

2. Махнач А.С. Железорудные формации докембрия. Мн.: Наука и техника. 1974. 142 с.
3. Полезные ископаемые Беларуси. К 75-летию БелНИГРИ / Редкол.: Хомич П.З., Гудак С.П., Синичка А.М. и др. Мн.: Адукацыя і выхаванне. 2002. 528 с.

Состав архейских колчеданов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита как отражение геодинамических условий их формирования

Слабунов А.И., Кулешевич Л.В.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии Кар НЦ РАН, г. Петрозаводск,
e-mail: slabunov@krc.karelia.ru, kuleshevich@krc.karelia.ru

Современные гидротермальные рудопроявления, связанные, соответственно, с субдукционными и спрединговыми геодинамическими обстановками, имеют определенные геохимические метки: в первом случае для них характерна полиметаллическая специализация, во втором – кобальт-медная [3]. В колчеданах фанерозойских орогенических поясов, например Урала, эта закономерность сохраняется, здесь выделяются четыре типа колчеданных месторождений: медно-цинковый, медный, золото-полиметаллический, связанных с островодужными комплексами, и кобальт-медный – с океаническими [12]. Распространяется ли она на архейские?

Беломорская провинция (БП) Фенноскандинавского щита – это архейский орогенический пояс [13], вовлеченный вновь в палеопротерозое в процессы, связанные с формированием Лапландско-Кольского орогена [1]. Подавляющая часть вещества континентальной коры БП сформировалась именно в архее (2,9 – 2,65 млрд. лет), в раннем палеопротерозое формируются многочисленные интрузии базитов, гранитов, а в позднем – интенсивно проявился метаморфизм и деформаций.

Металлогеническая и минерагеническая специализация БП определяется: особенностями состава 1) архейских вулканогенных, осадочных образований, содержащих стратифицированные вкрапленно-прожилковые и регенерированные колчеданные руды, 2) палеопротерозойских габброидных комплексов (друзитов), в которых известна не богатая благороднометалльная (золото-сульфидная или палладиевая) минерализация, 3) спецификой метаморфогенно-метасоматических преобразований пород, в результате которых формируются пегматиты (мусковитовые, редкометалльные, керамические), абразивные и технические минералы (гранат, кианит) [9, 18]. В данной работе рассматриваются архейские колчеданы.

Мезо- и неархейские зеленокаменные комплексы БП слагают в юго-западной и центральной частях БП Северо-Карельскую систему зеленокаменных поясов (СКСЗП) и Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс (ЦБЗП), в северной – Енский, а на границе с Кольской провинцией – Воче-Ламбинский зеленокаменный пояс [13, 14, 19 и ссылки там]. Мезоархейские супракрустальные образования также слагают Чупинский парагнейсовый пояс (ЧПП), вытянутый вдоль осевой линии БП.

Каждый рассмотренный комплекс имеет свои металлогенические особенности [9]. В разрезе островодужных ассоциаций хаттомозерской стратотектонической ассоциации Керетской зеленокаменного пояса СКСЗП (районы: оз. Майозеро, оз. Желтозеро, Магнетитовая Варакка, оз. Железное и др. объекты) установлена [16] рассеянная вкрапленно-прожилковая колчеданная минерализация преимущественно пирротинового, часто с магнетитом, состава. Они, вероятно, являются парагенетичными с туфогенно-осадочными толщами, то есть относятся к типу стратифицированных. Вместе с тем, на отдельных участках отмечается регенерация руд в ореоле гранитоидов и в зонах деформаций.

Метаграувакки ЧПП, образовавшиеся в преддуговом бассейне [13] за счет разрушения островодужных вулканитов, а также океанических базальтов и ультрабазитов. Метаграувакки (гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовыми гнейсы) содержат зоны вкрапленно-прожилковой и рассеянной сульфидной минерализацией. Они обогащены рудогенными элементами, такими как Ni, Co, Cu, Cr, V и незначительно благородными металлами [10, 17].

С океаническими комплексами ЦБЗП связаны колчеданы так называемой восточной зоны [11] (рудопроявления Кив-губа, Рогомское, Кохозеро и др.). Эти руды состоят из пирротина, кобальтоносного пирита, халькопирита, сфалерита, петландинта, магнетита. Они обогащены Ni, Co, Au, Cu, Ag. Эти колчеданы, таким образом, могут быть отнесены к кобальт-медному типу и сопоставляться таковыми из месторождений Ивановского типа на Урале. Последние связываются с офиолитовыми комплексами [12]. Руды данного типа сопоставимы по геохимическим особенностям с современными гидротермальными рудопроявлениями рифтовых зон [3]. Таким образом, океанические (офиолитоподобные) образования ЦБЗП могут быть перспективны также на никель и хром, на что обращалось внимание [2].

Развитие древних островодужных систем завершается примерно 2,83–2,8 млрд. лет назад, когда происходит аккреция островодужных, троговых, океанических комплексов, формирование ранней генерации гранитоидов ТТГ ассоциации, метаморфические преобразования в условиях гранулитовой фации [2, 5].

Таким образом, в период 2,88–2,8 млрд. лет в результате субдукционных и аккреционных процессов на конвергентных границах океанических литосферных плит образовались первые в данной системе фрагменты новой континентальной (или субконтинентальной) земной коры, содержащие колчеданные и магнетитовые рудные тела.

В период 2,8–2,74 млрд. лет формируется несколько субдукционно-аккреционных систем. Супракрустальные образования этого периода известны в СКЗЗП (хизоваарский зеленокаменный комплекс), Енском и Пибозерском зеленокаменных поясах. Выделяется, по крайней мере, три островодужные системы, сформировавшиеся в этот период. Супрасубдукционный офиолитовый комплекс, фрагменты которого установлены в Ириногорской и Хизоваарской структурах, сформировался в основании юной островной дуги или в задуговом бассейне. Позднее образуется зрелая вулканическая островная дуга с известково-щелочными и адакитовыми вулканитами среднего и кислого составов [8, 14, 19 и ссылки там].

С островными комплексами этой генерации в Тикшезерском зеленокаменном поясе и Хизоваарской структуре Керетского пояса связано образование колчеданных и магнетитовых руд, вкрапленно-прожилковой золотосодержащей полиметаллической и арсениопиритовой минерализации [9 и ссылки там]. Колчеданные руды приурочены к метавулканитам кислого-среднего состава и углеродсодержащим сланцам, содержат повышенные концентрации полиметаллов и представлены прожилково-вкрапленными пирротиновыми, либо пиритовыми рудами с содержанием сульфидов 10–70 %. Спецификой рудной минерализации зеленокаменных комплексов этой генерации является появление арсениопирита и золотосодержащей Sb-As минерализации [8, 9 и ссылки там]. В значительном количестве арсениопирит выделяется в метасоматитах, связанных с последующим метаморфизмом.

Поздняя субдукционно-аккреционная (предколлизийная) стадия (2,73–2,71 млрд лет) развития литосферы БП фиксируется проявлениями гранулитового метаморфизма умеренных давлений и (габбро)-эндербит-чарнокитового магматизма (нотозерский комплекс) в западной части системы и формированием эклогитов [6] – в восточной. Метаморфические и магматические события в Западно-Беломорском гранулитовом поясе являются отражением процессов субдукции в надсубдукционной плите. Неоархейский (2,7–2,72 млрд лет) эклогитсодержащий гридинский меланж является индикатором зоны субдукции, вдоль которой породы океанической коры погружались на глубины около 60–65 км, а позднее ее небольшие фрагменты были эксгумированы. В это же время (2724 млн лет) в тыловой части системы образуется крупный диорит-плагиогранитный (санукитоидный) батолит [13, 14, 19 и ссылки там].

Начиная примерно с 2,72–2,71 млрд лет, Беломорская система вступает в коллизийную стадию развития, которая маркируется проявлениями покровно-складчатой и купольной тектоники, высокобарическим метаморфизмом, гранитообразованием (образуются поля мигматитов и массивы лейкогранитов с геохимическими характеристиками коллизийных S-гранитов). В этот период происходит наиболее существенное преобразование сформировавшихся ранее рудных тел: образуются регенерированные типы колчеданных руд и сульфидная минерализация метасоматитов, происходит переотложение вкрапленно-прожилковой сульфидной минерализации, новообразование прожилко-

вой и гнездово-вкрапленной метасоматической золотосодержащей сульфидной и сурьмяно-мышьяковой минерализации [9].

Следствием коллизии является увеличение мощности коры и как результат – ее гравитационная неустойчивость и коллапс орогена. На этой же стадии образуются вулканиты, грубообломочные осадки и лейкогаббро, разнообразные гранитоиды, в том числе субщелочные [14, 15].

На этом, вероятно, завершается архейский цикл развития земной коры БП, но уже через 150 млн. лет примерно 2,5 млрд. лет назад начинается ее растяжение, сопровождающееся внедрением большого количества габброидов. Это начало нового – палеопротерозойского цикла Вилсона [1].

Установлена взаимосвязь состава колчеданного оруденения БП с геодинамическими особенностями формирования вмещающих их комплексов: с океаническими (офиолитовыми) комплексами ЦБЗП связаны колчеданы кобальт-медного типа, с островодужными комплексами СКЗЗП – колчеданы, обогащенные полиметаллами. Аналогичные закономерности характерны и для колчеданов фанерозоя.

Литература

1. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН. 2002. 32 с.
2. Березин А.В. Новые перспективы минерагенического районирования БПП // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Матер. научн. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. С.108-110.
3. Богданов Ю.А., Лисицин А.М., Сагалевиц Е.Г., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанического дна. М.: Наука, 2006. 527 с.
4. Бибилова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным уран-свинцового изотопного исследования сфенов // Геохимия. 1999. №8. С.842–857.
5. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 248 с.
6. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибилова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т.12. №6. С.609–631.
7. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломоро-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. №1. С.63–75.
8. Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2000. 223 с.
9. Кулешевич Л.В. Металлогения Беломорского складчатого пояса и Северо-Карельских зеленокаменных структур // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Матер. научн. конф. и путеводитель экска. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. С.207-211
10. Ручьев А.М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты (Беломорский комплекс, Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2002. С.47–58.
11. Рыбаков С.И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 269 с.
12. Серавкин И.Б. Вулканогенные колчеданные месторождения Южного Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Сборник науч. трудов. Екатеринбург, 2007. С. 638-669.
13. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Феноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 296 с.
14. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Балаганский В.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. №6. С. 1-29
15. Слабунов А.И., Степанова А.В., Бибилова Е.В. и др. Неоархейские габброиды Беломорской провинции Феноскандинавского щита: геология, состав, геохронология // ДАН. 2008. Т. 422. № 6. С. 793-797.
16. Слюсарев В.Д., Кулешевич Л.В., Гришин А.С. Металлогенические особенности района озер Кереть – Верхнее Кумозеро // Геология и рудогенез докембрия Карелии. Петрозаводск, 1991. С. 33–38.
17. Степанов В.С., Слабунов А.И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1989. 175 с.
18. Щитцов В.В. Особенности минерагенической специализации Западного Беломорья (оценка и доступность запасов и ресурсов) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Матер. научн. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С.327-329.

19. *Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Sorjonen-Ward P. et al.* The Archaean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // *European Lithosphere Dynamics*. 2006. Gee D.G. & Stephenson R.A. (eds) *Memoirs*, 32. London: Geological Society. P. 627–644.

Локальные границы

Смирнова Н.Л.

Московский Государственный Университет, г. Москва, e-mail: snl194@mail.ru

Докембрий – древнейшие толщи земной коры подразделяются иерархически на архей, и протерозой, который в свою очередь делится на нижний, средний, верхний (рифей), причем рифей после нижнего, среднего и верхнего заканчивается переходным периодом – вендом. Разнообразие верхнего уровня всегда выше предыдущих. Между подразделениями докембрия проходят границы. Граница - это универсальное понятие и всегда представляет собой преобразование, изменение во времени, в пространстве, в численности, частоте встречаемости и т.д., это процесс и территория изменения. Изменение может быть плавным, резким, широким, узким, глубоким, мелким, линейным, степенным. При этом происходит переход от одного равновесного состояния к другому, от прежнего к новому. А.А. Богданов называл такие преобразования кризисами, причем указывал на существование ложного равновесия, при котором спокойствие только видимость. В действительности при сохранении внешней формы идет постепенный процесс изменения, который затем может развиваться лавинообразно. Кризисы развиваются плавно (эволюционно) и резко. Существует много признаков говорящих о приближении границы. В зависимости от выбора признака граница может проходить по-разному, быть разной ширины и глубины. Граница перехода может быть очень короткой во времени и пространстве и в этом кроется угроза. Помимо природных катастроф-кризисов, не зависящих от человека, возникла глобализация, ведущая к преобразованию локальных кризисов, присущих человеческому обществу, в глобальные. Подобные процессы глобализации идут и на планете Земля, что также приводит к глобализации локальных кризисов. В связи с этим остро встает вопрос изучения границ.

Границы могут иметь вид полигональных сеток, причем ребра n -гонов и их вершины также представляют собой границы. Например, полигональную сетку разломов имеет Земля [1], а вершины и n -гоны сетки обозначаются формулами [2]. Простейшие полигональные сетки определены Кеплером (К-сетки) и опубликованы в 1619г [3]. Их всего 12 (одна энантиаморфная). В каждой из них n -гоны правильные, а вершины идентичны. Идентичность означает одинаковую последовательность n -гонов вокруг всех вершин. Все К-сетки двумерно периодические и широко представлены в кристаллических структурах. Три из них простейшие. Одна состоит из 3-гонов (плотноупакованный слой), другая из 4-гонов, третья из 6-гонов (сотовый мотив). Последовательность n -гонов в первой сетке 333333, во второй 4444, в третьей 666. Эти формулы (Вг, вершина окружена n -гонами) можно также представлять в буквенном виде, разделяя качественную и количественную составляющую: $|a|<6>|3|$, $|a|<4>|4|$, $|a|<3>|6|$. В прямых скобках приведены значения n , в уголках координационные числа (КЧ) вершин. Такими же формулами локальных границ представляем координационные сферы n -гонов: формула Гр, n -гон окружен n -гонами сочлененными общими ребрами, формула Гв – n -гон имеет координационную сферу из вершин, формула Вв представляет координационную сферу вершины из КЧ вершин. Формулы Вг были использованы как диагностический признак [4] для характеристики гранитов. Можно полагать, что формулы вершин и n -гонов периодических и аperiodических полигональных поверхностей косной и живой природы будут иметь прикладное значение.

При высоких давлениях в Земле при полиморфном переходе (граница) атомы Si меняют тетраэдрическую координацию на октаэдрическую. Например, при высоком давлении в структуре $MgSiO_3$ атом Si находится в октаэдре. Структуры политипов $MgSiO_3$ (рис. 1.4, 1.5, 1.6, 1.7) соотносим с сетками Кеплера (рис. 1.1, 1.2, 1.3). Формулы конечных членов серии : Вв $|a|<5>|5|$, Вг $|abab|<2111>|3434|$, Гв $|a|<3>|5|$, $|a|<4>|5|$, Гр $|ab|<21>|43|$, $|a|<4>|3|$, (рис. 1.1, 1.4) и Вв $|a|<5>|5|$, Вг