметить, что строение последних во многом определяется динамикой турбулентного движения расплава с минимальной для силикатных магм вязкостью и локализацией рудных залежей в кумулятивных частях потоков и в виде самостоятельных сульфидных тел за пределами потоков. Это делает понятным закономерную концентрацию богатых руд Аллареченского месторождения в "придонной залежи", а также позволяет объяснить локализацию жильных богатых сульфидных руд вне тел перidotитов во

вмещающих амфиболитах и гнейсах как результата внедрения самостоятельного сульфидного расплава на стадии кристаллизации перидотитов, а не с позиции метаморфогенного, эпигенетического происхождения сульфидно-жильных богатых руд.

Благодарности. Автор благодарен П.А. Львову и О.Л. Галанкиной за проведенные аналитические исследования и рецензентам А.Б. Котову и А.А. Арзамасцеву.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках НИР 0153-2019-0001 Госзадания ИГГД РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Болотов В.И., Балабонин Н.Л., Иванов А.А. Размещение и условия формирования рудопроявлений марганца в метаморфических толщах архея Аллареченского района // Природа и хозяйство Севера. 1981. Вып. 9. С. 24–27.

Виноградов Д.А., Гринченко Б.М., Гончаров Ю.В. Строение и перспективы никеленосности Аллареченского района // Сов. геология. 1991. № 11. С. 30–37.

Войтеховский Ю.Л., Виноградов Л.А., Гончаров Ю.В. и др. О перспективах никеленосности Аллареченского района // Проблемы рудогенеза докембрийских регионов. Апатиты. 2008. С. 79–84.

Вревский А.Б. Петрологические проблемы сульфидного никелевого оруденения в раннем докембрии Северо-Восточной части Балтийского щита // Геология рудн. месторождений. 1991. Т. 3. № 1. С. 23–32.

Вревский А.Б. Кольско-Норвежская провинция. Архей. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. С. 10–59.

Вревский А.Б. Особенности проявления неоархейских плюм-литосферных процессов в Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита: I. Состав и возраст коматит-толеитовой ассоциации // Петрология. 2018. Т. 26. № 2. С. 115–139.

<https://doi.org/10.7868/S0869590318020024>

Вревский А.Б., Матреничев В.А., Ружьева М.С. Петрология коматитов Балтийского щита и изотопно-geoхимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 587–617.

Горбунов Г.И., Виноградов А.Л., Докучаева В.С. и др. Главные черты развития никеленосного базит-гипербазитового магматизма на Кольском полуострове // Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М.: Наука, 1981. С. 67–73.

Зак С.И., Кочнев-Первухов В.И., Проскуряков В.В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск: Изд-во Карелия, 1972. 129 с.

Зак С.И. Гипербазитовая формация Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 160 с.

Заскинд Е.С., Конкина О.М. Типизация сульфидных медно-никелевых и платинометалльных месторождений для целей прогноза и поисков // Отечественная геология. 2019. № 2. С. 3–15.

<https://doi.org/10.24411/0869-7175-2019-10010>

Иващенко В.И., Голубев А.И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 369 с.

Игревская Л.В. Тенденции развития никелевой промышленности: мир и Россия. М.: Научный мир, 2009. 268 с.

Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогенезия. Л.: Наука, 1973. 288 с.

Криволуцкая Н.А. Мантийная природа изотопно-тяжелой серы в рудах Норильских месторождений // Докл. АН. 2014. Т. 454. № 3. С. 319–321.

Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платино-вальные месторождения. М.: Эслан, 2006. 496 с.

Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. 192 с.

Медно-никелевые месторождения Печенги // Тр. ИГЕМ РАН. Новая серия. Вып. 2. М.: ГЕОС, 1999. 236 с.

Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб.: СПбГУ, 2003. 487 с.

Петров О.В., Гурская Л.И., Феоктистов В.П. Металлогенез никеля и перспективы развития его сырьевой базы в России // Региональная геология и металлогенез. 2013. № 54. С. 64–74.

Пушкин Ю.Д., Кравченко М.П., Кравченко Э.В. и др. Геохимия изотопов свинца и серы в связи с проблемой генезиса сульфидного медно-никелевого оруденения // Новые данные по месторождениям никеля Кольского полуострова. Апатиты: КолНЦ РАН, 1984. С. 72–88.

Скуфын П.К., Баянова Т.Б. Раннепротерозойский вулкан центрального типа в Печенгской структуре и его связь с рудоносным габбро-верлитовым комплексом (Кольский полуостров) // Петрология. 2006. Т. 14. № 6. С. 649–669.

Смолькин В.Ф., Лохов К.И., Скублов С.Г. и др. Палеопротерозойский рудоносный габбро-перидотитовый комплекс Кеулик-Кенирим (Кольский регион) – новое проявление ферропикритового магматизма // Геология рудн. месторождений. 2018. Т. 60. № 2. С. 164–197.

Соколова В.Н., Рундквист Д.В. Геология сульфидных медно-никелевых месторождений Канадского щита. М.: ВИЭМС, 1985. 58 с.

Турченко С.И. Металлогенез метаморфогенных сульфидных месторождений Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 120 с.

Турченко С.И. Сульфидно-никелевое рудообразование в метаморфических поясах // Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М.: Наука, 1981. С. 119–129.

- Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г.* Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минералов при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.
- Чащин В.В., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э. и др.* Петрогенез и возраст пород нижней платиноносной зоны Мончегорского базитового массива, Кольский полуостров // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С 150–183.
- Чернышов Н.М., Переславцева А.А., Молотков С.П., Чернышова М.Н.* Новый тип никеленосной формации в докембрии Воронежского кристаллического массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 1. С. 111–124.
- Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К.* Минералогия и геохимия метаморфизованных медно-никелевых руд (на примере Аллареченского района). Л.: Наука, 1973. 330 с.
- Яковлев Ю.Н.* Сравнительная минералогическая характеристика сингенетического и эпигенетического типов медно-никелевого оруденения в Аллареченском районе // Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л.: Наука, 1969. С. 63–77.
- Brey G.P., Köhler T.* Geothermobarometry in four-phase Iherzolite II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol. 1990. V. 31. P. 1353–1378.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.* Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: Examples from Eastern Australian Granitoids // J. Petrol. 2006. V. 47. № 2. P. 329–353.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al.* TEMORA 1: A new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
- Cas R.A.F., Marks K., Perazzo S. et al.* Were intercalated komatiites and dacites at the Black Swan nickel sulphide mine, Yilgarn Craton, Western Australia, emplaced as extrusive lavas or intrusive bodies? The significance of breccia textures and contact relationships // Precambrian Res. 2013. V. 229. P. 133–149.
- Gole M.J., Barnesand S.J., Hil R.E.T.* The geology of the Agnew nickel deposit, Western Australia // Geology. 1989. V. 82. № 929. P. 46–56.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: Implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
- Gorelov V.F., Turchenko S.I.* Kola terrane. Eds. D.V. Rundqvist, C. Gillen. Precambrian ore deposits of the East European and Siberian Cratons. Elsevier, 1997. P. 15–50.
- Green D.H.* Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the earth's upper mantle // Phys. Chem. Mineral. 2015. V. 42. P. 95–122.
- Groves D.I., Hudson D.R.* The nature and origin of Archean stratabound volcanic associated nickel-iron-copper sulfide deposits // Handbook of stratabound and stratiform ore deposits. Amsterdam: Elsevier, 1981. V. 9. P. 305–401.
- Hanski E.J., Huhma H., Melezhik V.A.* New isotopic and geochemical data from the Palaeoproterozoic Pechenga Greenstone Belt, NW Russia: Implication for basin development and duration of the volcanism // Precamb. Res. 2014. V. 245. P. 51–65.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* Zircon // Rev. Mineral. Geochem. 2003. V. 53. P. 27–62.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
- Konnunaho J.P.* Komatiite-hosted Ni-Cu-PGE deposits in Finland: Their characterization, PGE contents and petrogenesis // Academic Dissertation. Geol. Surv. Finland. 2016. 38 p.
- Konnunaho J.P., Hanski E.J., Bekker A. et al.* The Archean komatiite-hosted, PGE-bearing Ni-Cu sulfide deposit at Vaara, eastern Finland: evidence for assimilation of external sulfur and post-depositional desulfurization // Mineral. Deposita. 2013. V. 48. P. 967–989.
- Ludwig K.R.* SQUID 1.00, A User's Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000. № 2. P. 2455. Ridge Road. Berkeley. CA 94709. USA. 17 p.
- McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Makkonen H.V., Halkoaho T., Konnunaho J. et al.* Ni-(Cu-PGE) deposits in Finland – geology and exploration potential // Ore Geol. Rev. 2017. V. 90. P. 667–696.
- Mercier J.C.C.* Single-pyroxene thermobarometry // Tectonophysics. 1980. V. 70. № 1–2. P. 1–37.
- Moilanen M., Hanski E., Konnunaho J. et al.* Re-Os isotope geochemistry of komatiite-hosted Ni-Cu-PGE deposits in Finland // Ore Geol. Rev. 2019. V. 105. P. 102–122.
- Naldrett A.J.* Magmatic sulfide deposits: geology, geochemistry and exploration. Berlin: Springer, 2004. 727 p.
- Peltonen P., Brügmann G.* Origin of layered continental mantle (Karelian craton, Finland): Geochemical and Re-Os isotope constraints // Lithos. 2006. V. 89. P. 405–423.
- Ripley E.M., Li C.* Sulfur isotope exchange and metal enrichment in the formation of magmatic Cu-Ni-(PGE) deposits // Econom. Geol. 2003. V. 398. P. 635–641.
- Rye R.O.* A review of the stable-isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems // Chem. Geol. 2005. № 215. P. 5–36.
- Sobolev A.V., Asafov E.V., Gurenko A.A. et al.* Komatiites reveal a hydrous Archaean deep-mantle reservoir // Nature. 2016. V. 531. P. 628–632.
- Vukmanovic Z., Reddy S. M., Godel B. et al.* Relationship between microstructures and grain-scale trace element distribution in komatiite-hosted magmatic sulphide ores // Lithos. 2014. V. 184–187. P. 42–61.
- Williams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks, W.I. Ridley. Rev. Econom. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.

Age, Isotopic Features and Formation Type of Rocks and Ores of the Allarechka Sulfid Cu-Ni Deposite, Fennoscandian Shield

A. B. Vrevskii¹ and S. I. Turchenko¹

¹*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

The Neoarchean U-Th-Pb (SHRIMP-II) age of 2718 ± 7 Ma was established for the large copper-nickel Allarechka deposit located in the Kola-Norwegian region of the Fennoscandian shield. The deposit is associated with metamorphosed and deeply eroded volcano-plutonic complex, which is the age and formational analog of the neoarchean greenstone belts. The petrographic and geochemical composition of ore peridotites indicates that they are a cumulate formed during the fractionation of $Ol + Opx \pm Pl$, *Mag* mineral phases of the primary high-Fe komatiite melt in a shallow ($P \sim 4$ kbar) magma chamber with a liquidus temperature of at least 1200°C . The absence of a significant crustal contamination by Mesoarchean TTG-complexes in the petrogenesis of hyperbasites is proved by the geochemistry of trace and rare earth elements, the isotopic composition of Nd, as well as the homogeneous morphological and isotopic composition of the accessory magmatic zircon. Re-Os geochemistry and sulfur isotopic systematics indicate the independent evolution of silicate and sulphide melts.

Keywords: Fennoscandian shield, Allarechka sulfide Cu-Ni deposit, neoarchean greenstone belts, U-Th-Pb zircon age, Sm-Nd and Re-Os isotope geochemistry, sulfur isotopic systematics, geochemistry and petrology of the komatiite-tholeiitic volcano-plutonic association