

ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.93 RE-OS : 549.325.6 : 553.2 (470.22)

*В. А. Богачёв, В. В. Иваников, Р. Ш. Крымский, В. И. Иващенко, Б. В. Беляцкий,
Н. А. Гольцин, С. А. Сергеев*

ИЗОХРОННЫЙ RE-OS ВОЗРАСТ МОЛИБДЕНИТОВ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРЕЛИИ

Введение. Изотопное датирование сульфидов и породообразующих минералов метасоматитов раннедокембрийских порфировых месторождений Карелии проводится уже около 30 лет. Как правило, это определение модельных (не изохронных) возрастов слюд и галенитов, полученных, соответственно, K-Ar и Pb-Pb изотопно-геохронологическим методом. В последние годы активно проводится изохронное датирование Rb-Sr методом силикатных минералов рудных метасоматитов на проявлениях золота различных рудно-формационных типов [1]. Абсолютное большинство полученных перечисленными методами датировок укладываются в интервал 2,0–1,45 млрд. лет, а длительность формирования месторождения часто составляет сотни миллионов лет. Если предположить, что эти датировки показывают истинный возраст образования руд, а не время их метаморфического преобразования, то следует сделать вывод, что в архее рудообразование в Карелии отсутствовало; при этом становится непонятна связь рудообразования с определённым магматическим комплексом; неясен механизм и источники формирования руд. Часто это резко противоречит установленным

Богачёв Владимир Алексеевич — ведущий геолог, ГГУП «СФ Минерал»; e-mail: bog_mineral@mail.ru
Беляцкий Борис Владимирович — ведущий инженер, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН; e-mail: belyatsky@mail.ru

Гольцин Николай Алексеевич — канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник, Всероссийский геологический институт им. А. П. Карпинского, Центр изотопных исследований; e-mail: a_goltisn@mail.ru

Иваников Валерий Васильевич — канд. геол.-минерал. наук, доцент, Санкт-Петербургский государственный университет; e-mail: valera.ivanikoff@yandex.ru

Иващенко Василий Иванович — канд. геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник, Институт геологии КарНЦ РАН; e-mail: ivashche@krc.karelia.ru

Крымский Роберт Шамильевич — канд. геол.-минерал. наук, ведущий научный сотрудник, Всероссийский геологический институт им. А. П. Карпинского, Центр изотопных исследований; e-mail: robert_krymsky@yahoo.com

Сергеев Сергей Андреевич — канд. геол.-минерал. наук, директор Центра изотопных исследований, Всероссийский геологический институт им. А. П. Карпинского; доцент, Санкт-Петербургский государственный университет; e-mail: Sergey_Sergeev@vsegei.ru

© В. А. Богачёв, В. В. Иваников, Р. Ш. Крымский, В. И. Иващенко, Б. В. Беляцкий, Н. А. Гольцин, С. А. Сергеев, 2013

геологическим фактам о связи оруденения с интрузивным массивом, где раннедокембрийские рудно-магматические системы являются аналогами соответствующих систем фанерозоя. Таким образом, можно предположить, что установленные возраста отражают время последнего нарушения изотопной системы минерала, либо не несут вообще геологического смысла. Это обусловлено, во-первых, «лёгкостью» нарушения K–Ar, Rb–Sr и Pb–Pb изотопных систем в датировемых минералах, во-вторых, эти минералы формируются в континентальной коре, обогащенной K, Ar, Rb, Sr и Pb в гидротермальных условиях открытой системы со смешением разных изотопных источников вещества.

Наиболее перспективным для датирования сульфидных руд в настоящее время признан Re–Os метод [2], который особенно информативен для сульфидов с высоким содержанием Re — халькопирита и молибденита. Преимуществом молибденита, как Re–Os геохронометра, является его устойчивость к наложенным посткристаллизационным процессам метаморфизма, деформации и метасоматоза. Молибденит занимает в Re–Os методе датирования такое же особое положение, как циркон в уран-свинцовой геохронометрии. Это обусловлено тем, что рений имеет высокое сродство к молибдену и его содержания в молибдените могут достигать сотен и тысяч г/т, при практически полном отсутствии нерадиогенного осмия, а также, как правило, отсутствием унаследованного вещества и обрастаний [3]. Сходимость получаемых данных и качество анализа независимо контролируется линейностью трендов на изохронных диаграммах в координатах ^{187}Re – ^{187}Os (в отсутствие обычного Os) и в традиционных координатах $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ – $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$.

Для оценки применимости рений-осмиевого изотопного метода для датирования раннедокембрийских рудных объектов мы провели в Центре изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ» (Роснедра, С.-Петербург) Re–Os изотопное датирование и впервые установили изохронный возраст четырех образцов молибденита из трёх раннедокембрийских порфировых месторождений и рудопроявлений Карелии. Ранее для них был определен уран-свинцовый изохронный возраст циркона рудовмещающих гранитов. Одно из них имеет раннепротерозойский, а два других позднеархейский возраст.

Краткая геологическая характеристика рудных полей

Лобашское рудное поле образуют крупное молибден-порфировое месторождение Лобаш и мелкое месторождение золота Лобаш-1. Поле находится в центральной части Парандовско-Побозерского зеленокаменного пояса, который расположен на восточной окраине Карельской гранит-зеленокаменной области (рис. 1). Вмещающими породами являются вулканогенные породы побозерской серии базальт-андезит-дацитового ряда с возрастом $2801 \pm 3,6$ млн лет [4], слагающие борт крупной структуры, выполненной супракрустальными комплексами верхнего архея и нижнего протерозоя. Большинство исследователей относят оба месторождения к единой рудно-магматической системе и рассматривают её в качестве раннедокембрийского аналога молибден-порфировых с золотом месторождений фанерозоя.

Рудное поле локализовано на юго-восточном окончании крупного (~500 км²) Шобинского многофазного массива. К ранней (главной) интрузивной фазе относятся тоналиты-гранодиориты и монцограниты. Геохимия пород главной фазы определяется их принадлежностью к известково-щелочной K–Na серии. Породы обладают умеренной щёлочностью, железистостью и глинозёмистостью, что типично для орогениче-

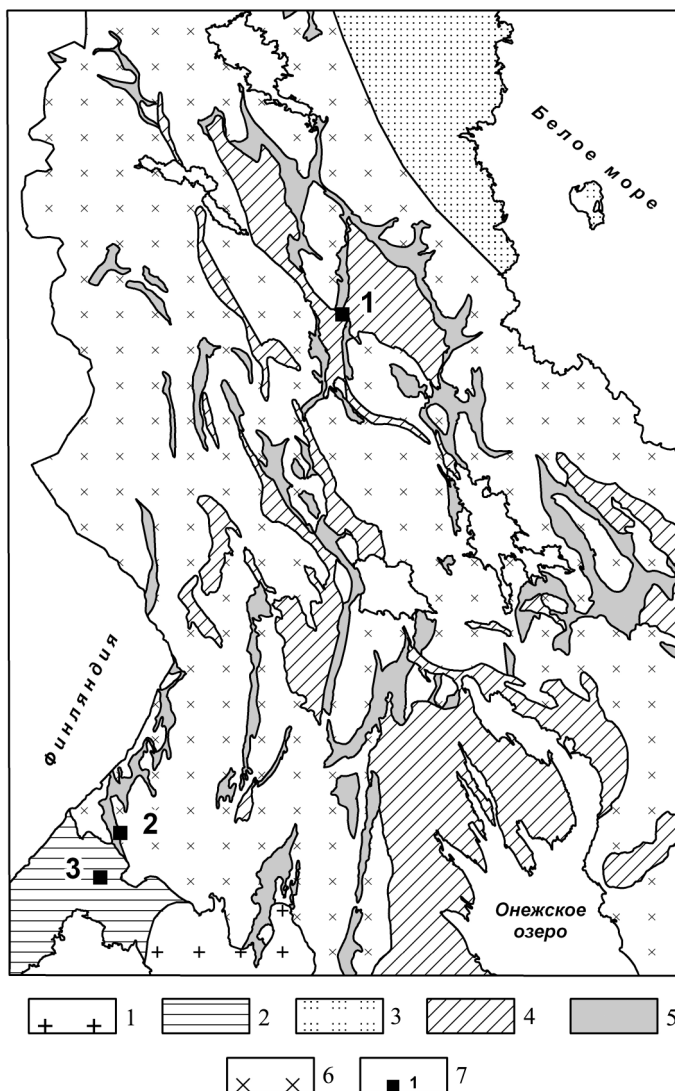


Рис. 1. Схема размещения рудных полей.

1 — массивы раннерифейских гранитов рапакиви; 2 — Свекофеннская орогеническая область; 3 — Беломорская плутонометаморфическая область; 4 — раннепротерозойские образования Карельского массива; 5 — архейские зеленокаменные структуры; 6 — архейские плутонические комплексы; 7 — рудные поля: 1 — Лобашское, 2 — Ялонваарское, 3 — Янисъярвинское.

ских гранитоидов I-типа. Редкоэлементная геохимия позволяет сопоставлять породы Шобинского батолита с гранитоидами окраинно-континентальных магматических дуг фанерозоя. Поздняя фаза представлена малыми телами порфировидных биотитовых лейкогранитов с фацией плагиогранит-порфиров в эндоконтакте. Лейкограниты — наиболее дифференцированная фаза плутона, что определяет её редкоэлементный состав. Низкое содержание Sr и высокое — Rb, относительно пониженные содержания

Zr, LREE и повышенные Nb, Ta, U, Th, Mo, W, Bi являются следствием кристаллизационной дифференциации. В целом лейкограниты соответствуют фракционированным лейкократовым производным орогенических гранитов I-типа [5].

Цирконовые возраста пород ранней и поздней фазы плутона получены локальным U–Pb методом на SIMS SHRIMP в ЦИИ ВСЕГЕИ и имеют неразличимый в пределах точности измерений возраст кристаллизации — 2705 ± 8 и 2715 ± 13 млн лет соответственно [6].

Месторождение молибдена Лобаиш приурочено к не вскрытой эрозией гребневидной гипабиссальной интрузии порфиroidных лейкогранитов поздней фазы (рис. 2), которая локализована в зоне северо-восточного разлома на южном замыкании Шобинского массива [7]. Месторождение представляет собой штокверк, конформный кровле интрузии длиной ~2000 м при ширине 400–600 м и вертикальном размахе оруденения до 200 м. Оруденение захватывает также и апикальную часть интрузии и постепенно исчезает на удалении от гранитов, даже как геохимическая аномалия. Сопряжённые с оруденением метасоматические процессы представлены биотитизацией и более поздними мусковитизацией и пропицитизацией. На месторождении выделяется три типа молибденовых руд, которые зонально распределены относительно гранитной интрузии и образовались в две стадии или импульса [8].

Вкрапленный тип представлен скоплениями «сухих» прожилков, чешуйками, гнездами и розетками молибденита в гранитах апикальной части интрузии с интенсивным развитием кварц-мусковитовых метасоматитов. С молибденитом ассоциирует пирит, редко пирротин и халькопирит.

Жильный тип вскрыт в южной части месторождения и представлен кварцевыми жилами мощностью до нескольких метров, содержащих скопления пирита и крупночешуйчатого молибденита. Жильная зона локализована в ближнем экзоконтакте кровли интрузии, но отмечаются редкие маломощные жилы и в гранитах в нескольких метрах ниже контакта.

Основной тип руд на месторождении — прожилковый, сформированный в течение второго импульса рудообразования. Руды представлены молибденит-пирит-кварцевыми прожилками и образуют надинтрузивный штокверк.

Более поздними по отношению к молибденовому оруденению являются кварцевые прожилки с халькопирит-пирротин-пиритовой ассоциацией, которые развиты на разных горизонтах месторождения. На северном фланге молибденового месторождения в вулканогенных породах и гранодиоритах ранней фазы широко распространены кварцевые и кварц-карбонатные прожилки с галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, которые сопровождаются серицитизацией вмещающих их пород.

Месторождение золота Лобаиш-1 расположено в 1,5–2,0 км на северо-восток от молибденового месторождения. Золото-галенит-сфалерит-халькопирит-пирроотиновые руды связаны с карбонат-кварцевыми прожилками, которые формируют пологозалегающие рудные зоны, отчётливо приуроченные к субвулканическим дайкам кварц-плагиоклазовых порфиритов и риодацитов. Большинство рудных тел локализовано на контакте даек в зонах рассланцевания и биотитизации [9].

Отметим, что принадлежность субвулканических тел кварц-плагиоклазовых порфиритов к Шобинскому массиву не доказана и, соответственно, остаётся открытым вопрос о принадлежности золотого и молибденового месторождений к одной рудно-магматической системе.

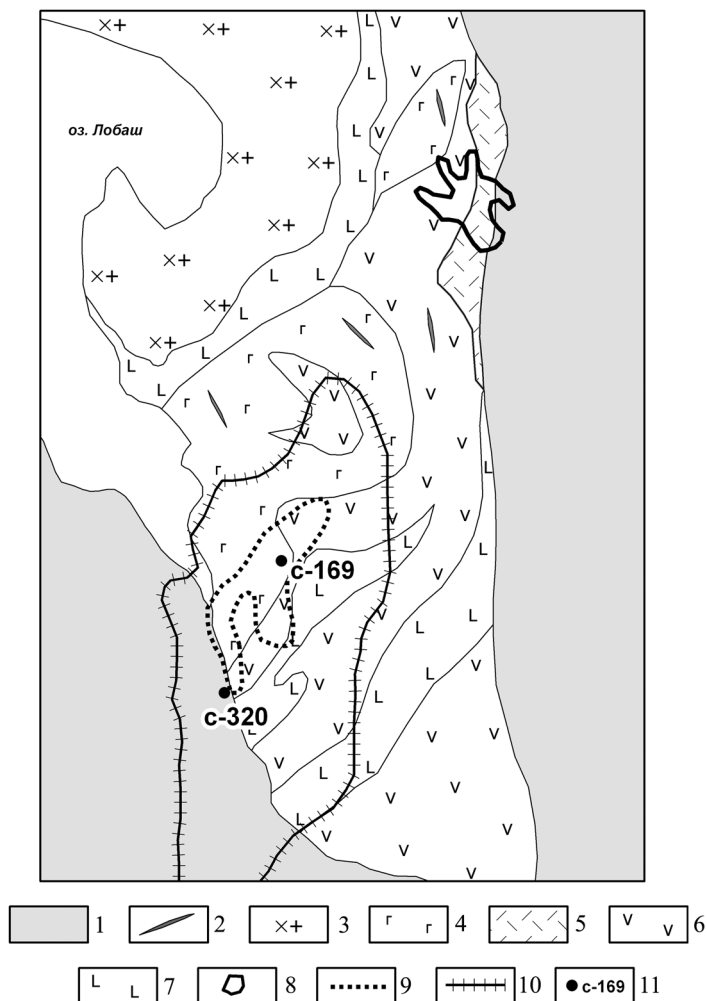


Рис. 2. Схема геологического строения Лобашского рудного поля (по Кулешевич, 2004).

1 — нижний протерозой — верхний архей: туфопесчаники, туфы среднего кислого состава; 2–7 — верхний архей: 2 — дайки лейкогранит-порфиров поздней фазы; 3 — гранодиориты главной фазы; 4 — габбро; 5 — риодациты, риолиты и их туфы; 6 — андезиты; 7 — базальты; 8 — проекция золоторудных тел месторождения Лобаш-1; 9 — проекция молибденового штокверка месторождения Лобаш; 10 — проекция Лобашской интрузии лейкогранитов; 11 — места отбора проб молибденита (скважины).

Ялонваарское рудное поле расположено в юго-восточной части одноимённой структуры верхнеархейского зеленокаменного пояса Иломанси — Ялонваара в юго-западной Карелии (см. рис. 1). Ялонваарская структура на южном продолжении перекрывается раннепротерозойскими супракrustальными комплексами — ятулийско-людиковийскими metabазальтами и калевийскими метатурбидитами Янисъярвинской синклинали.

Рудоносный комплекс представлен крупным многофазным Ялонваарским массивом. В его южном экзоконтакте локализовано рудное поле. Тела первой фазы дифференцированы от амфибол-биотитовых монцодиоритов до преобладающих биотитовых кварцевых монцодиоритов, редко до гранодиоритов. Дайковая серия первой фазы представлена монцодиоритами и кварцевыми монцодиоритами. Основная площадь массива сложена биотитовыми порфиroidными монцогранитами, редко гранодиоритами второй фазы со своей дайковой фацией. К третьей фазе отнесены трещинные интрузии и дайки лейкогранит-порфиров, аплит-порфиров и плагиопорфиров.

Кварцевые монцодиориты характеризуются ярко выраженными геохимическими особенностями — высокой магнезиальностью ($mg\ 0,7$), повышенными концентрациями Ba, Sr, Cr, Co, Ni, и пониженными Rb, U, Nb, Y, что позволяет отнести их к семейству санукитоидов. Граниты относятся к высококальциевой известково-щелочной серии и по минералого-геохимическим характеристикам близки к островодужным гранитам I-типа, отличаясь от них пониженными содержаниями Rb, Y, Nb и повышенными Ba. Геологические наблюдения и особенности химического состава пород Ялонваарского массива и вмещающих их андезитов и дацитов позволяют рассматривать их в составе вулканоплутонической ассоциации.

Абсолютный возраст пород Ялонваарского массива не определён. U-Pb циркониевые датировки пород близких по составу и металлогении золотоносных монцодиорит-гранодиорит-гранитных интрузий Куйтила и Тасанваара в центральной части этого же зеленокаменного пояса на территории Финляндии составляют, соответственно, 2746 ± 9 млн лет и 2748 ± 6 млн лет [10].

Структура рудного поля представляет собой цепочки рудопроявлений, образующих две полосы северо-западного простирания с расстоянием между ними около 2 км. Рудопроявления молибдена, меди, золота и полиметаллов связаны с дайками и малыми телами порфиroidных лейкогранитов, лейкогранитов-порфиров и аплит-порфиров третьей фазы и локализованы в экзо- и эндоконтактах гранитных или диоритовых интрузий. В размещении малых интрузий, штокверковых тел и кварцево-жильных полей отчётливо проявлен тектонический контроль северо-западными и оперяющими их северо-восточными разломами соответственно (рис. 3).

Юго-западная полоса или *Ялонваарский участок* имеет протяженность 1 км при ширине 300–400 м. В его северо-западной части закартировано поле кварцевых жил с пиритом, молибденитом, редко халькопиритом. Жилы имеют мощность до 5 см, редко до 0,5 м, с преобладанием жил северо-восточного простирания. В маломощных кварцевых жилах и в зонах окварцевания гранитов развит тонкочешуйчатый молибденит, реже — гнёзда молибденита размером до 2–3 см. На юго-востоке участка находится мелкое Cu-Mo порфиroidное месторождение Ялонваара. Месторождение представляет собой линейную штокверковую зону, которая конформна контактам трещинной интрузии лейкогранит-порфиров сложной формы. Вмещающими породами являются кварц-серицитовые сланцы по кислым вулканогенным породам верхнего архея. Размеры штокверковых тел, слагающих зону, составляют 600×50 и 120×80 метров при глубине до 200 метров. Главными рудными минералами прожилково-вкрапленных и тонко вкрапленных руд являются пирит, молибденит и халькопирит. На флангах штокверковых тел отмечается поздняя халькопирит-магнетитовая минерализация. В центре участка на северо-западном окончании штокверковой зоны молибденовых руд в эндоконтакте тела гранит-порфиров локализовано медно-полиметаллическое

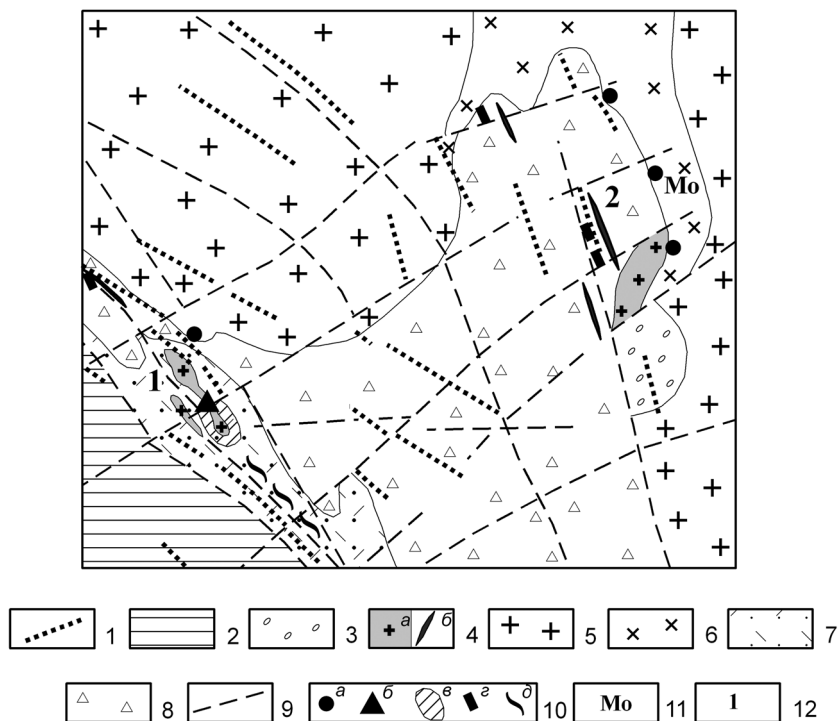


Рис. 3. Схема геологического строения Ялонваарского рудного поля.

1–3 — нижний протерозой: 1 — дайки долеритов; 2 — сланцы, базальты; 3 — конгломераты; 4–8 — верхний архей: 4 — лейкограниты третьей фазы: а — лейкогранит-порфиры, б — дайки аплит-порфиров; 5 — монцограниты второй фазы; 6 — кварцевые монцодиориты первой фазы; 7 — дациты, туфы; 8 — андезиты, дациты, туфы; 9 — тектонические нарушения; 10 — типы оруденения: а — кварцевожильный халькопирит-молибденитовый, б — карбонат-кварцевожильный халькопирит-галенит-сфалеритовый, в — штокверковый халькопирит-молибденитовый, г — вкрапленный халькопиритовый, д — колчеданно-полиметаллический; 11 — место отбора пробы молибдена; 12 — номера участков: 1 — Ялонваарский, 2 — Хатун-оя.

оруденение в кварцевых и кварц-карбонатных жилах с вкрапленностью и гнездами пирита, галенита, сфалерита, в меньшей степени халькопирита с незначительным содержанием молибдена и арсенопирита. Жилы мощностью до 1 м имеют преимущественно северо-восточное простирание, широко развиты и пологозалегающие жилы. Во вмещающих жилах гранитах развита вкрапленность пирита, молибдена, халькопирита и отчасти пирротина; галенит и сфалерит отмечаются редко. С юго-востока к Ялонваарскому участку примыкает колчеданно-полиметаллическое месторождение.

В пределах северо-восточной полосы или участка Хатун-оя размером 1000×300 м выявлены рудопроявления сульфидных руд в зонах расщеливания и кварц-серицитовых метасоматитов по вмещающим метаандезитам и их туфам. Разлом трассируется дайками кварцевых монцодиоритов и гранит-порфиров северо-западного простирания, к контактным зонам которых приурочены рудные тела. Выявленная мощность рудных тел составляет 1–2 м, редко до 14 м, при длине 50–100 м. Руды тонковкрапленные, прожилково-вкрапленные, редко гнездовидные. Главные рудные

минералы — пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, шеелит. Реже отмечается неравномерно распределённый галенит, молибденит, висмутин, арсенопирит. С пиритовой, реже с халькопирит-сфалеритовой минерализацией установлено самородное золото. Содержания золота составляют 0,53 г/т на интервал 8 м и 1,1 г/т на интервал 1,9 м.

На северо-востоке участка Хатун-оя, в контактовой зоне тела монцодиоритов выявлено несколько кустов кварцевых жил с убогим молибденовым оруденением. Жилы залегают преимущественно в монцодиоритах, реже во вмещающих метаандезитах. Кварцевые жилы тесно ассоциируют с дайками гранит-порфиров и аплит-порфиров. Главные рудные минералы жил представлены пиритом, молибденитом, реже халькопиритом и шеелитом. Спорадически отмечаются сфалерит, висмутин, галенит. Молибденит развит в кварцевых жилах в виде тонкой вкрапленности и редких гнёзд, в виде примазок в зольбандах жил. Распределение молибденита неравномерное, с наибольшей концентрацией в раздувах и зольбандах жил, где он слагает хорошо выраженную мономинеральную оторочку мощностью до 5 мм. На флангах жильных кустов распространены кварц-пиритовые и пиритовые жилки. В зольбандах кварцевых жил и в кварц-пиритовых прожилках отмечается самородное золото с содержаниями в штучных пробах до 5,4 г/т [11].

Янисъярвинское рудное поле состоит из двух участков — Янис и Пяккюля-Алату, и расположено на южном берегу оз. Янисъярви в южной Карелии (рис. 4). Рудное поле находится в Северо-Ладожской зоне свекокарелид в пределах Янисъярвинской

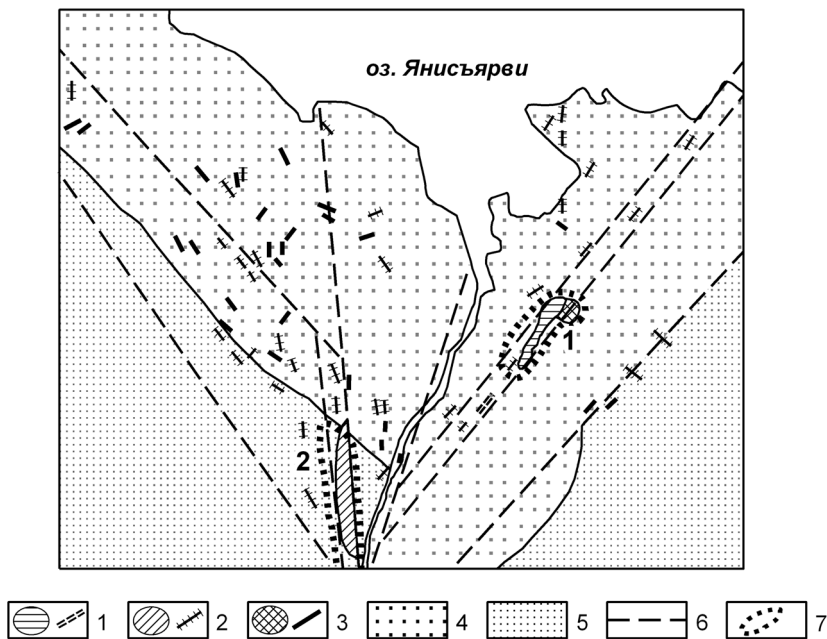


Рис. 4. Схема геологического строения Янисъярвинского рудного поля.

1–5 — нижний протерозой: 1 — массивы и дайки кварц-плагиоклазовых гранит-порфиров; 2 — массивы и дайки порфировых тоналитов-плаггиогранитов; 3 — массивы и дайки габбро-диоритов; 4 — переслаивание метаалевролитов, метапесчаников, кварцитов; 5 — переслаивание высокоглиноземистых метаалевролитов, метапесчаников; 6 — тектонические нарушения; 7 — контур рудопоявлений: 1 — Пяккюля-Алату, 2 — Янис.

синклинали. Синклиналь сложена ритмично-слоистой толщей метапесчаников, гравелитов и алевролитов ладожской серии калевийского надгоризонта. Метатурбидиты формировались на пассивной континентальной окраине верхнеархейского Карельского кратона, которая была переработана в процессе свекофеннского орогенеза.

В пределах рудного поля широко развиты малые интрузии и дайки габбро-диоритов и более поздних рудоносных порфиroidных плагиогранитов. Интрузивные породы и вмещающие терригенные осадки метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Интрузии контролируются системами взбросо-сдвиговых нарушений северо-западного и северо-восточного направлений, иногда более поздними зонами субмеридианальных сдвигов. Перспективные золоторудные проявления связаны с наиболее крупными гипабиссальными трещинными гранитными интрузиями длиной 1,5–3 км и мощностью ~200–500 м северо-северо-западного (массив Янисйоки) и северо-восточного (массив Пяккюля) простирания.

Породы, слагающие интрузии, огнейсованы, их состав меняется от кварцевых диоритов, тоналитов до трондъемитов. В этих породах встречены остроугольные ксенолиты и включения метагабброидов. Вкрапленники в плагиогранитах представлены плагиоклазом, реже кварцем и амфиболом. Основная масса гипидиоморфнозернистая и состоит из зерен плагиоклаза, кварца, биотита, редко роговой обманки. В контактовых зонах крупных интрузий наблюдаются более поздние тела плагиогранит-порфиоров.

Геохимические особенности плагиогранитов — повышенная магнезиальность пород без корреляции с содержанием в них кремнезема, пересыщенность глинозёмом при высоком содержании CaO, широкие вариации в содержаниях Na₂O, при невысоком и выдержанном содержании K₂O. Другой устойчивой особенностью являются повышенные содержания Sr, Ba и Cr и низкие — Th, Ti, Ta и Nb, относительно высококальциевых гранитов. Редкоземельные элементы сильно фракционированы с обогащением легкими лантаноидами. Возможно, эти особенности связаны с тем, что вероятным протолитом кислой магмы явились амфиболиты архейской коры в смеси с тоналитами, на что указывают повышенная магнезиальность пород и особенности распределения редких элементов и модельный Sm–Nd возраст тоналитов массива Янисйоки равный 2,6–2,55 млрд лет, при $\epsilon_{Nd} = -5, -4,5$ [12].

Интрузии габброидов и плагиогранитов демонстрируют тесную пространственную и структурную сопряженность, составляя бимодальную ассоциацию. Цирконовые возрасты габбро-диоритов и плагиогранитов совпадают в пределах ошибки и составляют для меладiorитов штока Алату $1884,8 \pm 3,3$ млн лет [13], а для тоналитов интрузии Янисйоки 1872 ± 13 млн лет [12]. Сосуществование двух магм могло привести к явлениям гибридизации, обусловившим некоторые особенности химического состава плагиогранитов.

Установлено два этапа оруденения, иногда совмещённых в пространстве. Более ранний представлен вкрапленностью пирита, арсенопирита, молибденита, халькопирита, шеллита на участках окварцевания и пропилитизации, которые приурочены к зонам расланцевания в эндо- и экзоконтактах гранитных интрузий. Минерализованные кварцевые прожилки и жилы часто образуют линейные штокверковые зоны длиной до 40 метров. Этот тип руды обнаружен только в восточной части поля на *участке Пяккюля-Алату*, где трещинное тело плагиогранитов прорывает меландиориты штока Алату [11].

Второй, более поздний этап золото-сульфидного рудообразования связан с процессами березитизации и окварцевания в зонах сдвиговых дислокаций в эндо- и экзоконтактах плагиогранитных интрузий и наиболее полно проявлен на *участке Янис*. Формирование золотого оруденения происходило в две стадии. Первая связана с березитизацией и образованием вкрапленных, прожилково-вкрапленных арсенопиритовых руд с самородным золотом. Второстепенные сульфиды представлены пиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, редко тонкочешуйчатым молибденитом. На заключительной стадии формируются вкрапленные золото-полисульфидные руды, связанные с процессом позднего окварцевания. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, самородными серебром и золотом, минералами висмута и сурьмы [12].

Методика исследований

Изотопный Re–Os анализ молибденита проводился в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ в лаборатории, специализированной для проведения работ с высоколетучими веществами [14]. При анализе использовалась методика химической сепарации и очистки Re и Os, которая основана на методе французской группы из Института Физики Земли в Париже [15]. Отдельные зерна молибденита массой 0,5–5 мг разлагались в смеси реагентов: 1 мл 7N HNO₃ + 0,5 мл 8N HCl, в 15 мл кварцевых виалах при температуре 300° С и давлении 125 атм. в течение 6 часов в печи высокого давления Anton Paar HPA-S [16]. Из полученного раствора, после его охлаждения сухим льдом, осмий выделялся бромовой экстракцией и микродистилляцией, а рений — жидкостной экстракцией с изоамиловым спиртом [15]. Для определения концентраций Re и Os и отношения ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os использовался метод изотопного разбавления со смешанным изотопным трассером ¹⁸⁵Re–¹⁹⁰Os, который добавлялся к навескам молибденита до разложения проб. Аналитические бланки (холостой анализ) для Re и Os достигали 70 и 1 pg во время проведения работ, соответственно, и не вносили существенного вклада в измеряемые отношения. Для определения изотопного состава на масс-спектрометре Os в форме бромида наносился на Pt ленту с 0,2 мкл эмиттера Ba(OH)₂ + NaOH. Изотопный состав осмия измерялся на ионном счетчике твердофазного мультиметрического масс-спектрометра Triton (Thermo Scientific) в динамическом режиме регистрации отрицательно заряженных ионов. Величина отношения изотопов осмия для внутрилабораторного стандарта LOsST ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os соответствовала 0,106828 ± 0,000012 (n = 7). Измерения изотопного состава Re проводились на умножителе масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Element-2 (Thermo Scientific) из раствора 3% HNO₃ в динамическом режиме регистрации. Использовался кварцевый небулайзер, Ni конуса и перистатический насос. Измерения производились при низком разрешении прибора. В начале и в конце измерительной сессии производился замер стандартного раствора 10 ppb Re, величина измеренных отношений усреднялась и вычислялся коэффициент поправки на масс-отклонение. Точность анализа составила 0,5%. Оценка межлабораторной невязки производилась на основании измерения международного изотопного стандарта «молибденит HLP-5» (GBW04435). Для него были получены следующие характеристики (n = 15): [Re] = 283,1 ± 1,8 ppm, [¹⁸⁷Os] = 660,4 ± 3,5 ppb, возраст 221,2 ± 1,3 млн лет, которые хорошо совпадают с рекомендованными значениями [17].

Для расчета Re–Os изохрон использовалась программа Isoplot 3,75 (К. Ludwig) для Excel 2003. При расчетах Re–Os изохрон использовалось фиксированное начальное отношение изотопов осмия $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0$, что предполагает отсутствие захваченного при образовании молибденита радиогенного осмия.

Результаты исследований

На Лобашском месторождении проведено датирование двух проб молибденита. Молибденит пробы С–169/205 отобран с глубины 205 метров из березитизированного плагиогранит-порфира прикровельной зоны интрузии. Молибденит в количестве 3–4% объёма породы образует вкрапленность с размером чешуек 1–4 мм. С молибденитом ассоциирует обильная вкрапленность пирита с размером кристаллов 0,3–1 мм. Проба крупночешуйчатого молибденита С–320/220 отобрана с глубины 220 метров из одной из кварцевых жил, которые формируют кварцево-жильное тело, расположенное непосредственно в кровле интрузии.

Результаты изучения изотопной системы молибденитов представлены в таблице и на рис. 5. Изученные пробы характеризуются содержанием рения — 20–70 ppm, при этом концентрация рения возрастает с глубиной. При изотопном анализе осмия методом NTIMS на масс-спектрометре Triton в обеих пробах выявлен избыточный сигнал на массе $^{188}\text{Os}^{16}\text{O}_3$ относительно массы $^{192}\text{Os}^{16}\text{O}_3$, что, возможно, связано с изобарными наложениями. Вследствие этого ^{188}Os не использовался для нормализации отношений рения и осмия. Среднее значение модельных возрастов молибденита — 2720 ± 33 и 2716 ± 69 млн лет для проб С–169/205 и С–320/220 соответственно. По 5 зернам молибденита С–169/205 получена изохрона с возрастом 2722 ± 48 млн лет при фиксированном нулевом первичном отношении изотопов осмия. По 6 зернам молибденита С–320/220 получена Re–Os изохрона с возрастом 2715 ± 88 млн лет (первичное

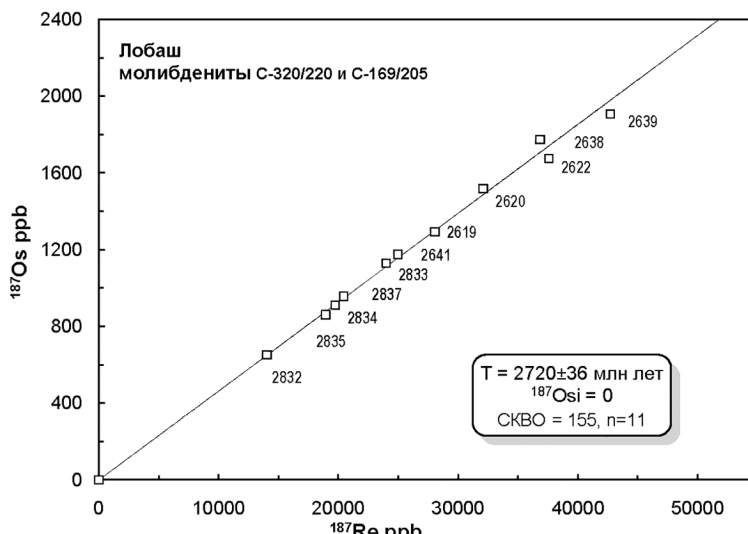


Рис. 5. Объединённая изохронная Re–Os диаграмма для образцов молибденита С–320/220 и С–169 молибденового месторождения Лобаш.

Таблица 1. Данные Re-Os изотопных анализов проб молибденитов

| № | М, мг | Re, ppm | ^{187}Re , ppb | $\delta\delta$, % | ^{187}Os , ppb | $\delta\delta$, % | $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ | $\delta\delta$, % | $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ | $\delta\delta$, % | T мод., млн лет |
|--|-------|---------|-------------------------|--------------------|-------------------------|--------------------|-----------------------------------|--------------------|-----------------------------------|--------------------|------------------|
| <i>молибденит 2051-1 Алату (Пяксюля)</i> | | | | | | | | | | | |
| 2734 | 1,79 | 70,8 | 44 525 | 0,19 | 1485 | 0,045 | 55994 | 0,19 | 1867,6 | 0,37 | 1969 |
| 2735 | 2,07 | 71,8 | 45 145 | 0,31 | 1491 | 0,040 | 65 668 | 0,31 | 2168,8 | 0,48 | 1950 |
| 2736 | 2,48 | 67,8 | 42 597 | 0,34 | 1405 | 0,078 | 73 638 | 0,34 | 2428,3 | 0,42 | 1947 |
| 2739 | 2,36 | 76,7 | 48 189 | 0,35 | 1546 | 0,090 | 99 118 | 0,35 | 3179,3 | 0,64 | 1895 |
| 2727 | 2,59 | 72,3 | 45 427 | 0,33 | 1463 | 0,064 | 78 571 | 0,33 | 2530,9 | 0,34 | 1903 |
| 2737 | 2,74 | 83,5 | 52 505 | 0,39 | 1657 | 0,112 | 102 188 | 0,39 | 3225,1 | 0,62 | 1865 |
| 2738 | 1,62 | 79,6 | 50 026 | 0,48 | 1600 | 0,040 | 57 701 | 0,48 | 1845,4 | 0,62 | 1890 |
| среднее значение модельного возраста | | | | | | | | | | | 1916 ± 36 |
| <i>молибденит 1-89 Хатун-оя</i> | | | | | | | | | | | |
| 2717 | 1,60 | 167,8 | 105 499 | 0,26 | 4937 | 0,074 | 117 528 | 0,26 | 5499,8 | 0,19 | 2745 |
| 2718 | 1,09 | 169,4 | 106 473 | 0,25 | 5078 | 0,072 | 89 299 | 0,25 | 4258,8 | 0,46 | 2796 |
| 2731 | 1,66 | 170,1 | 106 899 | 0,30 | 5023 | 0,100 | 130 426 | 0,30 | 6128,7 | 0,56 | 2756 |
| 2733 | 2,02 | 177,2 | 111 362 | 0,27 | 5129 | 0,041 | 159 782 | 0,27 | 7358,6 | 0,42 | 2703 |
| 2720 | 1,50 | 168,0 | 105 578 | 0,24 | 5021 | 0,060 | 121 261 | 0,24 | 5766,5 | 0,42 | 2789 |
| 2730 | 1,90 | 165,4 | 103 990 | 0,28 | 4971 | 0,075 | 135 676 | 0,28 | 6485,5 | 0,46 | 2803 |
| среднее значение модельного возраста | | | | | | | | | | | 2777 ± 32 |

| молибденит С-169 Глубина 205 м, Лобани | | | | | | | | | | | | |
|--|--------|------|-------|------|-------|------|----|----|----|----|----|----------------|
| 2832 | 1,2329 | 22,3 | 14015 | 0,33 | 651,0 | 0,06 | НО | НО | НО | НО | НО | 2725 |
| 2833 | 0,7751 | 38,2 | 24002 | 0,21 | 1129 | 0,04 | НО | НО | НО | НО | НО | 2758 |
| 2834 | 1,1256 | 31,4 | 19745 | 0,26 | 910,0 | 0,05 | НО | НО | НО | НО | НО | 2704 |
| 2835 | 1,5148 | 30,1 | 18933 | 0,25 | 860,0 | 0,04 | НО | НО | НО | НО | НО | 2666 |
| 2837 | 1,3445 | 32,5 | 20436 | 0,30 | 956,5 | 0,03 | НО | НО | НО | НО | НО | 2746 |
| среднее значение модельного возраста | | | | | | | | | | | | 2720±33 |
| молибденит С-320/220 Глубина 220 м, Лобани | | | | | | | | | | | | |
| 2619 | 3,338 | 44,6 | 28050 | 0,40 | 1293 | 0,07 | НО | НО | НО | НО | НО | 2706 |
| 2622 | 2,272 | 59,8 | 37594 | 0,46 | 1675 | 0,09 | НО | НО | НО | НО | НО | 2616 |
| 2639 | 1,584 | 68,0 | 42710 | 0,39 | 1907 | 0,06 | НО | НО | НО | НО | НО | 2622 |
| 2641 | 2,8864 | 39,7 | 24972 | 0,45 | 1175 | 0,04 | НО | НО | НО | НО | НО | 2760 |
| 2620 | 2,920 | 51,1 | 32112 | 0,51 | 1518 | 0,06 | НО | НО | НО | НО | НО | 2772 |
| 2638 | 2,9648 | 58,6 | 36862 | 0,42 | 1773 | 0,06 | НО | НО | НО | НО | НО | 2820 |
| среднее значение модельного возраста | | | | | | | | | | | | 2716±69 |

Примечание: но — величина не определялась.

отношение изотопов осмия $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0$). Избыточный разброс фигуративных точек относительно изохронного тренда связан с действием более поздних гидротермальных процессов на систему, приводивших к частичному выносу рения из молибденита. Рассчитанная по всем фракциям молибденита двух проб изохрона дает возраст 2720 ± 36 млн лет (рис. 5).

Рений-осмиевые возрасты молибденита из метасоматизированных гранитов эндоконтакта и из кварц-молибденитовых жил ближнего экзоконтакта интрузии одинаковы и совпадают с цирконовым возрастом рудогенных гранитов 2715 ± 13 млн лет [6], и близки модельному Re–Os возрасту молибденита месторождения Лобаш 2693 ± 3 млн лет, полученному ранее [3].

Молибдениты из удалённых от интрузии штокверковых руд не изучены. Ранее был определён возраст $\text{K}/^{40}\text{Ar}$ методом для двух мусковитов из лейкогранитов — 1440 ± 50 млн лет и 1680 ± 50 млн лет [8]. Модельные возраста галенитов из золото-полиметаллических руд, определённые по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, широко варьируют в интервале от >1500 до 2600 млн лет, с максимумом на рубеже 1800–1850 млн лет. Такие же величины возрастов определены $\text{K}/^{40}\text{Ar}$ методом для биотитов из зон метасоматитов, предшествующих рудообразованию, что послужило основанием для вывода о раннепротерозойском возрасте месторождений молибдена и золота [18]. Полученные нами данные указывают, что $\text{K}/^{40}\text{Ar}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста галенитов и слюд значительно омоложены и отражают изменения изотопных систем, обусловленных, главным образом, процессами свекофеннской коллизии Беломорской и Карельской областей на рубеже $\sim 1,9$ млрд лет.

На *участке Хатун-оя* молибденит пробы 1–89 отобран из кварцевой жилы мощностью около 1 м в эндоконтакте кварцевых монцодиоритов. Молибденит развит в виде тонкой вкрапленности чешуй и гнездообразных скоплений размером до 1×5 см. Для большинства чешуек молибденита характерны полисинтетические двойники давления, фигуры смятия, блочное и волнистое погасание, свидетельствующие о сильной анизотропии среды рудообразования. Молибденит ассоциирует с пиритом и халькопиритом. По структурным соотношениям с ними его кристаллизация происходила до и после образования пирита, одновременно с выделением основной массы халькопирита.

Результаты изучения изотопной системы молибденита пробы 1–89 представлены в таблице и на рис. 6. Изученная проба характеризуется высоким содержанием рения — 160–180 ppm. Среднее значение модельного возраста молибденита — 2777 ± 32 млн лет. По 6 зернам молибденита получена Re–Os изохрона с возрастом 2760 ± 38 млн лет при фиксированном нулевом значении первичного отношения изотопов осмия. Полученный возраст совпадает с ранее определенным модельным Re–Os возрастом двух проб молибденита из кварцевых жил в диоритах Хатун-оя, равным 2773 и 2774 млн лет [3].

Полученный возраст в пределах ошибки совпадает с U–Pb возрастными гранодиоритов интрузий Куйтила и Тасанваара, 2746 ± 9 млн лет и 2748 ± 6 млн лет, но всё же древнее гранитоидов, если считать Ялонваарский массив и массивы Куйтила и Тасанваара одновозрастными. Абсолютный возраст гранитов Ялонваарского массива не определён, и, возможно, он является более древним, чем интрузии Куйтила и Тасанваара в центре зеленокаменного пояса. О латеральном омоложении диорит-гранодиоритового магматизма пояса Иломанси свидетельствует возраст аналогичных интрузий Костамукшской структуры в северной части пояса равный 2720 ± 15 млн лет [19].

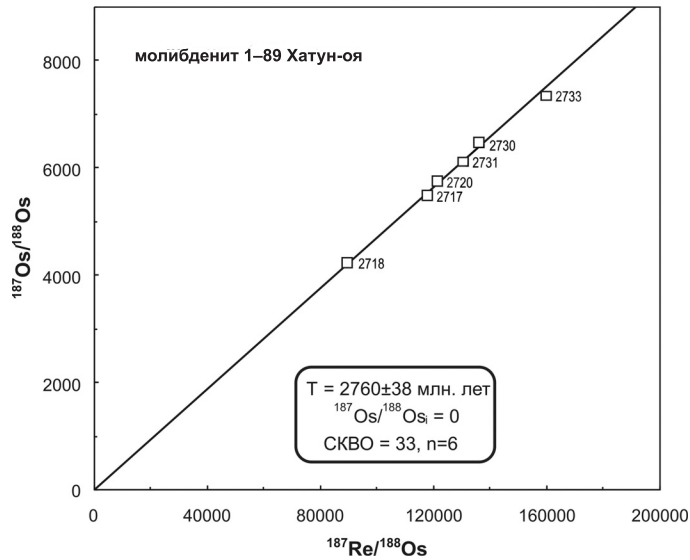


Рис. 6. Изохронная Re–Os диаграмма для образца молибденита 1–89 из кварцево-жильных руд рудопроявления Хатун-оя Ялонваарского рудного поля.

На участке Пяккюля-Алату датирован молибденит пробы 2051–1, который отобран из кварцевой жилы штокверковой зоны в плагиогранитах интрузии Пяккюля. Молибденит образует розеточные сростки размером до 1,5 см в поперечнике и мономинеральные скопления по зальбандам кварцевых прожилков. Он ассоциирует с пиритом, халькопиритом, пирротинном и сфалеритом. Выделения молибденита наблюдаются в раннем халькопирите в виде чешуек, рассекающих халькопирит. Молибденит представлен смесью политипов 3R и 2H и содержит до 300 г/т меди.

Результаты изучения изотопной системы молибденита пробы 2051–1 представлены в таблице и на рис. 7. Изученная проба характеризуется содержанием рения 70–80 ppm. Среднее значение модельного возраста молибденита — 1916 ± 36 млн лет. По 6 зернам молибденита получена Re–Os изохрона с возрастом 1914 ± 34 млн лет при фиксированном первичном отношении осмия. Полученный возраст в пределах ошибки совпадает с U–Pb возрастaми меладiorитов штока Алату $1884,8 \pm 3,3$ млн лет и плагиогранитов интрузии Янис 1872 ± 13 млн лет, но по абсолютным значениям существенно древнее.

Более древний Re–Os возраст молибденита по отношению к возрасту рудогенных гранитов может быть связан с неомогенностью состава молибденита, образованием минерала в несколько этапов, в частности, и на ранней стадии формирования самих гранитоидных интрузий с последующим переотложением в кварцевых жилах. Также это может быть связано с частичной унаследованностью («изотопная» память) молибденитами Re–Os систем, сформированных на ранней стадии геологической эволюции массивов [20]. Последнее, возможно, обусловлено явлениями гибридизации при сосуществовании гранитной и основной магм, а также палингенной природой гранитов, протолитом которых являются амфиболиты архейской коры, возможно в смеси с тоналитами. Для уточнения конкретных причин «удревнения» рений-осмиевых датировок

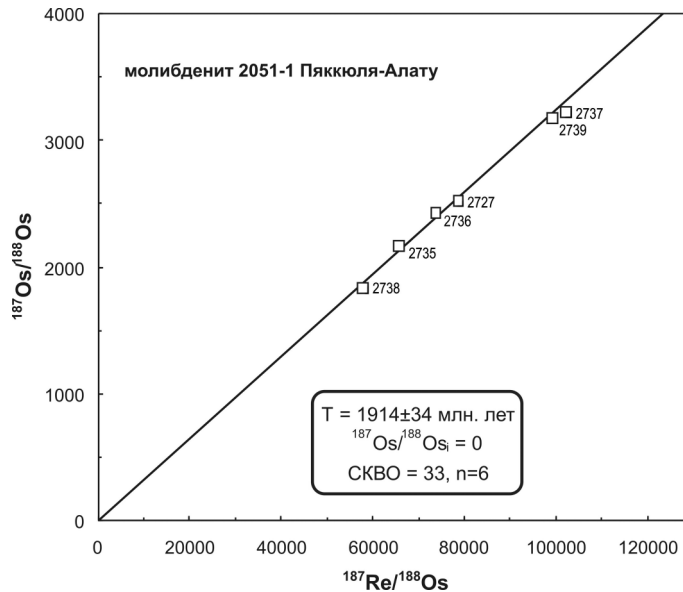


Рис. 7. Изохронная Re–Os диаграмма для образца молибденита 2051–1 из кварцево-жильных руд рудопроявления Пяккюля-Алату, Янисъярвинское рудное поле.

необходимы дополнительные исследования, включающие анализ изотопных систем сульфидов, сосуществующих с молибденитом в различных типах руд, а также в сульфидных меладiorитах массива Алату.

Выводы

Изохронные и модельные Re–Os возраста молибденитов месторождения Лобаш и рудопроявления Хатун-оя совпадают с U–Pb цирконовыми возрастами рудогенных гранитов, а возраста молибденитов рудопроявления Пяккюля-Алату существенно отличаются от возраста рудогенных гранитов, но совпадают с ним в пределах ошибок. Отметим, что во всех случаях возраст молибденита, рассчитанный при фиксированном первичном отношении осмия, несколько древнее, чем возраст рудоносных гранитов, что противоречит геологическим наблюдениям о более позднем формировании руд относительно гранитов. Полученные данные позволяют сделать ряд заключений относительно раннедокембрийского рудообразования.

Во-первых, они показывают устойчивость изотопной Re–Os системы молибденитов к интенсивным и неоднократным процессам метаморфизма и её пригодность для датирования процессов рудообразования в раннем докембрии.

Во-вторых, они бесспорно доказывают наличие уже в позднем архее рудно-магматических систем с промышленными гидротермальными рудами, а также отсутствие перераспределения и переотложения руд в позднее время.

В заключение отметим, что датированы только молибдениты ранних стадий рудообразования — вкрапленного в гранитах и кварцево-жильного в контакте интрузий. Молибдениты удалённых вкрапленных и штокверковых руд не изучались. Для полу-

чения объективной картины рудообразования необходимо изучить Re–Os изотопную систему всех сосуществующих сульфидов (молибденит, халькопирит, пирит/пирротин, арсенопирит) во всех типах руд порфириновых месторождений, где известен изохронный цирконовый возраст рудоносной интрузии. Это позволит оценить изменение Re–Os изотопной системы сульфидов, сформированных на разных стадиях эволюции рудообразования в условиях всё более открытой изотопной системы. В дальнейшем это поможет интерпретировать возраст золото-сульфидных руд без молибденита, локализованных в зонах складчато-разрывных дислокаций без видимой связи с интрузиями. Авторы надеются продолжить исследования в этом направлении. Выражаем признательность Руководителю Карельского Филиала ФБУ «ТФГИ по СЗ ФО РФ» Б. Н. Сивакову за предоставленные образцы руд месторождения Лобаш.

Литература

1. Ларионова Ю. О. Изотопная геохимия и геохронология золоторудной минерализации в архейских и палеопротерозойских комплексах Карелии: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 2008. 20 с.
2. Luck J. M., Allegre C. J. The study of molybdenites through the 187Re–187Os chronometer // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 61. P. 291–296.
3. Stein H. J., Markey R. J., Morgan J. W., Hannah J. L., Schersten A. The remarkable Re–Os chronometer in molybdenite: how and why it works // *Terra Nova*. 2001. Vol. 13, N 6. P. 479.
4. Левченков О. А., Богданов Ю. Б., Комаров А. Н. и др. Новые данные о возрасте вулканитов лопия Карелии // *Мат. III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия»*. Апатиты. 2000. С. 143–145.
5. Иваников В. В., Григорьева Л. Ю., Шинкарев Н. Ф. и др. Позднеархейская рудно-магматическая гранит-молибденовая система в северо-восточной Карелии // *Вестн. С.-Петербур. ун-та*. Сер. 7. 1995. Вып. 4 (№ 28). С. 35–44.
6. Богачёв В. А., Иваников В. В., Сергеев С. А. U–Pb SHRIMP — датирование рудоносных гранитов Лобашского молибденового месторождения (северо-восточная Карелия) // *Минералогия докембрия*. Мат. всероссийской конференции. Петрозаводск, 2009. С. 22–25.
7. Тытык В. М. Отчёт Беломорской партии о результатах предварительной разведки месторождения Лобаш, проведённой в 1988–1991 гг. Фонды ТГФ. Петрозаводск, 1991.
8. Покалов В. Т., Семенова Н. В. Лобаш — первое крупное молибденовое месторождение докембрийского возраста (Карелия) // *Геология рудных месторождений*. 1993. № 3. С. 262–270.
9. Кулешевич Л. В., Тытык В. М., Кортаева Н. Н. Золото-полиметаллическое месторождение Лобаш-1 в докембрии Карелии // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. Вып. 7. С. 111–126.
10. Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Pomantsi, eastern Finland // *Espoo. Spec. Paper 17. Geol. Surv. Finland*. 1993. 386 p.
11. Иващенко В. И., Голубев А. И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы // Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 368 с.
12. Степанов К. И., Санина Г. Н., Богачев В. А. и др. Отчет по геологическому доизучению м-ба 1:200 000 Сортавальской площади, составлению и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты листов Р-35-XXIV, Р-36-XIX (издание второе). ГУП «СФ Минерал». Санкт-Петербург. Январь 2006.
13. Богачёв В. А., Иваников В. В., Козырева И. В., Конопелько Д. Л., Левченков О. А., Шульдинер В. И. и др. Результаты U–Pb цирконового датирования синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий (1,89–1,87 Ga) Северного Приладожья // *Вестн. С.-Петербур. ун-та*. Сер. 7. 1999. Вып. 3 (№21). С. 23–31.
14. Крымский Р. Ш., Сергеев Д. С., Брюгманн Г. Э. и др. Опыт изучения изотопного состава осмия и распределения элементов платиновой группы в перидотитах литосферной мантии Восточной Антарктиды // *Региональная геология и металлогения*. 2011. № 46. С. 51–60.
15. Birck J. L., Barman M. R., Campas F. Re–Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples // *Geostandards Letters*. 1997. Vol. 20, N 1. P. 19–27.
16. Paliulionyte V., Meisel Th., Ramminger P., Kettisch P. High pressure asher digestion and an isotope dilution-ICP-MS method for the determination of platinum-group element concentrations in chromitite reference materials CHR-Bkg, GAN Pt-1 and HNH // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2006. Vol. 30. P. 87–96.

17. *Du A., Wu S.* et al. Preparation and certification of Re–Os dating reference materials: molybdenites HLP and JDC // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2004. Vol. 28. P. 41–52.

18. *Кулешевич Л. В.* Месторождение Лобаш, Карелия (результаты радиологического датирования). Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Материалы междунар. конф. Петрозаводск, 1999. С. 81–83.

19. *Samsonov A. V., Pukhtel I. S., Shchipansky A. A.* et al. 2.72 Ga sanukitoids of the Kostomuksha greystone belt: Petrology and tectonic application. Abstr. SVEKALAPKO, Lammi. 1999. P. 58.

20. *Aleinkoff J., Creaser R. A., Lowers H. A., Magee C. W., Grauch R. I.* Multiple age components in individual molybdenite grains // *Chemical Geology*. 2012. Vol. 300. P. 55–60.

Статья поступила в редакцию 24 декабря 2012 г.