8. Предовский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Ленинград, Наука, 1980, 152 с.

9. Розен О. М. Граувакки метаморфических комплексов докембрия (связь состава и геодинамических условий формирования) // Геология и разведка, 1993, №1, с. 36-50.

10. Сироткин А. Н. Региональный метаморфизм раннепротерозойских-раннепалеозойских комплексов Шпицбергена // В кн.: Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Спб, ВНИИОкеангеология, 1996, с. 241-254.

11. Столбов Н.М., Устинов Н.В., Голубкова Е.Ю. Какого возраста отложения складчатого фундамента архипелага Земля Франца-Иосифа? // Геолого-геофизические характеристики Арктического региона. Спб, ВНИИОкеангеология, вып. 6, 2006, с. 145-148.

12. Стратиграфический словарь Шпицбергена. Под ред. И.С. Грамберга. Ленинград, Недра, 1990. 203 с.

13. Gee D., Tebenkov A. M. Two major unconformities beneath the Neoproterozoic Murchisonfjorden Supergroup in the Caledonides of central Nordaustlandet, Svalbard// Polar Res., 1996, vol. 15, pp. 81-91.

14. Ohta Y. Hecla Hoek rocks in central and western Nordauslandet. Norsk. Polarinst., Oslo, 1982, skr. N178, 60 p.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА КАК ОТРАЖЕНИЕ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ: ОПЫТ СИНТЕЗА СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Слабунов А.И., Сибелев О.С.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, Slabunov@krc.karelia.ru; Sibelev@krc.karelia.ru

Структура Беломорского подвижного пояса (БПП) представляет собой неоднократно деформированный [13] сложный тектонический коллаж, состоящий из отдельных пластин, погружающихся в целом на северо-восток в центральной части (Чупино-Лоухский сегмент) и на северо-северо-восток в северной (Енский сегмент). Покровы сложены разновозрастными породами, часто сформированными в разных геологических обстановках. На моноклинальный характер залегания породных ассоциаций региона обратили внимание его первые исследователи и рассматривали его либо как запрокинутый на юго-запад синклинорий северо-западного простирания, либо как юго-западное крыло (моноклиналь) крупного синклинория.

Идею о покровно-складчатой структуре БПП впервые выдвинул Ю.В. Миллер [3] и позднее с коллегами детально обосновал ее в серии статей [2, 6].

Находки фрагментов зон меланжа [10, 14] в западной части пояса (район оз. Ниж. Котозеро, оз. Коржино) хорошо согласуются с данной моделью. Обломочная составляющая меланжа вблизи основания Чупинского покрова в районе оз. Ниж. Котозеро [10] представлена блоками метадиоритов, амфиболитов и глиноземистых гнейсов. Время формирования зоны оценивается как неоархейское, на основании того что массивы габброидов комплекса лерцолитов – габбронoритов. Котозерская зона меланжа интерпретируется как сохранившийся фрагмент зоны надвига в основании Чупинской тектонической пластины [10, 14].

В южной части Керетского зеленокаменного пояса в районе оз. Коржино выявлен еще один фрагмент зоны меланжа мощностью до 500 м [11]. Он имеет генеральное северо-восточное простирание и находит выражение в сейсмоотражающих поверхностях.

Обломочная часть меланжа представлена телами линзовидной формы, мощность которых варьирует от нескольких сантиметров до 300 м. Обломки представлены гранат-биотитовыми и (кианит)-гранат-биотитовыми гнейсами (парагнейсами), амфиболитами, биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами, мраморами и кальцифирами. Последние являются весьма экзотическими для БПП.

Матрикс меланжа представляет собой мигматизированный меланократовый гранат-биотит-амфиболовый гнейс, палеосома которого по составу отвечает кварцевому диориту.

Зона меланжа также сечется крупным массивом габбронoритов палеопротерозойского (2,43–2,44 млрд лет) комплекса лерцолитов − габбронoритов, что определяет его верхнюю возрастную границу.

Полученные данные позволяют дешифрировать общую структуру участка как элемент пологого пластического сдвига (надвига) с направлением транспорта вдоль линейности, по крыльям лежачих складок и контактам толщ, с небольшим З-СЗ левым смещением в плане.

Данай зона надвига идентифицируется на сейсмическом профиле 1-ЕВ в районе пикета 640. Она отчетливо проявлена до глубины 4 км как сейсмоотражающая поверхность полого погружающаяся на юго-восток (в данном разрезе), кроме того она трассируется до глубины не менее 10 км.

Неоархейские покровные структуры устанавливаются в пределах Керетского зеленокаменного пояса, а также северного окончания Тикшозерского, где располагается Ковдозерский геодинамический полигон [5].

В пределах последнего на основании детального структурного картирования [5] и изотопного датирования показано, что неоархейские (2,76-2,72 млрд лет) первичномагматические тоналитогнейсы залегают на зеленокаменных образованиях (2775 млн лет). Такое соотношение подразумевает значительные перемещения комплексов и наиболее правдоподобно объясняется с точки зрения покровной тектоники [6].

Не менее показательна в этом отношении структура Керетского зеленокаменного пояса. Наличие несогласия между породами майозерской СТА и нижележащими образованиями [12] наилучшим образом объясняется исходя из представлений о покровной тектонике [6].

Глубинное строение земной коры Беломорского подвижного пояса по данным сейсмических исследований по профилю 4В Кемь – Калевала – госграница (Глубинное…, 1999), характеризуется тем, что до глубины 25 км она насыщена полого погружающимися на восток сейсмоотражающими поверхностями и осложнена куполовидными структурами, граница Мохо выражена плохо [7, 9]. Такое строение хорошо согласуется с представлениями о покровной-складчатой природе БПП. Структура земной коры подвижного пояса значительно отличается от коры Карельского кратона отсутствием хорошо выраженной слоистости, характерной для зрелой континентальной коры [9]. Глубинное строение земной коры в пределах Керетского зеленокаменного пояса, как видно на сейсмическом профиле 1-ЕВ, на участке 555–655 км имеет ряд характерных особенностей, которые отличают ее от сопряженных территорий. Здесь на глубинах 2–8 км выделяется горизонт мощностью до 2 км, который может быть идентифицирован как коматиит-толеитовая стратотектоническая ассоциация зеленокаменного комплекса. Кроме того, только здесь на глубине 18 км выделяется верхняя граница горизонта мощностью 4–6 км, сложенного хорошо отражающими сейсмические волны породами. За пределами пояса нижний отражающий горизонт не фиксируется. Таким образом, имеющиеся геологические данные по данной территории очень согласуются с материалами сейсмического профилирования

Это отчетливо видно на сейсмических профилях Кемь-Калевала (4В) и Кемь- Тихвин (1 –ЕВ) [7, 9]. Породы БПП надвинуты на палеопротерозойские образовния Шомбозерской структуры по системе разломов,

Весьма примечательно также, что на сейсмическом профиле 1-ЕВ в районе пикета 640 отчетливо проявлена до глубины 4 км сейсмоотражающая поверхность, полого погружающаяся на юго-восток (в данном срезе), далее она трассируется до глубины не менее 10 км. Данная поверхность надежно идентифицируется как рассмотренный выше фрагмент зоны меланжа в район оз. Коржино, маркирующий, вероятно, границу неоархейских покровных пластин. Таким образом, существенную, а возможно, и решающую роль в формировании структуры БПП играют неоархейские (около 2,72-2,70 млрд лет) тектонические покровы. Однако велика роль и более молодых – палеопротерозойских надвигов.

В СВ борту Лехтинской структуры (рис.) фиксируется выход наиболее контрастной сейсмической поверхности профиля 1ЕВ. Эта поверхность не совпадает с границей основания Лехтинской структурой и отстоит от нее на расстояние около 10 км (районе пикета 740 км). Она полого погружаются на юго-восток и прослеживаются на глубину до 20 км (см. рис.). В районе исследований выходят слаборазгнейсованные гранитоиды, в которых установлена смена ориентировки гнейсовидностей: к северу от фиксируемой границы простирания гнейсовидности, метаморфической полосчатости, а также ориентировка тел метабазитов лежат в северо-восточных румбах, к югу – в северо-западных. В районе наблюдается хорошо выраженная линейность, которая имеет пологие юго-западные погружения, совпадающие с направлением погружения сейсмоотражающей поверхности.

Наряду с изменением структурного плана, происходит смена режима метаморфо-метасоматических изменений пород: в тектонической зоное, примыкающей к Лехтинской структуре нарастает степень мусковитизации, микроклинизации и катаклаза, появляется карбонатный минерал и в единичных случаях – гранат. Следовательно, наиболее контрастная сейсмическая поверхность на юго-западной границе БПП (в районе Лехтинской структуры) сопоставляется с лежачим крылом, по-дидимому, палеопротерозойский тектонической зоны, выраженной гнейсовидностью СЗ оринтировки.

Таким образом, существенную, а возможно, и решающую роль в формировании структуры БПП играют неоархейские (около 2,72-2,70 млрд лет) тектонические покровы, но наряду с ними широко проявлены и палеопротерозойские [2, 6, 8].

Палеогеодинамические реконструкции. Полученные данные позволяют выделить следующие главные стадии развития БПП в позднем архее [12]: 1) начальную (не позднее 2,88 млрд лет) – формирование океанического бассейна, реликтом которого является офиолитоподобный комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса; 2) раннюю субдукционно-аккреционную (2,8-2,78 млрд лет) – формирование двух разновозрастных (2,88-2,82 и 2,8-2,78 млрд лет) островодужных комплексов, составляющих основу ранней континентальной коры БПП; 3) позднюю субдукционно-аккреционную (2,74-2,72 млрд лет) – формирование островодужных комплексов, гранулитовых (супрасубдукционных) и эклогитсодержащего меланжа в зоне субдукции; 4) коллизионную (2,72-2,71 млрд лет) стадии с проявлениями покровной тектоники, метаморфизма повышенных давлений, мигматизации, эксгумацией эклогитсодержащего меланжа; 5) постколлизионную (2,71-2,6 млрд лет) стадию с коллапсом орогена, формированием массивов лейкогаббро, молассовидных комплексов.

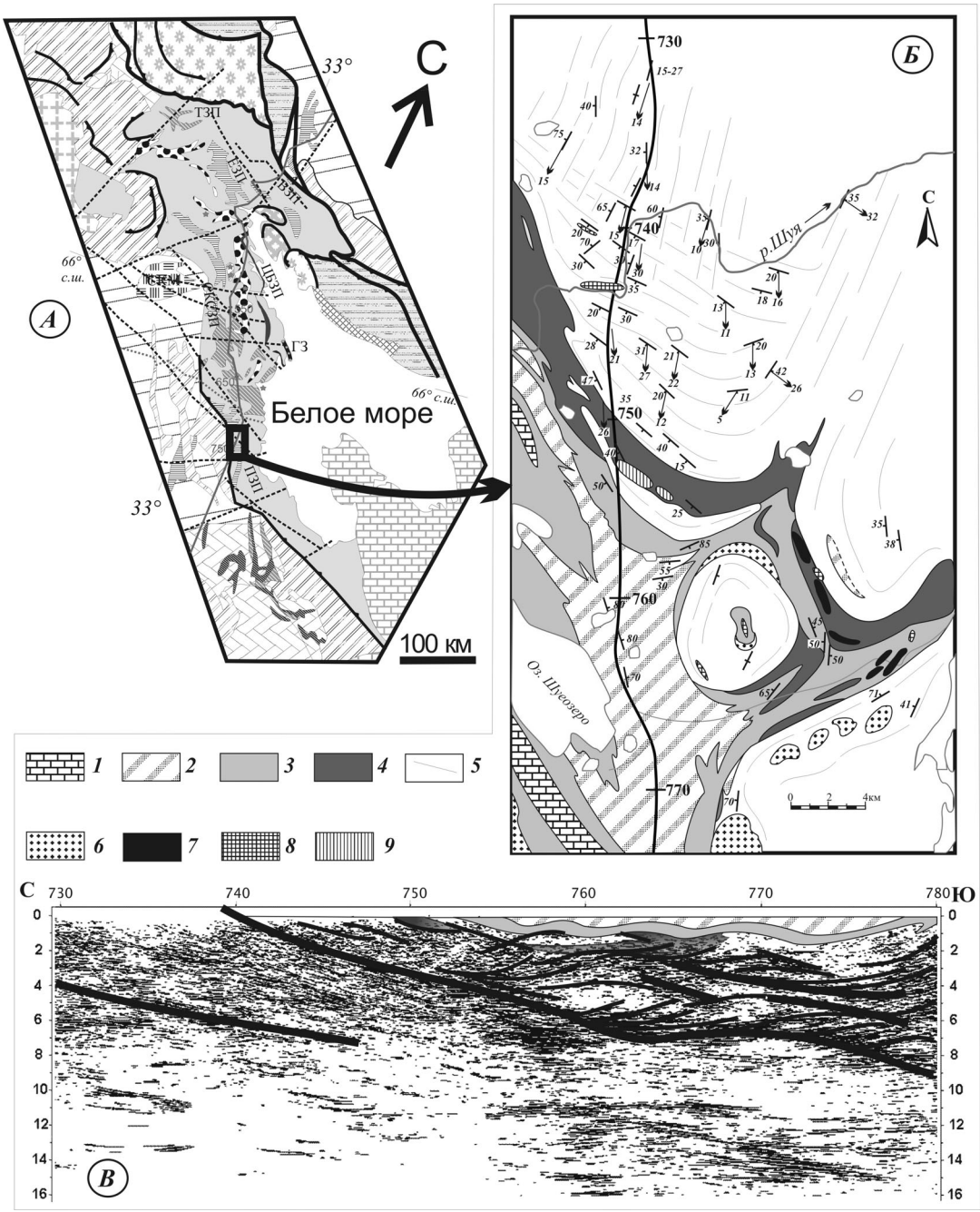

Схема геологического и глубинного строения зоны сочленения БПП и Карельского кратона в р-не СВ борта Лехтинской структуры:

А – местоположение участка [12]; Б – схема геологического строения северо-восточного борта Лехтинской структуры и ее обрамения (составил О.С. Сибелев); В – геологический профиль с использованием данных интерпретации сейсмического профиля 1ЕВ.

Условные обозначения. 1-3 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные образования: 1 – кварцитопесчаники, кварциты; 2 – кварцевые порфиры и кварцевые кератофиры, туфогенные сланцы; 3 – метапорфириты, миндалекаменные метабазальты, сланцы и амфиболиты; 4 – неоархейские метавулканиты: порфиробластические амфиболовые гнейсы и амфиболиты «пебозерского» типа; 5 – гранитоиды и гнейсограниты (стуктурными линиями показаны простирания гнейсовидности и метаморфической полосчатости); 6 – ортоамфиболиты; 7 – интрузии комплекса лерцолитов-габброноритов; 8 – серпентиниты; 9 – плагио-микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые граниты.

Последовательность основных стадий развития БПП в архее сопоставима с теми, которые фиксируются в фанерозойских орогенах [12], особенно если учесть, что около 2,5 млрд лет литосфера восточной части Фенноскандинавского щита подвергается деструкции – начинается формирование раннепротерозойской рифтогенной системы [1, 15].

Около 2,1 млрд лет назад земная кора БПП находилась в области влияния суперплюма, расположенного под восточной частью Фенноскандинавского щита и ответственного за формирование ятулийских платобазальтов и роев мафических даек Карельского архейского кратона, а также даек коронитовых габбро БПП.

В период примерно с 2,0 до 1,85 млрд лет БПП вовлекается в коллизионные и позднеколлизионные процессы, связанные с формированием Лапландско-Кольского орогена [1]. Позднесвекофеннские (1,85-1,74 млрд лет) термальные события в БПП могут быть связаны с позднеколлизионными процессами лапландской и свекофеннской орогении.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 06-05-64876).

ЛИТЕРАТУРА

1. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. докт. ...геол.-мин. наук. СПб. 2002. 32 с.

2. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М и др. Структура и метаморфизм Беломоро-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.

3. Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука. 1988. 144 с.

4. Миллер Ю.В. Тектоника области сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона // Геотектоника. 2002. № 4. С. 14–25.

5. Миллер Ю.В., Мыскова Т.А., Милькевич Р.И. Супракрустальные образования тектонических окон краевой части Карельского кратона (Северо-западное Беломорье) // Геотектоника. 2002. № 1. С. 13–28.

6. 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.

7. Минц М.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. и др Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 157–190.

8. Минц М.В., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М. Объёмная модель глубинного строения Карело-Беломорской области Фенноскандинавского щита: профили 1-ЕВ, 4В, FIRE-1 // Модели земной коры и верхней мантии. Материалы Межд. науч.-практ. семинара. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 115-119.

9. Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. и др. Процессы формирования раннедокембрийской коры Северо-Западной Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 109–143.

10. Сибелев О.С., Травин В.В., Степанова А.В. Котозерская зона тектонического меланжа (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. Вып. 5. С. 27–40.

11. Сибелев О.С., Кушкова Н.С., Анисимов П.Н. Тектонометаморфиты зон меланжа Беломорского подвижного пояса (на примере структуры р-на оз. Коржино) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 23-36.

12. Слабунов А.И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Феноскандинавского щита. Автореф. докт. дисс. М: ГИН РАН. 2005. 46 с.

13. Сыстра Ю.Й. Структурная эволюция Беломорид Западного Беломорья. Л.: Наука. 1978. 168 с.

14. Травин В.В. Котозерская тектоническая зона – сместитель позднеархейских покровов Беломорского подвижного пояса // Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы. Мат-лы межд. конф. Воронеж, 2002. С. 100–103.

15. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25.

ФОРМУЛЫ ШЛЕФЛИ ДЛЯ АНАЛИЗА ЗАКОНОВ ОРГАНИЗАЦИИ СТРУКТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ПОРОД

Смирнова Н.Л.

Московский государственный университет, г. Москва, snl194@mail.ru

Поскольку все системы подчиняются единым законам организации, то закономерности, проявляющиеся явно в одной системе могут быть выявлены в другой системе, где они проявляются латентно. Рассмотрение одних и тех же разномасштабных признаков, исследуемых разными дисциплинами, позволяет глубже изучить общность и различие явлений и фактов. Поверхность – универсальный признак. В частности поверхность природных объектов может быть полигональной. Более того, поверхность из точек может быть преобразова-