

МЕЗО- И НЕОАРХЕЙ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛИЗИОННОГО ОРОГЕНА

А. И. Слабунов

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск; slabunov@krc.karelia.ru

Докембрийские подвижные пояса и архейские кратоны – это главные типы структур докембрия. Геодинамическая природа первых из них особенно сложна для исследования, так как докембрийские подвижные пояса – это структуры, в которых отмечается неоднократное проявление метаморфизма высоких ступеней, интенсивных деформаций, гранитизации. Соответственно, наиболее трудна для расшифровки ранняя история развития этих структур. Беломорский подвижный пояс (БПП) Фенноскандинавского щита – одна из характерных структур своего класса, и ее изучение имеет большое значение для понимания условий формирования этих образований.

Около 17% территории БПП составляют глубоко-метаморфизованные архейские (2,9–2,68 млрд лет) вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования (рис.). Они слагают зеленокаменные (Воче-Ламбинский, Енский, Керетский, Пибозерский, Тикшозерский, Тулппио и Центрально-Беломорский [1]) и парагнейсовый (Чупинский) пояса (рис.). В составе БПП выделяются такие важные комплексы – индикаторы геодинамических обстановок, как офиолиты [2–6], островодужные вулканы [2, 3, 7], осадки преддуговых бассейнов [8], эклогитсодержащие микститы и эклогиты [9, 10], коллизионные граниты [1], вулканогенно-грубообломочные образования [11]. Такие структурно-вещественные комплексы характерны для фанерозойских орогенических поясов. На основании этого сходства можно достаточно уверенно проводить геодинамические реконструкции в архее восточной части Фенноскандинавского щита, руководствуясь принципами актуализма.

Среди пород, слагающих БПП, не установлены структурно-вещественные комплексы с возрастом, превышающим 2,9 млрд лет. Только в осадочных породах Чупинского парагнейсового пояса [8, 12] и Суомуярвинского комплекса [13] обнаружены зерна детритового циркона с возрастом древнее 3,0 млрд лет, что указывает на наличие в их протолите относительно древнего компонента. В то же время структурно-вещественные комплексы, сформировавшиеся до 2,9 млрд лет, широко развиты в ряде террейнов Карельского кратона [14].

Ранняя стадия (2,88–2,83 млрд лет) развития БПП маркируется вулканогенными и осадочными образованиями, входящими в состав зеленокаменных и парагнейсовых комплексов. Метабазальты коматиит-базальтовой (верхнекумозерской) стра-

тотектонической ассоциации формировались в обстановке океанического плато [15]. Средне-кислые вулканы Керетского зеленокаменного пояса, метаграувакки Чупинского парагнейсового пояса и фрагменты океанической коры Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса с возрастом 2,88–2,83 млрд лет составляют латеральный ряд, маркирующий различные зоны субдукционной системы – керетьозерской конвергентной границы плит западнотихоокеанского типа [1]. Зеленокаменный комплекс пояса Тулппио, в составе которого отмечены вулканы, сопоставимые с островодужными, маркирует еще одну располагающуюся к ССВ от керетьозерской (в современной системе координат) конвергентную границу.

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. Кроме того, на завершающей стадии развития северной конвергентной границы (зеленокаменный пояс Тулппио) образуются массивы сиенитов [16], которые служат индикатором существования здесь развитой континентальной коры.

Таким образом, в период 2,88–2,83 млрд лет, примерно за 50–80 млн 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: микроконтиненты «керетьозерский» и «тулппио».

В период 2,8–2,75 млрд лет формируется несколько субдукционно-аккреционных систем. Супракрустальные образования этого периода известны в Северо-Карельской системе зеленокаменных поясов (хизоваарский зеленокаменный комплекс), Енском и Пибозерском зеленокаменных поясах (рис.).

Выделяется, по крайней мере, две 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 вулканами среднего и кислого составов [17].

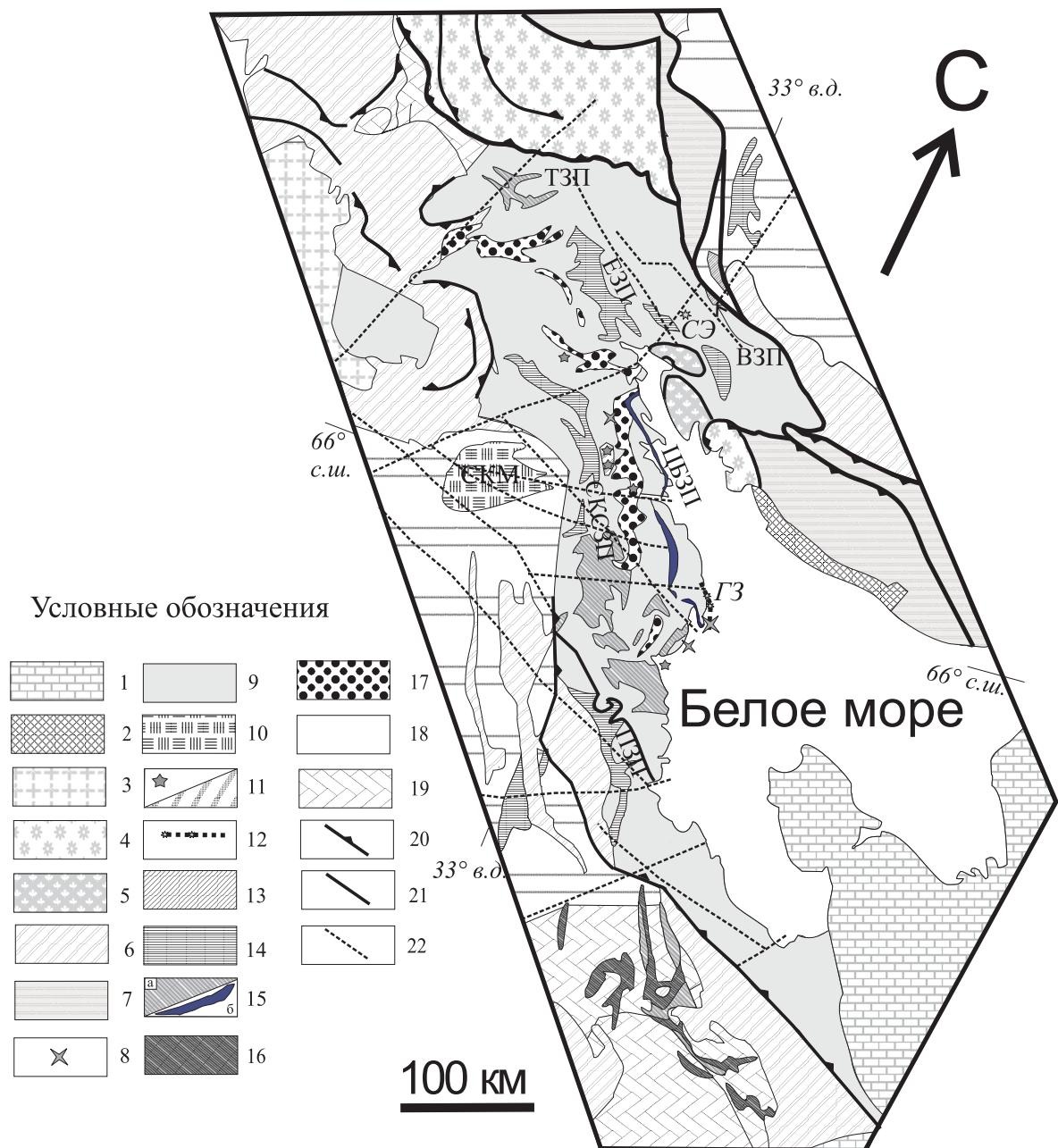


Схема распространения архейских структурно-вещественных комплексов БПП и сопряженных структур [1 и ссылки там, с дополнениями]:

1 – фанерозойские образования; 2 – неопротерозойские образования; 3 – гранитоиды (1,85–1,75 млрд лет); 4 – гранулиты Лапландского пояса (2,0–1,91 млрд лет); 5 – глубокометаморфизованные породы Колвицкого комплекса; 6 – палеопротерозойские (2,5–2,06 млрд лет) вулканогенные и осадочные комплексы; 7 – палеопротерозойские и архейские комплексы в виде ансамблей тектонических пластин; 8–19 – архейские образования: 8 – лекогаббро (2,7 млрд лет); 9 – гранитоиды ТТГ ассоциации, мигматиты (2,83–2,58 млрд лет); 10 – санукитоиды (2,74–2,72 млрд лет), Северо-Карельский массив (СКМ); 11 – высокометаморфизованные (гранулитовые) комплексы (2,74–2,72 млрд лет), звездочкой показаны места, где установлены реликты этих гранулитов; 12 – эклогитсодержащий (звездочками показаны места находок эклогитов) меланж Гриндинской зоны (ГЗ) и эклогиты Салми (СЭ); 13–16 – нео- и мезоархейские зеленокаменные комплексы (буквами обозначены главные зеленокаменные пояса и их системы: ЕЗП – Енский, СКСЗП – Северо-Карельская, ТЗП – Тулпийо, ПЗП – Пибозерский, ВЗП – Воче-Ламбинский, ЦБЗП – Центрально-Беломорский): 13 – с возрастом 2,75–2,68 млрд лет, 14 – с возрастом 2,8–2,75 млрд лет; 15 – с возрастом 2,9–2,85 млрд лет (а – СКСЗП, б – ЦБЗП); 16 – с возрастом 3,1–2,9 млрд лет; 17 – Чупинский парагнейсовый комплекс (2,9–2,82 млрд лет); 18–19 – гранитоиды Карельского неорхейского кратона: 18 – с возрастом 2,9–2,7 млрд лет Центрально-Карельского домена; 19 – с возрастом 3,2–2,7 млрд лет доменов Водлозерского и Помокаира; 20–22 – разрывные нарушения: 20 – палеопротерозойские надвиги; 21 – разломы; 22 – разломы, дешифрируемые на космических снимках

В период 2,8–2,74 млрд лет за счет субдукционно-аккреционных процессов образовался «беломорский» микроконтинент, ядром которого стал

«керетьозерский» блок сиала. К северу от него, отделенный океанической литосферной плитой, располагался микроконтинент «тулпийо». Взаи-

модействие этих двух фрагментов континентальной коры предопределило коллизионную природу дальнейших событий.

Предколлизийная стадия (2,73–2,71 млрд лет) развития литосферы БПП фиксируется проявлениями гранулитового метаморфизма умеренных давлений и (габбро)-эндербит-чарнокитового магматизма (нотозерский комплекс) [18, 19] в западной части системы и формированием эклогитов [9, 10] – в восточной и северной. Метаморфические и магматические события в Западно-Беломорском гранулитовом поясе являются отражением процессов субдукции на активной окраине [19] «беломорского» микроконтинента. Неоархейские (2720 млн лет) эклогиты Гридинской зоны (рис.) указывают на то, что породы океанической коры погружались в зоне субдукции на глубины около 60–65 км и были эксгумированы не позднее 2,7 млрд лет [9].

В это же время (2724 млн лет) в тыловой части системы образуется крупный диорит-плаггиогранитный (санукитоидный) батолит [1].

Начиная примерно с 2,72–2,71 млрд лет Беломорская система вступает в коллизионную стадию развития, которая маркируется проявлением покровно-складчатой тектоники [20, 21],

1. Слабунов А. И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита. Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2005. 46 с.

2. Бибилова Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 115–140.

3. Кожевников В. Н. Геология и геохимия архейских северокарельских зеленокаменных структур. Петрозаводск, 1992. 199 с.

4. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Степанов В. С. и др. Беломорский пояс – позднеархейская аккреционно-коллизионная зона Балтийского щита // ДАН. 1998. Т. 358, № 2. С. 226–229.

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

6. Щипанский А. А., Бабарина И. И., Крылов К. А. и др. Древнейшие офиолиты на Земле: позднеархейский супрасубдукционный комплекс Ириногорской структуры Северокарельского зеленокаменного пояса // ДАН. 2001. Т. 377, № 3. С. 376–380.

7. Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 223 с.

8. Мысцова Т. А., Глебовицкий В. А., Миллер Ю. В. и др. Супракрупные толщи Беломорского подвижного пояса: первичный состав, возраст и происхождение // Литология и полезные ископаемые. 2003. Т. 11, № 6. С. 3–19.

9. 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.

высокобарического метаморфизма (2717–2707 млн лет), гранитообразованием (образуются поля мигматитов и массивы лейкогранитов с геохимическими характеристиками коллизионных S-гранитов), в западной части структуры в это же время формируются гранитогнейсовые купола.

Следствием коллизии является увеличение мощности коры, орогенез и последующий коллапс орогена. Индикаторами орогенеза служат вулканы и грубообломочные осадки, например, Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса, имеющие черты сходства с вулканогенными молассами [11]. На стадии коллапса происходит формирование массивов лейкогаббро, подчеркивающих преобладание условий растяжения. К этой группе относятся неоархейские (2697±13, SHRIMP-II) лейкогаббро р-на д. Гридино (о. Супротивные) [22] и, вероятно, габброиды р-на губы Тупая оз. Ковдозеро [23]. На завершающем этапе (около 2,67 млрд лет) происходит формирование разнообразных гранитоидов, в том числе субщелочных [24].

Работа выполняется при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06–05–64876).

10. Щипанский А. А., Конилов А. Н., Миц М. В. и др. Позднеархейские эклогиты Салмы, Беломорский подвижный пояс, Кольский полуостров, Россия: петрогенезис, возраст и значение для геодинамической интерпретации обстановок формирования ранней континентальной коры // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерогения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 324–327.

11. Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова / Под ред. Ф. П. Митрофанова и В. И. Пожиленко. Апатиты, 1991. 196 с.

12. Бибилова Е. В., Богданова С. В., Глебовицкий В. А. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микросонд NORDSIM) // Петрология. 2004. № 3. С. 227–244.

13. Evins P. M., Mansfeld J., Laajoki K. Geology and geochronology of the Suomajärvi complex: a new Archaean gneiss region in the NE Baltic Shield, Finland // Precambrian Research. 2002. V. 116. P. 285–306.

14. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А. и др. Архейские террейны Карелии: геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.

15. Слабунов А. И., Богина М. И., Злобин В. Л., Матуков Д. И. U-Pb цирконометрия (данные ионного зонда SHRIMP-II) мезоархейских вулканитов Керетского зеленокаменного пояса и геодинамика ранних стадий развития Беломорского подвижного пояса // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы конф. М., 2006. С. 276–281.

16. Juopperi H., Vaasjoki M. U-Pb mineral age determinations from Archean rocks in eastern Lapland // Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-

sedimentary sequences. Ed.: Vaasjoki M. Geol. Survey of Finland. Special Paper 33. 2001. P. 209–227.

17. Бибилова Е. В., Самсонов А. В., Щипанский А. А. и др. Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккрецированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология. 2003. Т. 11, № 3. С. 289–320.

18. Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л., 1990. 248 с.

19. Лобач-Жученко С. Б., Бибилова Е. В., Другова Г. М. и др. Архейский магматизм района оз. Нотозера северо-западного Беломорья: изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 593–622.

20. Миллер Ю. В., Милькевич Р. И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–93.

21. Миллер Ю. В., Байкова В. С., Арестова Н. А. и др. Роль Хетоламбинского террейна в становлении и ранней истории развития Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 2005. № 2. С. 17–33.

22. Слабунов А. И., Степанова А. В., Бибилова Е. В. и др. Неоархейские габброиды Беломорского подвижного пояса: U-Pb геохронология по цирконам и геодинамические следствия // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы конф. М. 2006. С. 286–290.

23. Балаганский В. В., Бибилова Е. В., Богданова С. В. и др. U-Pb геохронология беломорид района Тупой губы оз. Ковдозера (Северная Карелия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 6. С. 40–51.

24. Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Левский Л. К. Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. № 8. С. 805–816.

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ГАББРОИДНОМ МАССИВЕ РАЙОНА ОЗ. ВИЕТУККАЛАМПИ (ХАУТАВААРСКАЯ СТРУКТУРА)

В. Д. Слюсарев, Л. В. Кулешевич, М. М. Лавров

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru

Анализ имеющегося материала свидетельствует о том, что для лопийских зеленокаменных поясов может представлять интерес в отношении ЭПГ с сопутствующим Au следующая триада: коматииты и их интрузивные аналоги – перидотиты, габброидные массивы с ильменит-титаномагнетитовым оруденением и углеродистые сланцы*. Золоторудная минерализация в базит-гипербазитовых комплексах часто локализуется вблизи порфировых даек кислого – среднего состава и в зонах их расщепления и метасоматического изменения.

Для Хаутаваарской структуры наиболее ощутимые концентрации ЭПГ и сопутствующего Au установлены в связи с сульфидным медно-никелевым оруденением в серпентинитах и коматиитах. В то же время в Хаутаваарской структуре известны многочисленные массивы габброидов, выделяемые как феррогаббро, с ильменит-титаномагнетитовым оруденением, подобные участку Виетуккалампи, расположенному западнее от оз. Виетуккалампи. В свое время нами изучались габброидные массивы юго-восточнее этого участка в районе оз. Раялампи. Оруденелые горизонты среди габброидных массивов участка Раялампи отчетливо выделялись при наземной магнитометрической съемке (до 6000 нТл) и по

данным электроразведки по ΔZ , проведенным С. Я. Соколовым. Габброиды содержат повышенные концентрации TiO_2 (1,40–2,0%), V_2O_5 (0,10–0,14%) и железа (Fe_2O_3 – 6–7%, FeO – 13–14%).

Особого внимания в металлогеническом отношении заслуживает наиболее крупный габброидный массив участка Виетуккалампи (рис. 1). Здесь нами были проведены достаточно детальные работы по профилям 1–2, 3–4, вкрест предполагаемого простираения интрузивного тела, и опробование на ЭПГ и Au.

Внутреннее строение массива неоднородно (рис. 2). Отчетливо выделяется мелкозернистая эндоконтактная зона, с общей тенденцией увеличения лейкократовости пород на северо-восток. В массиве развиты многочисленные жильно-дайковые порфировые тела метадацитов, метаандезитов, кварцевых диоритов, мелкозернистых габбро-диабазов и в том числе жильные тела сульфидосодержащих гранат-куммингтонит-кварцевых или кварц-куммингтонитовых метасоматитов, зонки окварцевания и биотитизации с турмалином и сульфидной минерализацией.

Намечаются в различной степени обогащенные рудным материалом (титаномагнетит + ильменит) горизонты мощностью до 70 м.

Габбро содержит роговую обманку, раскисленный плагиоклаз (андезин) с вростками в него игольчатых кристаллов эпидота, биотит – 1–3%,

* Рыбаков С. И., Голубев А. И., Лавров М. М. и др. Платиноиды в докембрийских комплексах Карелии // Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 77–105.