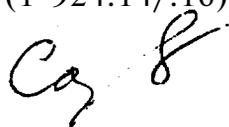


*на правах рукописи*

УДК 551.24:551.71 (1-924.14/.16)



**Слабунов Александр Иванович**

**ГЕОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА  
БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА  
ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА В АРХЕЕ**

Специальность: 25.00.01  
«Общая и региональная геология»

**АВТОРЕФЕРАТ**  
диссертации на соискание ученой степени  
доктора геолого-минералогических наук

Москва  
2005

Работа выполнена в Институте геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск.

**Официальные оппоненты:** доктор геолого-минералогических наук,  
профессор  
**Божко** Николай Андреевич  
(Геологический факультет МГУ, г. Москва)

доктор геолого-минералогических наук,  
член-корреспондент РАН  
**Глебовицкий** Виктор Андреевич  
(ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург)

доктор геолого-минералогических наук  
**Миц** Михаил Вениаминович  
(Геологический институт РАН, г. Москва)

**Ведущая организация:**

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты

**Защита состоится 28 апреля 2005 г. в 14<sup>30</sup> часов на заседании**  
диссертационного совета Д 002.215.01 по общей и региональной геологии,  
геотектонике и геодинамике при Геологическом институте РАН.

Адрес: 119011 Москва, Пыжевский пер., 7, ГИН РАН

Факс: (095) 9510443, (095) 9530760

С диссертацией можно ознакомиться в Отделении геологической литературы БЕН РАН по адресу: 119037 Москва, Старомонетный пер., 35, ИГЕМ РАН.

Автореферат разослан 21 марта 2005 г.

Ученый секретарь  
диссертационного совета Д 002.215.01  
кандидат геолого-минералогических наук



М.В. Лучицкая

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

**Актуальность исследований.** Изучение особенностей формирования континентальной коры и эволюции условий тектогенеза в истории Земли стоит в числе приоритетных задач геологии, так как определяет понимание фундаментальных закономерностей развития нашей планеты. Наиболее сложна для изучения ранняя история Земли, поэтому территории распространения архейских образований заслуживают особого внимания. Это тем более относится к Беломорскому подвижному поясу Фенноскандинавского щита, где в последние годы впервые в мире установлены неархейские эклогиты, найдены фрагменты мезо- и неархейской океанической коры, известны метавулканиды среднего и кислого состава, разнообразные метаосадочные образования, гранитоиды, а также проявления неархейского покровообразования и метаморфизма (раннего - умереннобарического и позднего - высокобарического). Таким образом, в силу сохранности уникального набора архейских структурно-вещественных комплексов в рассматриваемом регионе существуют благоприятные возможности для разработки геодинамической модели формирования древней (3,0-2,5 млрд. лет) континентальной коры и, соответственно, проведения сравнительного анализа тектогенеза в архее и фанерозое.

**Цель и задачи исследования.** Цель исследования - выяснение стадийности формирования континентальной коры в архее и разработка модели тектогенеза (на примере восточной части Фенноскандинавского щита) на базе синтеза новых материалов по геологии, тектонике, изотопной геохронологии, петрогеохимии архейских структурно-вещественных комплексов Беломорского подвижного пояса и сопряженных с ним структур.

Для реализации указанной цели последовательно решались следующие задачи:

- детальное геологическое картирование ключевых для геодинамических реконструкций территорий;
- петролого-геохимическое изучение главных структурно-вещественных комплексов и определение наиболее вероятного их генезиса;
- прецизионное (в ряде случаев с использованием ионного зонда NORDSIM) U-Pb по цирконам датирование реперных магматических и метаморфических образований;
- построение геодинамических моделей развития литосферы региона в архее;
- корреляция геологических процессов в восточной части Фенноскандинавского щита;
- сопоставление последовательности и длительности развития тектоносферы в архее и фанерозое.

**Научная новизна.** В Беломорском подвижном поясе Фенноскандинавского щита впервые установлены:

- архейские (2720 млн. лет) коровые эклогиты, указывающие на возможность в это время субдукции и последующей эксгумации коровых пород с больших глубин;
- фрагменты мезо- и неархейской океанической коры;

мезо- и неогархейские латеральные ряды структурно-вещественных комплексов, отражающих субдукционно-аккреционную стадию формирования литосферы.

Разработана модель формирования неогархейской аккреционно-коллизонной системы и показано, что последовательность и продолжительность ее развития сопоставима с эволюцией фанерозойских складчатых поясов (орогенов).

**Фактический материал.** В основу исследования положен оригинальный фактический материал, собранный за 23 года на севере Карелии и юге Мурманской области лично автором и коллективами, в составе которых он работал. Материал получен в рамках выполнения плановых научно-исследовательских работ Института геологии Карельского научного центра РАН. Значительный объем геохимических и геохронологических исследований пород Беломорского подвижного пояса выполнен совместно с учеными Лундского университета (Швеция) и ГЕОХИ РАН в рамках международного проекта в 1995-1997 гг. Принципиально важные данные по геологии, геохронологии и петрологии зеленокаменных и эколгитсодержащих комплексов региона были получены в 1997-2004 гг. во время реализации инициативных проектов РФФИ (№ 96-05-65283; 99-05-65607, рук. А.А. Щипанский; № 00-05-64295, 03-05-64010, рук. А.И. Слабунов).

Банк данных химического состава образцов горных пород, собранных автором, содержит результаты около 700 полных силикатных анализов, более 600 спектральных анализов на V, Cr, Ni, Co, Ti, Mn, выполненных в химической лаборатории ИГ КарНЦ РАН, более 300 рентгено-флюоресцентных анализов на редкие элементы, около 100 - на редкие и редкоземельные элементы, выполненных методом ICP-MS. Кроме того, было сделано около 300 микронзондовых определений состава минералов из метаморфических и магматических пород. Совместно с Е.В. Бибиковой (ГЕОХИ РАН) проведены геохронологические исследования 18 реперных объектов. Получены результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований 20 проб пород региона.

**Личный вклад автора.** По результатам детального геологического картирования, выполненного лично автором и при его непосредственном участии, проведения петрогеохимических и геохронологических исследований в Беломорском подвижном поясе Фенноскандинавского щита впервые выделен Керетский зеленокаменный пояс; совместно с В.С. Степановым (ИГ КарНЦ РАН) обосновано выделение Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, сложенного, главным образом, океаническими структурно-вещественными комплексами, а с группой А.А. Шипанского (ГИН РАН) - Ириногорского комплекса супрасубдукционных офиолитов. Автор организовал и принял непосредственное участие в детальном геологическом картировании, выборе объектов для геохронологических и петрологических исследований Гриндинского эколгитсодержащего комплекса, что позволило ему совместно с О.И. Володичевым (ИГ КарНЦ РАН) и Е.В. Бибиковой (ГЕОХИ РАН) собрать материалы, необходимые для доказательства существования архейских коровых эколгитов.

**Практическая значимость.** Выполненные при проведении исследования геологические карты-схемы были использованы при подготовке государствен-

ной геологической карты М1 :500 000 и могут служить основой для подготовки легенд новой серии геокарт М 1 :200 000. Предлагаемые модели формирования земной коры восточной части Фенноскандинавского щита могут быть использованы для оценки металлогенического потенциала региона.

**Публикации и апробация результатов исследования.** Результаты исследований отражены в 110 публикациях, в том числе 2 монографиях (в соавторстве), 48 статьях (в том числе 1 - в международном журнале, 11 - в академических рецензируемых журналах, 26 - в сборниках научных работ). Основные положения работы докладывались на: международной конференции «Типы и эпохи развития зеленокаменных поясов и их металлогения» (Петрозаводск, 1991), Всесоюзном совещании «Эволюция докембрийской литосферы» (Ленинград, 1991), международном семинаре «Докембрий южной части Канадского и восточной части Балтийского щитов» (Дулут, США, 1991), V Всероссийской школе «Структурный анализ кристаллических комплексов» (Санкт-Петербург, 1993), международном симпозиуме Ассоциации геологических обществ Европы «Докембрий Европы: стратиграфия, структурная эволюция и минерализация» (Санкт-Петербург, 1995), Всероссийском совещании «Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование» (Санкт-Петербург, 1995), международном совещании «Корреляция геологических комплексов Фенноскандии» (Санкт-Петербург, 1996), совещании «Эволюция земной коры в Северо-Атлантическом регионе в протерозое» (Гус-Бэй, Канада, 1996), 9 и 10-м Международных симпозиумах Европейского союза геологических наук (Страсбург, Франция, 1997, 1999), Всероссийском совещании «Докембрий Северной Евразии» (Санкт-Петербург, 1997), международном совещании «Беломорский подвижный пояс (геология, геохронология, геодинамика)» (Петрозаводск, 1997), 2-м, 3-м, 4-м, 5-м, 6-м рабочих совещаниях по международному проекту SVEKOLAPKO-EUROPROBE (Ламми, Финляндия, 1997, 1999, 2000, 2001, Репино, Россия, 1998), международной конференции «Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород» (Санкт-Петербург, 1998), международном симпозиуме по офиолитам (Оулу, Финляндия, 1998), XXXII тектоническом совещании «Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма» (Москва, 1999), международной конференции «Ранний докембрий: генезис и эволюция континентальной коры (геодинамика, петрология, геохронология, региональная геология)» (Москва, 1999), I Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты» (Москва, 2000), международном совещании «Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия» (Иркутск, 2001), 4-м международном симпозиуме по архею (Перт, Австралия, 2001), рабочем совещании по проектам EUROBRIDGE and SVEKALAPKO «Тектоника литосферных плит в архее и протерозое: геологические и геофизические данные» (Санкт-Петербург, 2001), Всероссийской научной конференции «Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков» (Москва, 2002), международной конференции «Проблемы

геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы» (Воронеж, 2002), IX Чтениях А.Н. Заварицкого «Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые» (Екатеринбург, 2003), II Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза» (Санкт-Петербург, 2003), 32-м Международном геологическом конгрессе (Флоренция, Италия, 2004).

### **Защищаемые положения:**

1. В Беломорском подвижном поясе Фенноскандинавского щита впервые выделены два архейских (2,88-2,83 и 2,8-2,78 млрд. лет) зеленокаменных комплекса и в их составе фрагменты океанической коры.

Впервые установлен мезоархейский латеральный ряд структурно-вещественных комплексов (вулканогенные образования - метаграувакки - породы океанической коры) и определена геодинамическая обстановка их образования (вулканическая островная дуга - преддуговой бассейн - океаническая структура). Эта комбинация сопоставима с системами на конвергентных границах литосферных плит западнотихоокеанского типа.

2. Впервые доказано существование архейских (2720 млн. лет) коровых эклогитов, находка которых является индикатором проявления в неoarхее субдукции и эксгумации коровых пород с больших глубин.

3. Латеральные ряды мезо- и неoarхейских структурно-вещественных комплексов Беломорского подвижного пояса маркируют субдукционно-аккреционные стадии развития коллизионной системы. Индикаторами неoarхейской коллизии являются тектонические покровы, метаморфические преобразования пород в условиях высоких давлений, купольный тектогенез и гранитообразование. Формирование 2,7-2,6 млрд. лет назад базитовых даек, массивов субщелочных гранитоидов, грубообломочных осадков является показателем позднеколлизионной стадии ее эволюции.

4. Развитие архейской тектоносферы в период 3,05-2,5 млрд. лет, отраженное в структурно-вещественных комплексах Фенноскандинавского щита, по последовательности главных событий и длительности сопоставимо с циклом Вилсона, а два эпизода в его рамках продолжительностью 200 и 300 млн. лет - с циклами Бертра.

**Объем и структура работы.** Диссертация состоит из введения, 7 глав, заключения и приложения. Текст изложен на 283 стр., работа проиллюстрирована 142 рис., 6 табл., список литературы содержит 590 источников (в том числе 256 - зарубежных). Структура работы подчинена обоснованию защищаемых положений. Во введении рассматриваются вопросы терминологии и обосновывается актуальность проблематики исследования. В 1 главе обсуждаются наиболее общие вопросы геологического строения главных тектонических подразделений восточной части Фенноскандинавского щита, содержащие архейские комплексы. Во 2-й и 3-й главах приводится фактический материал по геологии, петрогеохимии, геохронологии зеленокаменных, парагнейсовых и эклогитсодержащих комплексов Бело-

морского подвижного пояса, позволяющий обосновать 1-е и 2-е защищаемые положения, соответственно. В 4-й - 7-й главах рассматривается фактический материал по геологии, петрогеохимии, геохронологии гранитоидов (гл. 4), особенностям метаморфизма пород региона (гл. 5), тектонике (гл. 6), обсуждаются вопросы корреляции главных геологических процессов в архее восточной части Фенноскандинавского щита, авторские геодинамические модели, сравнивается последовательность и продолжительность формирования литосферы аккреционно-коллизийных систем в архее и фанерозое, что позволяет обосновать 3-е и 4-е защищаемые положения.

**Благодарности.** Автор выражает искреннюю благодарность Е.В. Бибиковой, О.И. Володичеву и В.С. Степанову за многолетнее всестороннее сотрудничество по изучению докембрия Фенноскандинавского щита, В.С. Федоровскому за партнерство и возможность знакомиться с творческой мастерской ученого; С.Б. Лобач-Жученко и Ю.В. Миллеру за оказание методической помощи в исследованиях архея, С. Богдановой, Р. Горбачеву, Ф.П. Митрофанову и **С.И. Рыбакову** за обсуждение актуальных проблем геологии и моральную поддержку исследований; А.Л. Шипанскому и А.В. Самсонову за плодотворное сотрудничество при исследовании северной Карелии и обсуждение полученных материалов; В.Н. Кожевникову, Ю.И. Сыстре и Е.В. Шаркову за консультации и обсуждение вопросов геологии докембрия; Т.И. Кирнозовой, А.З. Коваленко, **И.Н. Крылову** и О.В. Парфеновой за помощь в проведении аналитических работ и консультации по интерпретации результатов изотопных, геохимических, микрозондовых исследований. Автор благодарен коллегам, совместная работа или общение с которыми имели для него важное значение: Ю.С. Авакяну, НА. Арестовой, И.И. Бабариной, В.В. Балаганскому, Т.Б. Баяновой, М.И. Богиной, А.Б. Вревскому, К. Гиллену, М.З. Глуховскому, Л.С. Головановой, А.И. Голубеву, В.Л. Злобину, Т.И. Каулиной, А.Н. Конилову, С.П. Кориловскому, Н.Е. Король, А.Б. Котову, Л.В. Кулешевич, В.С. Куликову, В.В. Куликовой, В.А. Матреничеву, АД Ножкину, Л.Л. Перчуку, Е.С. Пржиялговскому, И.С. Пухтелю, В.Л. Робонену, О.М. Розену, А.И. Русину, **А.П. Светову**, С.Л. Светову, А.И. Световой, Л.П. Свириденко, О.С. Сибелеву, Е.В. Склярову, В.Д. Слюсареву, П. Сорьянену-Варду, М.М. Сгенарю, А.В. Степановой, Е.С. Терехову, В.В. Травину, О.М. Туркиной, В.П. Чекулаеву, В.В. Щипцову и Н.И. Щипцовой.

Большую помощь при оформлении работы оказывали сотрудники лаборатории петрологии и тектоники Института геологии КарНЦ РАН А.К. Карпова и Э.Т. Кравченко, за что автор выражает им признательность.

Автор благодарит РФФИ за финансовую поддержку (гранты № 96-05-65283; 99-05-65607, 00-05-64295, 03-05-64010) исследований, результаты которых легли в основу многих представленных материалов.

## ВВЕДЕНИЕ

Докембрийский период (от примерно 4,6 млрд. лет до 542 млн. лет) составляет 88% истории Земли и подразделяется на архейский и протерозойский зоны. В соответствии со шкалой геологического времени (GTS2004), рекомендованной Международным комитетом по стратиграфии (Gradstein et al, 2004), архей подразделяется на 4 эры: *эо-* (до 3600 млн. лет), *палео-* (3600-3200), *мезо-* (3200-2800) и *неоархейскую* (2800-2500), а протерозой на 3: *палео-* (2500-1600), *мезо-* (1600-1000) и *неопротерозойскую* (1000-542).

Типизация докембрийских структур пока не имеет единого подхода (Борукаев, 1985; Рундквист и др., 1994; Синицин, 1990), но, как правило, предполагает выделение архейских кратонов, докембрийских подвижных поясов, перикратонных бассейнов, зеленокаменных и парагнейсовых поясов. Эти термины часто не имеют однозначной трактовки. В данной работе используются следующие определения:

*Неоархейский кратон* — наиболее стабильная часть щита, консолидировавшаяся к концу архея и не подвергавшаяся значительной тектоно-термальной переработке в постархейское время.

*Докембрийский подвижный пояс* - относительно молодая часть щита, для которой характерно полициклическое развитие, проявление метаморфизма высоких ступеней, интенсивных деформаций, гранитизации (Синицин, 1990). Среди них выделяются пояса с новообразованной континентальной корой (например, Свекофеннский, Кетилдский) и с тектоно-термальной переработкой ранее образовавшейся коры (например, Беломорский, Лимпопо). Следует подчеркнуть, что термин не несет геодинамической нагрузки, так как структуры этого класса могут формироваться в различных обстановках (Божко, 1995; Рунквист и др., 1994).

*Зеленокаменный пояс* — относительно узкие области распространения метаморфизованных и деформированных вулканогенных, осадочно-вулканогенных и осадочных пород в пределах докембрийских щитов, окруженные и интродированные гранитоидами (Glossary..., 1995; Thurston, Ayres, 2004).

Достижения последних десятилетий в области аккреционной тектоники (Добрецов, 2001; Соколов, 2003 и др.) и успехи в изучении архейских комплексов Земли (Митрофанов, 2001; Хаин, 1993; Abbot, 2001; De Wit, 2001;) делают возможным использовать единую методическую основу для исследования значительной (в том числе архейской) части истории нашей планеты.

## ГЛАВА 1. Основные черты геологического строения и тектоническое районирование восточной части Фенноскандинавского щита

Континентальная кора, сформировавшаяся в архее, составляет большую часть восточной части Фенноскандинавского (Балтийского) щита (рис. 1, А). Здесь выделяются Карельская, Мурманская, Беломорская и Кольская структуры (провинции) (рис. 1). Две первые рассматриваются как неоархейские кратоны, а

\* Щит - часть платформы, лишенная осадочного чехла.

две другие - как подвижные пояса, архейские комплексы которых существенно преобразованы в палеопротерозое.

*Карельский неoarхейский краток* (или сокращенно - кратон) в структуре Фенноскандинавского щита составляет его ядро (Gail, Gorbatshev, 1987) и сложен, главным образом, архейскими гранитоидными, зеленокаменными и парагнейсовыми комплексами, менее распространены высокометаморфизованные (гранулитовые) образования. Первые занимают более 80% современного эрозионного среза. В составе кратона выделяется шесть относительно крупных террейнов: Водлозерский, Центральнo-Карельский, Западно-Карельский, Кианта, Иисалми, Рануа и несколько небольших: Помокаира, Роппи и Муонио (Лобач-Жученко и др., 2000; Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2004), которые различаются возрастом и составом слагающих их пород.

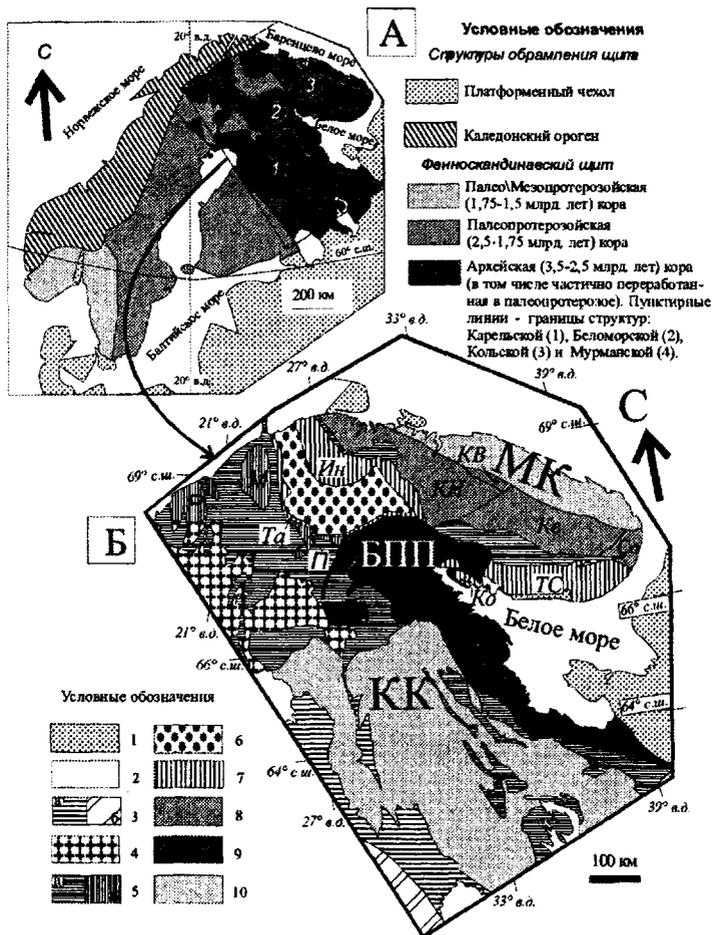
В Карельском кратоне гранитоиды представлены породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (i11) ассоциации, реже гранитами, диоритами, субщелочными гранитами, санукитоидами. Возраст гранитоидов варьирует от 3,5 до 2,68 млрд. лет. Самые древние (3,5-3,11 млрд. лет) из них принадлежат 111 ассоциации и выявлены в четырех террейнах. В составе кратона установлено, по крайней мере, четыре генерации зеленокаменных комплексов с возрастом: 3,05-2,9; 2,9-2,82; 2,8-2,75 и 2,75-2,65 млрд. лет (Зеленокаменные..., 1988; Лобач-Жученко и др., 2000; Samsonov et al., 1995). Возможно, что существует и пятая, самая ранняя генерация, с возрастом около 3,4 млрд. лет (Куликова, 1993; Пухтель и др., 1991). К наиболее древним образованиям кратона относится водлозерский гнейсовый комплекс (Лобач-Жученко и др., 1989), состоящий из гнейсов и двух групп амфиболитов. Гнейсы содержат одни из самых древних на щите цирконы - с возрастом  $3540 \pm 60$  млн. лет (Сергеев и др., 1990a), а также метаморфогенные генерации - с возрастaми 3,11, 2,86, 2,1-2,65, 2,5 млрд. лет. Около 2,5 млрд. лет назад структура прошла стадию кратонизации. Вместе с тем при детальнoм исследовании здесь устанавливаются структурные показатели деформаций и тектонического течения горных масс в палеопротерозое (Володичев, 2002; Колодяжный, 2004; Леонов и др., 2001; Сыстра, 1991).

*Мурманский неoarхейский кратон* (рис. 1) сложен разнообразными неoarхейскими (2,7-2,8 млрд. лет) гранитогнейсами и гранитоидами (Ветрин, 1984; Минц и др., 1996), реже габброидами. Sm-Nd систематика гранитоидов ( $\epsilon_{Nd} = 0,6 - - 0,3$ ;  $t_{DM} = 3,0-2,7$  млрд. лет) указывает на отсутствие среди них разностей с длительной коровой предысторией (Timmerman, Daly, 1995). Супракрустальные образования здесь установлены только в ксенолитах (Объяснительная..., 1994), которые обычно метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, вместе с тем в центральной части кратона описаны реликты гранулитовых минеральных парагенезисов (Петров и др., 1990).

Архейские образования кратона перекрываются палео- и неопротерозойскими осадочно-вулканогенными и осадочными образованиями и секутся палеопротерозойскими дайками базитов. Палеопротерозойские тектоно-термальные процессы не были интенсивными, о чем свидетельствует тот факт, что K-Ag и Ag-Ag изотопные системы в породах структуры не были существенно нарушены: на большей части кратона возраст амфиболов и мусковитов - 2650-2900 млн.

лет, хотя отмечается и 1650-1850 млн. лет (Геохронологические..., 1972; de Jong et al., 1996,1998). Эти данные позволяют интерпретировать структуру как неоархейский кратон.

**Кольский подвижный пояс (провинция)** (рис. 1) - это сложный тектонический ансамбль, сформировавшийся в палеопротерозое в связи с развитием Лапландско-Кольского орогена (Балаганский, 2002; Балаганский и др., 1998; Daly et al., 2001) или Кольского коллизии (Митрофанов и др., 1997; Geology..., 1995). В его строении принимают участие как в различной степени переработанные архейские, так и ювенильные палеопротерозойские комплексы. Он состоит из террейнов с различным строением и предьсторией: Центрально-Кольского, Лапландского, Умбинского, Терско-Стрельнинского, Инари, Колвицкого и Танаэля



(Балаганский, 2002). Наиболее полно архейские зеленокаменные, парагнейсовые, гранитоидные, дайковые комплексы представлены в Кольско-Норвежском, Колмозеро-Воронья, Кейвском и Сосновском блоках Центрально-Кольского террейна. Он рассматривался как Кольская гранулит-зеленокаменная (Митрофанов и др., 1986) или гранит-зеленокаменная (Докембрийская..., 1992) область, а его Кольско-Норвежский домен - как архейская гранулитогнейсовая область (Марков и др., 1987; Авакян, 1992). Беломорский подвижный пояс непосредственно граничит по системе палеопротерозойских (2,0-1,75 млрд. лет) разломов с Лапландско-Кольской (Балаганский, 2002; Daly et al., 2001; Geology..., 1995) коллизивной сутурой, террейнами Центрально-Кольским, Инари и Терско-Стрельнинским (рис. 1, Б). Два последних состоят как из неоархейских, так и из ювенильных палеопротерозойских пород. Кольский и Беломорский подвижные пояса являются элементами Лапландско-Кольского палеопротерозойского орогена (Балаганский, 2002; Daly et al., 2001).

*Беломорский подвижный пояс* располагается между Карельским кратоном и Кольской провинцией (рис. 1,2). Он характеризуется полициклическим развитием, неоднократными (как в архее, так и в протерозое) проявлениями интенсивных деформаций, высокобарического метаморфизма, гранитоидного и базитового магматизма (Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Степанов, 1981; Сыстра, 1978). Пояс хорошо выделяется в геофизических полях; в частности, характеризуется высокими значениями поля силы тяжести (Земная кора..., 1978). По сейсмическим данным, полученным в последнее время, границы пояса с Карельским кратоном на 3 - ЮЗ и с террейнами Кольской структуры на С - СВ представляют собой полого погружающиеся на СВ отражающие поверхности (Берзин и др., 2001; Глубинное..., 2001; Сейсмогеологическая..., 1998; Pilipenko et al., 1999). Обе границы интерпретируются как зоны палеопротерозойских надвигов,

**Рис. 1. А.** Схема тектонического районирования Фенноскандинавского щита.

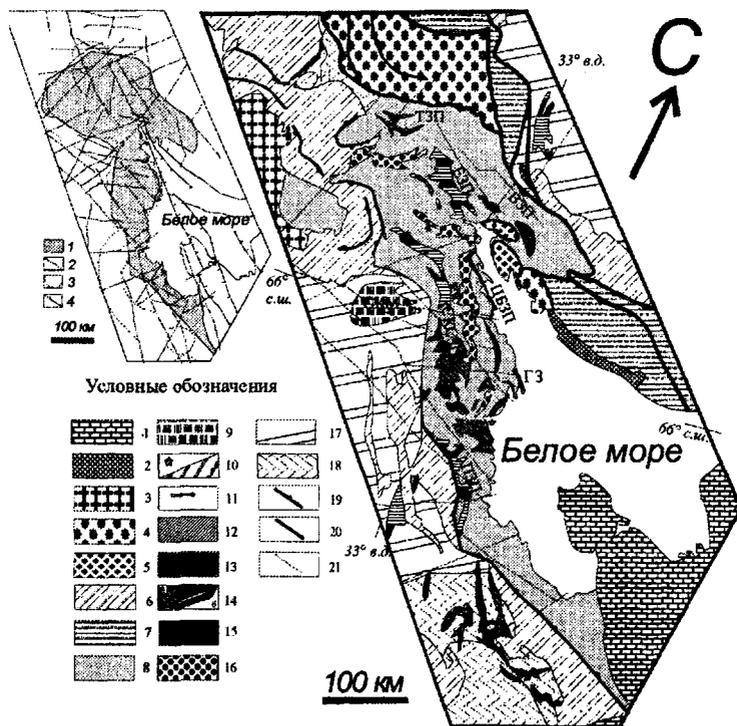
**Б.** Главные тектонические единицы восточной части Фенноскандинавского щита, сложенные архейскими структурно-вещественными комплексами (составлена с использованием: Балаганский, 2002; Геологическая..., 1996; Докембрийская..., 1992; Лобач-Жученко и др., 2000; Объяснительная..., 1994; Пожиленко и др., 2002; Gaal, Gorbatshev, 1987; Korsman et al., 1997; Koistinen et al., 2001; Sorjonen-Ward, Lukkonen, 2004):

1 - осадочный чехол из фанерозойских и неопротерозойских образований; 2 - каледонский ороген; 3-4 - Свекофенский палеопротерозойский (2,0-1,75 млрд. лет) ороген: 3 - комплексы: а) надвинутые на архейский фундамент, б) без признаков архейского фундамента; 4 - позднектонические гранитоиды (1,85-1,75 млрд. лет); 5 - архейские комплексы в области палеопротерозойского рифтогенеза: а - перекрытые осадочно-вулканогенными образованиями, б - выходящие в террейнах Помокаира (П), Муонио (М) и Ропи (Р); 6-9 - Кольский подвижный пояс: 6 - коллизивная сутура палеопротерозойского (2,0-1,91 млрд. лет) Лапландско-Кольского коллизивного орогена - Лапландский и Умбинский гранулитовые пояса; 7 - коллажи тектонических пластин, сложенных палеопротерозойскими и архейскими комплексами (террейны Инари (Ин) и Терско-Стрельнинский (ТС), Танаэльв (Та) и Колвицкий (Ко)); 8 - блоки, сложенные архейскими комплексами, неравномерно преобразованными в палеопротерозое (Кольско-Норвежский (КН), Кейвский (Ке), Колмозеро-Воронья (КВ), Сосновский (Со)); 9 - Беломорский подвижный пояс (БПП) - неоархейский коллизивный ороген, переработанный палеопротерозойскими процессами рифтогенеза и орогении. Границы структуры околтурены пунктирной линией; 10 - неоархейские кратоны: Карельский (КК), Мурманский (МК)

по которым Беломорский пояс надвинут на Карельский кратон (Минц и др., 2001), а на него, в свою очередь, надвинуты террейны Кольской провинции (Сейсмогеологическая..., 1998).

Слагающие Беломорский подвижный пояс образования - беломорский комплекс (серия) - до последнего времени традиционно рассматривались как древнейшие (саамские) глубокометаморфизованные осадочные и вулканогенные породы (Шуркин, 1962; Стенарь, 1987; Сыстра, 1991; Stenar, 1988).

Вместе с тем, существовало представление и об одновозрастности беломорской серии и лопийских (мезо- и неархейских) зеленокаменных образований Карельской гранито-зеленокаменной области (Богданов и др., 1964, Робонен, 1974 и др.). Именно оно получило подтверждение, когда были получены первые результаты U-Pb по цирконам датирования пород Беломорья (Тугаринов и др., 1970) и особенно при более детальных работах геологов и геохронологов (Бибикова, 1989; Бибикова и др., 1993; 1995; 1999, 2001, 2004; Кожевников, 1992, 2000; Лобач-Жученко и др., 1993, 1995; Слабунов, 1993; Степанов, Слабунов, 1989; Тугаринов, Бибикова, 1980; Bogdanova, Bibikova, 1993).



Совокупность имеющихся в настоящее время данных позволяет интерпретировать структуру Беломорского подвижного пояса как сложный тектонический коллаж (Миллер, 1997; Миллер, Милькевич, 1995, Миллер и др., 2002), состоящий из отдельных пластин, которые сложены разновозрастными породами, часто сформированными в разных геологических обстановках. В северной части пояса, известной как Енский район (Горлов, 1967), преобладают палеопротерозойские покровы (Миллер, Милькевич, 1995), в центральной части - Чупино-Лоухском районе сохранились неoarхейские. Находки здесь фрагментов зон неoarхейского меланжа (Сибелев и др., 2002; Травин, 2002) хорошо согласуются с покровной моделью.

Структура Беломорского подвижного пояса была существенно усложнена в палеопротерозое (Балаганский, 2002; Володичев, 1990; Колодяжный, 2004; Сыстра, 1991). Наблюдаемая в настоящее время его граница со смежными структурами окончательно сформировалась в палеопротерозое (Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Минц и др., 2001; Slabunov, 2001 и др.). Этот вывод хорошо согласуется со структурно-геологическими данными (Сыстра, 1991) и результатами изучения U-Pb возраста сфенов и рутилов в восточной части Фенноскандинавского щита (Бибикина и др., 1999a; Bibikova et al., 2001). Последние показали, что все изученные сфены

Рис. 2. Схема распространения архейских структурно-вещественных комплексов Беломорского подвижного пояса и сопряженных структур (составил А.И. Слабунов по материалам В.С. Степанова, СБ. Лобач-Жученко, ОИ. Володичева, Л.В. Кулешевич с использованием: Балаганский, 2002; Вулканизм..., 1981; Геологическая..., 1995; Миллер, Милькевич, 1995; Миллер, 2002; Объяснительная..., 1994; Сыстра, 1991; Evins et al., 2002; Juopperi, Vaasjoki, 2001; Koistinen et al., 2001):

1 - фанерозойские осадочные образования; 2 - неопротерозойские осадочные 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; 8-18 — архейские образования: 8 - гранитоиды (2,83-2,58 млрд. лет); 9 - сануитоиды (2,74-2,72 млрд. лет) Северо-Карельского массива (СКМ); 10 - высокометаморфизованные (гранулитовые) комплексы (2,73-2,72 млрд. лет), звездочкой показаны места, где установлены реликты этих гранулитов; 11 - эколгитсодержащий микстит Гридинской зоны (ГЗ); 12-15 - нео- и мезоархейские зеленокаменные комплексы (буквами обозначены главные зеленокаменные пояса и их системы: ЕЗП - Енский, СКЗП - Северо-Карельская, ТЗП - Туллипо, ПЗП - Пезозерский, ВЗП - Воче-Ламбинский, ЦБЗП - Центрально-Беломорский) с возрастом: 12 - 2,75-2,68 млрд. лет, 13 - 2,8-2,75 млрд. лет; 14 - 2,9-2,85 млрд. лет (а - СКЗП, ТЗП и др.; б - ЦБЗП); 15 - 3,1-2,9 млрд. лет; 16 - Чупинский парагнейсовый комплекс (2,9-2,82 млрд. лет); **17-18** — гранитоиды Карельского неoarхейского кратона с возрастом: 17 - 2,9-2,7 млрд. лет (Центрально-Карельский домен); 18 - 3,2-2,7 млрд. лет (домены Водлозерский и Помокаира); 19-21 - разрывные нарушения: 19 - палеопротерозойские надвиги; 20 - разломы; 21 - предполагаемые разломы, дешифрируемые на космических снимках.

На врезке. Схема дешифрирования космоснимков территории Беломорского подвижного пояса и смежных районов (с учетом материалов: Балуев и др., 2000; Пржиялговский, 1991; Терехов, 1987; Przhijlgovski, Terezhov, 1987): 1 - Беломорский подвижный пояс; 2 - линеаменты - предполагаемые разломы; 3 - кольцевые структуры; 4 - фанерозойские сбросы рифтовых грабенов

из пород Беломорского подвижного пояса имеют возраст 1,92-1,75 млрд. лет, а из Карельского кратона - 2,87-2,65 млрд. лет. Это свидетельствует о том, что последний в отличие от Беломорского пояса не испытывал начиная с 2,65 млрд. лет термального воздействия выше температуры закрытия U-Pb изотопной системы сфенов (Бибикова и др., 1999а).

В составе Беломорского подвижного пояса, сложенного преимущественно мезо-неоархейскими разгнейсованными, мигматизированными гранитоидами, существенная роль принадлежит глубокометаморфизованным зеленокаменным и парагнейсовым комплексам. Среди них выделяются три разновозрастных зеленокаменных (два из которых выделены в последнее время (Слабунов, 2000; Ранний..., 2003)) и два парагнейсовых.

Одним из характернейших и своеобразных типов пород Беломорского подвижного пояса являются палеопротерозойские друзиты. Среди них выделяются, по крайней мере, три разновозрастных комплекса (Степанов, 1981): габбро-анортозитов (около 2,44 млрд. лет, Alexejev et al., 2000), лерцолитов-габброноритов (2,44-2,41 млрд. лет, Ефимов, Каулина, 1997; Слабунов и др. 2000; Bogdanova, Bibikova, 1993) и коронитовых габбро (2,11 млрд. лет, Степанова и др., 2002).

## **ГЛАВА 2. Архейские зеленокаменные и парагнейсовые комплексы Беломорского подвижного пояса (геология, петрогеохимическая характеристика, геохронология и геодинамическая интерпретация)**

На современном эрозионном срезе зеленокаменные и парагнейсовые комплексы занимают примерно 17% площади Беломорского подвижного пояса. Они слагают зеленокаменные (Воче-Ламбинский, Енский, Керетский, Пибозерский, Тикшозерский, Тулпио и Центрально-Беломорский) и парагнейсовый (Чупинский) пояса (рис. 2). Первые из них сложены преимущественно метаморфизованными вулканитами, осадочно-вулканогенными, осадочными (в подчиненном количестве) субвулканическими образованиями, среди них устанавливаются тела близких по возрасту габброидов, дунитов-перидотитов. Парагнейсовые пояса сложены, главным образом, метаморфизованными граувакками с редкими прослоями метадацитов и амфиболитов. В работе дано описание всех указанных выше зеленокаменных и парагнейсовых поясов.

**Керетский зеленокаменный пояс** входит в состав Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов (СКСЗП) и сложен двумя разновозрастными зеленокаменными комплексами (Слабунов, 2001; Ранний..., 2003): керетьозерским (2,88-2,83 млрд. лет) и хизоваарским (2,8-2,78 млрд. лет), при этом первый резко преобладает.

*Керетьозерский комплекс* состоит из трех картируемых стратотектонических ассоциаций (СТА) или свит: верхнекумозерской, хаттозерской, майозерской (Слабунов, 1990), представленных соответственно породными ассоциациями коматитит-толеитовой, дифференцированной андезибазальт- андезит-риолитовой и андезибазальт-базальтовой.

*Коматиит-толеитовая ассоциация.* Метабазальты резко преобладают в ее составе. Они относятся, главным образом, к толеитам натрового ряда. На бинарных диаграммах MgO - окислы фигуративные точки их составов образуют, тренд близкий к феннеровскому (Слабунов, 1993). Содержание в них P3Э в 8-14 раз выше, чем в хондрите, график распределения P3Э имеет недифференцированный вид, с Ей минимумом.

Формирование пород толеитовой серии проходило преимущественно в мало-глубинных камерах в ходе фракционной кристаллизации первичных выплавок, имевших состав, близкий к коматиитовым базальтам (Слабунов, 1993).

Породы коматиитовой серии в данной ассоциации по особенностям состава P3Э (уровень содержания в наиболее сохранившихся разностях тяжелых P3Э в 3 раза превышает хондритовый уровень, а легких - в 10, крайне слабо выражен Ей минимум) относятся к коматиитам типа Ш, группы I b (Вревский, 2000). Породы такого состава могли образоваться в мантийном плюме при плавлении недепле-тированного безгранатового мантийного субстрата на глубине 75-120 км с последующим фракционированием, главным образом, оливина. Обогащенность коматиитов легкими P3Э, вероятно, связана с особенностями состава мантийно-го источника (Вревский, 2000, 2001).

Наиболее вероятно, что коматиит-толеитовая породная ассоциация зеленокаменного комплекса сформировалась в океанической обстановке под воздействием мантийного плюма.

*Дифференцированная андезибазальт-андезит-риолитовая ассоциация* наиболее широко распространена в пределах пояса. Она выделяется как хаттомозерская СТА. U-Pb возраст цирконов из метатупфов андезитового состава -  $2877 \pm 45$  млн. лет, а метадацита некковой фации -  $2829 \pm 30$  (Бибикова и др., 1999б), что и позволяет оценить время ее формирования — 2,88-2,83 млрд. лет.

В вулканитах часто сохраняются реликты агломератовой, полосчатой текстур, что позволяет надежно идентифицировать породы как туфы, кроме того, отмечаются лавовые и некковые фации. На классификационных петрохимических диаграммах фигуративные точки составов находятся, главным образом, в поле известково-щелочных средне-кислых вулканитов калиево-натрового и натриевого рядов. Преобладают андезиты и дациты.

Спектр распределения P3Э в породах рассматриваемой ассоциации резко дифференцированный ( $(La/Yb)_N \approx 10-30$ ; содержания легких P3Э превышают хондритовый уровень в 50-100 раз, средних - в 12-30 раз, а тяжелых - в 6-8 раз для андезибазальтов и андезитов и около 4 - для дацитов. Ей минимум выражен слабо. Графики распределения нормированных содержаний редких элементов (рис. 3) в породах рассматриваемой ассоциации и типичных современных островужных вулканитов весьма сходны, включая наличие Nb минимума.

Изотопный состав Nd в метаандезите рассматриваемой ассоциации ( $\epsilon_{Nd}(2,85 \text{ млрд. лет}) = +2,8$ ;  $t_{DM} = 2800$  млн. лет) свидетельствует о ювенильной природе вулканитов и отсутствии контаминации более древним коровым веществом.

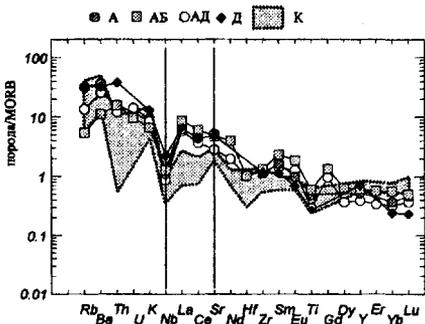


Рис. 3. Нормированные по базальтам срединно-океанических хребтов (MORB) содержания элементов в вулканитах андезибазальт-андезит-риолитовой ассоциации Керетского зелено-каменного пояса:

А - андезит, АБ - андезибазальт, АД - андезидацит, Д - дацит; К - андезибазальты, андезиты и риолиты Курило-Камчатской островной дуги (Фролова, Бурикова, 1997)

Сопоставление состава хаттомозерских вулканитов со средне-кислыми вулканитами современных субдукционных систем показывает, что наибольшее сходство они обнаруживают с известково-щелочными породами развитых островных дуг (Петрология..., 1987; Фролова, Бурикова, 1997).

*Андезибазальт-базальтовая ассоциация* и прослои метаграувакк (редко - метаморфизованных Fe кварцитов) среди них образуют майозерскую СТА. Метавулканиты толщи по петрохимическим характеристикам относятся, главным образом, к толеитам натриевого и калий-натриевого ряда, вместе с тем в этой ассоциации значима роль андезибазальтов известково-щелочной серии. В составе СТА выделяются тела ультрабазитов (метакоматиитов).

Формирование базальтоидов такого состава могло происходить путем кристаллизационной дифференциации умеренно-магнезиальных базальтовых расплавов в разноглубинных магматических камерах, одна из которых была относительно малоглубинной, а вторая располагалась на глубинах не менее 22 км (Слабунов, 1990).

Содержание РЗЭ в метабазальтах в 8-20 раз превышает хондритовый уровень, график распределения РЗЭ имеет недифференцированный вид, но с резко выраженным Ей минимумом и относительно высоким содержанием Sm, Eu и ТЬ.

Для решения вопроса о геодинамической обстановке формирования вулканитов важное значение имеет состав метаосадков, с которыми они ассоциируют (Кожевников, 2000; Eriksson et al., 1998). Среди базальтоидов майозерской ассоциации картируются горизонты парагнейсов (Слабунов, 1993). Они не сохранили реликты первичноосадочных структур, в них плохо выражены осадочные текстуры, поэтому типовая генетическая классификация осадочных пород к ним не применима, но может быть использована петрохимическая (Неелов, 1980; Предовский, 1980; Юдович, Кетрис, 1986; Pettijohn et al., 1973).

На классификационной диаграмме  $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \lg(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$  (Pettijohn et al., 1973) фигуративные точки составов парагнейсов находятся в поле граувакк. Проведенные расчеты показывают, что они могли образоваться за счет смешения поступающего из области сноса материала, в составе которого присутствуют обломки, отвечающие по составу базальтам (около 50% в составе смеси), кислым вулканитам (45%) и коматиитам (до 5%).

Положение фигуративных точек составов майозерских метаосадков (граувакк) на дискриминационных диаграммах Th-Co-Zr, La-Th-Sc, Th-Sc-Zr и Th-La (Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986) соответствует, главным образом, полям осадков, формирующихся в обстановках океанических островных дуг, реже континентальных островных дуг.

Таким образом, совокупность данных о составе пород майозерской СТА, включающей вулканиты андезибазальт-базальтовой ассоциации и граувакки, свидетельствует о формировании ее во фронтальной части вулканической островной дуги, возможно, субсинхронно с дифференцированной андезибазальт-андезит-риолитовой ассоциацией.

*Хизоваарский зепенокаменный комплекс.* Стратотектонический разрез хизоваарского комплекса (Бибикова и др., 2003а; Кожевников, 1992, 2000; Щипанский и др., 1999) включает четыре СТА (снизу вверх): андезит-бонинит-базальтовую (или нижнюю мафическую), осадочно-вулканогенную, среднекислых вулканитов и базитовую. Породы первой, мощностью 100-1000 м, слагают северную часть структуры и залегают в основании комплекса. В ее составе выделяются (снизу вверх): гипербазиты (перидотитовые кумуляты); метабазальты толеитовой серии; коматииты, высокомагнезиальные и коматиитовые базальты; прослой (мощностью 0,5-1 м) метабонинитов; высокотитанистые ферробазальты; однородные и миндалекаменные андезибазальты и андезиты толеитовой и известково-щелочной серий. Время формирования нижней СТА - около 2,8 млрд. лет, так как она сечется маломощными (до 5 м) субвулканическими телами риодацитов, а также трондjemитами массива вдоль северного обрамления структуры с возрастом  $2799 \pm 67$  млн. лет (Кожевников, 1992; Чекулаев и др., 1994),  $2804 \pm 7$  млн. лет (Бибикова и др., 2003а), соответственно, а U-Pb возраст наиболее ранних метаморфогенных цирконов из андезитов -  $2777 \pm 5$  (до  $2783 \pm 36$ ) млн. лет (Бибикова и др., 2003а).

В основании *осадочно-вулканогенной СТА* задокументировано стратиграфическое несогласие с корой выветривания (Кожевников, 2000; Thurston, Kozhevnikov, 2000). На метаандезитах залегают маломощный (до 10-30 м) прослеживающийся на несколько км горизонт кварцитов. Первичноосадочная природа последних надежно доказана (Кожевников, 2000) благодаря находкам бугристой косой слоистости, знаков ряби, грубообломочных текстур. Предполагается, что они сформировались в морском бассейне в обстановке развитой островной дуги.

Главная часть ассоциации представлена тонкополосчатыми (кианит)-биотит-мусковитовыми сланцами, образовавшимися по осадочным и туфогенно-осадочным породам и фациально связанным с ними вулканитам, представленным туфами, лавами, туфобрекчиями кислого состава, а частично по ритмично-градационным риолитовым туфотурбидитам (Кожевников, 1992, 2000). Другие исследователи (Бибикова и др., 2003а) считают, что протолитом этих сланцев являются терригенно-осадочные породы. Среди них установлены маломощные прослои углеродсодержащих разностей.

СТА *средне-кислых вулканитов* сложена андезитами, дацитами и риодацитами лавовой, туфогенной, в том числе с агломератовыми текстурами (Рыбаков, Мельянцева, 1986), и субвулканической фаций, среди которых выделяются горизонты углеродсодержащих сланцев, хемогенных осадков и железистых кварцитов. Наличие таких типов осадков указывает на мелководные условия бассейна, в котором происходило формирование толщи. U-Pb возраст магматической генерации циркона из дацита -  $2778 \pm 21$  млн. лет, который отвечает времени дацитового вулканизма (Бибикина и др., 2003а). Мощность толщи до 500 м.

Наиболее высокое положение в стратотектонической колонке занимает толща метабазалтов с шаровой текстурой, среди которых спорадически отмечены пластовые тела ультраосновного состава. Метабазалты залегают на нижележащих породах с угловым несогласием (Сыстра, Скорнякова, 1986), которое, вероятно, имеет тектоническую природу. Мощность толщи достигает 300 м.

Образования хизоваарского комплекса Керетского зеленокаменного пояса маркируют позднюю (около 2,8-2,78 млрд. лет) субдукционно-аккреционную стадию развития земной коры Беломорской структуры.

**Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс** - это узкая линейная структура, имеющая генеральное СЗ простирание с падением на СВ и сложенная метабазами (амфиболитами) и ультрабазами с редким прослоями и линзовидными телами орто- и парагнейсов, анортозитов. Пояс прослеживается с СЗ на ЮВ примерно на 150-160 км при ширине 0,5-3,0 км. В его составе выделяется четыре структуры: Серякская, Нигрозерская, Лоухско-Пиземская и Нижемско-Оленьеоостровская (Слабунов, 1994; Slabunov, Stepanov, 1998). На схеме геологического строения территории (рис. 2) отчетливо видно азимутальное несогласие между рассматриваемой структурой и Чупинским парагнейсовым поясом, которое рассматривается как результат покровообразования (Миллер, 2002; Миллер, Милькевич, 1995).

Серякская структура пояса - это наиболее хорошо сохранившийся, обогащенный и изученный (Балаганский и др., 1986; Дук, 1967; Миллер, Милькевич, 1995; Степанов, 1983; Степанов, Слабунов, 1989; Хок, Миллер, 1993) его элемент. Она прослеживается более чем на 70 км. В р-не оз. Серяк среди амфиболитов установлено самое крупное (мощностью до 300 м) тело ультрамафитов. В амфиболитах не установлены реликты первичных текстур, поэтому их типизация проводится по петрографическим и петрогеохимическим особенностям. Выделяются амфиболиты, слагающие тела дайкообразной формы.

Возраст формирования базит-гипербазитового комплекса определяется тем, что в его составе установлены тела метатрондьемитов толеитовой серии, U-Pb возраст которых (по цирконам) -  $2878 \pm 13$  млн. лет (Бибикина и др., 1999б). Кроме того, этот комплекс интродуцирован телами диоритов, возраст которых -  $2,85 \pm 0,01$  млрд. лет (Borisova et al., 1997).

Амфиболиты Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса по особенностям химического состава отвечают, главным образом, базальтам толеитовой серии, среди них отмечаются как высокожелезистые, так и высокомагнезиальные разновидности (Бибикина и др., 1999; Лобач-Жученко и др., 1998; Степанов, Слабунов, 1989). По характеру распределения РЗЭ среди них выделяются три разновидности: одна - с недифференцированным спектром и две - с дифференцированным (одна с низким содержанием ТРЗЭ - вторая группа, а другая - с высоким - третья группа). Метабазальты первой группы близки по составу к базальтам срединно-океанических хребтов, но среди них отмечены разновидности, обедненные ТРЗЭ и другими высокозарядными элементами, что характерно для толеитов океанических плато. Аналогичные особенности имеют базиты некоторых типичных офиолитовых комплексов (Saveliev et al., 1999). Базальты второй группы сопоставимы с базальтами океанических островов. Породы третьей - являются метасоматически измененными разновидностями.

Sm-Nd систематика метабазальтов пояса ( $\epsilon_{Nd}$  (2,85 млрд. лет) = + 2,3 до + 4,6) свидетельствует об отсутствии контаминации древним коровым веществом протолита этих пород, что также согласуется с предположением об их формировании в океанической обстановке.

Гипербазиты рассматриваемого пояса представлены аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, метаортопироксенитами и горнблендитами. В серпентинитах сохраняются зерна оливина (85-81% *F6*) ортопироксена (89-85% *En*), шпинели (железистый феррихромит с 21%  $Cr_2O_3$ ). Оливины из гипербазитов оз. Серая сопоставимы по составу с оливинами кумулятивных перидотитов габброидного комплекса офиолитов и с оливинами глубинных кумулятивных перидотитов (Степанов и др., 2003).

Тренды изменения состава большей части ультрамафитов пояса в координатах MgO - петрогенные окислы, Ni, Cr, Zr аналогичны ультрамафитам типовых офиолитовых комплексов фанерозоя и палеопротерозоя (Магматические..., 1988; Peltonen et al., 1998).

По содержанию РЗЭ среди гипербазитов выделяются три разновидности (рис. 4). Обращает на себя внимание наличие среди них разновидностей с U-образным распределением РЗЭ. Породы такого состава встречаются в ультрамафитах офиолитовых комплексов Урала, Новой Каледонии (Магматические..., 1988), Йормуа (Peltonen et al., 1998) и связываются с неравновесным плавлением мантийного вещества в разноглубинных условиях (Магматические..., 1988; Prinzhofer, Allegre, 1985).

Sm-Nd изотопные характеристики гипербазита рассматриваемой ассоциации ( $\epsilon_{Nd}$  (2,85 млрд. лет) = +1,9) исключают коровую контаминацию и указывают на их формирование за счет деплетированной мантии (DePaolo, 1988), что согласуется с представлениями о принадлежности их океанической коре.

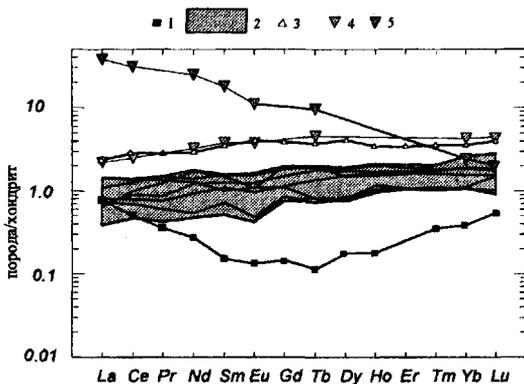


Рис. 4. Нормированные по хондриту (Sun, 1982) содержания РЗЭ в гипербазитах Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса:

1-3 - р-на оз. Серяк: 1 - обр. С-2800-2, 2 - 7 образцов; 3 - обр. С-1833-11; 4 - р-н м. Киндо, 5 - р-н оз. М. Ворчиное (Лоухско-Пиземская струкура)

Таким образом, базит-гилербазитовый комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса сопоставим по петрогеохимическим и изотопным (Sm-Nd) характеристикам с аналогичными породами океанических структурно-вещественных комплексов и офиолитов. Он может рассматриваться как фрагмент мезоархейской океанической коры.

**Чупинский парагнейсовый пояс** прослеживается в центральной части Беломорского подвижного пояса с ЮВ на СЗ более чем на 200 км при ширине от 0,1 до 30 км и имеет, вероятно, продолжение на СЗ (рис. 2). Он рассматривается как неоархейский покров (Миллер, Милькевич, 1995; Миллер, 2002).

Пояс сложен мигматизированными гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами, среди которых отмечаются линзовидные тела мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов - реликты наименее измененных первичносадных пород и реже метадацитов, а также прослои амфиболитов. Петрохимические особенности метаосадков (гнейсов), в частности обогащенность Ni, V, Co, Cr, дают основание реконструировать их как метаграувакки, сформировавшиеся за счет разрушения кислых (дацитов), основных и ультраосновных пород (Ручьев, 2000; Мыскова, 2001; Мыскова и др., 2000,2003).

Время формирования метаосадков, по которым образовались гнейсы Чупинского пояса, оценивается по результатам прецизионного датирования различных генераций циркона в 2,9-2,82 млрд. лет (Бибикова и др., 2004).

Метаграувакки Чупинского пояса образовались в преддуговой бассейне островодужной системы 2,9-2,82 млрд. лет назад. Обращает на себя внимание тот факт, что примерно в это же время формировались островодужные вулканы керетьозерского зеленокаменного комплекса и близкий возраст имеют океанические породы, установленные в Центрально-Беломорском зеленокаменном поясе.

**Тикшозерский зеленокаменный пояс** входит в состав Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов и, в свою очередь, состоит из

отдельных структур: Каликорвинской, Кичанской, Мошинской, Ириногорской, Челозерской. Все они сложены образованиями хизоваарского зеленокаменного комплекса (Ранний..., 2003).

*Ириногорская структура* расположена в южной части Тикшозерского зеленокаменного пояса. Многие части структуры хорошо обнажены, и распространенные здесь толщи, сложенные разнообразными сланцами, гнейсами и амфиболитами, послужили основанием для выделения ириногорской свиты тикшозерской серии (Кратц, Демидов, 1963; Гилярова, 1969) лопия (Геология..., 1987). Современные представления о строении территории, составе и природе слагающих ее пород, базируются на исследованиях коллективов, возглавляемых В.Н. Кожевниковым (Кожевников, 1992, 1999, 2000; Кожевников, Белоусов, 1987 и др.) и А.Н. Щипанским (Бабарина и др., 2000; Щипанский и др., 1999; Schipanskiy et al, 2002).

В Ириногорской структуре в составе хизоваарского комплекса выделяется 6 СТА: средне-кислых вулканитов, супрасубдукционных офиолитов, базальтовая, метаграувакковая, грубообломочная, осадочно-вулканогенная (Кожевников, 1992, 2000; Кожевников и др., 2003; Щипанский и др., 1999).

Данные о *СТА супрасубдукционных офиолитов* особенно важны для геодинамических построений. Детальное картирование Ириногорской структуры в р-не г. Ирингора (Щипанский и др., 2001) подтвердило сделанные ранее выводы (Кожевников, 1992) о принадлежности этой толщи хизоваарскому комплексу. Кроме того, здесь установлены (Щипанский и др., 2001) сохранившиеся признаки офиолитовой псевдостратиграфии, включая фрагменты габбрового комплекса, комплекса параллельных даек (с фрагментами полудаек и переходом дайкового комплекса в лавовый) и лавового комплекса (подушечные и массивные лавы, гиалокластика).

В основании офиолитового комплекса устанавливается тектонический меланж, залегающий на СТА средне-кислых вулканитов (островодужных метавулканитах андезит-дацит-риолитового состава). Представляется, что офиолитовая пластина была надвинута на аккретированные островодужный (возраст - около 2782 млн. лет, Бибикова и др., 2004) и троговый комплексы, на нее, в свою очередь, надвинута пластина, сложенная базальтами (Щипанский и др., 2001).

Многие вулканиты и интрузивные образования офиолитового комплекса принадлежит бонинитовой серии и по своим петро- и геохимическим характеристикам аналогичны верхним пиллоу-лавам (группы I и II, Cameron, 1985) офиолитов Троодос (Щипанский и др., 2001).

Таким образом, по совокупности приведенных характеристик, рассмотренная ассоциация Ириногорской структуры отождествляется с разрезом супрасубдукционных офиолитов (Щипанский и др., 2001; Shchipanskiy et al., 2004). Это одна из немногих, но не единственная в мире находка архейских офиолитов: они (с возрастом около 2,7 млрд. лет) известны в зеленокаменном поясе Калгурли, кратона Йилгарн (Fripp, Jones, 1997), с возрастом 2505 млн. лет - Донгванзинский (Dongwanzi) офиолитовый комплекс в Северо-Китайском кратоне (Kusky et al, 2001).

Породы хизоваарского (2,8-2,78 млрд. лет) комплекса и сингенетичные интрузивные образования маркируют позднюю субдукционно-аккреционную стадию развития системы.

Фрагменты **Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса** (Пожиленко и др., 2002) установлены на границе Беломорского подвижного пояса с Центрально-Кольским доменом, в пределах одноименной сдвиговой зоны (Балаганский, Козлова, 1997; Воче-Ламбинский..., 1991). В составе пояса закартировано четыре СТА (толщи), сложенные метавулканитами, состав которых варьирует от базальтов до риолитов, с преобладанием риодацитов, и конгломератами. Границы между СТА, а также со структурно нижележащими гнейсогранитами ТТГ ассоциации имеют тектоническую природу (Воче-Ламбинский..., 1991). Вместе с тем аналогичные гнейсограниты входят в состав конгломератов, что доказывает энсиалическую природу комплекса (Воче-Ламбинский..., 1991; Кислицин и др., 2000).

Воче-Ламбинский зеленокаменный комплекс образовался в период 2,8-2,66 млрд. лет (наиболее вероятно - около 2,7 млрд. лет) (Воче-Ламбинский..., 1991; Кислицин и др., 2000; Чашин и др., 2004; Balashov et al., 1992; Mitrofanov et al., 1991). Особенности седиментогенеза (формирование осадков в конусах выноса, значительная примесь вулканогенной компоненты, активное разрушение гнейсогранитоидного фундамента) и вулканизма (наличие вулканитов с повышенной щелочностью) позволяют в некоторой доле условности сопоставлять эти вулканогенно-грубообломочные образования с вулканогенной молассой, сформировавшейся на позднеколлизивной стадии развития системы.

### **ГЛАВА 3. Неорархейский эколгитсодержащий комплекс Беломорского подвижного пояса (состав, геохронология, тектоническая позиция и геодинамическая интерпретация)**

В восточной части Беломорского подвижного пояса (рис. 5, А) установлен неорархейский эколгитсодержащий комплекс (Бибикина и др., 2003; Володичев, 1977, 1990, 1997; Володичев и др., 2004, Слабунов и др., 2002; Slabunov et al., 2002, 2003; Volodichev et al., 2002). Он формирует тектоническую пластину, выходы которой в виде Гридинской зоны прослеживаются примерно на 50 км при ширине 6-7 км (рис. 5, Б). По текстурным особенностям этот комплекс сопоставим с микститами и, вероятно, является сильно мигматизированным и деформированным меланжем.

Матрикс микстита представлен в различной степени мигматизированными гнейсами, гнейсогранитами и метаэндербитами (Сибелев и др., 2004). Первые из них, вероятно, представляют собой значительно переработанный ранний матрикс микстита (меланжа), сформировавшийся за счет разрушения всех пород, входящих в состав обломочной составляющей. Гнейсограниты и метаэндербиты образовались на более поздних стадиях развития комплекса и могут быть продуктами плавления слагающих его пород.

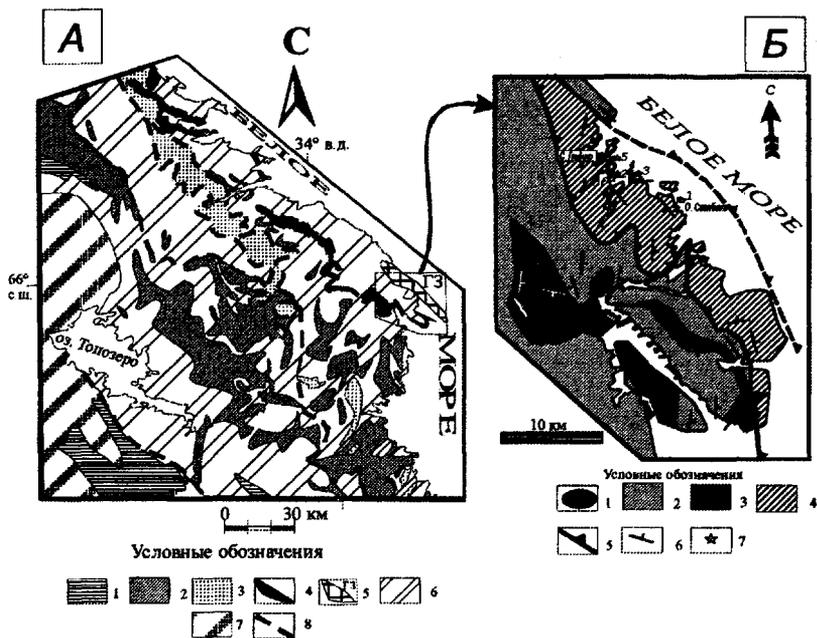


Рис. 5. Схема геологического строения Северной Карелии (А) и распространения эколгитсодержащего комплекса Гридинской зоны (Б):

А: 1 - палеопротерозойские (2,5-1,92 млрд. лет) супракрупные образования; 2-5 - неоархейские: 2 - зеленокаменные комплексы; 3 - парагнейсы Чупинского пояса; 4 - амфиболиты и ультрабазиты Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса; 5 - эколгитсодержащий комплекс Гридинской зоны (ГЗ); 6 - разгнейсованные гранитоиды и мигматиты БПП (2,9-2,7 млрд. лет); 7 - архейские (3,2-2,7 млрд. лет) гранитоиды Карельского кратона; 8 - предполагаемые надвиги

Б: 1 - гранитные массивы (не древнее 2,7 млрд. лет); 2 - гранитоиды ТТГ ассоциации; 3 - образования Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (амфиболиты, метаультрабазиты), а также пластины, сложенные кианит-гранат-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами; 4 - эколгитсодержащий комплекс; 5 - тектонические границы; 6 - элементы залегания гнейсовидности и метаморфической полосчатости; 7 - места отбора проб архейских эколгитов (Володичев и др., 2004)

Обломочная составляющая комплекса микститов представлена неравномерно распределенными в матриксе многочисленными телами линзовидной и реже неправильной формы. Обломки варьируют по размерам от первых десятков сантиметров в поперечнике до первых десятков метров.

Концентрация обломков в микстите варьирует в широких пределах, составляя местами 25-30% его общего объема. Состав обломков разнообразен, но резко преобладают породы основного состава, представленные в различной степени преобразованными эколгитами, амфиболитами

(гранатовыми, гранат-клинопироксеновыми и полевошпатовыми) и метаморфизованными габброидами. Кроме того, установлены обломки, сложенные метасульфидитами, цоизитовыми и амфибол-цоизитовыми бластолитами, кианит-гранат-биотитовыми гнейсами, амфиболсодержащими кальцифирами и мраморами. Большое разнообразие пород в обломках, отличающихся по составу, степени деформаций и метаморфизма, является важным аргументом в пользу того, что эклогитсодержащий микстит является меланжем, образовавшимся в зоне субдукции.

*Эклогиты* являются редкой, но крайне важной составляющей микстита. В Гридинской зоне (тектонической пластине) установлено и изучено 6 участков с архейскими эклогитами. Несмотря на значительные наложенные преобразования, эклогиты сохранили участки биминерального гранат-омфацитового (*Gt-Omp*) состава и равномернозернистое строение с гомогенными минералами, незональными и практически не содержащими включений (рис. 6). Омфациит здесь содержит в среднем ~ 30% жадеитового (*Jd*) компонента с небольшими вариациями от 27 до 31% (Володичев и др., 2004). Гранат - относительно малоприсыщенный (20-22% *Pgr*), но с повышенным содержанием Са-компонента (28-31% *Gr<sub>s</sub>*). Характерным и преобладающим акцессорным минералом является рутил. Условия формирования эклогита следующие: давление (P) = 14-17,5 кбар, температура (T) = 740-865° С (Володичев и др., 2004).

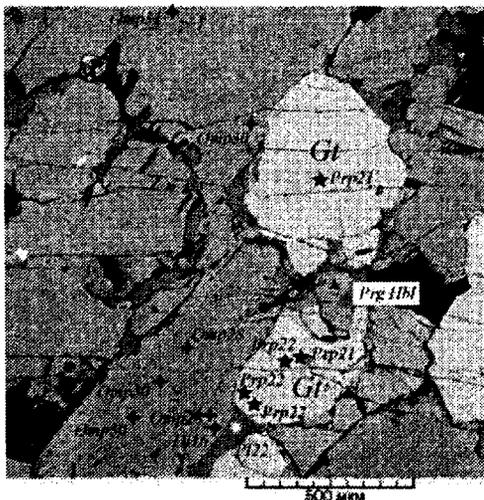


Рис. 6. Микрофото наиболее сохранившегося эклогита (обр. В-3) с гомогенными незональными кристаллами граната и омфациита (Володичев и др., 2004). Слабо проявленные вторичные изменения представлены новообразованиями плагиоклазом (*Pl* номер - доля анортитового минала) и диопсидом (*Di*, номер - доля жадеитового минала) в узкой красной зоне кристаллов омфациита (*Omp*, номер - доля жадеитового минала), а также *Pl* вместе с кварцем и паргаситовой роговой обманкой (*Prgr Hb*) на границе граната (*Gt*, доля в нем пиррового (*Pgr*) минала показана цифрой около последнего) и *Omp*

U-Pb по цирконам возраст эклогита оценивается как неархейский -  $2720 \pm 8$  млн. лет (Бибикина и др., 20036; Володичев и др., 2004).

По геологическим и геохронологическим данным верхний возрастной предел формирования эклогитсодержащего микстита четко определен - он не моложе плагиогранитов, посткинematическая жила которых сечет его на

о. Столбиха. Акцессорные цирконы из этой жилы имеют возраст  $2701,3 \pm 8,1$  млн. лет (Бибикова и др., 2003; Володичев и др., 2004).

Рассмотренные эклогиты Беломорского подвижного пояса являются первой в мире достоверной находкой неархейских коровых эклогитов (Володичев и др., 2004).

Эклогиты и их слабоамфиболитизированные разновидности по особенностям состава отвечают базитам нормального ряда, относятся к породам толеитовой серии, большая их часть - к высокомагнезиальным толеитам. Содержание РЗЭ в неархейских эклогитах главным образом в 2—12 раз превышает таковое в хондритах, спектр их распределения имеет «плоский» или слабо дифференцированный вид ( $La_N/Sm_N - 0,99-1,8$ ;  $Gd_N/Yb_N - 0,77-1,17$ ). По сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов они несколько обеднены ТРЗЭ и другими высокозарядными элементами (Zr, Hf, Y, Ti), но при этом неотличимы по содержанию Nb. Аналогичные по составу толеиты обычны среди основных пород океанических плато, они отмечены и среди океанических базитов Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса.

Таким образом, в Беломорском подвижном поясе установлены эклогиты, образовавшиеся 2720 млн. лет назад при  $P=14,0-17,5$  кбар (т.е. на глубинах до 60-65 км) и  $T = 740-865^\circ C$ . Они указывают на возможность проявления в неархее субдукции и последующей эксгумации коровых пород с больших глубин. Эклогиты входят в состав обломочной составляющей неархейского мигматизированного микстита (меланжа). Последний слагает тектоническую пластину.

#### **ГЛАВА 4. Архейские гранитоиды Беломорского подвижного пояса и сопряженной части Карельского неархейского кратона (петрогеохимическая характеристика, геохронология и геодинамическая интерпретация)**

Наиболее широко распространенными (слагают более 80% территории) архейскими образованиями Фенноскандинавского щита являются гранитоиды. Это справедливо и для Беломорского подвижного пояса и сопряженной части Карельского кратона. Здесь они формируют обширные ареалы, ядра купольных структур и различные интрузивные тела. По особенностям состава и времени образования среди них выделяются гранитоиды тоналит-трондемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации; комплексы (габбро)-эндербит-чарнокитовый; диорит-плагиогранитный (санукитоидный); лейкогранитов; плагиомикроклиновых гранитов; субщелочных гранитоидов. В Беломорском подвижном поясе они, как правило, разгнейсованы и мигматизированы.

*Гранитоиды ТТГ ассоциации* имеют в Беломорском подвижном поясе наибольшее распространение (рис. 2). Она образует обширные ареалы гетерогенного состава, купольные структуры (например, Шобозерская

структура в Керетском зеленокаменном поясе, Слабунов, 1990, 1993) в западной части, а также небольшие массивы. В составе ассоциации по геологическим и геохронологическим данным выделяется древняя составляющая, представленная меланократовыми (эпидот)-биотит-амфиболовыми гранитогнейсами и отвечающая по составу кварцевым диоритам, гранодиоритам и трондьемитам. Они сохраняются в виде реликтовых блоков, размер которых варьирует от нескольких метров до сотен метров, среди более молодой составляющей ассоциации - (эпидот-амфибол)-биотитовых гнейсогранитов.

Время формирования древней составляющей ТТГ ассоциации оценивается в 2,83-2,8 млрд. лет (Бибикова и др., 19996, 2003а; Вочеламбинский..., 1991; Кислицин, 2001; Evins et al., 2002), исключением являются тоналиты комплекса Ахматунтури (район зеленокаменного пояса Тулппио) с изотопным возрастом -  $2895,6 \pm 8,4$  млн. лет (Juorperi, Vaasjoki, 2001).

Время формирования наиболее распространенной составляющей ТТГ ассоциации - 2,1'6-2,72 млрд. лет (Бибикова и др., 1995, 19996; Каулина, 1996; Каулина, Богданова, 2000; Bogdanova, Bibikova, 1993).

Химический состав гранитоидов ТТГ ассоциации варьирует от кварцевых диоритов до гранитов нормального ряда. По соотношению нормативных Ab-An-Ort они отвечают тоналитам и трондьемитам. Следует обратить внимание на то, что гранитоиды ранней составляющей ассоциации по сравнению с молодыми имеют, как правило, более основной состав. Рассматриваемые гранитоиды характеризуются резко дифференцированным спектром распределения РЗЭ, по сравнению с хондритами обогащены ЛРЗЭ, при хондритовом уровне содержания ТРЗЭ.

Sm-Nd систематика гранитоидов Беломорского подвижного пояса и сопряженной северной части Карельского кратона показывает, что их модельные возрасты имеют значение 2,82-2,96 (в основном 2,85) млрд. лет и только в западной части кратона в палеосоме мигматизированных гнейсов - 3,05 млрд. лет (Бибикова и др., 19996; Slabunov et al., 2000). Эти данные означают, что на рассмотренной территории не установлены комплексы с длительной коровой предысторией, в то время как они отмечены в террейнах Иломантси-Вокнаволок, Иисалми, Рантуа, Помокаира и Волдозерском.

Таким образом, ТТГ ассоциация гранитоидов гетерогенна и включает две разновозрастные группы: с возрастом формирования 2,82-2,8 и 2,76-2,72 млрд. лет. Периоды интенсивного гранитообразования коррелируются с субдукционно-аккреционными стадиями формирования системы.

*(Габбро)-эндербит-чарнокитовый комплекс* (Володичев, 1990). В составе Западно-Беломорского гранулитового пояса (Glebovitsky, 1997) выделяются массивы гиперстеновых гранодиоритов и диоритов, детально изученные на о. Поньгомнаволок, где установлено время магматической стадии их образования -  $2728 \pm 21$  млн. лет (Зингер, 1993; Левченко и др., 1996; Zinger et al., 1996, 1999), в пос. Чупа ( $2727 \pm 32$  млн. лет, Глебовицкий и др., 2000), а также сложнопостроенный нотозерский комплекс (2,73-2,71 млрд.

лет, Лобач-Жученко и др., 1995; Ранний..., 2003). В составе последнего выделяется три группы plutonic пород (Володичев 1990): 1) габбро, эндрбиты и чарнокиты известково-щелочной серии; 2) породы от габбро-диоритов до чарнокитов толеитовой серии; 3) граниты (чарнокиты) Пажминского массива (Король, 1983).

Широкое развитие в составе Западно-Беломорского гранулитового пояса plutonic пород, образовавшихся в условиях высокоградиентного метаморфизма и имеющих геохимические характеристики, отражающие внутрикоровую природу части гранитоидов, позволяет интерпретировать обстановку формирования комплекса как сопоставимую с активной континентальной окраиной (Лобач-Жученко и др., 1995; Ранний..., 2003). Формирование рассматриваемого комплекса предшествовало низкоградиентному метаморфизму, сопровождавшему коллизионный процесс в Беломорском подвижном поясе (Володичев, 1990).

*Диорит-плагиогранитный (санукитоидный)* комплекс слагает Северо-Карельский батолит, расположенный в районе оз. Пяозеро (рис. 2). Он сформировался в неорархее: U-Pb возраст магматогенных цирконов из этих пород - 2724,  $4 \pm 7,8$  млн. лет (Бибикова и др., 1997). Данные Sm-Nd изотопного исследования кварцевых диоритов батолита ( $\epsilon_{Nd}$  (2,7 млрд. лет) = +1,24;  $t_{DM}$  - 2,82 млрд. лет) указывают на отсутствие значительной коровой истории этих пород (Slabunov et al., 2000).

По петрохимическим характеристикам (Бибикова и др., 1997) в составе комплекса выделяются диориты, кварцевые диориты (относятся к породам субщелочного ряда), гранодиориты и плагиограниты (нормального ряда). По сравнению с аналогичными породами ТТГ ассоциации они содержат больше MgO, CaO, Ni, Cr, Sr и по данным характеристикам сопоставимы с породами архейского комплекса высоко-Mg диоритов (санукитоидов) Канадского щита.

Северо-Карельский диорит-плагиогранитный (санукитоидный) батолит мог сформироваться в ходе предколлизионной субдукции в тыловой части системы за счет плавления метасоматизированной мантии.

*Лейкограниты* широко развиты в Беломорском подвижном поясе, на наиболее крупные массивы образуют в пределах Чупинского парагенейсового пояса. Особенности минерального и химического состава пород комплекса лейкогранитов (гранитов II, Гродницкий и др., 1985), тесно связанного с мигматитами, подробно рассмотрены коллективом Л.Л. Гродницкого (1985).

U-Pb возраст тонкопризматических магматических цирконов из лейкогранитов -  $2700 \pm 10$  млн. лет (Бибикова и др., 2004; Слабунов и др., 2000). Этот возраст хорошо согласуется с возрастом агматитов, образовавшихся по гиперстеновым диоритам пос. Чупа (2707 млн. лет, Глебовицкий и др., 2000).

В соответствии с петрохимическими характеристиками ( $SiO_2 > 70\%$ ;  $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)_{ср} \approx 1,15$ ) рассматриваемые лейкограниты относятся к типу S-гранитов (Chappell, White, 1974; Chappell, 1999) или муско-

витосодержащим высокоглиноземистым (MPG, по: Barbarin, 1990), вместе с тем они отличаются от типичных пород этого типа низкими содержаниями Rb (40-160 г/т) и, соответственно, низкими значениями коэффициентов Rb/Sr (0,03-0,36); Rb/Ba (0,01-0,15), что больше характерно для 1-гранитов. Граниты S-типа (и MPG) образуются, как считают многие исследователи (Ненахов и др., 1992; Розен, Федоровский, 2001; Barbirin, 1999), в коллизионных обстановках. Кроме того, фигуративные точки составов лейкогранитов Беломорского подвижного пояса и коллизионных гранитов Гималайского орогена на дискриминационной диаграмме  $[4Si - 11(Na + K) - 2(Fe+Ti)] - [6Ca + 2Mg + Al]$  (Batchelor, Bowden, 1985) находятся в поле синколлизионных гранитов, что также согласуется с выводом об их коллизионной природе.

*Плаггиомикроклиновые граниты* довольно широко распространены в Беломорском подвижном поясе и на сопряженной территории Карельского кратона (Другова и др., 1995; Коншин, 1994; Чекулаев и др., 1997), где образуют посткинematические жильные тела и крупные массивы (например, Сигозерский, Кичанский). Возраст гранитов оценивается в  $2674,1 \pm 4$  млн. лет (Другова и др., 1995).

Породы имеют черты сходства с высокоглиноземистыми кордиеритсодержащими (пералюминиевыми) гранитоидами типа CPG (по: Barbarin, 1990, 1999), которые формируются в обстановках континентальной коллизии.

*Субщелочные гранитоиды.* В восточной части Фенноскандинавского щита установлены архейские субщелочные граниты двух возрастных уровней: с возрастом около 2,8 млрд. лет (Juorperi, Vaasjoki, 2001) и около 2,7 млрд. лет (Чекулаев и др., 1994; Чекулаев 1996).

В СЗ части Беломорского подвижного пояса установлены небольшие жилы тоналитов, трондьемитов и диоритов, сформировавшихся в период 2,68-2,58 млрд. лет ( $2580 \pm 10$  млн. лет, Балаганский и др., 1990;  $2674 \pm 48$  млн. лет, Кудряшов, 1996;  $2685 \pm 8$  млн. лет, Каулина, Богданова, 2000;  $2582 \pm 18$  млн. лет, Bogdanova, Bibikova, 1993). Они, вероятно, связаны с позднеколлизионными событиями в системе.

## **ГЛАВА 5. Метаморфизм пород Беломорского подвижного пояса в архее (особенности проявления, геохронология и геодинамическая интерпретация)**

Отличительной особенностью Беломорского подвижного пояса является неоднократное (как в архее, так и в палеопротерозое) проявление высоко/умереннобарического (в том числе эклогитовой фации) метаморфизма (Володичев, 1972, 1990; Глебовицкий, 1973; Глебовицкий и др., 1996; Другова, 1996). В связи с метаморфизмом здесь широко развиты мигматиты (Котов, Саморукова, 1990; Седова и др., 1998; Шуркин и др., 1962). По особенностям проявления метаморфических процессов в архее в Беломорской структуре

выделяется два домена: восточный и западный (Володичев, 2002а, б, в; Другова, 1996).

Для пород восточного домена (что особенно отчетливо проявлено в пределах Гридинской зоны) характерен эволюционный тренд метаморфизма «по часовой стрелке», включающий проградную ветвь эклогитового метаморфизма ( $P = 14\text{--}17,5$  кбар,  $T = 740\text{--}865^\circ\text{C}$ ) и ретроградную ветвь, определяющую условия полистадийной субизотермической декомпрессии со снижением  $P$  от 14,0 кбар до 6,5 кбар и  $T$  от  $770^\circ$  до  $650^\circ\text{C}$ .

По составу минеральных фаз и  $P\text{--}T$ -условиям образования архейские коровые эклогиты Беломорского подвижного пояса соответствуют эклогитовой фации метаморфизма (Добрецов и др., 1989; Кориковский, 2002; Cloos, 1993; Miyashiro, 1973 и др.), хотя и ее «малоглубинной» части.

Позднее -  $2691 \pm 5$  млн. лет (Левченков и др., 2001) - породы были реметаморфизованы в высокобарическом режиме (с пиком  $P = 12\text{--}13$  кбар,  $T = 650\text{--}700^\circ\text{C}$ ), определяющим барические условия коллизионной стадии развития Беломорской структуры (Володичев, 1990, 2002 а, в).

В западном домене Беломорской провинции удается выделить парагенезис умереннобарического гранулитового метаморфизма ( $P = 5,5\text{--}6,5$  кбар,  $T > 700^\circ\text{C}$ , Лобач-Жученко и др., 1993) с возрастом  $2820 \pm 15$  млн. лет (Бибикина и др., 2004). Он, вероятно, связан с ранней субдукционно-аккреционной стадией развития системы.

Позднее формируются породы Западно-Беломорского гранулитового пояса, представленные кристаллосланцами, габброидами, эндербитами и чарнокитами нотозерского комплекса (Володичев, 1990) с возрастом около 2,73–2,71 млрд. лет (Ризванова и др., 1994; Лобач-Жученко и др., 1995). Эти образования связаны с процессами в фундаменте активной континентальной окраины (Лобач-Жученко и др., 1995). Обращает на себя внимание близость по времени этого метаморфизма и эклогитового в восточной зоне. Они, вероятно, маркируют различные зоны единой субдукционной системы. Около 2,7 млрд. лет в этом домене также проявляется высокобарический метаморфизм кианитового типа (Володичев, 1975; 1990).

В центральной и в восточной частях Беломорского пояса породы в этот период метаморфизованы в условиях кианит-ортоклазовой субфации ( $T = 650\text{--}700^\circ\text{C}$ ;  $P$  до 12–13 кбар), в западной - кианит-микроклиновой ( $T = 650\text{--}590^\circ\text{C}$ ;  $P = 8\text{--}12$  кбар). Таким образом, отмечается увеличение температуры этого метаморфизма с ЮВ на СЗ, т.е. вверх по стратотектоническому разрезу, что позволяет выделить обращенную метаморфическую зональность (Глебовицкий и др., 1996). Такой стиль метаморфизма характерен для коллизионных орогенов (Burg et al., 1989; Searle, Rex, 1989; и др.) с покровно-надвиговой структурой.

Наиболее поздние архейские метаморфические события задокументированы в породах Беломорского пояса в районе губы Тупой оз. Ковдозеро (Володичев, 1990; Володичев, Король, 1983; Балаганский и др., 1990; Лобач-Жученко и др., 1993). Здесь метаморфизм гранулитовой фации повышенных давлений, возраст которого оценивается в

2660-2640 млн. лет, и амфиболитовой с возрастом 2640-2580 млн. лет накладывается на коллизионные габбронориты с возрастом  $2692 \pm 1,4$  млн. лет и кварцевые диориты -  $2657 \pm 6,4$  млн. лет (Балаганский и др., 1990; Бибикова и др., 1993; Лобач-Жученко и др., 1993). Он является проявлением позднеколлизионных процессов.

## **ГЛАВА 6. Тектоника архейских структурно-вещественных комплексов Беломорского подвижного пояса**

Структура Беломорского подвижного пояса представляет собой неоднократно деформированный (Сыстра, 1978, 1991; Балаганский и др., 1987) сложный тектонический коллаж, состоящий из отдельных пластин, погружающихся в целом на СВ в центральной части (Чупино-Лоухский сегмент) и на ССВ в северной (Енский сегмент). Покровы сложены разновозрастными породами, часто сформированными в разных геологических обстановках. Идею о покровно-складчатой структуре Беломорской структуры впервые выдвинул Ю.В. Миллер (1988) и позднее с коллегами детально обосновал ее в серии статей (Глебовицкий и др., 1996; Миллер, Милькевич, 1995; Миллер и др., 2002; Миллер, 1997, 2002). Главные аргументы в пользу покровно-складчатой структуры подвижного пояса следующие:

- чередование в предполагаемом разрезе разновозрастных осадочно-вулканогенных и интрузивных образований;
- налегание тоналитогнейсов на осадочно-вулканогенные образования;
- наличие структурных и азимутальных несогласий между комплексами;
- существование неоархейской обращенной метаморфической зональности.

Находки фрагментов зон меланжа (Сибелев и др., 2002; Травин, 2002) в западной части (р-он оз. Ниж. Котозеро, оз. Коржино) подвижного пояса хорошо согласуются с данной моделью.

Существенную, а, возможно, и решающую роль в формировании структуры центральной части Беломорского подвижного пояса играют неоархейские (около 2,72—2,70 млрд. лет) тектонические покровы, а в северной части пояса ведущая роль принадлежит палеопротерозойским покровам (Миллер, Милькевич, 1995; Глебовицкий и др., 1996).

Неоархейские покровные структуры устанавливаются в Керетском и Тикшозерском зеленокаменных поясах. В северной части последнего располагается Ковдозерский геодинамический полигон (Миллер, 2002; Миллер и др., 2000), где на основании детального структурного картирования и изотопного датирования показано, что неоархейские (2,76-2,72 млрд. лет) первичномагматические тоналитогнейсы залегают на более древних (2775 млн. лет, Мыскова и др., 2003) зеленокаменных комплексах. Такое строение подразумевает значительные перемещения комплексов и наиболее правдоподобно объясняется с точки зрения покровной тектоники (Миллер, Милькевич, 1995).

Не менее показательна в этом отношении структура Керетского зеленокаменного пояса. Его главными картируемыми структурными элементами являются складки нескольких генераций и гранитогнейсовые купола (рис.7). Кроме того, здесь установлены (Слабунов, 1993) структурные несогласия между породами майозерской СТА и нижележащими образованиями, а также между керетьозерским зеленокаменным и чупинским парагнейсовым комплексами (рис. 2). Они наилучшим образом объясняются исходя из представлений о покровной тектонике (Миллер, Милькевич, 1995).

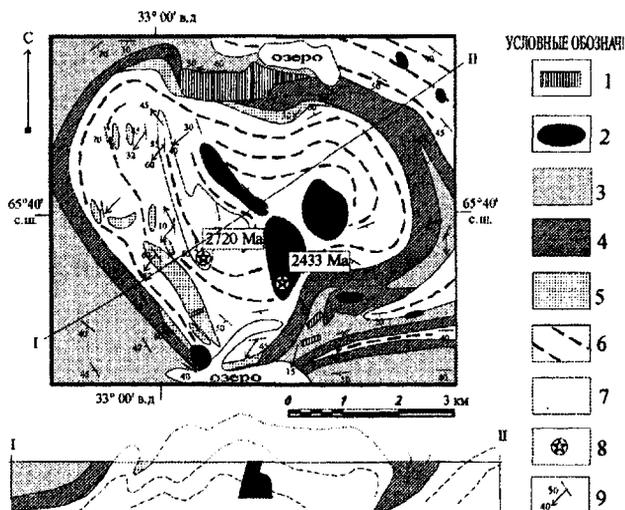


Рис. 7. Схема геологического строения и разрез по линии I - II (А) Шобозерского гранито-гнейсового купола в районе оз. Нижнее и Верхнее Шобозеро (составили А.И. Слабунов и В.С. Степанов с использованием данных О.И. Володичева):

1-2 - палеопротерозойские интрузивные образования: 1 - комплекса гранатовых габбро; 2 - комплекса лерцолитов - габброноритов (Ш - Шобозерский массив); 3-5 - неoarхейские образования Керетского зеленокаменного пояса: 3 - метавулканы среднего и кислого состава (хаттомозерская СТА), 4 - амфиболиты и метакоматиты (верхнекумозерская СТА), 5 - гранат-биотитовые гнейсы (метамеланж ?); 6-7 - неoarхейский мигматизированный комплекс гнейсогранитов - гранитогнейсов: 6 - гнейсограниты; 7 - тоналитовые гнейсы; 8 - места отбора геохронологических проб и значения полученных возрастов (Бибикова и др. 1995; Слабунов и др., 2001); 9 - элементы залегания: а - плоскостные, б - линейные

Купольные структуры, ядра которых слагаются мигматизированными гранитоидами ТТГ ассоциации, представляют в структурном отношении своды (рис. 7). По форме выделяются купола изометричной, линейной и S-образной формы. Гранитоиды при мигматизации воздействуют на зеленокаменные комплексы: последние в обрамлении куполов сильнее мигматизированы. Кроме того, купола искажают структуру возникших ранее пликативных форм. В западной части Керетского пояса ядра куполов не проникают глубоко в зеленокаменный комплекс - они чаще взаимодействуют

с амфиболитами нижней СТА, тогда как в восточной части гранитоиды более активны: здесь они, наряду с куполами, часто образуют интрузивные фазы. S-образные купольные структуры являются, также как и аналогичные по форме изгибы ОП складок, результатом сдвиговых движений.

Важно отметить, что купольные структуры в западной части Беломорского подвижного пояса сформировались в неорархее. Это доказывается тем, что они секутся массивами габброидов палеопротерозойского (2,44 млрд. лет) комплекса лерцолитов - габброноритов (например, в р-не оз. Верх. Шобозеро, рис. 7)) и в то же время слагаются в различной степени мигматизированными и разгнейсованными тоналитами и трондьемитами, магматическая стадия формирования которых оценивается в 2,76-2,72 млрд. лет (Бибикова и др., 1995, 1999; Каулина, 1996), а ранней переработки (мигматизации) - около 2,7 млрд. лет (2695 млн. лет, Каулина, Богданова, 2000). Именно около 2,7 млрд. лет сформировались купольные структуры, которые являются следствием гравитационной неустойчивости, возникшей в результате покровообразования, сопровождающего коллизию. Наблюдаемые границы между гранитоидами ТТГ ассоциации и зеленокаменными комплексами являются постпокровными.

Связь между покровными и купольными структурами в неорархейской коллизионной системе восточной части Фенноскандинавского щита аналогична таковой в детально изученных фанерозойских коллизионных системах (Федоровский, 1997; Розен, Федоровский, 2001).

## **ГЛАВА 7. Геодинамика Беломорского подвижного пояса, последовательность и продолжительность главных стадий развития литосферы в архее**

Беломорский подвижный пояс Фенноскандинавского щита составляет ядро неорархейской аккреционно-коллизионной системы, в состав которой входят также структурно-вещественные комплексы Карельского кратона. Данная система не является уникальной, ее аналоги известны на других докембрийских щитах (хотя нигде пока не установлен столь полный набор структурно-вещественных комплексов, включающий даже офиолиты и эклотитсодержащий микстит). Имеющиеся материалы позволяют проводить сопоставление особенностей тектогенеза в архее и фанерозое.

### ***Корреляция архейских геологических событий в Беломорском подвижном поясе и сопряженной части Карельского кратона и геодинамические реконструкции***

Полученные геологические, геохимические и изотопно-геохронологические данные позволяют выделять четыре главные стадии формирования архейской структуры Беломорского подвижного пояса и сопряженной части Карельского кратона. Принципиально важно отметить, что в рассматриваемом регионе не установлены структурно-вещественные комплексы с возрастом, превышающим 2,9 млрд. лет. Только в осадочных породах Чупинского парагнейсового пояса (Бибикова и др., 2004) и Суомурвинского комплекса (Evins et al., 2002) обнаружены зерна детритового

циркона с возрастом древнее 3,0 млрд. лет, что указывает на наличие в его протолите относительно древнего компонента. В то же время структурно-вещественные комплексы, сформировавшиеся до 2,9 млрд. лет, широко развиты в террейнах Водлозерском, Вокнаволоок-Иломантси, Иисалми, Рауна и Помокаира Карельского кратона.

Ранняя стадия (2,88-2,83 млрд. лет) развития структуры маркируется вулканогенными и осадочными образованиями (рис. 8, А), входящими в состав зеленокаменных комплексов Керетского и Тулппио поясов. Среднекислые 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 единой субдукционной системы западнотихоокеанского типа.

Таким образом, в начале этой стадии океаническая литосферная плита погружалась с северо-востока на юго-запад (в современной системе координат) под другую океаническую плиту (рис. 8, А). Возможно, что данная система имела продолжение на ЮВ и Сумозерско-Кенозерская зеленокаменная система (Вулканизм..., 1981; Puchtel et al., 1998) маркирует этот сегмент конвергентной границы.

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 (рис. 8, А). Возможно, что две эти субдукционные системы были разделены зоной спрединга (рис. 8, А).

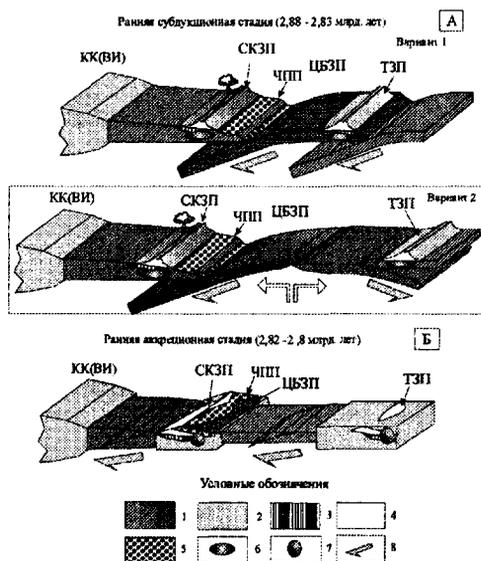


Рис. 8. Модель формирования аккреционно-коллизонной системы восточной части Фенноскандинавского щита. Период 2,88-2,8 млрд. лет:

1 - океаническая литосфера (различным цветом показаны различные плиты); 2 - континентальная литосфера; 3 - коматит-базальтовый плюмовый вулканизм; 4 - островодужные вулканы; 5 - осадки преддугового бассейна и трота; 6 - гранитоиды и ассоциации (древняя компонента); 7 - аккреционный магматизм; 8 - наиболее вероятное направление движения плиты.

Буквами обозначены: КК (ВИ) - Вокнаволоок-Иломантси террейн Карельского кратона; СКЗП - Северо-Карельская система зеленокаменных поясов; ЧПП - Чупинский парагнейсовый пояс; ЦБЗП - Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс; ТЗП - зеленокаменный пояс Тулппио

Развитие древних островодужных систем на границе литосферных плит 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, которые служат индикатором существования здесь развитой континентальной коры.

Таким образом, в период 2,88—2,83 (2,8) млрд. лет, примерно за 50—80 млн. лет в результате субдукционных и аккреционных процессов на конвергентных границах океанических литосферных плит (рис. 8, Б) 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, которые маркируются вулканогенными, осадочными и магматическими образованиями (рис. 9, А). Супракратальные образования этого периода известны в Северо-Карельской системе зеленокаменных поясов (хизоваарский зеленокаменный комплекс), Енском и Пибозерском зеленокаменных поясах.

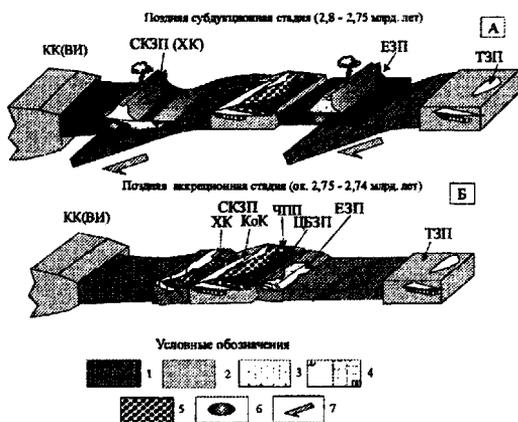


Рис. 9. Модель формирования аккреционно-коллизийной системы восточной части Фенноскандинавского щита. Период 2,80-2,74 млрд. лет:

- 1 - океаническая литосфера;
- 2 - континентальная литосфера;
- 3 - супрасубдукционные офиолиты;
- 4 - островодужные вулканиты (а - СКСЗ, б - ЕЗП);
- 5 - осадки преддугового бассейна и трого;
- 6 - гранитоиды ТТГ ассоциации (поздняя компонента);
- 7 - наиболее вероятное направление движения плиты.

Буквами обозначены: КК(ВИ) — домен Вокнаволок-Иломантс Карельского кратона; СКЗП - Северо-Карельский зеленокаменный пояс (Кок - Керетьозерский и ХК — Хизоваарский комплексы); ЕЗП — Енский зеленокаменный пояс; ЧПП — Чупинский парагнейсовый пояс; ТЗП — зеленокаменный пояс Тулппио; ЦБЗП - Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс

Интерпретация имеющихся данных позволяет выделять, по крайней мере, две островодужные системы, сформировавшиеся в этот период (рис. 9, А). Одна из них - «хизоваарская» - располагалась (в современной системе координат) к западу от образовавшегося ранее фрагмента континентальной

земной коры («керетьозерского» микроконтинента), другая - «енская» - к СВ от него. 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 характерными для нее известково-щелочными вулканитами среднего и кислого составов. Кроме того, в Хизоваарской структуре выделены близкие к ним по возрасту вулканиты адакитовой серии (Бибикова и др., 2004), указывающие на вариации мощности субдуцирующей плиты. Наиболее детальная модель развития данной конвергентной границы разработана В.Н. Кожевниковым (2000), она включает шесть основных фаз, в том числе формирование юной островной дуги, обдукцию супрасубдукционных офиолитов на островодужный комплекс, рифтинг в задуговой части, аккреционную и коллизионную (которая в настоящей работе трактуется как одна из фаз аккреции).

Вулканогенные образования Енского зеленокаменного комплекса, представленные, главным образом, андезитами - риолитами известково-щелочной серии при подчиненной роли толеитовых базальтов и коматиитов, вероятнее всего, маркируют вулканическую островную дугу, которая была аккретирована к «керетьозерскому» микроконтиненту с северо-востока (рис. 9, Б).

Таким образом, в период 2,8-2,74 млрд. лет за счет субдукционно-аккреционных процессов образовался «беломорский» микроконтинент, ядром которого стал «керетьозерский» блок сиаля (рис. 9, Б). К северу от него, отделенный океанической литосферной плитой, располагался микроконтинент «тулппи». Взаимодействие двух этих фрагментов континентальной коры предопределило дальнейшую историю развития аккреционно-коллизионной системы.

Следующая, предколлизионная стадия (2,73—2,71 млрд. лет) развития литосферы Беломорской системы фиксируется проявлениями гранулитового метаморфизма умеренных давлений и (габбро)-эндербит-чарнокитового магматизма (нотозерский комплекс) в западной части системы (Западно-Беломорский гранулитовый пояс) и эклогитового метаморфизма — в восточной (рис. 10, А). Метаморфические и магматические события в Западно-Беломорском гранулитовом поясе являются отражением процессов субдукции на активной окраине микроконтинента. Неоархейские (2720 млн. лет) эклогиты Гридинской зоны указывают на то, что породы океанической коры погружались в зоне субдукции на глубины около 60—65 км, а позднее (не позднее 2,7 млрд. лет) были эксгумированы.

В это же время (2724 млн. лет) в тыловой части системы образуется крупный диорит-плагиогранитный (санукитоидный) батолит (рис. 10, А).

Начиная примерно с 2,12—2,1 млрд. лет Беломорская аккреционно-коллизионная система вступает в коллизионную стадию развития, которая маркируется проявлениями покровно-складчатой тектоники, высокобарического метаморфизма (2717-2707 млн. лет), гранитообразованием (образуются поля мигматитов и массивы лейкогранитов с геохимическими ха-

раактеристиками коллизионных S-гранитов). Кроме того, в западной части структуры в это же время формируются гранитогнейсовые купола, которые относятся к числу важных индикаторов коллизионной геодинамики (Федоровский, 1990).

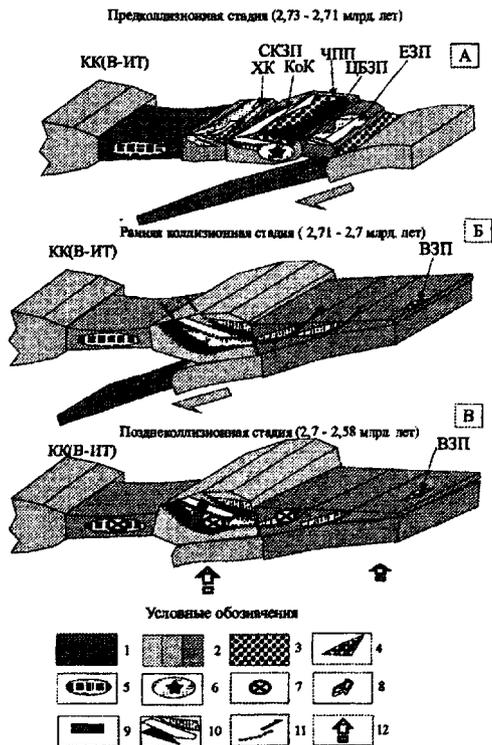


Рис. 10. Модель формирования аккреционно-коллизийной системы восточной части Фенноскандинавского щита. Период 2,73-2,58 млрд лет:

1 - океаническая литосфера; 2 - континентальная литосфера (различные плиты показаны разным цветом); 3 - осадки глубоководного желоба; 4 - вулканогенно-грубообломочные образования; 5 - санукитоидный магматизм; 6 — комплекс гранулитов; 7 - гранитоиды (субщелочные, плагио-микроклиновые); 8 - эксгумация эфлогитов; 9 - дайки габброидов; 10 - тектонические пластины; 11 - границы покровов; 12 - воздымание. Буквами обозначены: ВЗП - Вочче-Ламбинская эеленокаменная структура См. условные обозначения на рис. 8 и 9

Следствием коллизии является увеличение мощности коры и как результат — ее гравитационная неустойчивость. Начинается распад (коллапс) орогена - позднеколлизийная стадия. Дайкообразные тела габброидов (2692 млн. лет, Балаганский и др., 1989; Бибикина и др., 1993), известные в западной части Беломорского подвижного пояса, вероятно, сформировались в условиях растяжения и маркируют эту стадию развития системы (рис. 10, В). Она сопоставима с четвертой стадией развития орогенических поясов (Dewey, 1988), когда в условиях растяжения и утонения литосферы происходит увеличение объема основного магматизма за счет частичного плавления мантии, проявляется высокотемпературный метаморфизм, кислый магматизм. Однако лишь единичные находки образований этого этапа не дают возможности определить масштабы и особенности его проявления.

Важным индикатором этой стадии является также образование на периферии системы структур (например, Воче-Ламбинский зеленокаменный пояс), заполненных вулканитами и грубообломочными осадками, имеющими черты сходства с вулканогенными молассаами, и свидетельствующих о расчлененности рельефа. Вместе с тем отсутствие значительных объемов грубообломочных комплексов этого возраста не дает оснований считать, что образовалось крупное горное сооружение. На завершающем этапе развития системы происходит формирование разнообразных гранитоидов, в том числе субшелочных (например, юковский комплекс).

В период между 2,58 и 2,5 млрд. лет в восточной части Фенноскандинавского щита наблюдается значительное снижение тектоно-термальной активности и только примерно 2,5-2,45 млрд. лет назад здесь начинается континентальный рифтогенез (Балаганский и др., 1998; Куликов, Куликова, 1985; Рыбаков и др., 1999, 2000; Слабунов и др., 2001; Шарков и др., 2000), который знаменует начало нового цикла эволюции литосферы - нового цикла Вилсона (Балаганский, 2002).

### ***Корреляция архейских геологических событий в структурах восточной части Фенноскандинавского щита***

Особенности формирования земной коры к западу от Беломорской аккреционно-коллизии системы зафиксированы в архейских структурно-вещественных комплексах Карельского неoarхейского кратона. Здесь в период 3,5-3,2 млрд. лет возникли первые (или первый) «острова сияля», субстрат которых устанавливается в Водлозерском блоке в ЮВ части Фенноскандинавского щита и еще двух-трех небольших блоках в Центральной и Северной Финляндии (Лобач-Жученко и др., 2000, 2001; Ранний..., 2003; Glebovitsky, 2003; Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2004). Раскол «острова сияля», вероятно, начался около 3,1 млрд. лет, его индикаторами являются дайки базитов и проявления высокотемпературного метаморфизма в Водлозерском микроконтиненте (Лобач-Жученко и др., 1989; Арестова, 2004).

В период 3,05-2,95 млрд. лет рост новой континентальной коры происходил вокруг Водлозерского микроконтинента и в северо-западной части (в современной системе координат) Карельского кратона (группа Лоума, зеленокаменный пояса Суомуссалми). Наиболее полно история этапа отражена в породах Ведлозерско-Сегозерской системы зеленокаменных поясов, где фиксируется возникновение 3,05-3,0 млрд. лет назад энсиалической вулканической дуги и глубоководного задугового протоокеанического бассейна (Светов, 2004). Последующие (2,95-2,85 млрд. лет) субдукционно-аккреционные процессы завершились образованием древнейшего на щите (Ведлозерско-Сегозерского) аккреционного орогена (Кожевников, 2000; Светов, 2004).

В период 2,9-2,75 млрд. лет в результате субдукционно-аккреционных процессов сформировалась большая часть сиалической коры, сохранившейся в восточной части Фенноскандинавского щита (Кожевников, 2000; Лобач-Жученко и др., 2000).

Главные эпизоды преобразования земной коры региона происходили в период 2,74-2,58 млрд. лет. В это время преобладают условия сжатия, реализующиеся часто в виде разрывных нарушений с транспрессионной динамикой (Володичев, 2002), происходит внедрение разнообразных гранитоидов, в том числе субщелочных, санукитоидов, в сдвиговых зонах образуются бассейны, наполненные вулканогенно-осадочными комплексами, а также кислыми и средними вулканитами (молодые зеленокаменные комплексы).

Генерация вещества архейской сиалической коры Фенноскандинавского щита была связана, главным образом, с субдукционно-аккреционными процессами (Кожевников, 2000; Лобач-Жученко и др., 1995, 1998; 2000; Минц, 1998; Bogdanova, 1995; Gaal, Gorbatshev, 1987; Ruotoistenmaki, 1996; Slabunov, Vibikova, 2000), под воздействием мантийных плюмов происходило образование океанических плато (Puchtel et al., 1998, 1999) и рифтогенных структур (Лобач-Жученко, 1995). Формирование ее структуры происходило в ходе аккреционных и коллизионных процессов (Володичев, 1990, 2000, 2002; Глебовицкий и др., 1996; Кожевников, 1999, 2000; Миллер, 1988; Миллер, Милькевич, 1995).

Таким образом, Беломорская аккреционно-коллизионная система является частью неархейского орогенического (складчатого) пояса - Карельско-Беломорского, структурно-вещественные комплексы которого составляют Карельский неархейский кратон и Беломорский подвижный пояс.

### *Сопоставление последовательности и продолжительности развития литосферы неархейской коллизионной системы восточной части Фенноскандинавского щита и фанерозойских орогенических поясов*

Последовательная смена геодинамических обстановок во времени и пространстве при развитии литосферы включает в себя следующие основные этапы: формирование горячих точек на континентах и океанах, континентальный рифтогенез, межконтинентальный рифтогенез, стадию молодого океана, стадию зрелого океана, сокращение и закрытие океана, сопровождающееся коллизией плит, и называется суперконтинентальный цикл или «цикл Вилсона». Его продолжительность оценивается в 400-700 млн. лет (Божко, Баркина, 2002; Добрецов и др. 2001; Хаин, 2001, 2003). Общие закономерности формирования литосферы всесторонне рассматриваются во многих обобщающих работах по геодинамике (Добрецов и др., 2001; Дьюи, Берд, 1974; Хаин, Балуховский, 1993; Хаин, Божко, 1988; Хаин, Ломизе, 1995). В частности,

обобщение имеющихся в настоящее время данных позволяет (Добрецов и др., 2001) выделять пять основных стадий развития литосферы орогенических поясов: начальную, раннюю, среднюю (коллизонную), позднюю и завершающую.

Считается (Добрецов и др., 2001 и др.), что рассмотренная стадийность проявляется в поясах моложе 1800-2000 млн. лет. Вместе с тем по мере накопления новых данных, прежде всего геохронологических, по раннедокембрийским комплексам появляются основания распространить указанные закономерности и на более ранний период истории Земли (Божко, Баркина, 2002; Глебовицкий и др., 2003; Хаин, 2003).

Как было показано выше, в восточной части Фенноскандинавского щита в составе Беломорского подвижного пояса и Карельского неоархейского кратона выделяются такие комплексы, как офиолитовые, океанических плато, островодужных и окраинноконтинентальных вулканитов, преддуговых бассейнов, эфлогитсодержащие, лейкократовых коллизионных гранитов, вулканогенно-грубообломочных. Именно такие структурно-вещественные комплексы характерны для типичных краевых орогенических поясов, образующихся в фанерозое. На основании этого сходства можно достаточно уверенно проводить палеогеодинамические реконструкции в архее восточной части Фенноскандинавского щита, руководствуясь принципами актуализма. Вместе с тем нельзя не отметить, что среди архейских образований региона широко распространены вулканиты коматиитовой серии, железистые кварциты - столь типичные для древнейших комплексов и редкие для фанерозойских. Эти породы являются индикатором того, что в раннедокембрийский период истории Земли по сравнению с фанерозойским существовали определенные отличия (Моралев, Глуховский, 2000) в состоянии ее мантии, гидросферы и атмосферы. Однако эти отличия не были столь существенными, чтобы реализовывался принципиально иной геодинамический сценарий.

Корреляция геологических процессов в восточной части Фенноскандинавского щита дает возможность оценить последовательность и продолжительность формирования литосферы во второй половине архея и сопоставить общие черты ее эволюции в этот период и в фанерозое.

Наиболее древние (3,5-3,2 млрд. лет) комплексы Фенноскандинавского щита, состоящие главным образом из гранитоидов ТТГ ассоциации, образуют несколько небольших блоков (самый крупный из которых - Водлозерский) по периферии Карельского неоархейского кратона. Эти древние блоки в настоящее время разделены, но вполне возможно, что к моменту распада они составляли единое целое - своеобразный «остров сиаля», а вместе с другими «островами» могли входить в состав древнейшего суперконтинента, существование которого предполагается рядом исследователей (Борукаев, 1985).

Распад «острова» или всего древнейшего континента начался, вероятно, около 3,1 млрд. лет назад, а уже около 3,05 млрд. лет вблизи западного края (в современной системе координат) Водлозерского микроконтинента и восточного края континентального блока в Северной Финляндии заложилась зоны субдукции. Продолжительность ранней стадии развития литосферы (от распада континента до появления признаков субдукции) весьма условно может быть оценена в 50 млн. лет. В фанерозойских системах эта стадия имеет близкую продолжительность: от нескольких десятков до 200 млн. лет.

Следующая стадия формирования земной коры началась около 3,05 млрд. лет с заложения Ведлозерско-Сегозерской субдукционно-аккреционной системы (Светов, 2004). В дальнейшем на протяжении 340 млн. лет (до примерно 2,72 млрд. лет) возникали такие системы, в них формировалась новая континентальная кора, ее блоки аккретировали, образуя новые микроконтиненты (например, «беломорский», «толппио»), развивались рифтогенные системы. Эта стадия по совокупности происходящих событий аналогична ранней (Добрецов и др., 2001) или зрелой (Хаин, Ломизе, 1995) стадии развития фанерозойских орогенических поясов. Ее продолжительность в последних около 150 млн. лет, т.е. она вдвое короче, чем в рассматриваемом архейском примере.

Около 2,717 млрд. лет назад в неоархейской аккреционно-коллизийной системе начинаются процессы активного взаимодействия континентальных блоков литосферы: коллизия в восточной части, аккреция - в западной. В процессе коллизии существенно увеличивается мощность земной коры и к 2,69 млрд. лет, вероятно, достигает стадии гравитационной неустойчивости, когда начинается коллапс системы. В западной части в этот период также преобладают условия сжатия, происходит скупивание (аккреция) структурно-вещественных комплексов, образуются гранулитовые комплексы на границах некоторых блоков. После этого происходит постепенное затухание тектонической и магматической активности, хотя при этом продолжается гранитообразование, в том числе образуются массивы субщелочных, плагиомикроклиновых гранитов. Самые поздние архейские эндогенные события в виде гранитоидного магматизма (2580 млн. лет), метаморфических процессов (2615 млн. лет) маркируют окончание аккреционно-коллизийной стадии развития. Таким образом, эта стадия, наиболее контрастно проявленная в Беломорской провинции, имеет продолжительность примерно 140 млн. лет (с 2,72 до 2,58 млрд. лет). Она аналогична по совокупности процессов этапу, который объединяет среднюю (коллизийную) и позднюю стадии (Добрецов и др., 2001) (или орогенную, Хаин, Ломизе, 1995) развития фанерозойских орогенических поясов. Продолжительность этой стадии развития в рассматриваемой архейской системе (140 млн. лет) и в фанерозойских (около 120-150 млн. лет, Добрецов и др., 2001) практически одинаковая.

В восточной части Фенноскандинавского щита не отмечены проявления магматических и тектонических процессов с возрастом 2,58-2,5 млрд. лет. Этот период продолжительностью 80 млн. лет, вероятно, соответствует заключительной стадии развития фанерозойских систем. В последних на этой стадии формируются осадочные бассейны, ее продолжительность оценивается в 150 млн. лет (Добрецов и др., 2001).

Образовавшийся в конце архея Карельско-Беломорский континент являлся, вероятно, частью суперконтинента Пангея 0 или Кенорленд (Williams et al., 1991), или Моногея (Сорохтин, Ушаков, 1991; Sorokhtin, Ushakov, 1999).

Таким образом, литосфера восточной части Фенноскандинавского щита прошла полный мегацикл (цикл Вилсона, суперконтинентальный цикл) развития от раскола древнего континента до образования нового, который вновь начал распадаться. Продолжительность архейского цикла Вилсона составляет около 550 млн. лет (с 3,1-3,05 по 2,5 млрд. лет), что сопоставимо с оценками его продолжительности в фанерозое - неопротерозое (400-700 млн. лет). Последовательность развития литосферы архейской и фанерозойских аккреционно-коллизийной систем (орогенических поясов) аналогична. Представленные данные показывают, что продолжительность ранней стадии в архейской системе несколько больше, чем в фанерозойских (340 млн. лет против 150), а начальной (50 млн. лет против 60-200) и заключительной (80 млн. лет, против 150) несколько меньше. Однако эти отличия не являются существенными.

Кроме рассмотренной выше цикличности развития литосферы первого порядка (цикла Вилсона), в фанерозойских орогенических поясах устанавливается периодичность более низких порядков: циклы Бертрана с периодом 150-200 млн. лет, циклы Штилле (или «главная геологическая периодичность» по Добрецову, 1998) - около 30 млн. лет (Хаин, 2001).

В развитии архейской аккреционно-коллизийной системы восточной части Фенноскандинавского щита выделяется два этапа, сопоставимых с циклами Бертрана: первый из них (3,05-2,85 млрд. лет) продолжительностью 200 млн. лет привел к образованию Ведлозерско-Сегозерского аккреционного орогена (Светов, 2004), второй - продолжительностью 300 млн. лет (2,88-2,58 млн. лет) - к образованию Карельско-Беломорского орогена, ядром которого является Беломорская коллизийная система.

На сопоставимость продолжительности циклов развития литосферы различного порядка в раннем докембрии и фанерозое обращает внимание ряд исследователей (Берг и др., 1980; Гладкозуб, 2004; Глебовицкий и др., 2003; Козаков и др., 1997).

## ***Последовательность и продолжительности формирования неоархейских аккреционно-коллизионных систем Канадского, Западно-Австралийского и Южно-Африканского щитов***

Являются ли выявленные на примере восточной части Фенноскандинавского щита закономерности развития литосферы в архее универсальными? Для ответа на этот вопрос рассмотрена история формирования неоархейских аккреционно-коллизионных систем на различных щитах.

**Неоархейский кратон Йилгарн** имеет площадь около 650 тыс. км<sup>2</sup> и сопоставим по размерам с восточной, сложенной главным образом архейскими образованиями частью Фенноскандинавского щита. В его составе выделяют три (Мурчисон, Сазерн-Кросс и Истерн-Голдфилдз) террейна (провинции, домена), сложенные слабометаморфизованными гранит-зеленокаменными образованиями, и два (Юго-Западный и Нарриер) - сложенные преимущественно гранитоидами, гнейсами, метаосадками, часто высокометаморфизованными. Террейны различаются историей развития, но были объединены в конце неоархея в результате аккреционных и коллизионных процессов (Chen, Wyche, 2001; Occhipinti et al., 2001; Wilde, 2001).

Мезо/неоархейский цикл (3,03-2,42 млрд. лет) развития литосферы кратона Йилгарн сопоставим с циклом Вилсона. Его продолжительность - не менее 610 млн. лет и включает начальную, раннюю, среднюю - позднюю и завершающую стадии. Продолжительность первой из них оценить не представляется возможным, т.к. индикаторы этой стадии не имеют надежных датировок, но распад древнего континента мог произойти в период 3,2-3,03 млрд. лет. Ранняя стадия, во время которой формировалась новая континентальная кора, охватывает период 3,03-2,68 млрд. лет и имеет, соответственно, продолжительность 375 млн. лет. Средняя - поздняя (орогенная) стадия, индикаторами которой являются коллизионные (проявления умереннобарического метаморфизма установлены в Юго-Западном террейне) и аккреционные процессы, имеет продолжительность 100 млн. лет (2,68-2,58 млрд. лет), а завершающая стадия - 160 млн. лет (2,58-2,42 млрд. лет).

В рамках суперцикла выделяется два эпизода, сопоставимых с циклами Бертрана, продолжительностью 200 и 250 млн. лет.

**Неоархейский кратон (провинция) Сьюпириор** площадью 1,572 млн. км<sup>2</sup> - крупнейший в мире. В его строении традиционно выделяются четыре типа структур: вулканоплутонические (со значительной долей зеленокаменных комплексов), парагнейсовые, плутонические субпровинции и зоны высокометаморфизованных пород. Кратон рассматривается как неоархейская аккреционно-коллизионная система, состоящая из фрагментов палео- и мезоархейской сиалической коры, неархейских океанических плато и островодужных комплексов (Card, 1990; Percival et al., 2001; Stott, 1998).

Архейский цикл (-3,0-2,5 млрд. лет) развития литосферы кратона Сьюпириор сопоставим с циклом Вилсона. Он имеет здесь продолжительность не менее 500 млн. лет. В рамках суперцикла выделяется два эпизода, сопоставимых с циклами Бертрана, продолжительностью 200 млн. лет (3,0-2,8 млрд. лет) и 130 (2,78-2,65).

**Подвижный пояс Лимпопо**, разделяющий архейские кратоны Зимбабве и Каапвальский, — пример неоархейского коллизионного орогена (Vumby, van der Merwe, 2004; The Limpopo..., 1990), претерпевшего тектоно-термальную переработку в палеопротерозое. В структуре этого субширотного пояса, простирающегося на ~550 км, традиционно выделяется три зоны: Центральная, Северная и Южная краевые. Породы пояса надвинуты как на Каапвальский кратон по системе крутопадающих разломов, так и на кратон Зимбабве по системе пологих надвигов. Центральная зона подвижного пояса — это фрагмент (террейн) древнего (более 3,2 млрд. лет, Kröner et al., 1999) континента с платформенными отложениями. Краевые зоны сложены гранит-зеленокаменными комплексами. Породы подвижного пояса интенсивно преобразованы в неоархее и палеопротерозое.

Мезо/неоархейский цикл (3,1-2,45 млрд. лет) развития литосферы подвижного пояса Лимпопо сопоставим с циклом Вилсона. Его продолжительность - не менее 650 млн. лет и выделяются следующие основные стадии: начальная (3,2-3,1 млрд. лет), во время которой, вероятно, произошел раскол ранее сформировавшегося континента (индикаторами этого являются базитовые дайки и расслоенные массивы, а также ранний гранулитовый метаморфизм в Центральной зоне пояса Лимпопо); ранняя (3,0-2,65 млрд. лет), связанная с формированием новой континентальной коры, сохранившейся в Северной краевой зоне Лимпопо и в пределах кратона Зимбабве; средняя и поздняя (орогенная) стадия (2,65-2,52 млрд. лет), которая маркируется коллизией континентов Зимбабве, Каапвальского и расположенного между ними микроконтинента Лимпопо; завершающая (2,52-2,45 млрд. лет).

Таким образом, общие закономерности развития литосферы во второй половине архея в целом сопоставимы с циклом Вилсона. Его продолжительность оценивается в 500—650 млн. лет, сопоставима также последовательность формирования земной коры неоархейских и фанерозойских аккреционно-коллизионных (орогенических) поясов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Беломорский подвижный пояс на ранней стадии своего развития в мезо- и неоархее формировался как аккреционно-коллизионный ороген. Структурно-вещественные комплексы, в составе которых, в частности, установлены вулканиты известково-щелочной, адакитовой, бонинитовой серий, породы океанической коры, граувакки, с возрастом 2,88-2,75 млрд. лет маркируют две субдукционно-аккреционные стадии развития. В результате субдукционных и аккреционных процессов

образовались два микроконтинента. В предколлизийный период (2,73–2,71 млрд. лет) в рассматриваемой системе происходила субдукция под микроконтинент. 2,72 млрд. лет назад в зоне субдукции образовались эклогиты и возникли условия для их эксгумации. Открытие неоархейских коровых эклогитов – прямых индикаторов субдукции, является важным аргументом в пользу действия механизмов тектоники литосферных плит в архее. Коллизийный этап (2,71–2,58 млрд. лет) развития литосферы подвижного пояса связан с взаимодействием микроконтинентов. Коллизийные процессы, индикаторами которых являются тектонические покровы, метаморфические преобразования пород в условиях высоких давлений, купольный тектогенез и гранитообразование, предопределили своеобразие рассматриваемой структуры. Позднеколлизийные процессы, связанные с коллапсом орогена, также проявлены здесь.

Корреляция главных геологических процессов в архее Беломорского подвижного пояса и Карельского неоархейского кратона дает основание считать, что Беломорская аккреционно-коллизийная система является частью неоархейского Карельско-Беломорский орогена. В развитии последнего, кроме позднего (2,88–2,58 млн. лет) аккреционно-коллизийного цикла, установлен ранний (3,05–2,85 млрд. лет) цикл, в ходе которого сформировался аккреционный ороген, а также древнейший (3,5–3,1 млрд. лет) этап формирования ранней континентальной коры. Развитие архейской тектоносферы в период 3,05–2,5 млрд. лет, которое отражено в структурно-вещественных комплексах восточной части Фенноскандинавского щита, по последовательности главных событий и длительности (550 млн. лет) сопоставимо с циклом Вилсона, а два эпизода в его рамках продолжительностью 200 и 300 млн. лет – с циклами Бертрана. С учетом этих, а также данных по другим щитам, устанавливается принципиальное сходство последовательности и продолжительности развития архейской и фанерозойской тектоносферы.

#### СПИСОК ОСНОВНЫХ РАБОТ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

1. 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.
2. Бибилова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т., Степанов В.С., Борисова Е.Ю. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит. латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 115–140.
3. Бибилова Е.В., Слабунов А.П., Кириозова Т.И., Марков В.А., Борисова Е.Ю., Кевлич В.И. U-Pb геохронология и петрохимия диорит-плагиогранитного батолита Северной Карелии // Геохимия. 1997. № 11. С. 1154–160.
4. Бибилова Е.В., Слабунов А.И., Кириозова Т.И., Марков В.А., Кевлич В.И. U-Pb возраст цирконов из пород Керетской гранит-зеленокаменной системы в зоне

сочленения Карельской и Беломорской структур Балтийского щита // ДАН. 1995. Т. 343. № 4. С. 517-521.

5. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибилова Е.В., Конилов А.Н., Кузенко Т.И. Архейские эклогиты // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. 609-631.

6. Коншин В.А., Слабунов А.И., Степанов В.С. Геология района оз. Поньгома (Северная Карелия) // Геология и магматизм докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦРАН. 1993. С. 3-9.

7. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Степанов В.С., Слабунов А.И., Арестова Н.А. Беломорский пояс - позднеархейская аккреционно-коллизийная зона Балтийского щита // ДАН. 1998. Т. 358, № 2. С. 226-229.

8. Ранний докембрий Балтийского щита. Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука. 2003. 483 с.

9. Сибелев О.С., Бабарина И.И., Слабунов А.И., Конилов А.Н. Архейский эклогитсодержащий меланж Гридинской зоны (Беломорский подвижный пояс) на о. Столбиха: структура и метаморфизм // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: КарНЦРАН. 2004. С. 5-20.

10. Слабунов А. И. Структура и характер разреза лопийского комплекса района оз. Вер. Шобозеро - оз. Майозеро (Лоухский р-н) // Опер.-информ. материалы за 1984 г. Петрозаводск: КФ АН СССР. 1985. С. 41<sup>^</sup>\*4.

11. Слабунов А. И. Новые данные по геологии лопийского комплекса района озер Кереть - Верхнее Кумозеро Северной Карелии // Геология докембрия Северной Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР. 1986. С. 19-27.

12. Слабунов А. И. Геология и петрохимия докембрийских образований района оз. Кереть - Нижнее Кумозеро (Северная Карелия) // Ранний докембрий Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР. 1987. С.18-35.

13. Слабунов А. И. Лопийские осадочно-вулканогенные образования и их соотношение с беломорским супракrustальным комплексом в районе оз. Кереть // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР. 1990. С. 141-155.

14. Слабунов А. И. Структурно-метаморфическая эволюция лопийского супракrustального комплекса района оз. Кереть // Актуальные проблемы геологии, петрологии и геохимии Балтийского щита Петрозаводск: КФ АН СССР 1990. С. 25-36.

15. Слабунов А.И. Верхнеархейская Керетская гранит-зеленокаменная система Карелии // Геотектоника. 1993. № 5. С. 61-74.

16. Слабунов А.И. Баланс главных петрогенных элементов при амфиболитизации габброидов (на примере друзитов Северной Карелии) // Вопросы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1993. С. 39-53.

17. Слабунов А.И. Латеральные вариации и эволюция состава позднеархейских базит-ультрабазитов Северной Карелии // Докембрий Северной Карелии (петрология и тектоника). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1994. С. 53-76.

18. Слабунов А.И. Петрохимические особенности амфиболитов оз. Поньгома (Северная Карелия) // Вопросы геологии, магматизма и метаморфизма Карелии. Петрозаводск: КарНЦРАН. 1994. С.37-43.

19. Слабунов А.И. Эволюция состава парагнейсов позднеархейской Керетской гранит-зеленокаменной системы // Геология и магматизм Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1995. С. 9-14.

20. Слабунов А.И. Ксенолиты как индикаторы движения вещества в магматической камере (на примере архейского батолита северной Карелии, Балтийский щит//Геохимия. 1995. № 10. С. 1506-1511.

21. **Слабунов А.Л.** Геологическое строение южного замыкания Керетской гранит-зеленокаменной системы в районе оз. Нижнее Кумозеро - оз. Кукуя // Вопросы геологии, магматизма и рудогенеза Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1996. С. 10-13.
22. **Слабунов А.Л.** Беломорский подвижный пояс (БПП) в позднем архее - субдукционноколлизийный ороген // Беломорский подвижный пояс (геология, геохронология, геодинамика). Тезисы докладов. Петрозаводск. 1997. С. 51-52.
23. **Слабунов А.Л.** Субдукционная и коллизийная стадии формирования Беломорского подвижного пояса Балтийского щита в архее // Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород. Тезисы докладов. С-Пб. 1998. С. 190-191
24. **Слабунов А.Л.** Вокшозерская структура Керетского зеленокаменного пояса (строение и петрогеохимические особенности супракrustальных пород) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2001. С. 27-35.
25. **Слабунов А.Л.** Позднеархейская система микроконтинент-океан восточной части Балтийского щита // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия: Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2001. С. 250-253.
26. **Слабунов А.Л.,** Бибикова Е.В., Володичев О.И., Степанов В.С., Травин В.В., Сибелев О.С., Степанова А.В., Щипцова Н.И. Геодинамические реконструкции позднего архея восточной части Балтийского щита // Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков. Материалы всероссийской научной конференции. Том 1. М. 2002. С. 90-92.
27. **Слабунов А.Л.,** Бибикова Е.В., Шоберг Х. Поздний архей Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита (геология, изотопная геохимия и геодинамические реконструкции) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии. М. 2000. С. 341-343.
28. **Слабунов А.Л.,** Володичев О.И. Субдукционная и коллизийная геодинамика в позднем архее (на примере Беломорской провинции Балтийского щита) // Проблемы геодинамики и минерогенеза Восточно-Европейской платформы. Материалы международной конференции. Том 1. Воронеж. 2002. С. 119-121.
29. **Слабунов А.Л.,** Ларионов А.Н., Бибикова Е.В., Степанов В.С., Кириозова Т.И. Геология и геохронология Шобозерского массива комплекса лерцолитов-габброноритов Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2001. С. 3-14.
30. **Слабунов А.Л.** Беломорский подвижный пояс Балтийского щита как позднеархейский ороген // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. Материалы научной конференции (IX Чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГТ УроРАН. 2003. С. 73-75
31. **Слабунов А.Л.,** Максимычева Т.А. Геология и структура лопийских образований района оз. Верхние Кичаны // Геология и петрология. Петрозаводск: КФ АН СССР. 1988. С. 7-10.
32. **Слабунов А.Л.,** Степанов В.С. Ксенолиты из батолита Северной Карелии - реликты вулканитов архейского зеленокаменного пояса // Геохимия. 1993. № 6. С. 841-851.
33. Степанов В.С., **Слабунов А.Л.** Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука. 1989. 175 с.
34. Степанов В.С., **Слабунов А.Л.** Амфиболиты и карбонатные породы района губы Поньгома (Белое море) // Докембрий Северной Карелии (петрология и тектоника). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1994. С. 6-30.

35. 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: КарНЦ РАН. 2003. С. 17-25.

36. Шипанский А.А., Самсонов А.В., Богина М.М., **Слабунов А.И.**, Бибилова Е.В. Высокомагнезиальные, низкотитанистые кварцевые амфиболиты Хиэвоарского зеленокаменного пояса Северной Карелии - архейские метаморфизованные аналоги бонинитов? // ДАН. 1999. Т. 365. № 6. С. 817-820.

37. Шипанский А.А., Бабарина И.И., Крылов К.А., Самсонов А.В., Богина М.М., Бибилова Е.В., **Слабунов А.И.** Древнейшие офиолиты на Земле: позднеархейский супрасубдукционный комплекс Ириногорской структуры Северо-Карельского зеленокаменного пояса // ДАН. 2001. Т. 377. № 3. С. 376-380.

38. Bibikova E., SkiOld T., Bogdanova S., Gorbatshev R., **Slabunov A.** Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // Precambrian Research. 2001. V. 105. № 2-4. P. 315-330.

39. Kozhevnikov V.N., **Slabunov A.I.**, Systra Y.Y. Guidebook of the geological excursion on the Archaean of Northern Karelia. Pertozavodsk. 1992. 64 p.

40. Shch'ipansky A.A., Samsonov A.V., Bibikova E.V., Babarina I.I., Konilov A.N., Krylov K.A., **Slabunov A.I.**, Bogina M.M. 2,8 Ga boninite-hosting partial suprasubduction ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE BalticShield, Russia // Precambrian Ophiolites and Related Rocks. Eds.: Kusky T., Veenstra V. and Condie K. Amsterdam: Elsevier. 2004 (в печати).

41. **Slabunov A.I.** Late Archean sedimentary and volcanogenic deposits in the link zone of the Karelian and Belomorian segments of the Baltic Shield in the lake Keret, northern Karelia (On the relation of Lopian and Belomorian supracrustal complexes) // Precambrian geology of the southern Canadian Shield and the eastern Baltic Shield (U.S.-U.S.S.R.- Canada join seminar). StPaul: University of Minnesota. USA. 1991. P. 122-130.

42. **Slabunov A.I.** Late Archaean Crustal Evolution in the Eastern Fennoscandian/Baltic Shield: from the Subduction to Collision // International Conference on Precambrian and Craton Tectonics. 14<sup>th</sup> International conference on basement tectonics. Abstracts. Ouro Preto, Brazil. 1998. P. 173-174

43. **Slabunov A.I.** The boundary between the Karelian Archaean Craton and the Belomorian mobile belt (Fennoscandian/Baltic Shield) through time // Abstracts European Union of Geosciences - XI, Strasburg, France. 2001. P. 357.

44. **Slabunov A.I.**, Bibikova E.V. The Meso- and Neo-Archaean of the Karelian and Belomorian Provinces, Baltic Shield (geology, isotope geochemistry and geodynamic reconstructions) // 4<sup>th</sup> International Archaean Symposium. Extended Abstracts. Eds. Cassidy K.F., Dunphy J.M., Van Kranendonk M.J. Perth, Australia. 2001. P. 359-361.

45. **Slabunov A.I.**, Bibikova E.V., Schoeberg H. Where was the edge of the continental plate in the North of Karelian Archaean craton in the Late Archean time? Constrains from the new Nd isotopic data for granitoids // SVEKOLAPKO. An EURO-PROBE project. 5<sup>th</sup> Workshop. Lammi, Finland. Abstracts. University of Oulu, report No. 23. 2000. P. 69.

46. **Slabunov A.I.**, Bibikova E.V., Volodichev O.I., Shchipansky A.A., Stepanov V.S., Stepanova A.V., Konilov A.N. Later Archean crustal dynamics of the Belomorian mobile belt (the Fennoscandian Shield): from oceanic basin to collisional orogen // 32<sup>nd</sup> International Geological Congress. Scientific Sessions: abstracts (part 2). 2004. P. 1083

47. **Slabunov A.L.**, Stepanov V.S. Main Magmatic events at the Archean-Proterozoic boundary in the eastern Fennoscandian/Baltic Shield: from the late Archaean collision to the Paleoproterozoic Rifting // Proterozoic Evolution in the North Atlantic Realm. Goos Bay, Labrador, Canada. 1996. P. 170-172

48. **Slabunov A.I.**, Stepanov V.S. Late Archean ophiolites of the Belomorian Mobile Belt, Fennoscandian /Baltic Shield: why not? // International Ophiolite Symposium and Field Excursion. Generation and Emplacement of Ophiolites through time. Oulu, Finland. Geological Survey of Finland. Special Paper 26.1998. P. 56.

Изд. лиц. № 00041 от 30.08.99. Подписано в печать 14.03.05. Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Бумага офсетная. Гарнитура «Times». Печать офсетная.  
Уч.-изд. л. 2,5. Усл. печ. л. 2,7. Тираж 120 экз. Изд. № 12. Заказ № 478

Карельский научный центр РАН  
185003, Петрозаводск, пр. А. Невского, 50  
Редакционно-издательский отдел





25.00



22 MAR 2005