

Санкт-Петербургский государственный университет

На правах рукописи

Светов Сергей Анатольевич

**ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ
В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОКЕАН-КОНТИНЕНТ
В АРХЕЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА**

Специальность 25.00.04. - петрология, вулканология

АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Санкт-Петербург
2004

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

Научный консультант - доктор геолого-минералогических наук,
профессор **Шинкарев Николай Филиппович**

Официальные оппоненты:

доктор геолого-минералогических наук,
академик РАН **Коротеев Виктор Алексеевич**

доктор геолого-минералогических наук,
член-корреспондент РАН **Глебовицкий Виктор Андреевич**

доктор геолого-минералогических наук
профессор **Лазаренков Вадим Григорьевич**

Ведущая организация:

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г.Апатиты.

Защита состоится « 25 » марта 2004г. в 15 часов на заседании диссертационного совета Д 212.232.25 по защите диссертаций на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук при Санкт-Петербургском государственном университете по адресу: 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб. д.7/9, геологический факультет, ауд.52.

e-mail: geoweb@krc.karelia.ru

С диссертацией можно ознакомиться в Научной библиотеке им. А.М.Горького при Санкт-Петербургском государственном университете.

Автореферат разослан « 6 » февраля 2004г.

Ученый секретарь
диссертационного совета Д 212.232.25

А.Б.Кольцов

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность проблемы. Реконструкция условий динамической эволюции архейской литосферы, определившей в дальнейшем основные геологические черты строения современной коры, является одной из наиболее сложных проблем современной геологии. Архейская геологическая история развития Земли находит свое наиболее яркое отражение в двух главных типах структур: гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых. Наиболее информативными для проведения геологических реконструкций, являются зеленокаменные пояса, так как в их пределах сохранились реликты первичных разрезов, породные ансамбли которых претерпели часто относительно низкую степень метаморфических преобразований. Результаты палеовулканологических, литогеохимических и петрологических исследований архейских породных ассоциаций, позволяют реконструировать условия формирования магматических систем, общую эволюцию архейской коры, термальный режим верхней мантии и механизмы корово-мантийных взаимодействий в этот период геологической истории. На основе изучения породных ассоциаций коматиит-базальтового ряда, установленных в большинстве архейских зеленокаменных структур, возможно реконструировать эволюцию состава мантийных магм и скорости теплогенерации, рассчитать геотермический градиент в архее и оценить общую термальную историю планеты. Комплексный анализ всех существующих породных ансамблей, представленных в реликтах верхнеархейских зеленокаменных разрезов, позволяет восстановить динамику развития астеносферно-литосферной системы и охарактеризовать геодинамические режимы, действующие на ранних этапах развития Земли. Важным аспектом, определяющим интерес к изучению зеленокаменных структур, является приуроченность к ним ряда крупных и уникальных месторождений Ni, Au и Pt, поэтому восстановление условий формирования магматических ассоциаций позволяет существенно уточнить характер рудных минерогенетических процессов.

Цели и задачи исследования. Основными целями выполненных исследований являются: анализ строения позднеархейских зеленокаменных поясов и структур восточной части Фенноскандинавского щита, существующих в их пределах магматических систем, характеристика геохимического и изотопного составов пород, расчет РТ-параметров их формирования и кристаллизации, разработка механизмов взаимодействия архейской литосферы и верхней мантии в рамках геодинамической модели формирования зеленокаменных структур.

В процессе исследования было необходимо решить ряд задач:

1. Систематизация и анализ фактических данных по геологическому строению, эволюции магматизма, метаморфизма, осадконакопления и датированию этапов развития зеленокаменных структур.
2. Геологическое, геохимическое, петрологическое и изотопно-геохимическое изучение магматических систем, существовавших в верхнем архее в интервале 3.1-2.8 млрд.лет, на основных стадиях формирования зеленокаменных комплексов.
3. Изучение РТ-параметров магмогенерации первичных расплавов и их связь с изменением термального режима верхней мантии.

4. Создание геодинамической модели развития зеленокаменных структур на примере восточной части Фенноскандинавского щита.

Фактический материал и методы исследования. В основу работы положен фактический материал, полученный диссертантом в 1992-2003 г. в результате экспедиционных работ в пределах зеленокаменных структур Карельского кратона, Кольского полуострова и Восточной Финляндии. Исследования выполнялись в рамках проектов, осуществляемых в ИГ КарНЦ РАН по темам НИР: «Сравнительный анализ стратиграфии и литологии докембрия Балтийского щита», «Палеогеографические условия и эволюция бассейнов седиментации в докембрии Карелии», «Корреляция опорных стратиграфических разрезов (полигонов) раннего докембрия Карелии», «Геохимия раннедокембрийских седиментационных бассейнов Карелии», «Магматические системы зон перехода океан-континент в архее восточной Фенноскандии», а также проектов, поддерживаемых РФФИ: «Механизм образования расслоенности в докембрийских пикритах и коматиитах Кольского полуострова и Карелии» (98-05-64276), «Состав и эволюция верхней мантии Балтийского щита в архее (3.0-2.5 млрд. лет) по данным изотопно-геохимического и петрологического изучения коматиитов» (98-05-65596), «Структурные и физические свойства хромшпинелидов Фенноскандии как индикатор условий генерации рудоносных магм» (01-05-064228), «Геохимия осадков в архее Карельского кратона: роль в геодинамических реконструкциях золоторудных систем» (02-05-97507).

Исследования на разных этапах были поддержаны международными научными фондами по следующим проектам: «Rare earth and isotopic (Nd, O) heterogeneity of the Archaean mantle, Baltic Shield» Международный научный фонд (фонд Сороса), проект-R1J000; «Изучение высокомагнезиальных ассоциаций зеленокаменного пояса Хатту, Восточная Финляндия», Фонд СИМО. Часть материала была получена в ходе выполнения международного проекта «GEODE» – «Геодинамическая эволюция зеленокаменных поясов Фенноскандии и их металлогения» (1999-2002 гг.). Важная финансовая помощь в выполнении авторских исследований была оказана «Фондом содействия отечественной науке» в 2001 и 2002 гг.

Автор так же принимал участие в многочисленных геологических экскурсиях, что дало ему возможность ознакомиться с реперными объектами в пределах Швеции, Финляндии и Западной Австралии. Для литогеохимической характеристики породных ассоциаций было выполнено более 500 силикатных, 400 редкоэлементных, 260 редкоземельных анализов пород, 30 изотопных Sm-Nd анализов и использованы ранее опубликованные данные.

Геохимический анализ проб (определение петрогенных элементов) проводился в аналитической лаборатории Института Геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск). Концентрации малых элементов определялись рентгенфлюоресцентным методом (*VRA-33* и *Philips PW1480*) в лабораториях Института Геологии КарНЦ РАН и Геологической Службы Финляндии (г. Эспоо). Редкоземельные элементы определялись в лаборатории Института геологии и геохронологии РАН (г. Санкт-Петербург) методом нейтронно-активационного анализа INAA и методом ICP-MS в аналитической лаборатории Геологической Службы Финляндии (г. Эспоо), аналитической лабора-

тории Института геологии и геохимии УроРАН (г. Екатеринбург).

Изотопные исследования осуществлялись в изотопной лаборатории Геологической Службы Финляндии (г.Эспоо). Химическая подготовка проб для Sm-Nd- изотопного анализа проводилась по методике П.Пелтонена (*Peltonen et al., 1996*). Измерения выполнялись проф. Х.Хухмо на масс-спектрометре VG sector 54. Точность измерений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составляет 0.4%. Отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализовано по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$. Измеренное значение стандарта La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511851 \pm 6$ (n=15).

Научная новизна. Обобщение и анализ результатов детальных стратиграфических, литологических, геохимических, петрологических и изотопных исследований позволяет сделать следующие выводы:

1. Архейские зеленокаменные структуры представляют собой набор пространственно совмещенных геодинамически контрастных стратотектонических ассоциаций, среди которых по литогеохимическим, изотопным и петрологическим признакам выделены и охарактеризованы магматические системы, приуроченные к древней островодужной ассоциации, океаническому плато в области задугового бассейна, ассоциации вулканического пояса активной континентальной окраины.
2. Доказано существование в пределах восточной части Фенноскандинавского щита древнейшей конвергентной зоны перехода «протоокеан-протоконтинент», эволюция которой привела к формированию Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.
3. Впервые на территории Карельского кратона выделена древнейшая (3.05-2.95 млрд.лет) адакитовая ассоциация, сосуществующая с островодужными вулканитами БАДР-серии известково-щелочного ряда.
4. Охарактеризованы механизмы и РТ-параметры магмагенерации в контрастных магматических системах на всех этапах эволюции транзитали, детально рассмотрен термальный верхнемантийный режим при генерации высокомагнезиальных расплавов на рубеже 3.4-1.9 млрд.лет.
5. Выявлены и изучены породные ансамбли, приуроченные к заключительной транспрессионно-транстензионной стадии развития пояса при формировании бассейнов pull-apart типа.

Практическая значимость. Полученные данные по геологии, геохимии и петрологии породных ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса позволили пересмотреть режимы формирования известково-щелочных, адакитовых и коматиит-базальтовых магм в архее, что может быть использовано при металлогенических исследованиях региона.

Результаты исследования могут быть использованы в качестве методической основы для проведения региональных палеогеодинамических реконструкций, при детальной геологической съемке областей развития верхнеархейских метаморфизованных комплексов, составлении легенд к геологическим и тектоническим картам и в межрегиональных докембрийских корреляционных построениях.

Проведенный литостратиграфический анализ позволил уточнить стратиграфические схемы верхнего архея в пределах стратотипического полигона Центральной Карелии. На его основе были выделены, охарактеризованы и прослежены по латерали реперные пачки основных свит хаутаваарской серии; предложено оригинальное представление о террей-

рии; предложено оригинальное представление о террейновом строении структур с первичной природой внутренней стратификации и признаками тектонического характера границ между свитами, с проявлением частичной субсинхронной стратификации в этих парных подразделениях; уточнены географические и временные (за счет новых датировок - получены новые изотопно-геохронологические данные для коматиит-базальтовых ассоциаций Центральной Карелии) границы свит.

Основные защищаемые положения:

1. Формирование вулканической серии базальт-андезит-дацит-риолитов и адацитов и ассоциации осадочных пород Няльмозерской, Игноильской, Хаутаваарской, Чалкинской и Остерской вулканических структур Центральной Карелии происходило в пределах древнейшей на Фенноскандинавском щите энциалической островной дуги, заложенной на западной окраине Водлозерского блока с 3.1 по 2.95 млрд. лет. Генерация первичных расплавов осуществлялась при 12-20% частичном плавлении метасоматизированного мантийного клина, на глубинах 60-70 км ($P < 2.5$ ГПа и $T = 1000-950$ °C). Разнообразие по составу пород вулканической серии обусловлено фракционированием первичных выплавов с образованием $Sr_{x+P} + TiMt$ реститов.

2. Коматиит-базальтовые вулканические серии Хаутаваарской, Киндасовской, Койкарской, Семченской, Совдозерской и Паласельгинской структур формировались на рубеже 3.05-2.90 млрд. лет в протоокеаническом бассейне в обстановках задугового спрединга, субсинхронно с развитием древнейшей островодужной системы. Высокомагнезиальные вулканилиты принадлежат к Al-недеплементированному типу, их формирование проходило при высоких степенях частичного плавления мантийного пиролита, вызванного термальным апвеллингом, при $T_p = 1750-1820$ °C и $P = 5-7$ ГПа с отсадкой оливин-ортопироксеновых реститов.

3. Формирование парагенетической ассоциации вулканилитов средне-кислого состава и осадочных пород в пределах вулканических структур Масельга – Яниш – Корбозеро – Семчь – Эльмус проходило в интервале 2.90-2.85 млрд. лет в ходе развития вулканической дуги центральноандийского типа, заложенной на коллажированном континентальном склоне «Водлозерского протоконтинента». Генерация первичных для ассоциации расплавов связана с процессами плавления мантийного клина в ходе дегидратации субдуцируемой океанической плиты и контаминации коровым материалом, что обусловило образование палингенных магм андезидацитового, дацитового и риолитового составов.

4. Позднеархейские магматические системы и сосуществующие с ними ассоциации осадочных пород восточной части Фенноскандинавского щита формировались в условиях контрастных геодинамических обстановок в ходе полициклического геологического развития межмикроплитной транзитной зоны «протоокеан – островная дуга – протоконтинент», что подтверждает существование конвергентных режимов в архее, начиная с 3.1 млрд. лет. Эволюция зеленокаменных поясов региона, характерным для которых является асимметричность строения, проходила в течение двух этапов развития: раннего аккреционного и позднего коллизионного.

Публикации и апробация работы. Результаты выполненных исследо-

ваний по теме диссертации опубликованы в 2 монографиях и 42 статьях в отечественных и зарубежных изданиях, а так же более чем 50 материалах и тезисах докладов. Основные результаты исследования были представлены на 4 Международном архейском симпозиуме (4IAS) (Перт, Западная Австралия, 2001); и на международных конференциях и совещаниях: «Международном симпозиуме посвященном 150-летию А.А.Иностранцева» (Санкт-Петербург, 1994); «21 Nordiska geologiska Vintermötet» (Лулео, Швеция, 1994); «МАЕГС-9» (Санкт-Петербург, 1995); «Проблемы магматической и метаморфической петрологии. Научные чтения памяти проф. И.Ф.Трусовой» (Москва, 1995-2002); «Fennoscandian geological correlation» (Санкт-Петербург, 1996); «22 Nordiska geologiska Vintermötet» (Турку, Финляндия, 1996); «Current problems, ideas and results in Geology» (Стокгольм, Швеция, 1996); «Осадочные формации докембрия и их рудоносность» (Санкт-Петербург, 1998); «Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии» (Петрозаводск, 1999); «Физико-химические проблемы эндогенных геологических процессов. Международный симпозиум, посвященный 100-летию Акад. Д.С.Коржинского» (Москва, 1999); «Коматииты, нориты, базальты, бониниты» (Портмут, Великобритания, 1999); «Общие вопросы расчленения докембрия» (Апатиты, 2000); «Новые идеи в науках о земле» (Москва, 2001); «I Палеовулканологический симпозиум» (Петрозаводск, 2001); «Мантийные плюмы и металлогения» (Петрозаводск, 2002); «Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон» (Петрозаводск, 2002); III Всероссийском литологическом совещании «Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия» (Москва, 2003); II Всероссийском симпозиуме по вулканологии и палеовулканологии (Екатеринбург, 2003).

Основные выводы диссертационной работы неоднократно докладывались и обсуждались при проведении международных и российских геологических полевых семинаров, экспедиций и экскурсий, с коллегами из Геологической службы Финляндии, Швеции, Норвегии, Австралии, Канады и США.

Структура работы. Диссертация состоит из введения, 6 глав и заключения, включает 329 страниц машинописного текста, 33 таблицы и 163 рисунка. Список литературы состоит из 468 наименований.

Благодарности. Моим первым учителем в области магматической петрологии и геохимии является заведующий кафедрой петрографии Санкт-Петербургского гос. университета, проф. Н.Ф.Шинкарев, благодаря активной поддержке которого была начата и завершена данная работа.

Изучение зеленокаменных структур Карельского кратона проходило под руководством С.И.Рыбакова и В.И.Робонена (Институт геологии КарНЦ РАН). Бесценную многолетнюю помощь в освоении методов литостратиграфии и палеовулканологических реконструкций оказывала А.И.Светова. Успешному проведению полевых работ в Центральной Карелии автору помогали Т.Н.Назарова, Н.В.Мельянцева.

Плодотворным было многолетнее сотрудничество с д.г.-м.н. А.Б.Вревским (ИГГД, г.Санкт-Петербург), д.г.-м.н. В.Ф.Смолькиным (Геологический институт КНЦ РАН, г.Апатиты), докторами Е.Лукконенным, К.Пиетикайнен,

Т.Халкоахо, Х.Хухмо, П.Сорьенен-Ворд, Е.Хански, Х.Папуненым (Геологическая служба Финляндии), в общении с которыми в многочисленных полевых дискуссиях выкристаллизовывались основные идеи и выводы работы.

Большая теоретическая и методическая помощь в изучении высокомагнезиальных вулканитов (коматиитов) Фенноскандинавского щита была оказана проф. Н.Ардтом (Геологический институт, Реннес, Франция), проф. Р.Хилом, доктором Стивом Барнесом (Геологическая служба 3.Австралии), проф. Ф.Терстоном (университет Лаурентия, Садбари, Канада), доктором Д.Аббот (Ламонт-Дохерти обсерватория, Палисадес, США), доктором Б.Робинсон (SCIRO, Австралия), замечания и советы которых помогли откорректировать полученные выводы.

Очень полезными были дискуссии и обсуждения различных геологических, геохимических и петрологических аспектов архейской геологии с д.г.-м.н. А.Б.Котовым, д.г.-м.н. С.Б.Лобач-Жученко, к.г.-м.н. В.А.Матреничевым, д.г.-м.н. В.П.Чекулаевым, (ИГГД РАН), к.г.-м.н. Н.Б.Филиповым («Минерал»), д.г.-м.н. С.И.Григорьевым, к.г.-м.н. В.В.Иваниковым (СпбГУ), д.г.-м.н. А.А.Арзамасцевым, д.г.-м.н. Т.Б.Баяновой, д.г.-м.н. П.К.Скуфьиным (ИГ КНЦ РАН), д.г.-м.н. А.В.Гирнисом, д.г.-м.н. М.В.Минцем, к.г.-м.н. И.С.Пухтелем, к.г.-м.н. А.Б.Самсоновым, д.г.-м.н. Е.В.Шарковым (ИГЕМ РАН), д.г.-м.н. О.М.Розеном (ИЛ РАН), д.г.-м.н. И.В.Семеновым (ИГГ Уро РАН), д.г.-м.н. И.Б. Серавкиным (ИГ УНЦ РАН), д.г.-м.н. Г.П.Авдейко (ИВ-ГиГ ДВО РАН), д.г.-м.н. А.Д.Ножкиным, д.г.-м.н. О.М.Туркиной (Институт геологии ОИГГМ), д.г.-м.н. О.И.Володичевым, к.г.-м.н. А.И.Голубевым, д.г.-м.н. В.Н.Кожевниковым, к.г.-м.н. Н.Е.Король, д.г.-м.н. В.В.Куликовой, д.г.-м.н. В.С.Куликовым, к.г.-м.н. А.И.Слабуновым, д.г.-м.н. В.В.Щипцовым (ИГ КарНЦ РАН) и многими другими.

Завершению работы способствовало конструктивное ее обсуждение с академиком РАН- Ф.П.Митрофановым. Пользуясь случаем, автор выражает всем глубокую благодарность и признательность.

ВЕДЛОЗЕРСКО-СЕГОЗЕРСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС

Верхнеархейские (лопийские) вулканогенно-осадочные ассоциации в пределах восточной части Фенноскандинавского щита хорошо сохранились на современном эрозионном срезе среди многочисленных гнейсогранитных ареалов. На данной территории выделяются (*Вулканизм архейских...*, 1981) несколько крупных зеленокаменных поясов, соответствующих по своим размерам «суперпоясам» по К.Конди (*Конди, 1983*): Сумозерско-Кенозерский, Парандово-Тикшозерский, Ведлозерско-Сегозерский, Южно-Выгозерский, Гимольско-Костомукшский, Иломантси-Ялонвара-Тулос, Кухмо-Суомуссалми.

На основе анализа накопившихся к середине 90х годов геохронологических данных по возрастам супракрустальных пород зеленокаменных структур и ассоциирующих с ними гранитоидов, выделены следующие этапы формирования архейских ГЗ систем: 3.4-3.2 млрд.лет, гранит-зеленокаменная система Водлозерского блока; 3.1-2.95 (до 2.87) млрд.лет, зеленокаменные пояса обрамления Водлозерского блока, с севера – Каменноозерский, Южно-Выгозерский, с запада Ведлозерско-Сегозерский; -около 2.8 млрд.лет, Косто-

муکشско-Гимольский, Типасъярви, Кухмо-Суомуссалми, а так же Северо-Карельская группа зеленокаменных поясов от северной части оз. Выгозеро до оз. Тикшозеро.

К настоящему времени детально изучены только отдельные зеленокаменные структуры в пределах Карельского кратона - Каменноозерская (*Puchtel et al., 1999*), Костомукшская (*Puchtel et al., 1998; Лобач-Жученко и др., 2000.*), Хизоваарская (*Кожжевников, 1992; Щипанский и др., 1999; Кожжевников, 2000*), Иринегорская (*Щипанский и др., 2001*), что оставляет широкое поле для исследований. Результаты и рекомендации, выводы и дискуссионные моменты из приведенных выше работ, а также анализ развития взглядов на формирование ГЗС в мире (*Abbott, 1996; Condie, 1989; Lukkonen, 1992; Grenstone belts, 1997; Hollings et al., 1999; Kerrich et al., 1999; Puchtel et al., 1998, 1999; Thurston, 2002; Sproule et al., 2002; Daigneault et al., 2002; Sorjonen-Ward et al., 1997*), позволили автору разработать необходимую методологическую основу для постановки и проведения работ по комплексному изучению позднеархейского Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса - одного из крупнейших на территории восточной части Фенноскандинавского щита.

Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс (Рис. 1) протягивается в Центральной Карелии более чем на 300 км в субмеридиональном направлении при ширине 50-60 км и в современном эрозионном срезе состоит из ряда локальных структур: Хаутаваарской, Койкарской, Семченской, Эльмусской, Паласельгинской, Остерской, Бергаульской, Совдозерской, Киндасовской и ряда других. Характерной особенностью пояса является широкое развитие коматиит-базальтовых ассоциаций в интервале 3.05-2.95 млрд. лет и андезитовых и дацитовых вулканитов двух уровней - 3.05-2.95 и 2.90-2.85 млрд. лет.

Данные объекты в течении длительного времени изучались многими исследователями (*Гилярова, 1974; Харитонов, 1966; Кратц, 1963; Робонен, и др., 1974; Лобач-Жученко и др., 1986; Левченков и др., 1989; Вулканические постройки..., 1978, Вулканизм архейских..., 1981, Светова, 1988; 1992; Рыбаков, 1980; 1987; Миллер, 1988*).

В общей стратиграфической шкале нижнего докембрия России (Апатиты, 2000) в верхнем архее в лопийской зоноте в качестве стратотипа средней эратемы утверждена хаутаваарская серия Карелии в геохронологических границах 3000-2800 млн. лет.

Супракрустальные породы, объединяемые в составе хаутаваарской серии, имеют общую мощность в 5.5-6.0 км. В опорном стратотипе серии в Хаутаваарской структуре выделяется пять свит:

1. Виетуккалампинская свита (БАДР-адакитовая ассоциация и сопутствующие вулканогенно-осадочные парагенезы) мощностью 2.5 км. (U-Pb возраст по циркону из субвулканического некка равен 2995 ± 20 млн. лет).
2. Лоухиваарская свита мощностью 2.7 км. Представляет собой стратифицированную коматиит-базальтовую толщу. Sm-Nd изохронный возраст свиты составляет 2921 ± 55 млн. лет (вал).
3. Калаярвинская свита мощностью 900 м. Сложена осадками и кислыми вулканитами и включает пласты серноколчеданных руд. Породы свиты прорываются дайками дацитов с U-Pb возрастом 2854 ± 14 млн. лет (по циркону).

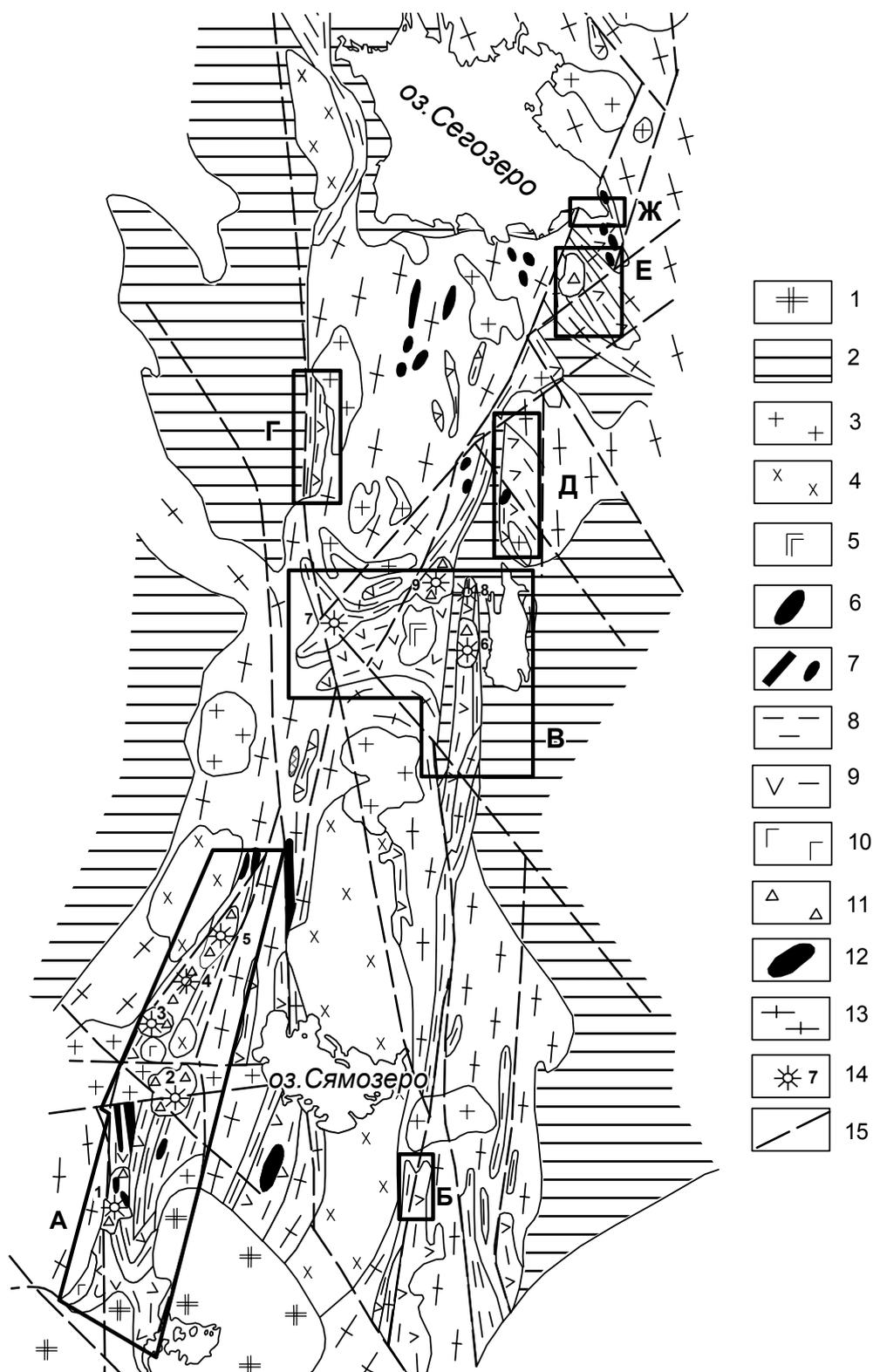


Рис. 1. Схема геологического строения Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

А - Хаутаваарская, Б – Киндасовская, В - Койкарско-Семченская, Г– Совдозерская, Д- Паласельгинская, Е- Остерская, Ж- Листье-Губская структуры. 1- граниты рапакиви, 2 - протерозойские породы; лопий; 3 - плагиомикроклиновые граниты, 4 - диориты, гранодиориты, 5 - габродиориты, 6 - габбронориты, 7 - основные и ультраосновные породы, 8 – андезидацитовые вулканиты и осадки, 9 - лавы и туфы коматитов и базальтов, 10 - высокомагнезиальное габбро, 11 – вулканиты БАДР-серии, 12 - амфиболиты, 13- гнейсо-граниты и мигматит-граниты, 14 -палеовулканические постройки (1- Няльмозерская, 2- Игнойльская, 3-Хаутаваарская, 4- Масельская, 5- Чалкинская, 6- Янишская, 7- Корбозерская, 8- Эльмусская, 9- Семченская); 15 - разломы.

4. Кульонская свита мощностью 600м. Представлена стратифицированной толщей базальтов.

5. Усмйтсаньярвинская свита представлена вулканидами дацитов и вулканогенно-осадочными породами видимой мощностью 200м.

Используя методы и подходы физической и химической палеовулканологии (*Sylvester et al., 1997; Hill et al., 1987-1995;*) и химической геодинамики (*Zindler, Hart, 1986; Allegre et al., 1995, 2000*), в работе рассмотрена эволюция условий формирования магматических систем (парагенезов: вулканиды – субвулканиды – внутриформационные осадки), формирующихся на протяжении всей геологической истории эволюции Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

ОБОСНОВАНИЕ ЗАЩИЩАЕМЫХ ПОЛОЖЕНИЙ

Положение I. Формирование вулканической серии базальт-андезит-дацит-риолитов и адацитов и ассоциации осадочных пород Няльмозерской, Игноильской, Хаутаваарской, Чалкинской и Остерской вулканических структур Центральной Карелии происходило в пределах древнейшей на Фенноскандинавском щите энциалической островной дуги, заложеной на западной окраине Водлозерского блока с 3.1 по 2.95 млрд. лет. Генерация первичных расплавов осуществлялась при 12-20% частичном плавлении метасоматизированного мантийного клина, на глубинах 60-70 км ($P < 2.5 \text{ ГПа}$ и $T = 1000-950 \text{ }^\circ\text{C}$). Разнообразие по составу пород вулканической серии обусловлено фракционированием первичных выплавов с образованием $\text{Crpx} + \text{Pl} + \text{TiMt}$ реститов.

Породы андезитовой ассоциации играют важную роль в разрезах большинства архейских зеленокаменных поясов (*Condie, 1994*). Их петрогенезис напрямую связан с мультистадийными процессами, затрагивающими транзитную область верхней мантии - нижней коры (*Hilberth, 1981; Herzberg et al., 1983; Wyllie et al., 1989*). Эти процессы фиксируют определенный этап эволюции региональной геодинамической обстановки и играют главенствующую роль в магматизме островодужных систем и аккреции континентальной коры. Понимание природы формирования андезитовых ассоциаций является ключом к реконструкции ранней архейской истории и корректной интерпретации общих условий формирования континентальной коры (*Gill, 1981; Sylvester et al., 1997*).

В пределах архейских зеленокаменных поясов Фенноскандинавского щита андезитовые ассоциации формировались неоднократно и асинхронно. Основными рубежами их развития являются следующие периоды: 3.05-2.95 (Центральная Карелия), 2.90-2.85 (Центральная и Восточная Карелия), 2.85 - 2.80 (Северная Карелия) и 2.80-2.75 (Западная Карелия) млрд. лет. На основе анализа результатов U-Pb датирования андезит-дацит-риолитовых вулканидов и их модельных Sm-Nd возрастов, а так же сосуществующих с ними гранитоидов (*Лобач-Жученко и др., 2000*), сделан вывод о приуроченности наиболее древних вулканидов андезитового ряда и гранитоидных комплексов к Водлозерскому домену (блоку) (Центральная и Восточная Карелия).

Результаты детальных геологических исследований в пределах западного обрамления Водлозерского блока - Ведлозерско-Сегозерском зеленокамен-

ном поясе (Рис. 1) свидетельствуют, что представительные разрезы самой древней на территории Фенноскандинавского щита (>2.99 млрд. лет) андезитовой ассоциации сохранились в Хаутаваарской, Остерской и др. структурах.

В Хаутаваарской структуре с использованием методов фациально-формационного анализа реконструирована цепь палеовулканических построек центрального типа: Няльмозеро – Игноила – Хаутаваара – Чалка, сформированных в субмаринных и субаэральных обстановках. Наиболее полно древняя андезибазальт-андезит-дацитовая ассоциация представлена в разрезах Чалкинской и Игноильской палеовулканических зон, а на прочих площадях сохранилась фрагментарно. В работе приведено детальное описание палеовулканических построек и осадочных ассоциаций, приуроченных к ним.

U-Pb датирование цирконов из андезидацитов Игноильского субвулканического некка дает возраст 2995 ± 20 млн. лет (Сергеев, 1989), из лав андезитов - 2945 ± 19 млн. лет (Овчинникова и др., 1994), из субвулканических даек андезитов Паласельгинской структуры - 3000 ± 40 млн. лет и из субвулканического штока Остерской структуры 3020 ± 10 млн. лет (Лобиков, 1982). Время формирования тоналит-трондьемитов Чебинского массива, прорывающих нижнелопийские андезиты и базальты и содержащих ксенолиты габбро и диоритов, - 2985 ± 10 млрд. лет (Беляцкий и др., 2000).

Породы древней андезитовой ассоциации метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, при сохранении первичных вулканических текстур. Метаморфический парагенезис представлен: $Ab_{5-15} + Qtz + Chl + Ep + Hbl + Carb \pm Bt$ в отдельных случаях сохранились реликты первичного плагиоклаза (An_{30-40}) (Володичев и др., 2002).

Для палеовулканов установлено сложное эффузивно-эксплозивное строение, с грубозональным размещением вулканических и вулканогенно-осадочных фаций вокруг центров извержений с радиусом 20-30 км. Жерловины заполнены некками, размером до 2×1.5 км (Игноила) округлой, изометричной формы, иногда с агломератовой мантией (Чалка), представленными андезитами, андезидацитами (Чалка, Игноила) или экструзивными глыбовыми брекчиями (Хаутаваарский палеовулкан).

Коэффициент эксплозивности менялся от 40-50 (Чалка) до 70% (Игноила). В Чалкинском палеовулкане широко развита лавовая фация, представленная массивными, подушечными и миндалекаменными лавами, кластолавами андезитов, андезидацитов и дацитов. Подушечные брекчии присутствуют в прижерловой зоне, часто переслаиваясь с агломератовыми и лапиллиевыми туфами.

Мощность лавовых потоков изменяется от 4-5 м до 25-30 м, по составу преобладают серийнопорфировые андезиты. Вверх по разрезу лавы становятся более кислыми (дациты) и более однородными, с преобладанием массивных и миндалекаменных разностей, переслаиваются со слоями лапиллиевых и псаммитовых туфов мощностью 0.5-1.5 м. В Игноильском палеовулкане лав значительно меньше, они представлены кластолавами, массивными, миндалекаменными разностями андезибазальтового, андезитового, реже андезидацитового состава, и формируют мощные (до 60-80 м) непротяженные лавовые потоки.

Пирокластиты принадлежат к фации взрывных выбросов, реже агломератовых потоков, последние образуют локальные площади сваренных туфов. В прижерловой зоне преобладают агломератовые, глыбовые туфы, реже отмечаются выбросы глыб ранее литифицированных агломератовых туфов, линзы лапиллиевых, кристаллокластических и псаммитовых туфов. Литокласты часто преобразованы в результате аутометасоматоза (Рыбаков, 1980).

Удаленная группа пирокластических фаций представлена мелкообломочными туфами, массивными или стратифицированными, и продуктами их перемыва – туффитами и туфопесчаниками.

В пределах Игноильской палеовулканической постройки установлены небольшие вторичные постройки, развитые по северному склону вулкана, выполненные глыбовыми туфами и лавами. Фидерные каналы представлены некками, отвечающими по составу дацитам.

Субвулканическая фация наиболее широко развита в прижерловых зонах палеовулканов (Чалка) и так же проявлена по всей площади развития вулканических продуктов. Она представлена дайками андезибазальтов, андезитов, дацитов, реже риодацитов и риолитов.

Характер реликтовых разрезов осадочных ассоциаций, сосуществующих с вулканитами, свидетельствует о приуроченности их к различным типам бассейнов седиментации. Палеодепрессии вокруг построек заполнялись активно поступающей пирокластикой в виде пластов массивных или стратифицированных туфов. В период ослабления взрывов образовывались маломощные слои алевролитов, силицитов и туффитов.

В сохранившихся частях фронтального бассейна (Хюрсюльская, Хяни-каслампинская депрессии) накапливались толщи осадков ритмичного строения: туф-туффит-туфопесчаник-туфоалевролит.

Отложения тылового бассейна (восточнее д. Игнойла, ст. Хаутаваара) представлены разнородными туфопесчаниками, вулканомиктовыми аренидами, субаркозами, углеродистыми алевролитами, сингенетическими брекчиями и маркируются появлением в разрезе продуктов разрушения основных вулканитов – слоями мафитовых граувакк и темнозеленых силицитов.

Лавы и туфы древней андезитовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Чалкинская, Игноильская, Няльмозерская, Остерская палеовулканические постройки) принадлежат к андезибазальтам, андезитам, дацитам и, реже, риодацитам с нормальной щелочностью. Максимальная дифференциация серии проявлена в Игноильской структуре.

Соотношение щелочей K_2O и Na_2O в андезитовых вулканитах и туфах варьирует от 0.2 до 0.8, что свидетельствует о Na-специфике ассоциации, которая является типичной для островодужных серий и окраинно-плитных дуговых систем (Богатиков, Цветков, 1988). Вулканиды БАДР-серии Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса имеют низкие содержания MgO (<5 мас.%), повышенные Cr (100-180 ppm) и Ni (40-85 ppm), характеризуются отношениями $Sr/Y < 20$ (Чалка <12, Игнойла <22, Остер <11); $Ce/Nb < 4.5$, $Th/Nb < 0.72$, $1.3 < La/Yb < 12.2$ при $0.65 < Th/Yb < 4.6$, что сближает их с островодужными комплексами (Condie, 1989).

Для лав ассоциации типичными являются обогащенные легкими РЗЭ

спектры $((\text{La}/\text{Sm})_n = 1.67 \pm 0.98$, с выполаживанием в области тяжелых РЗЭ $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.26 \pm 0.14$, $(\text{Ce}/\text{Yb})_n = 2.75 \pm 1.69$), в туфах сохраняется топологическое подобие, при более высоких фоновых концентрациях РЗЭ, Eu аномалия в породах слабо проявлена. Распределение РЗЭ в лавах Чалкинской, Хаутаваарской, Остерской и Няльмозерской структур зеленокаменного пояса однотипное.

Спаидерграммы, нормированные по примитивной мантии (*Sun, McDonough, 1989*), для вулканитов и туфов Чалкинской и Игноильской палеопостроек (Рис. 2) указывают на их топологическое подобие с базальт-андезит-дацит-риолитовыми сериями архейской Каменноозерской структуры восточной части Фенноскандинавского щита (*Puchtel et al., 1999*) и Курило-Камчатской островной дуги (*Kersting, Arculus, 1994; Kepezhinskas et al., 1997*), во всех из них отмечаются Nb и Ti аномалии, что характерно для островодужных систем Малой Антильской (*Thirlwall et al., 1996*), Вануату (*Peate et al., 1997*) и других.

Субвулканические породы древней андезитовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса разделяются по геохимической характеристике на 2 группы: дацит-риолитовую нормального известково-щелочного ряда (имеющую идентичную вулканитам геохимическую характеристику) и адакитовую.

Дайки адакитов, с возрастом 2995 млрд. лет, выявленные в Чалкинской, Игноильской и других структурах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, относятся по содержанию SiO_2 (58-69 мас. %) к андезитам-дацитам. Они отличаются от типичных известково-щелочных пород повышенными концентрациями Na_2O ($3.6 < \text{Na}_2\text{O} < 6.1$ мас. %), $\text{Al}_2\text{O}_3 > 14$ мас. %, $5 < (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2) < 9$ (для дацитов < 5) и содержаниями MgO (1.7-2.2 мас. %). Значения $\text{Mg\#} > 0.5$.

Максимальные отличия между вулканитами известково-щелочного ряда и адакитами проявляются в концентрации редких и редкоземельных элементов. Адакиты Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса имеют содержания $\text{Sr} > 400$ ppm, $\text{Ba} > 400$ ppm, $\text{Zr} > 140$ ppm, $\text{Cs} > 6$ ppm (Табл. 1).

Распределение РЗЭ в них сильно фракционированное ($((\text{La}/\text{Yb})_n > 10$), при аномально низком уровне ТРЗЭ ($\text{Ho} < 0.4$, $\text{Er} < 1.0$, $\text{Tm} < 0.1$, $\text{Yb} < 0.9$, $\text{Lu} < 0.11$ ppm). Адакиты Чалки идентичны по спектрам распределения РЗЭ адакитам островов Кука (Рис. 2) и отличаются от лав и туфов известково-щелочного ряда Чалкинской палеопостройки (*Светов, 1993*).

На диаграммах $\text{Sr}/\text{Y}-\text{Y}$ и $(\text{La}/\text{Yb})_n - \text{Yb}_n$ (рис. 3) фигуративные точки субвулканитов Хаутаваарской, Игноильской и Чалкинской палеовулканических построек ложатся в область типичных адакитовых серий мира вблизи поля адакитов юго-восточной Японской вулканической дуги (*Matrin, 1999*). Одно из отличий архейских адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса от современных аналогов заключается в более высоких концентрациях Sr до 200 ppm (типичные содержания < 50 ppm) (*Drummond, Defant, 1990*). К настоящему времени архейские адакиты выделены в зеленокаменных поясах северной части кратона Сьюпириор (Канада), таких как Лумби Лейк, Ред Лейк с возрастом 2.9-3.0 млрд. лет (*Hollings et al., 1999*), в поясе Бич-Учи с возрастом 2739 ± 2 млн. лет (*Hollings, Kerrich, 2000; Polat, Kerrich, 2002*) и в

верхней БАДР ассоциации Каменноозерской структуры с возрастом 2875 ± 2 млн. лет (Puhtel et al., 1999).

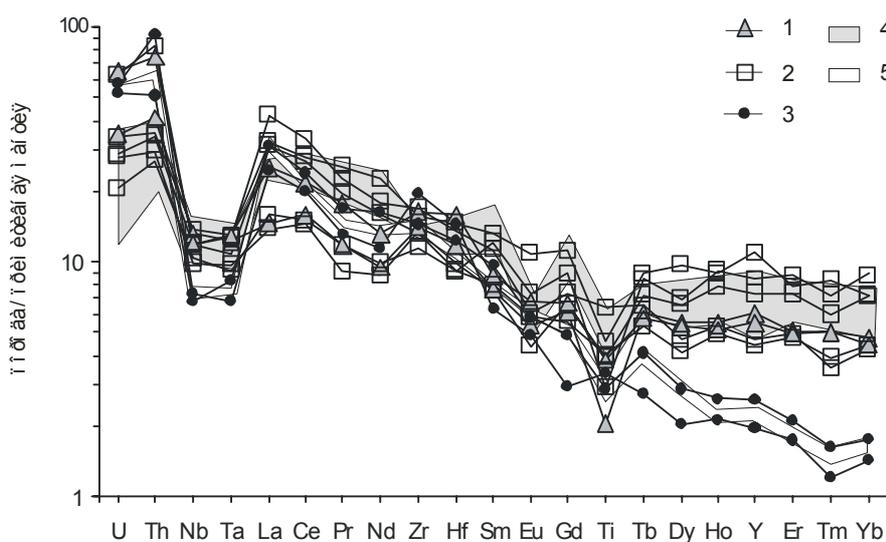


Рис. 2. Нормированные по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), спайдерграммы для андезитовой ассоциации Чалкинской палеопостройки.

1 - массивные лавы, 2 - туфы, 3 - адакиты, 4 - средний состав БАДР-ассоциации Каменноозерской структуры (Puhtel et al., 1999), 5 - средний состав адакитов острова Кука (Martin, 1995).

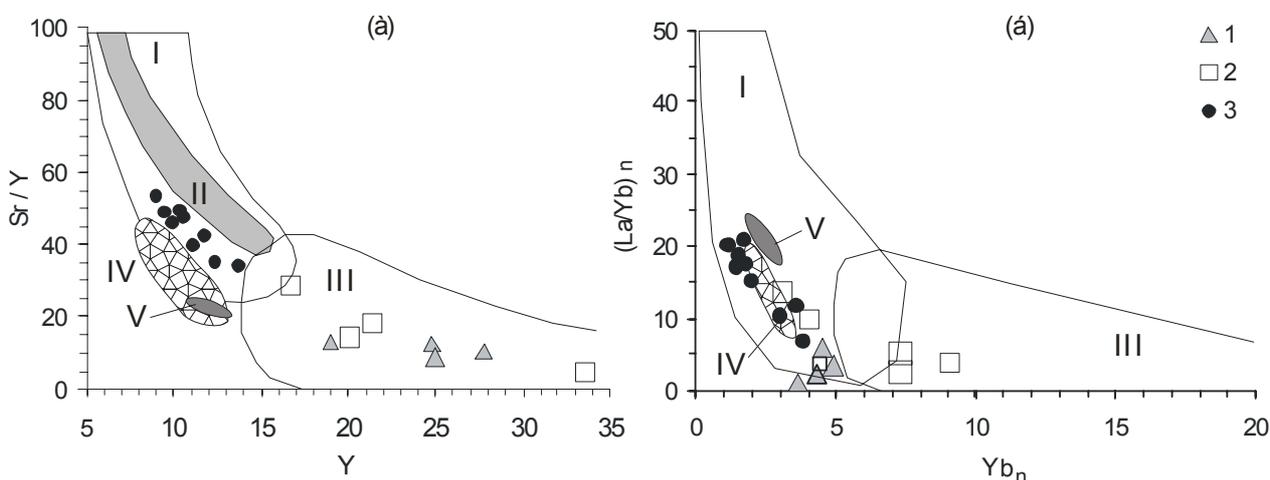


Рис. 3. Диаграмма Sr/Y – Y (а) и $(La/Yb)_n - Yb_n$ (б) для древней андезитовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Породы Чалкинской палеовулканической постройки: 1 - массивные лавы, 2 - туфы, 3 - адакиты. Поля: I - типичные адакиты мира (Hollings et al., 1999), II - адакиты ЮВ Японии (Martin, 1999), III - типовые островодужные андезиты – дациты - риолиты, IV - субвулканы Хаутаваарской палеопостройки, V - субвулканы Игнойльской палеопостройки.

Изотопный состав Sm-Nd в БАДР сериях Игнойльской и Остерской структур свидетельствует о значительном вкладе в состав их магматических источников более древнего корового материала. Согласно модели De Paolo (De Paolo et al., 1991) модельные возраста андезитов и дацитов Игнойлы варьируют в пределах 2970-3245 млн. лет, Остра – 3000-3380 млн. лет; по модели Голдштейна и Якобсена (Goldstein, Jacobsen, 1988) они изменяются в пределах 3080-3370 млн. лет (Игнойла) и 3100-3500 млн. лет (Остер) (Лобач-Жученко и др., 2000). Первичные отношения $\epsilon_{Nd(t)}$ для ассоциаций Игнойльской структуры (Т - 2995 млн. лет) колеблются от +2.1 до -1.2, для андезитов Остра (Т - 3020 млн. лет) - от +1.5 до -2.2.

Таблица 1. Вариации средних содержаний главных, рудных и редких элементов в субвулканитах известково-щелочного ряда и адакитах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (мас.%, ppm).

Структура	Чалка	Игнойла	Чалка	Игнойла	Остер	Паласельга	Няльмозеро	Адакит*
Порода	С (ищ)		С (адакиты)					
N	6	19	4	7	3	5	3	81*
SiO ₂	61.30±4.09	62.61±3.13	65.72±1.2	64.63±2.35	64.39±2.87	58.91±2.43	62.11±1.13	64.66±3.2
TiO ₂	0.94±0.31	0.57±0.19	0.68±0.11	0.56±0.12	0.76±0.14	0.61±0.21	0.69±0.2	0.51±0.2
MgO	3.35±1.81	3.57±1.23	1.83±0.94	2.89±1.78	1.94±0.62	2.14±0.83	2.01±0.45	2.20±1.0
CaO	5.65±1.22	4.02±2.11	4.45±0.43	3.92±0.89	4.12±0.73	4.28±0.81	3.45±0.14	5.00±1.3
Na ₂ O	3.52±0.81	4.36±0.93	4.17±0.42	4.89±1.12	3.86±0.22	3.91±0.74	3.98±0.14	4.09±0.4
K ₂ O	1.21±0.66	1.58±0.60	1.51±0.39	0.98±0.21	1.51±0.47	1.23±0.35	1.81±0.34	1.72±0.6
Cr	209±64	210±79	201±14	102±52	104±25	117±35	85±11	30-50
Ni	82±41	81±40	29±7	51±16	78±12	71±14	60±7	20-40
Co	26±4	21±5	9±2	13±4	19±3	21±4	20±4	<20
Ba	212±89	320±66	461±28	408±32	425±58	315±64	495±18	>400
Sr	286±112	250±34	490±21	419±77	379±91	320±38	509±54	>450
Nb	6±0.2	5±0.8	4±0.3	4±0.7	9±2.4	5±0.5	6±0.7	<10
Zr	160±25	130±13	190±39	148±10	225±34	139±24	180±16	130-165
Th	6.1±1.7	8.4±2.2	6.1±2.3	6±1.4	2.4±0.8	3.1±0.4	3.9±0.9	3-7
(La/Yb) _n	3.11±1.21	5.18±1.24	19.59±2.42	20.60±1.18	16.24±1.21	18.49±3.67	16.98±2.04	21.98±5.07

Примечание: С (ищ) - субвулканиты известково-щелочного ряда, С (адакиты) – субвулканиты адакитового ряда, n - число образцов. * - состав типичного адакита (выборка из 81 анализа) приводится по работе (Martin, 1999).

Изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}$ для пород андезитового ряда Хаутаваарской структуры изменяется от +8.5 до +9.0 ‰ в андезитах, и от +9.0 до +9.3 ‰ в дацитах, до +10.8 ‰ в риолитах (Новицкий, Медведовская, 2001), что согласуется с моделью образования ассоциации в островодужной (энсиалической) обстановке (Покровский, Вольнец, 1999).

На основе геохимической характеристики древней БАДР-серии Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса реконструированы условия магмогенеза. Значение модельных равновесных температур магм составляют 1080 °C - 980 °C, находясь в прямой зависимости от кремнекислотности расплава, при этом максимальные температуры 1100-1070 °C установлены для андезибазальтов (SiO₂=53.1-53.6 мас.%) первых фаз излияния, с повышенными содержаниями MgO (5.6-6.5 мас.%). Эти данные близки к равновесным температурам, рассчитанным по двупироксеновому термометру Линдслея с погрешностью расчета ±30 °C (Lindsley, 1983) для магнезиальных андезибазальтов Ключевского вулкана 1140 - 1120 °C, для высокоглиноземистых андезибазальтов температура составляла менее 1100 °C (Kersting, Arculus, 1994). Температуры ликвидуса андезитов вулканического комплекса Колд Бау (Алеуты) равны 1110 °C (Brophy, 1986) и острова Адак (Алеуты) – 1050-1080 °C (Conrad, Kay, 1984).

Современные экспериментальные данные показывают, что растворимость H₂O при давлении около 3-10 кбар и температуре 1100-1150 °C для подобных

магм составляет 3 - 6 мас.% (Moore, Carmichael, 1998), что обуславливает уменьшение температур плавления на 50-100 °С.

Предполагаемой областью плавления являлся мантийный клин, расположенный над субдукционной зоной, здесь происходило насыщение его флюидной фазой и метасоматизация в ходе дегидратации субдуцируемой протоокеанической плиты (Martin, 1999; Sylvester et al., 1997), что вызвало частичное плавление мантийного субстрата. Экспериментальные работы подтверждают возможность данного механизма при учете более высокой архейской геотермы (Tatsumi et al., 1986).

Предполагаемая область плавления располагалась на глубинах до 60-70 км (давление <2.5 ГПа), что согласуется с результатами расчетов Г.В.Овчинниковой с соавторами (Овчинникова и др., 1994), которыми были получены значения $T=1000-950$ °С и $P = 0.8-2.2$ ГПа для андезитов Игноильской палеопостройки. Степень плавления при генерации первичных расплавов не превышала 12-20%. Образование андезибазальт-андезит-дацит-риолитовой серии происходило в ходе процессов фракционной кристаллизации с образованием $Cr_x+Pl+TiMgt$ реститов.

Геохимическая специфика субвулканитов адакитового ряда отражает особые условия их генезиса. ДеPLETEDность ТРЗЭ является следствием формирования гранат ± амфиболового (роговобманкового) рестита при плавлении, следует подчеркнуть, что данные фазы не играют существенной роли при образовании известково-щелочных расплавов (Martin, 1986).

На основании геохимического моделирования процесса плавления можно предположить, что источник адакитовых расплавов был мафит - ультрамафитовый (Defant, Drummond, 1990; Samaniego, 1997). Вероятнее всего, в процесс плавления вовлекались субдуцированные океанические базальты, «трансформированные» в гранатовые амфиболиты или эклогиты с образованием гранат ± амфиболового рестита (Martin, 1999).

Модельные температуры ликвидуса адакитовых магм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, рассчитанные в программе Pele 4.0, составляют 1020-1090 °С. Магмы, исходные для адакитов Чалкинской и Игноильской структур, могут быть получены при 10-15% плавлении амфиболита с образованием Cr_x (60%)+ Gar (10%)+ Pl (25%) + Hbl (5%) рестита с последующим фракционированием $Pl+Cr_x$, что хорошо согласуется с приведенными экспериментальными результатами и модельными условиями генерации адакитов из верхней БАДР-серии Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса восточной части Фенноскандинавского щита (Puchtel et al., 1999).

Адакитовые расплавы могут быть образованы только в конвергентных обстановках, при плавлении субдуцируемой океанической плиты на начальной (конечной) стадии субдукции (Wyman et al., 2002; Martin, 1999; Polat, Kerrich, 2002) или режиме «slab-window» (Авдейко, 2002, 2003).

Таким образом, островодужные БАДР-серии с субвулканитами адакитового ряда формировались в архее на рубеже 3.05-2.8 млрд. лет как в пределах Фенноскандинавского щита, так и Канадского, и прочих кратонов мира в достаточно близких геодинамических обстановках, значимую роль в которых

играло заложение и эволюция конвергентных межплитных зон перехода океан-континент.

Положение II. Коматиит-базальтовые вулканические серии Хаутаваарской, Киндасовской, Койкарской, Семченской, Совдозерской и Паласельгинской структур формировались на рубеже 3.05-2.90 млрд. лет в протоокеаническом бассейне в обстановках задугового спрединга, субсинхронно с развитием древнейшей островодужной системы. Высокомагнезиальные вулканициты принадлежат к Al-недеплетированному типу, их формирование проходило при высоких степенях частичного плавления мантийного пиролита, вызванного термальным апвеллингом, при $T_p = 1750-1820$ °C и $P = 5-7$ ГПа с отсадкой оливин-ортопироксеновых реститов.

После открытия коматиитов в районе р. Комати нагорья Барбертон Южной Африки (*Viljoen, Viljoen, 1969*) в течении 10 лет аналогичные породы, были выявлены практически на всех докембрийских щитах (*Komatiites, 1982*).

В пределах Фенноскандинавского щита архейские коматииты обнаружены и исследованы в Центральной Финляндии - поясе Кухмо-Типасярви-Суомуссалми (*Jahn et al., 1980; Hanski, 1980*), Карелии – поясах Сумозерско-Кенозерском, Ведлозерско-Сегозерском, Гимольско-Костомукшском и др. (*Зеленокаменные..., 1988; Коматииты..., 1988; Металлогеническая..., 1993; Светов, 1997; Puchtel et al., 1998; Svetov et al., 2001*) и Кольском регионе – пояс Колмозеро-Воронье (*Вревский, 1980; 1989; Борисова и др., 1991; Смолькин и др., 1991; Смолькин, 1992*).

По данным Sm-Nd анализа коматиитовый вулканизм был проявлен в течении нескольких временных этапов: ~3.4 млрд. лет (Восточная Карелия), 3.05-2.90 млрд.лет (Центральная и Восточная Карелия), 2.90-2.81 млрд. лет (Западная Карелия, Кольский п-в., Восточная Финляндия) и 2.45-2.05 млрд. лет (Восточная Карелия, Северная Финляндия) (*Vrevsky et al., 1996; Svetov, 2001; Арестова и др., 2002*).

В пределах верхнеархейского Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса породы высокомагнезиальной ассоциации сохранились в Хаутаваарской, Киндасовской, Койкарской, Паласельгинской, Семченской, Совдозерской структурах на площадях от 1.85 до 110 км² (*Светов, 1997*). Реконструированная мощность разрезов коматиит-базальтовых толщ варьирует от 2.8 км (Койкары-Семчь) до 1.5-1.0 км (Паласельга, Совдозеро), что составляет значимую часть от суммарной мощности верхнеархейских (3.05-2.85 млрд. лет) образований Центральной Карелии, равной 6 км.

В работе приводится детальное описание разрезов, морфологических особенностей вулканицитов коматиит-базальтовой ассоциации и сопровождающих их пирокласто-осадочных образований выше названных структур. Значительное внимание уделено характеристике дифференцированных лавовых потоков и вариолитам.

Коматиит-базальтовая ассоциация представлена стратифицированными толщами, в пределах которых преобладает лавовая фация. Перидотитовые, пироксенитовые и базальтовые коматииты слагают массивные, подушечные,

брекчированные и реже дифференцированные лавовые потоки. Брекчированные лавы широко развиты в Совдозерской структуре. В Койкарской и Паласельгинской структурах описаны серии дифференцированных потоков мощностью от 0.4 до 8 м. В их строении выделяются зоны оливинового кумулята (B_{2-3}), харриситового строения (B_1), спинифекс структур различных типов (A_{2-6}) и кровельных брекчий (A_1) (Светов, 1994, 1997).

Пироксенитовые коматииты Койкарской структуры часто имеют вариолитовые текстуры. Пирокластические породы представлены туфами различной размерности - агломератовыми, лапиллиевыми и псаммитовыми. Пирокластические фации не превышают 3-5% от общего объема пород в реконструированных разрезах.

В толщах, сложенных базальтами, преобладают подушечные и массивные лавы, лапиллиевые и псаммитовые туфы (Светова, 1988; Светов, 1997).

Стратиграфическое положение базальтов в пределах изученных высокомагнезиальных разрезов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса не является постоянным: в пределах Хаутаваарской и Койкарской структур базальты залегают на коматиитах, а в Паласельгинской и Совдозерской структурах они чередуются с коматиитами, при этом природа контактов в этих структурах не всегда однозначна (Светов, 1997).

Комагматичными интрузивными образованиями являются магнезиальные габбро и ультрамафиты (серпентиниты), слагающие маломощные тела.

Результаты U-Pb датирования циркона из подстилающих коматииты кислых вулканитов Игнойльского субвулканического штока (Хаутаваарской структуры) и лавового потока дацитов, дают возраст 2995 ± 20 млн. лет (Сергеев, 1989), из даек и субвулканических дацитов, секущих коматиит-базальтовую ассоциацию в Койкарской структуре - 2935 ± 15 млн. лет (Бибикова, Крылов, 1983) и 2860 ± 15 млн. лет (Самсонов и др., 1996). В пределах Семченской зоны базальтовую (верхнюю) часть разреза ассоциации прорывают габбро-диориты, U-Pb возраст которых (по циркону) равен 2890 ± 40 млн. лет (Сергеев и др., 1983). На основании вышеприведенных датировок, время формирования коматиит-базальтовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса оценивается в интервале 3.05-2.90 млрд. лет.

Метаморфические преобразования пород ассоциации проходили в условиях зеленосланцевой (Койкарская структура) или эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (Паласельгинская, Совдозерская, Хаутаваарская структуры) с температурным режимом 300-500 °C и $P = 2 - 5.5$ кбар (Володичев и др., 2002).

По химизму среди высокомагнезиальных вулканитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса выделяются перидотитовые, пироксенитовые, базальтовые коматииты и высокомагнезиальные базальты, согласно классификации (Komatiites, 1988).

Содержание MgO в коматиитах варьирует от 9.4 (базальтовые коматииты) до 34 мас. % (кумуляты перидотитовых коматиитов), TiO_2 - 0.2-0.7 мас. %. Доминирующее развитие имеют пироксенитовые и базальтовые коматииты ($9 < MgO < 24$ мас. %), а так же высокомагнезиальные базальты ($8 < MgO < 15$ мас. %), которые наиболее широко представлены в Койкарской, Семченской,

Паласельгинской, Хаутаваарской и Киндасовской структурах (Светов, 1997).

Перидотитовые коматииты и их кумулятивные разновидности (коматиитовые дуниты) ($24 < \text{MgO} < 40$ мас. %) доминируют только в разрезе Совдозерской структуры.

В системе $\text{TiO}_2\text{-MgO}$, используемой для разделения высокомагнезиальных вулканических серий на марианит-бонинитовый, коматиитовый и толеитовый типы (Коматииты..., 1988), фигуративные точки пород коматиит-базальтовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса формируют непрерывный тренд в поле вулканиитов коматиитового ряда с увеличением содержания TiO_2 в низкомагнезиальных разностях.

Для коматиитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса установлены следующие значения отношений: $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$ (Хаутаваара 0.81 ± 0.18 ; Койкары-Семчь 0.80 ± 0.49 ; Паласельга 0.82 ± 0.18 ; Совдозеро 0.86 ± 0.18 ; Киндасово 0.75 ± 0.17), $17 < \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 < 30$ (Хаутаваара 19.45 ± 3.41 ; Койкары-Семчь 20.20 ± 3.95 ; Паласельга 27.16 ± 3.73 ; Совдозеро 19.79 ± 1.35 ; Киндасово 20.17 ± 2.09), Zr/Y близко к 2.5 (Хаутаваара 1.98 ± 1.21 ; Койкары-Семчь 2.63 ± 0.34 ; Паласельга 2.39 ± 0.36 ; Совдозеро 2.62 ± 0.67 ; Киндасово 2.94 ± 0.52). Эти данные позволяют отнести коматиит-базальтовую ассоциацию Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса к Al-недеплетированному типу «Мунро» (Komatiites, 1982).

Mg# в пироксенитовых и перидотитовых коматиитах находится на уровне 67 – 90 (Койкары- 66-90; Паласельга – 67-84; Совдозеро – 76 – 88), в базальтовых коматиитах Mg# составляет 60-75 (Койкары- 60-75; Паласельга – 64-72; Киндасово – 61– 72; Хаутаваара – 64-75), что так же соответствует коматиитам типа Мунро и значительно отличается от коматиитов типа «Барбертон» (Arndt et al., 1997).

Наиболее магнезиальными (< 32 мас. % MgO) являются массивные лавовые потоки перидотитовых коматиитов мощностью до 15-20 м. Дифференцированные лавовые потоки типичны для пироксенитовых и, реже, перидотитовых коматиитов. Наибольшая дифференцированность установлена для вариолитовых лав пироксенитовых коматиитов Койкарской структуры. Вариоли по химическому составу соответствуют низкокалиевым андезидацитам (до 67.61 мас. % SiO_2 ; 5 – 8 мас. % MgO), а матрикс- пироксенитовым коматиитам (50.9 мас. % SiO_2 ; 18.9 мас. % MgO) (Светов, 1993, 1994, 1997).

Туфы коматиитов по содержанию петрогенных элементов идентичны лавам, но имеют пониженные значения $\text{Al}_2\text{O}_3 < 8$ мас. %, более высокие CaO -7-11 мас. %, и низкие щелочи: $\text{Na}_2\text{O} < 0.5$ мас. %, $\text{K}_2\text{O} < 0.04$ мас. %.

Содержания Ni и Cr в вулканиитах коматиит-базальтовой ассоциации колеблются в широких пределах. Максимальные концентрации Ni (2820 ppm) и Cr (7500 ppm) установлены в кумулятивных разновидностях коматиитов Совдозерской структуры. С уменьшением магнезиальности пород концентрации Ni и Cr уменьшаются. В пироксенитовых коматиитах: Ni- 100-1000 ppm, Cr-500-2000 ppm, в базальтовых коматиитах: Ni 80-200 ppm, Cr-400-1000 ppm, в базальтах - Ni-30-100 ppm, Cr-50-400 ppm.

По содержанию Ti и V ($\text{Ti}/\text{V} = 18-30$) породы коматиит-базальтовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса близки к базальтам срединно-океанических хребтов и задуговых бассейнов (Shervais, 1982;

Интерпретация..., 2001).

Распределение петрогенных (Al_2O_3 , TiO_2 , SiO_2 и др.) и малых элементов (Y, Zr и др.) относительно MgO в коматиит-базальтовых ассоциациях Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса близко к линейным трендам «оливинового контроля» (Arndt et al., 1997). Для вулканитов рассматриваемых структур устанавливаются несколько трендов со значениями R^2 на уровне 80-87%, с пересечением оси MgO в области значений 45-49 - Ol_2 (Койкарская и Паласельгинская структуры) и 37-42% - Ol_1 (Паласельга, Хаутаваара, Совдозеро), что связано с существованием нескольких типов первичных расплавов с разной исходной магнезиальностью. По значениям пересечения тренда «оливинового контроля» с осью MgO получены содержания MgO в равновесном для родоначальных расплавов оливине: Ol_1 и Ol_2 . На основе коэффициента распределения $Kd_{(\text{Ol}_3\text{-Liq})}(\text{Mg-Fe}) = 0.31 \pm 0.03$ (Beattie et al., 1991), при допущении, что содержание Fe^{2+} в расплаве не превышало 10%, рассчитаны родоначальные составы с магнезиальностью 23-27% и 15-18%, что ниже магнезиальности зон закалки в потоках перидотитовых коматиитов Койкар (27.82%), Паласельги (28.39%) и Совдозера (29.44%).

Коматииты Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса имеют $[\text{Gd}/\text{Yb}]_n$ отношения 0.8-1.4, а $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 17-30$. В $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 - [\text{Gd}/\text{Yb}]_{mn}$ системе они образуют поле в области Al-недеплетированных пород, перекрываясь с коматиитами Мунро, Канады, Водлозера, Костомукши (Рис. 4) (Sproule et al., 2002; Puchtel et al., 1998).



Рис. 4. Классификационная диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 - [\text{Gd}/\text{Yb}]_{mn}$ (Sproule et al., 2002) для коматиитов из зеленокаменных поясов древних кратонов и Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Нормировано по примитивной мантии (Sun, MacDonough, 1989).

Сопоставляя РЗЭ тренды коматиитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса с типовыми аналогами Канады и ЮАР, установлено, что максимальное сходство спектров наблюдается с коматиитами Абитибби, Мунро, Алексо и Зимбабве (Jochum et al., 1991) и базальтами N-MORB и P-MORB типа. Исключением являются обогащенные ЛРЗЭ базальтовые ассоциации нижнего и верхнего уровня Паласельгинской структуры, которые подобны базальтам OIB-типа (Рис. 5).

Информативным для основных – ультраосновных расплавов является ха-

раक्टर взаимоотношения Th, Nb, La, который зависит от геодинамической приуроченности ассоциации или отражает проявление контаминации корового вещества (*Jachum et al., 1991; Kerrich et al., 1999; Кожевников, 2000*). Для коматиитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса типовым является неравенство $La_n < Nb_n < Th_n$, что типично для архейских коматиитов и базальтов типа MORB, N-MORB.

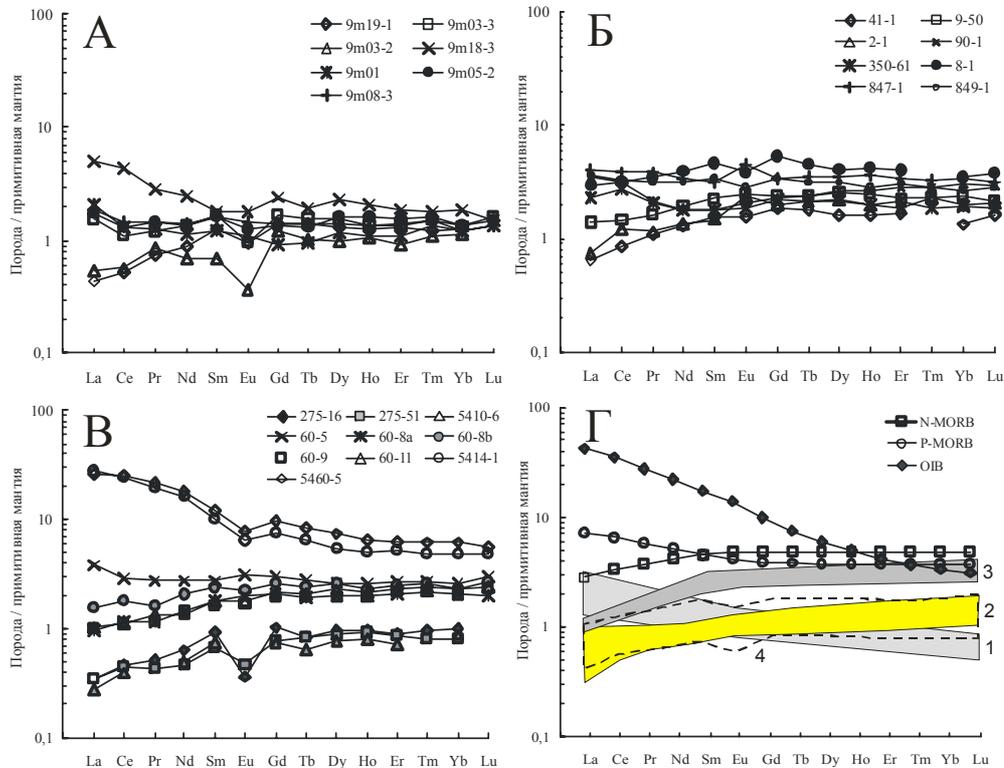


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в породах коматиит-базальтовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского (А-В) и других (Г) зеленокаменных поясов. Нормировано по примитивной мантии (*Sun, MacDonough, 1989*).

Высокомагнезиальные ассоциации структур: А- Совдозерской, Б- Койкарской, В- Паласельгинской, Г-: 1-Барбертон, 2- Абитиби, Мунро, Алексо, Зимбабве, 3- Горгона, 4- Костомукша.

Sm-Nd систематика высокомагнезиальных вулканитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса показала, что первичные отношения ϵ_{Nd} для коматиитов и базальтов всех структур (вычислено с использованием модельного возраста 2940 млн. лет) соответствуют уровню деплетированной мантии, как и в случае близковозрастных коматиитов Абितिби (*Dupre et al., 1984*) и ложатся вблизи модельного тренда эволюции $\epsilon_{Nd}[T]_{\text{проба}} = 0.164T^3 - 0.566T^2 - 2.79T + 10.4$, где T(млрд. лет) (*Nagler, Kramers, 1998*) для докембрия.

Sm-Nd возраст коматиит-базальтовой ассоциации Паласельгинской структуры равен 2893 ± 110 млн. лет, $\epsilon_{Nd} = +1.2$, MSWD=7; для высокомагнезиальных вулканитов Койкарской структуры - 2944 ± 170 млн. лет, $\epsilon_{Nd} = +1.7$, MSWD=2, для коматиит-базальтовой ассоциации Хаутаваарской структуры - 3201 ± 340 млн. лет, $\epsilon_{Nd} = +2.0$, MSWD=8.3. Основываясь на близком времени формирования базальтов и коматиитов в структурах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, рассчитано общее время образования ассоциаций Койкарской и Паласельгинской структур 2921 ± 55 млн. лет, $\epsilon_{Nd} = +1.5$, MSWD=5 (*Светов, Хухма, 1999; Svetov et al., 2001*). При дополнитель-

ном привлечении к расчету данных по Хаутаваарской структуре возраст равен 2935 ± 64 млн. лет, $\epsilon_{Nd} = +1.7$, MSWD=9.

Изотопный состав кислорода в перидотитовых, пироксенитовых и базальтовых коматиитах Центральной Карелии варьирует в широких пределах ($\delta^{18}O_{wt} =$ от +5.8 до +8.5 ‰) (Новицкий, Медведовская, 2001) с отчетливым обогащением пород $\delta^{18}O$ при уменьшении их магнезиальности и в случае увеличения их метаморфической проработки. Величина $\delta^{18}O$ для коматиитов составляют +5.8 - +7.2 ‰, для базальтовых коматиитов - +7.3 - +8.65 ‰. Для коматиитов эти величины близки к базальтам современного океанического дна: $+5.7 \pm 0.3$ ‰ (Pineau et al., 1976; Ito et al., 1987), что так же подтверждает их протоокеаническую природу. Данные закономерности указывают на отсутствие значимого влияния процессов контаминации коровым веществом коматиитовых расплавов и существование лишь локального преобразования внутренних изотопных систем на стадии метаморфической проработки ассоциации при взаимодействии с флюидными фазами и гидротермальными растворами.

Интрузивная фаза представлена телами перидотитового, дунитового состава (серпентиниты) и магнезиального габбро. Все интрузивы характеризуются высокой магнезиальностью, индекс Mg# в коматиитовых дунитах и перидотитах равен 76-88, в габбро – 51-68; отношения $CaO/Al_2O_3 < 1$, $Al_2O_3/TiO_2 = 16-25$, и близкими содержаниями PЭ и PЗЭ. Геохимический состав интрузивных пород позволяет говорить о их комагматичной коматиитам природе (Svetov et al., 1999; Светов, Светова 2000).

Далее в работе детально рассматриваются реологические свойства расплавов (вязкость, плотность), влияющие на характер лавовых излияний (ламинарный или турбулентный). На основе изучения строения дифференцированных лавовых потоков коматиитов предложена модель их кристаллизации по схеме «прогрессивной расслоенности».

Формирование коматиит-базальтовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса проходило в подводных условиях и сопровождалось синхронным отложением вулканогенных и осадочных пород смешанного генезиса: представленных тонкими пепловыми туфами коматиитов; туффитами, силицитами и графитистыми алевролитами, с характерной тонкой горизонтальной слоистостью, тонкозернистым сложением, локальным повышением содержания углерода и глиноземистого вещества.

Важным фактором, характеризующим географические размеры протоокеанического бассейна, является отсутствие чуждого терригенного материала в осадочных парагенезах, что свидетельствует о быстром и масштабном раскрытии океанического бассейна.

Реконструкция условий генерации коматиитовых магм была проведена на основе математического моделирования с учетом результатов экспериментального изучения высокомагнезиальных пород (Bickle, 1978; Богатиков и др., 1984; Гирнис, 1985; Рябчиков, Богатиков, 1984; Гирнис и др., 1987; Wei et al., 1990; Hirose, Kushiro, 1993; Herzberg, 1992, 1995; Herzberg, Zhang, 1996, 1997, 1998; Herzberg, O'Hara, 1998; Гирнис, 1998).

Для Al-недеплетированной коматиит-базальтовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса были рассчитаны модели плавления

ния и фракционирования расплавов с использованием редких и редкоземельных элементов. Контроль расчетов проводился по содержанию TiO_2 . Расчет частичного плавления проводился для реальных составов перидотитовых коматиитов с содержанием MgO 25-29 мас.% Койкарской, Паласельгинской и Совдозерской структур.

Генерация Al-недеплетированных коматиитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса проходила при частичном плавлении (<50%) мантийного лерцолита, при давлении <8 Гпа с образованием Ol+Orx реститов.

Подобные условия плавления верхнемантийного материала могут достигаться в режиме стационарного прогрева локального участка мантии, обусловленного всплытием мантийного плюма («теплового плюма» в понимании Н.Л.Добрецова (Добрецов и др., 2002)). При этом, областью заложения мантийной термальной фидерной зоны стала транзиталь «протоокеан-протоконтинент», что по нашему мнению привело к заложению и быстрому раскрытию задугового протоокеанического бассейна и предопределило формирование мафитовой ассоциации (Рис. 6).

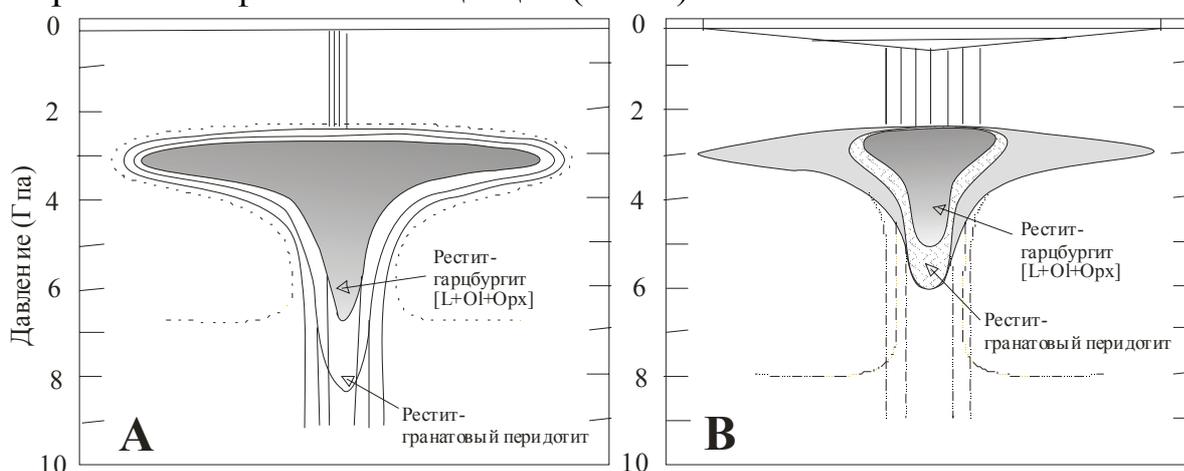


Рис. 6. Модель эволюции мантийного плюма (Herzberg, O'Hara, 1998).

Область плавления окружена зонами возможных реститовых ассоциаций: $[L+Ol+Cpx+Gt]$; $[L+Ol+Orx+Cpx+Gt]$; $[Ol+Orx+Gt]$. Ранее плавление окружающего головную часть плюма материала дает в рестите гарцбургитовую составляющую $[L+Ol+Orx]$. Прерывистые линии – изотермы. Стадия А - начальная стадия всплытия мантийного плюма и начала плавления; формирование Al-недеплетированных коматиитов типа «Мунро»; Стадия Б - этап стационарного развития магматизма по центральной оси плюма; формирование океанических плато и океанических базальтов.

Интервал высокомагнезиального вулканизма в пределах локальных зеленокаменных структур Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса укладывается примерно в 100 млн.лет (с 2.9 -3.0 млрд.лет), поэтому его можно связать с деятельностью одного долгоживущего мантийного диапира, стационарно локализованного в области межмикроплитного сочленения.

Коматииты наиболее широко представлены в архейских структурах, в протерозое доминирует другая высокомагнезиальная ветвь, представленная пикритами и высокомагнезиальными базальтами (Марковский, Ротман, 1981; Early Precambrian..., 1990; Смолькин, 1992, 1997; Мальков, 1997). Установленная закономерность развития мантийного магматизма может быть обусловлена снижением степени плавления мантийного субстрата, а также глубины и характера его плавления. Предполагается, что одной из глобаль-

ных причин является общее охлаждение глубинных оболочек Земли и, как следствие этого, уменьшение теплового потока. Таким образом, на основе результатов исследования высокомагнезиальных вулканитов можно ответить на вопрос о характере изменения максимального теплового потока (локализованного в мантийных струях – областях мантийного апвеллинга (*Красный, 2002*)) в течение развития Земли на основе сравнения РТ- режима генерации первичных коматиитовых расплавов восточной части Фенноскандинавского щита с прочими разновозрастными объектами.

Для моделирования РТ- условий магмообразования были привлечены данные по коматиитам и пикритам Фенноскандинавского щита (Табл. 2) из раннеархейских, позднеархейских и раннепротерозойских структур Кольского полуострова, Северной Норвегии, Центральной и Северной Финляндии и Карелии, возраст которых установлен Sm-Nd или U-Pb методами, а так же толеитовым базальтам из разреза Печенгской зоны, офиолитового комплекса Йормуа (Финляндия), интрузий габбро-верлитов Печенги, вмещающих месторождение сульфидных Cu-Ni руд.

Таблица 2. Расчет параметров генерации высокомагнезиальных магм Фенноскандинавского щита (*Светов, Смолькин, 2003*).

Структура	Возраст (млн. лет)	N	Порода:	T _{liq} (°C)	T _{pot} (°C)	P _(Al) (Гпа)
Водлозеро	3391±76 (<i>Пухтель и др., 1991</i>)	8*	ПК	1566	1792	6.40
Каменное озеро	3054±84 (<i>Самсонов и др.1996</i>)	2	ПК	1587	1818	6.35
Хаутаваара	2995±20 (<i>Лобиков, 1982</i>)	6	ПК	1615	1845	6.59
Совдозеро	2921±55 (<i>Светов и др.1997</i>)	5	ПК	1589	1817	6.42
Паласельга	2921±55 (<i>Светов и др.1997</i>)	10	ПК	1568	1794	6.93
Койкары	2921±55 (<i>Светов и др.1997</i>)	10	ПК	1557	1781	7.29
Ура-Губа	>2830 (<i>Кудряшов, Гавриленко 2000</i>)	7	ПК	1526	1741	7.01
Костомукша	2843±39 (<i>Puchtel et al., 1999</i>)	2	ПК	1553	1776	4.86
Типасярви	2830±2 (<i>Jahn et al., 1980</i>)	3	ПК	1530	1747	6.37
Хатту	>2761 (<i>Geological..., 1993</i>)	6	ПК	1508	1717	5.38
Ветренный пояс	2410±34 (<i>Пухтель и др.,1997</i>)	3	ПирК	1321	1455	3.71
Карасьёк	2103±87 (<i>Barnes et al., 1990</i>)	20*	ПК	1464	1660	5.99
Савукоски (Сатгасваара)	>2050 (<i>Lehtonen et all 1998</i>)	49*	ПК	1520	1734	5.85
Савукоски (Соткаселка)	>2050 (<i>Lehtonen et all 1998</i>)	8*	П	1386	1552	5.41
Печенга (III-уровень)	1980±40 (<i>Магматизм..., 1995</i>)	5	ФП	1370	1529	6.07
Печенга (V-уровень)	<1980 (<i>Магматизм..., 1995</i>)	5	ФП	1324	1461	5.25
Печенга (свита матерт)	1980 (<i>Магматизм..., 1995</i>)	5	ТБ	1176	1229	2.39
Йормуа	1953±2 (<i>Peltonen et all 1996</i>)	3	ТБ	1190	1252	1.05

Примечание: * - использованы средние составы по выборке, ПК - перидотитовые коматииты, ПирК - пироксенитовые коматииты, БК - базальтовые коматииты, ФП - ферропикриты, П - пикриты, ТБ - толеитовые базальты, РИ - рудоносная интрузия, БИ - безрудная интрузия.

Выполненные модельные расчеты РТ-параметров основываются на интерпретации химического состава высокомагнезиальных вулканитов. Для оценки первичных составов расплавов использовались авторские и опубли-

кованные результаты изучения пород из достоверно установленных зон закалок шаровых, массивных лав и расслоенных потоков.

Проанализированные высокомагнезиальные вулканиты формировались в течение значительного периода времени – от 3.39 до 1.95 млрд. лет, что составляет 1.43 млрд. лет ранней истории развития Земли (табл. 2). Как показывают расчеты, на архейском этапе (3.4-2.5 млрд. лет) температурный режим магмогенерации был максимальный - 1850-1700 °С; в течение раннего протерозоя (2.5-1.9 млрд. лет) он значительно снижается - до 1300 °С. Расчетное давление при плавлении в мантийных источниках колеблется от 6-7 Гпа в период 3.4-2.8 млрд. лет до 1-2 Гпа в период 1.9 млрд. лет, что может свидетельствовать об уменьшении глубин магмогенерации – от 220 до 160 км.

В отношении распределения потенциальных температур в мантийных источниках (зонах мантийных плюмов) от времени их существования, установлено, что температуры прогрева вещества верхней мантии постепенно снижались в течение докембрия, при этом в архее они на 300-200 °С, а в протерозое на 100 °С были выше, чем ранее опубликованные модельные значения мантийной геотермы (*Richter, 1988*). В целом, этот вывод согласуется с моделью «остывающей Земли» и общим снижением теплового потока. Таким образом, формирование высокомагнезиальных ассоциаций, как в пределах Фенноскандинавского и других щитов, происходило асинхронно на продолжении достаточно коротких импульсов яркой плюмовой активности. Максимальные температурные всплески маркируются на рубеже 3.0 и 2.7 млрд. лет. Скорее всего глобальность данного явления связана с изменениями, происходящими в это время в структуре Земли, что согласуется с представлениями О.Г.Сорохтина и С.А.Ушакова (*Sorokhtin, Ushakov, 1999*), по мнению которых в этот период произошло отделение земного ядра, вызвавшее наиболее мощные в истории Земли проявления мантийных плюмов.

Положение III. Формирование парагенетической ассоциации вулканитов средне-кислого состава и осадочных пород в пределах вулканических структур Масельга – Яниш – Корбозеро – Семчь – Эльмус проходило в интервале 2.90-2.85 млрд. лет в ходе развития вулканической дуги центральноандийского типа, заложенной на коллажированном континентальном склоне «Водлозерского протоконтинента». Генерация первичных для ассоциации расплавов связана с процессами плавления мантийного клина в ходе дегидратации субдуцируемой океанической плиты и контаминации коровым материалом, что обусловило образование палингенных магм андезидацитового, дацитового и риолитового составов.

В период с 2.95 по 2.90 млрд. лет начавшаяся коллизия в транзитале приводит к причленению и аккрецированию комплекса зрелой островной дуги, с закрытием задугового бассейна и обдуцированию мафического аллохтона на «несущее» основание, которым выступал западный фланг Водлозерского блока. Результатом коллизии стало формирование сложнодислоцированного континентального склона, состоящего из аккреционных террейнов (контрастных стратотектонических ассоциаций- СТА), находящихся в автохтонном и аллохтонном залегании (островодужная и коматиит-базальтовая ассоциа-

ции) (Светов, 2002). Этап сопровождается значительной эрозией пород в пределах СТА, их физическим и химическим выветриванием и новообразованием многочисленных осадочных парагенезов, отражающих эволюцию глобальных событий.

Сохранение ориентировки поля палеотектонических напряжений в конвергентной зоне приводит к инициированию нового этапа субдукции на рубеже 2.90-2.80 млрд.лет, предопределившей образование «молодой» вулканической дуги, маркируемой палеовулканическими постройками андезидацитового, дацитового и риолитового составов, реликты которых сохранились в Масельгской, Янишской, Корбозерской, Семченской и Эльмусской вулканических структурах, а так же осадочными парагенезами фронтального (отложения терригенных, возникших за счет разрушения края континента) и тылового бассейнов (отложения вулканогенно-хемогенные, вулканогенно-терригенные и хемогенные).

Данные по геохронологии позволяют определить время формирования вулканического пояса в пределах 2.9-2.85 млрд. лет. U-Pb возраст кислых вулканических пород (по циркону) из Койкарской (Янишской) палеовулканической постройки равен 2860 ± 15 млн. лет (Самсонов, 1996), время формирования лав дацитов Хаутаваарской структуры – 2854 ± 14 млн.лет (Сергеев, 1989) с ними согласуется возраст даек риолитов – 2862 ± 45 млн.лет (Овчинникова и др., 1994). Завершающая фаза становления вулканического пояса маркируется формированием гранодиоритовых массивов Хаутаваарской структуры с возрастом 2790 ± 20 млн.лет (Бибилова, 1989).

Палеопостройки вулканической дуги, радиусом около 5-6 км, характеризуются небольшими мощностями отложений вулканических продуктов от 0.3 до 1.2 км. На местности они картируются по выходам пород жерловой и прижерловой фаций и зональному распространению вулканических пород вокруг эруптивных центров.

Наиболее полно в современном эрозионном срезе сохранилась Янишская палеовулканическая постройка. Прижерловые фации представлены лавами андезидацитов, дацитов с массивными, флюидальными, брекчированными и фрагментарными текстурами и полями пирокластитов, в виде сваренных грубых туфов (агломератовые потоки), а так же продуктов взрывных выбросов (агломератовые, лапиллиевые, псаммитовые туфы).

Лавы дацитов установлены в Эльмусской и Масельгской постройках, в Семченской палеопостройке наиболее широко развиты глыбовые лавы крупнопорфировых андезитов. Пирокластиты образуют обширные поля. Реже встречаются сваренные глыбовые туфы с разным породным набором литокласт (андезиты, дациты) в виде локальных площадей (Янишская, Семченская) или протяженных линз размерами 0.3×5 км (Масельгская, Эльмусская).

На площади Эльмусского палеовулкана закартирован участок риолитов, представленный несколькими потоками массивных лав видимой мощностью от 75 до 120 м. (Елисеев и др., 1982), залегающих среди тонкополосчатых и тонкослоистых туфов и туффитов, по составу отвечающих дацитам и риолитам. Туфы, туффиты и лавы прорываются дайками риолитов мощностью от первых метров до 15-20 м. Фидерные каналы представлены штоками массивных дацитов (Янишская, Эльмусская палеопостройки) или экструзивных

брекчий, переходящих в глыбовые лавы (Масельгская палеопостройка). Субвулканические дайки мощностью 1.5-10м выполнены дацитами, риодацитами с голубым кварцем и риолитами.

С удалением от центра упрощается фациальный состав продуктов извержения, исчезают лавы, грубые туфы сменяются лапиллиевыми и псаммитовыми туфами, туффитами и продуктами их перемыва.

С кислыми палеопостройками связано кремненакопление, приуроченное к фумарольным площадкам (Эльмусская и Янишская палеопостройки) или фиксируемое в разрезе в виде переотложенных осадочных силицитов, конкреционных, массивных, седиментогенных брекчий силицитов и смешанных пород - чертовых аренитов, кремнистых туффитов (Семченская и Янишская постройки).

Деятельность палеовулканических аппаратов происходила в субаэральной обстановке, что подчеркивается выходами спекшихся туфов и пузыристых лав, а мелководная обстановка отмечается присутствием маломощных слоев туфопесчаников, аркоз и гравийных конгломератов между лавовыми потоками, слоями туфоконгломератов.

Осадочные образования, предшествующие кислому вулканизму, сохранились в Хаутаваарской структуре, где представлены продуктами разрушения континентальной окраины – разнотернистыми аренитами, внутриформационными конгломератами, субаркозами, единичными слоями кристаллоластических туфов. Они фиксируют реликты фронтального бассейна. Тыловой бассейн заполняется вначале градационными туфопесчаниками, туффитами и кварцевыми аренитами, а затем тонкотернистыми углеродсодержащими алевролитами, туффитами с пластами серноколчеданных руд.

Лавы и туфы андезидацитовая ассоциация (СТА) Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Масельгская, Койкарская, Семченская, Эльмусская, и др. палеовулканические постройки) отвечают по составу андезибазальтам, андезитам, дацитам, риодацитам, риолитам с нормальной щелочностью. Значимым отличием от древней БАДР-серии является более кислая специализация второго уровня вулканизма, что подчеркивается широким развитием лав, туфов и субвулканических дацитового и риолитового состава (с содержанием SiO_2 до 78-82 мас.%), при редком проявлении андезибазальтовых и андезитовых составляющих. В целом, данная тенденция характеризует магматические формации конвергентных обстановок Андского типа (Фролова, Бурикова, 1997).

Соотношение K_2O и Na_2O в андезидацитовых вулканитах и туфах варьирует от 0.1 до 0.7, при этом характеристическим является интервал 0.1-0.4, что подчеркивает Na специализацию ассоциации, которая является типичной для серий, приуроченных к окраинно-плитным магматическим системам (Богатиков, Цветков, 1988). Вулканиты имеют низкие концентрации $\text{MgO} < 3$ мас.% и CaO . По распределению петрогенных элементов, близки магматическим породам активных континентальных окраин Андского типа или энсиалическим островодужным системам.

Проводя аналогию с составом вулканических пород Андского вулканического пояса, для которых маркируется закономерное увеличение содержания K_2O по мере удаления от конвергентной зоны (Ярмолюк и др., 1987), можно

предположить, что рассматриваемые вулканические постройки были локализованы над зоной Беньофа и удалены в среднем на 85 - 110 км в глубь континента (Масельга – 80 – 100 км, Эльмус -90 – 110 км, Семчь – 80 – 100 км, Яниш - 85-100 км.).

Для вулканитов отмечаются повышенные содержания Cr (90-200 ppm.), Ni (20-75 ppm.) и Co, Zr, Y в поздних дифференциатах.

Часть риолитов (Эльмуская и Койкарская структуры) имеют повышенные концентрации Sr (до 400 ppm.), Ba (до 600 ppm) при стабильном фоновом содержании Rb на уровне 20-27 ppm. Величина Zr/Y отношения для ассоциации варьирует в интервале 4-15, что свойственно вулканитам активных континентальных окраин (Pearce, Norry, 1979).

Андезидацитовые вулканиты структур характеризуются широкой вариативностью отношения Sr/Y: Киндасово <5, Койкары, Эльмус <12, Семчь <40, для сравнения островодужные серии имеют значениями Sr/Y<19 (андезиты Анд - от 20 до 40) (Фролова, Бурикова, 1997), при этом отношения Ce/Nb<5.2 (Анды – от 2 до 4), Th/Nb <0.4 (Анды – 0.1-0.4), 6<La/Yb<17 (Анды -7-23), 1.2<Th/Yb<3.5 (Анды 1.2-3.5) так же близкие к окраинно-континентальным сериям. Используя классификационные схемы К.Конди (Condie, 1989) для определения геодинамической приуроченности архейских андезитовых серий, выполнен анализ вулканитов молодой андезидацитовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Установлено, что они относятся к переходному типу между СМА (окраинно-континентальными сериями) и АА (Андским типом). На диаграмме La/Yb – Th/Yb (Рис. 7) фигуративные точки лав молодой СТА попадают на транзитную область – СМА - АА типов.

Топология распределения РЗЭ в вулканитах и туфах молодой андезидацитовой СТА близка «2 геохимическому типу» андезидацитовой серии провинции Сьюперитор (породный ансамбль Балмер и Лумби Лейк) (Hollings, Kerrich, 1998; Hollings et al., 1999), приуроченной к конвергентной обстановке островодужного типа.

Вместе с тем, подобие РЗЭ спектров отмечается и с современными формациями андезидацитового ряда центрального сегмента Андийского вулканического пояса (Ort et al., 1996) и олигоценовыми риолитовыми лавами района Меца Централ, юго-западной части вулканической провинции Сиерра

Мадре, Мексика (Orozco-Esquivel et al., 2002).

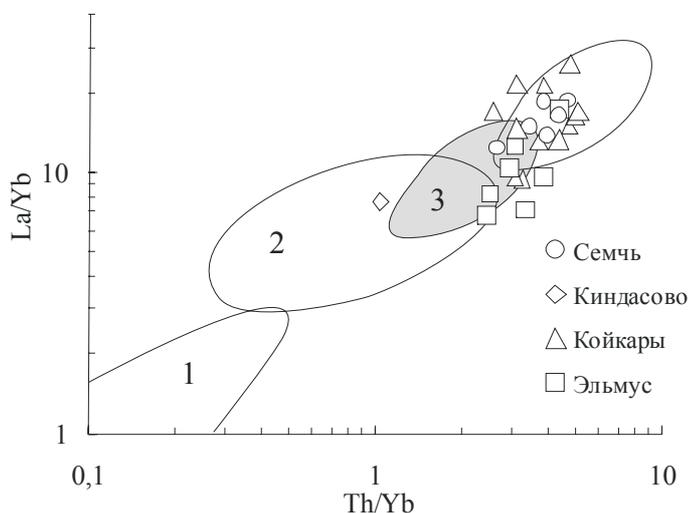


Рис. 7. Бинарная классификационная схема La/Yb-Th/Yb по (Condie, 1989).

Андезитовые ассоциации: 1- примитивных вулканических дуг, 2- островных дуг, 3- окраинно-континентальных дуг, 4- вулканических дуг Андского типа. Знаками показаны породы молодой андезидацитовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Нормированные отношения РЗЭ в породах молодой СТА Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса следующие: $(La/Sm)_n = 3.00 \pm 0.31$, $(Gd/Yb)_n = 2.31 \pm 0.35$, $(Ce/Yb)_n = 5.81 \pm 2.81$, при этом туфы имеют более деплецированный ТРЗЭ спектр распределения $(La/Sm)_n = 3.53-4.13$, $(Gd/Yb)_n = 3.89 - 5.24$, $(Ce/Yb)_n = 22.14-26.39$ (Рис. 8).

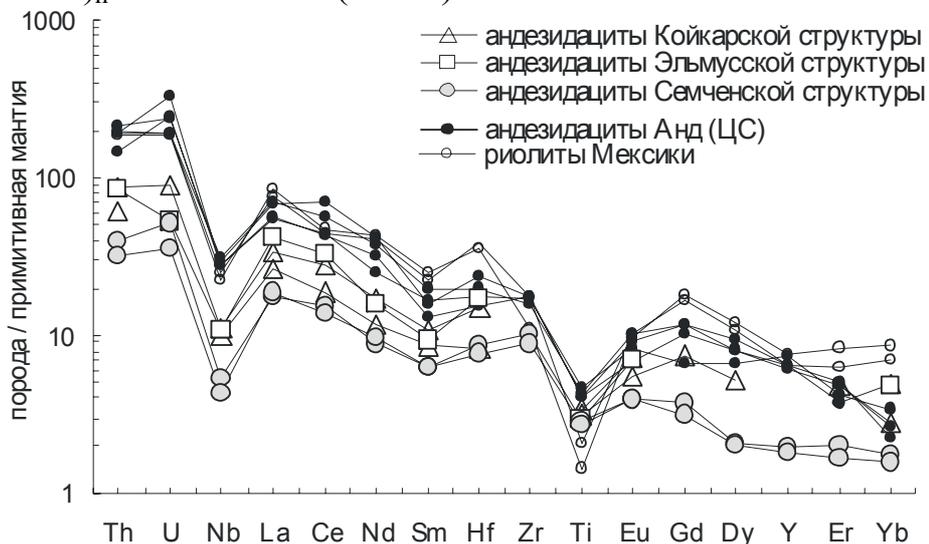


Рис. 8. Спайдерграммы для молодой андезидацитово-ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, андезидацитово-ассоциации центрального сегмента Андийского вулканического пояса (Ort et al., 1996) и риолитов провинции Сиера Мадре, Мексика (Orozco-Esquivel et al., 2002).

Особое внимание заслуживает серия проб Семченской структуры (Рис. 8), представляющая типовые составы лавобрекчий. Для них характерными являются anomalously низкие содержания ТРЗЭ элементов и явное подобие топологии спектра адакитовым расплавам. Следует подчеркнуть, что если древнейшая островодужная ассоциация имела доминирующие адакитовые составы в виде субвулканической фазы, то в верхнем уровне андезидацитово-ассоциации подобными характеристиками обладает лавовая фация. Для лав так же отмечаются anomalously высокие содержания Ва (270-500 ppm), Sr (200-320 ppm) и низкие концентрации Nb (3.0-3.8 ppm), Ti (3600 - 3800ppm.) и всех ТРЗЭ, при этом их общий уровень содержания ниже, чем в адакитах Чалкинской и Игноильской структур (Светов, 2003).

Изотопная систематика вулканитов находится на стадии изучения, к настоящему времени существуют данные по Sm-Nd составу гранитоидов, пространственно сосуществующих с молодой андезидацитово-ассоциацией Ведлозерско – Сегозерского зеленокаменного пояса и развитых в близком временном интервале (2830 - 2880 млн. лет). Рассчитанные модельные возраста гранитоидов Остерской структуры (2 возрастного уровня) по модели DePaolo (DePaolo et al., 1991) дают значения в широком возрастном интервале от 2830 до 3517 млн.лет, по модели Голдштейна и Якобсена (Goldstein, Jacobsen, 1988) – 2960 - 3630 млн.лет (Лобач-Жученко и др., 2000), что свидетельствует о существенном вкладе в их состав магматических источников более древнего корового материала. Геохимические характеристики грани-

тоидов: низкие содержания Y, Nb, Rb, высокие концентрации Sr, Ba и вариации $\varepsilon_{Nd(t)}$ от +2 до -3, позволяют говорить о приуроченности к конвергентным (окраинно континентальным или островодужным) комплексам (Чекулаев и др., 1997; Лобач-Жученко и др., 2000).

Отношение $\varepsilon_{Nd(t)}$, полученные для андезидацитов Койкарской структуры (Т-2860 млн.лет) варьируют от 0 до +2.2 (Самсонов и др., 1996), в Хаутаваарской структуре дайки риолитов с возрастом 2862 ± 45 млн. лет имеют $\varepsilon_{Nd(t)} = -0.9$ (Овчинникова и др., 1990).

Изотопный состав кислорода $\delta^{18}O$ средне-кислых пород Койкарской структуры варьирует от +8.4 до +9.0 ‰ (Новицкий, Медведовская, 2001). Полученные значения близки к величинам $\delta^{18}O$ в андезидацитах и риолитах Анд, точнее в области «центрального сегмента», где $\delta^{18}O$ составляет от +8.5 до +12.1 ‰ (Фролова, Бурикова, 1997), что подтверждает смешанное корово-мантийное происхождение ассоциации.

На основе геохимической характеристики рассматриваемых пород, предполагается, что молодая андезидацитовая СТА формировалась в обстановке конвергентной окраинно-континентальной транзитной зоны. Данный вывод согласуется с результатами анализа геодинамической приуроченности архейских андезитов из зеленокаменных поясов древних щитов проведенного К.Конди (Condie, 1989). Широкое развитие в пределах молодой андезидацитовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса дацитовых и риолитовых пород и их литогеохимическое подобие вулканическим комплексам, развитым в пределах активной континентальной окраины восточно-тихоокеанского типа, позволяет проводить генетические построения.

Наибольшим сходством с молодой архейской андезидацитовой ассоциацией обладает миоценовый андезидацит-риолитовый ансамбль, сформированный в центральном сегменте Андийского вулканического пояса (провинция Серо Панизос, Центральные Анды) (Ort et al., 1996), формирование которого приурочено к надсубдукционным (с углами погружения субдуцируемой плиты Наска $< 30^\circ$) областям активного вулканизма, заложенного на мощном коровом основании. Для центрального сегмента Анд характерна значительная мощность континентальной литосферы, которая по геофизическим данным достигает 70 км (Фролова, Бурикова, 1997). Вполне возможно, что к заключительному этапу развития Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, мощность новообразованной в ходе коллизии континентальной протокры западного обрамления «Водлозерского протоконтинента» приближалась к подобным значениям. Так же для архейских риолитовых ассоциаций Центральной Карелии наблюдается подобие геохимической и изотопной характеристики с олигоценовыми риолитами района Мезо Централ, Мексика (Tristan-Gonzalez, 1986; Orozco-Esquivel et al., 2002).

Наиболее дискуссионной является природа образования родоначальных магм, формирующих андезидацитовую ассоциацию окраинно-континентального вулканического пояса. Широкое развитие кислых пород предполагает активную роль магматической дифференциации первичных базальтовых расплавов в качестве главного процесса образования ассоциации. Подобная схема формирования дацитовых и риолитовых комплексов предлагается для восточно-тихоокеанского вулканического пояса (Ort et al., 1996; Cameron et

al., 1986; Wark, 1991; Smith et al., 1996). В ее пользу говорит и тот факт, что на глубинах от 10 до 35 км в области центрального сегмента Анд установлены четкие низкоскоростные зоны, интерпретируемые как промежуточные магматические резервуары (*Ocala, Meyer, 1972*). На этом глубинном уровне происходит ассимиляция первичными базальтовыми магмами корового материала, его рециклинг (что подтверждается изотопными данными) и дальнейшая гравитационная дифференциация новообразованных расплавов, что приводит к доминированию кислой составляющей в ходе последующих извержений. Для формирования андезидацитовых и риолитовых составов первичный базальтовый расплав должен ассимилировать от 10 до 50 % нижнекорового материала (*Orozco-Esquivel et al., 2002*).

Наличие взаимодействия мантийного и корового материала доказывается в итоге, как огромными объемами кислых пород в пределах ассоциации, которые не могут быть получены только за счет базальтовых дифференциатов, так и приуроченностью магматического парагенеза к областям с континентальной корой большой мощности (*Фролова, Бурикова, 1997*).

Часть вулканитов ассоциации в Семченской структуре имеет адакитовую геохимическую характеристику, поэтому формирование подобного типа пород возможно в условиях непосредственного плавления субдуцированных океанических базальтов, «трансформированных» в гранатовые амфиболиты или эклогиты, с образованием гранат ± амфиболовых реститов (*Martin, 1999*). Они могут быть получены при 10-15% плавлении амфиболита с образованием Cpx (50%) + Gar (12%) + Pl (30%) + Hbl (8%) рестита с последующим фракционированием $\text{Pl} \pm \text{Cpx}$.

Модельные расчеты позволили определить температуры излияния первичных магм ассоциации, которые варьировали в интервале от 1010 до 845 °С, находясь в прямой зависимости от кремнекислотности расплава. Рассчитанная температура магмогенерации не превышала 1100 °С, а при учете содержащейся в расплаве H_2O до 5-6% (при давлении до 5 кбар) составляла около 1000 °С.

При излиянии магма имела плотность 2.31-2.48 г/см³ и значительную вязкость порядка 10.5-14.6 Пуаз, по модели Шоу, что превышает величины, рассчитанные для андезитовых и дацитовых расплавов древней островодужной БАДР-ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса <7 Пуаз с плотностью 2.43-2.63 г/см³. Это и предопределило характер вулканических извержений, в ходе которых происходило формирование мощных лавовых потоков и большого количества пирокластического материала.

Таким образом, на рубеже 2.90-2.85 млрд. лет в геологической истории Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса произошло новое проявление андезидацитового вулканизма, оторванное от предыдущего вулканического этапа (3.05-2.9 млрд.лет) на 15-20 млн.лет. Геодинамический режим формирования изученной ассоциации проявляет определенное сходство с режимом в конвергентной межплитной системе «восточно-тихоокеанского, Андского типа».

Положение IV. Позднеархейские магматические системы и сосуществующие с ними ассоциации осадочных пород восточной части Фенноскан-

динавского щита формировались в условиях контрастных геодинамических обстановок в ходе полициклического геологического развития межмикроплитной транзитной зоны «протоокеан – островная дуга – протоконтинент», что подтверждает существование конвергентных режимов в архее начиная с 3.1 млрд. лет. Эволюция зеленокаменных поясов региона, характерным для которых является асимметричность строения, проходила в течение двух этапов развития: раннего аккреционного и позднего коллизионного.

История геодинамической эволюции Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса разделена на несколько этапов:

I этап – «Древний островодужный» (3.1-2.95 млрд. лет). На данном этапе, в ходе субдукции древней протоокеанической плиты под западную окраину «Водлозерского протоконтинента», происходит формирование энсиалической островодужной системы, которая маркируется цепью реликтовых палеовулканических построек: «Няльмозеро – Игноила – Хаутаваара – Чалка –Остер», сформированных андезитовой ассоциацией (БАДР-серия) с субвулканитами адакитового ряда. В региональной стратиграфической шкале она отвечает образованиям виетуккалампинской свиты.

Субдукция океанической плиты проходила под разными углами погружения. Начальная стадия формирования островодужной системы связана с пологой субдукцией (~30°) океанической плиты, что приводило в ходе ее погружения к ранней дегидратации (до начала плавления). Взаимодействие выделившихся флюидов с веществом мантийного клина обусловило метасоматизацию мантийного субстрата и инициировало последующее плавление, что привело к началу андезитового вулканизма.

Палеовулканические постройки центрального типа формируются пирокластитами, лавами и субвулканитами при доминирующем вкладе эксплозивных фации.

В дальнейшем изменение угла погружения океанической плиты с возможным ее отрывом или перегиб плиты с формированием областей «slab-window» вызывает плавление субдуцируемого материала и взаимодействие новообразованных расплавов с веществом мантийного клина, что приводит к формированию гибридных магм с адакитовыми характеристиками.

Синхронно с субдукционными процессами и формированием серии вулканических построек происходит заложение седиментационных бассейнов. Отложения аккреционной призмы (фронтального бассейна) не сохранились, часть относимых к этому комплексу разрезов представлена ритмичными пачками: туф-туффит-туфопесчаник–силицит. В тыловом бассейне происходит синхронное накопление разнозернистых вулканомиктовых аркозовых аренитов, граувакк, туфопесчаников и гравелитов.

Таким образом, данный этап стал основополагающим в зарождении активной конвергентной зоны на западной окраине «Водлозерского протоконтинента» и послужил основой для будущего наращивания континентальной литосферы в западном направлении.

II этап – «Протоокеанический» (3.05-2.9 млрд. лет). Синхронно с формированием древнего островодужного комплекса происходит закладывание окраинно - континентального морского бассейна в обстановке заостроводуж-

ного спрединга.

Развитие транзитной зоны по данному сценарию может быть связано с интенсивным тепловым апвеллингом в ходе зарождения мантийного диапира, приводя к раскрытию задугового океанического бассейна и образованию океанической коры значительной мощности (*Abbott et al., 1994; Abbott and Mooney, 1995; Cloos, 1993*).

Геологические аргументы свидетельствуют о масштабном раскрытии бассейна, что подтверждается большой мощностью (~2.8 км) и площадью развития коматиит-базальтовой ассоциации; неконтаминированным характером высокомагнезиальных вулканитов; присутствием глубоководных внутриформационных осадков (чертов) в разрезе; отсутствием терригенного осадочного материала в прослоях между лавовыми пачками.

Геохимическая характеристика коматиит-базальтового ансамбля позволяет отнести породы к Al-недеплетированному типу (тип «Мунро»), что подтверждает их плюмовое происхождение и образование в ходе высоких степеней частичного плавления (до 50%) мантийного лерцолита на глубинах около 200 км при потенциальных $T_p \sim 1750-1820$ °C и $P \sim 5-7$ Гпа с сохранением оливин-ортопироксеновых реститов. Стационарный высокий термальный режим в спрединговой области приводит к формированию «офиолитоподобного» комплекса - мощных лавовых толщ мафитов (массивных и подушечных лав с прослоями чертов), линз ультраосновных кумулятов и серий комагматичных серпентинизированных коматиитовых дунитов и высокомагнезиальных габбро.

Коматиит-базальтовые ассоциации в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса маркируются целой серией площадей развития (структур): Хаутаваара – Киндасово – Койкары – Семчь – Совдозеро - Паласельга – Остер – Листья Губа, где они слагают разноранговые (различающиеся по объему сохраненных разрезов) стратотектонические ассоциации единого типа и времени формирования .

Реальные размеры сформированного задугового бассейна корректно оценить невозможно, однако его реликтовая спрединговая ось (линейная зона распространения высокомагнезиальных вулканитов) по протяженности превышала 350 - 400 км.

Таким образом, в интервале 3.05-2.95 млрд. лет на западной границе «Ведлозерского протоконтинента» была окончательно сформирована биполярная конвергентная асимметричная система «океан –островная дуга – окраинное море -континент».

III этап– «Ранний аккреционный» (2.95-2.9 млрд. лет). Продолжающиеся с запада субдукционные процессы в регионе и затухание плюмовой активности привели к закрытию заостроводужного бассейна. В ходе этого мафитовая офиолитоподобная ассоциация (коматиит-базальтовая СТА), была частично в виде аллохтона обдущирована на окраину древней вулканической дуги с сохранением всей внутренней стратификации и частично субдущирована под нее. Подтверждением аллохтонного залегания коматиит-базальтовой СТА является появление в разрезе продуктов разрушения ее фронтальной части непосредственно до появления самой мафитовой ассоциации, а также неконтаминированный геохимический тип коматиит-

базальтового ансамбля.

С завершением данного этапа геодинамическая ситуация в регионе коренным образом трансформировалась за счет активного вулканизма и начавшихся аккреционных процессов. Произошло замыкание и трансформация системы «океан – островная дуга- окраинное море- континент» в систему «океан –континент». При этом мощность новообразованной континентальной коры западного фланга «Водлозерского протоконтинента» значительно возросла, что привело к новому этапу развития конвергентной зоны по «Андскому варианту».

IV этап– «Центрально Андский» (2.90-2.85 млрд. лет). Продолжающаяся субдукция океанической плиты под мощное континентальное основание происходит в режиме пологого погружения (до 30°), инициируя формирование молодой андезидацитовой ассоциации известково-щелочного ряда.

В области мантийного клина инициируется плавление в ходе дегидратации субдуцируемой плиты. После генерации мантийных расплавов происходит их взаимодействие с коровым материалом, вызывающее контаминацию и образование палингенных магм андезидацитового и дацитового состава. Большая мощность континентальной коры обуславливает фракционирование расплавов в пределах промежуточных магматических резервуаров, что и приводит к образованию риолитовых вулканитов. В отдельных зонах субдукционного погружения океанической плиты происходит ее плавление, дающее в итоге начало образованию первичных магм адакитового типа.

Вулканическая дуга в пределах ЗКП на современном эрозионном срезе картируется в виде цепи вулканических палеопостроек Масельга – Яниш – Корбозеро – Семчь – Эльмус, заложенных ориентировочно на расстоянии 150-240 км в глубь континента от транзитали.

Активный вулканизм в этот период сопровождался значительным и масштабным осадконакоплением в мелководных и субаэральных условиях. Среди внутриформационных осадочных литотипов выделены парагенезы, приуроченные к различным типам бассейнов: фронтальному (аккреционная призма), центральному и тыловому.

Возможно также, что в этот период происходит активизация процессов надвига фрагмента мафического аллохтона, отделенного от основания серией листрических надвигов, что позволяет объяснить геохимическое сходство второго уровня базальтов в Хаутаваарской структуре (кульюнская свита) с первым (лоухиварская свита).

К концу четвертого этапа окончательно сформировалась линейная сутурная природа зеленокаменного пояса и его многослойный супракрустальный разрез.

V этап– «Транспрессионно-транстенсионный» (2.80-2.75 (2.65?) млрд. лет). Вулканическая активность в зоне перехода «протоокеан-протоконтинент» на завершении развития ЗКП снижается и эволюционная история развития транзитной зоны привела к формированию мощной консолидированной континентальной коры, соединяющей в себе реликты различных стратотектонических ассоциаций (террейнов).

Дальнейшие структурные преобразования проходили в транспрессионно - транстенсионном режиме, вызывая не только заложение нового типа бассей-

нов седиментации (pull-apart), но и коренным образом меняя структурно-тектонический облик зоны перехода.

Вулканическая активность на данном этапе привела к появлению в разрезах кислого пирокластического материала и широкого развития гранитоидных комплексов субщелочного и известково-щелочного ряда в интервале 2.72 - 2.70 - 2.65 млрд. лет.

Осадочные парагенезы (типа тимискаминг) характеризуются низкой зрелостью осадочного материала и незначительной степенью его выветривания. Весь обломочный материал имеет локальные источники сноса – молодые и древние гранитоиды, основные (коматиит-базальтовый аллохтон) и кислые (древняя островодужная и молодая окраинно-континентальная ассоциации) вулканиты. По геохимическим данным, комплексы являются микститамы и содержат геохимическую характеристику всех разновозрастных породных ассоциаций, представленных в инфраструктуре зеленокаменного пояса.

Таким образом, приведенная схема эволюции Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса в рамках модели развития конвергентной зоны «протоокеан-протоконтинент» позволяет объяснить формирование основных магматических систем и осадочных парагенезов в пределах локальных структур ЗКП на стадии аккреционного развития с 3.05 по 2.75 млрд. лет.

Однако многие процессы заключительного коллизионного периода формирования центральной части Карельского кратона, и в том числе Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, связанные с этапом внедрения мощных массивов ТТГ в период около 2.74 млн. лет остались вне нашего обсуждения и оставляют возможность для будущих построений.

И.С.Пухтель с коллегами (*Puchtel et al., 1999*), детально изучившие стратовулканические ассоциации Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса, разработали эволюционную модель развития пояса, как островодужной системы на уровне 2.92-2.87 млрд. лет. По данной модели нижняя коматиит-базальтовая ассоциация с возрастом образования 2916 ± 117 млн. лет представляет собой фрагмент океанического плато большой мощности, БАДР-серия с субвулканитами адакитового ряда приурочена к субдукционным процессам в примитивной островодужной системе на уровне 2875 ± 2 Ма. На заключительных стадиях развития в ходе обдукции данная система была надвинута на восточную окраину «Ведлозерского блока», что и позволило получить современный разрез зеленокаменного пояса. Так же, близкие геодинамические режимы характеризуют условия формирования второй генерации зеленокаменных поясов Карельского кратона - Хизоваарская, Костомукшская структуры (*Кожевников, 2000; Puchtel et al., 1997, 1999*).

Таким образом, на основании комплексного геологического, литогеохимического и изотопного изучения локальных структур из ранней генерации зеленокаменных поясов КГЗО (Ведлозерско-Сегозерский, Сумозерско-Кенозерский), и более поздних ЗКП (Гимольско-Костомукшский, Хизоваарский и ряда др.) очевидно, что их формирование происходило в конвергентном режиме, существующем на различных этапах развития зон перехода «протоокеан-протоконтинент», как в обстановках островных дуг, задуговых бассейнов, так и активных континентальных окраин.

Предлагаемая автором геодинамическая модель формирования Цен-

трально-Карельской системы зеленокаменных структур, является логическим продолжением разрабатываемой концепции эволюции Карельского кратона в рамках модели плюм-плейттектонического развития, что коррелирует с результатами работ многих исследователей (Рис. 9) (Богатиков, 1998; Puchtel et al., 1998; Samsonov et al., 1999; Кожневиков, 2000; Минц и др. 2001).

В такой интерпретации зеленокаменные структуры и пояса (1 и 2 генерации) КГЗО представляют собой фрагменты ассоциаций, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках цикла Вильсона, при этом гранит-гнейсовые ассоциации отражают более глубоко эродированные комплексы активных континентальных окраин, включающие эпизодически реликты более древней коры (Минц и др., 2001). В целом, большая часть Карельской ГЗО была сформирована в результате последовательной аккреции и коллизии микроконтинентов, островодужных и океанических СТА.

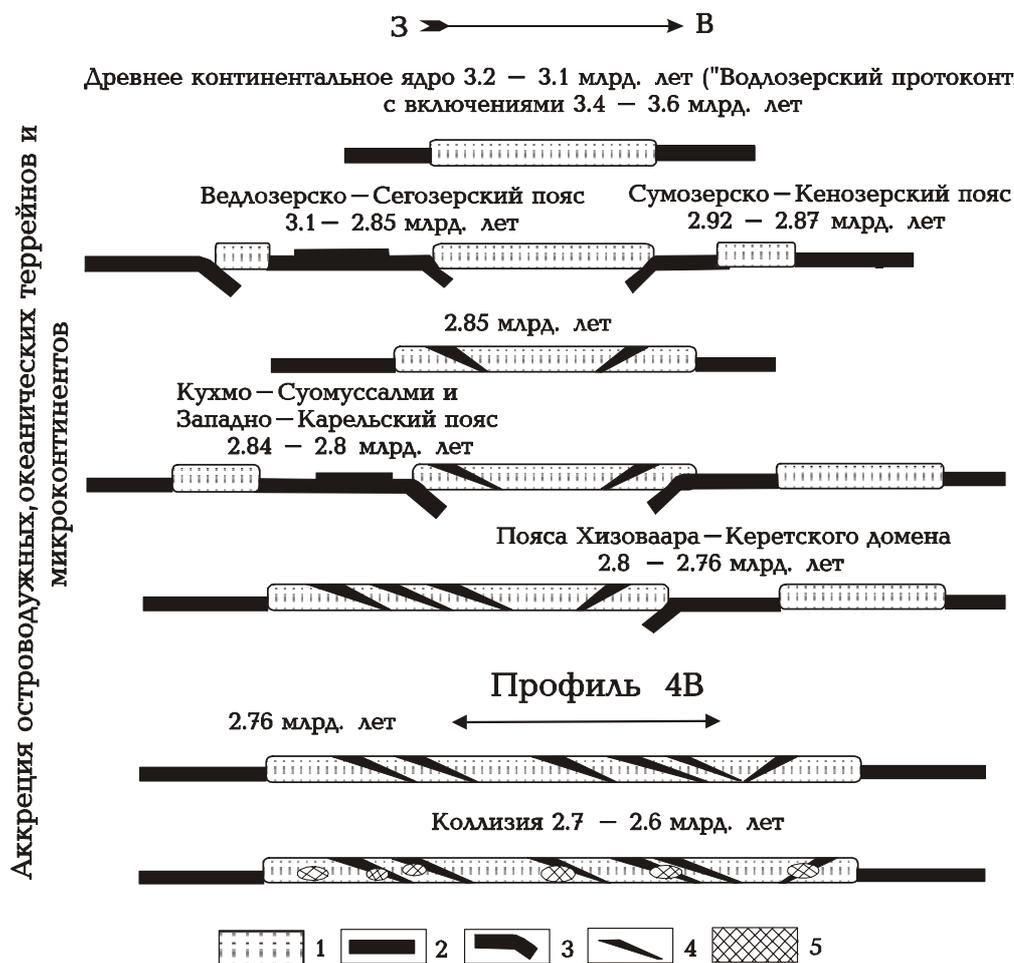


Рис. 9. Генерализованная модель позднеархейской эволюции Карельского кратона (по Минц и др., 2001, с добавлениями автора).

1 - континентальная кора, 2 - океаническая кора, 3 - погружение океанической коры в зонах субдукции, 4 - сутурные швы (зеленокаменные пояса), 5 - гранито-гнейсовые купола и анорогенные интрузивы. Внизу показана позиция по профилю 4В (Кемь-Калевала).

Основными этапами аккреции являются рубежи 3.05-2.85 и 2.85-2.8 млрд. лет. Латеральное наращивание КГЗО происходило в течении позднего архея от «Водлозерского протоконтинента» преимущественно в западном (в современном плане) направлении (Рис. 9), что подтверждается результатами

датирования вулканогенных ассоциаций в пределах зеленокаменных поясов Западной Карелии и Восточной Финляндии. Нарастивание континентального ядра имело место и на восточном фланге протоконтинента, что зафиксировано комплексом Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса с возрастом 2.92-2.87 млрд. лет.

Более молодые образования близкого генезиса располагаются и вдоль северо-восточного края кратона в пределах Беломорской области - Керетский, Хизоваарский, Ириногорский зеленокаменные пояса с возрастом заложения 2.8-2.76 млрд. лет. При этом формирование СТА в их пределах происходило в обстановках близких к современным внутриокеаническим островодужным системам на значительном удалении от древних континентальных сиалических блоков (*Слабунов, 1993, 1997; Щипанский и др., 1999, 2001; Puchtel et al., 1999; Samsonov et al., 1999*). Нарастивание Карельского кратона осуществлялось синхронно, с запада и востока. В процессе дальнейшей эволюции Беломорская область, включая формирующие ее зеленокаменные структуры, была отделена от КГЗО.

Повторное совмещение их произошло уже в протерозое, в результате коллизионных процессов, вызвавших перемещение БПЗ к западу и надвигание на структуры КГЗО.

Это перемещение привело к сокращению объемов континентальной коры и нарушило возрастную структурную зональность восточной окраины Карельского кратона (*Миц и др., 2001*).

Данные выводы хорошо коррелируют с результатами интерпретации глубинного профиля 4В «Кемь-Калевала», показавшими наличие тектонических пластин, погружающихся к восточному концу профиля и согласуются с плейт-тектонической интерпретацией (Рис. 9).

Последующая эволюция Карельской ГЗО протекала в коллизионных и пост коллизионных обстановках в интервале 2.7-2.6 млрд. лет, в ходе которых образовался окончательный структурный рисунок ГЗО.

Этап формирования Карельского кратона укладывается во временной интервал 300-400 млн.лет и фактически завершается присоединением КГЗО к краевой части Пангеи-0 на завершении позднего архея (*Хаин, Божско, 1988*).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологическая история формирования большинства архейских зеленокаменных структур, поясов и террейнов может являться результатом эволюции островодужных комплексов, задуговых бассейнов и активных континентальных окраин, возникающих в различных субдукционных и супрасубдукционных обстановках (*Nelson, 1989; Park, 1991; Kiyokawa, Taira, 1995; Archibald et al., 1998; Kusky 1998; Kusky, Polat 1999*). Главными факторами, отвечающими за рост континентальной коры в архее, являются аккреционные и магматические процессы, берущие свое начало в конвергентных транзитных обстановках (*Sleep, Windley, 1982; Friend et al., 1988; Card, 1990; Condie, 1994, 1997; Windley et al., 1996*), при этом роль основного корообразующего процесса принадлежит субдукционному магматизму (*Hofmann, 1988; Tarney, Jones, 1994; Rudnick, 1995; Taylor, McLennan, 1995; Kusky, Polat, 1999*).

Всем перечисленным процессам предшествует этап ранней плюмовой активности, ответственный за формирование мощных коматиит-базальтовых

ассоциаций, своеобразная увертюра к плейт-тектонической стадии развития архейских конвергентных зон. Начиная с архея, подобные конвергентные обстановки становятся неотъемлемой частью геологической истории формирования континентальной коры. Сопоставляя модельные реконструкции эволюции архейских конвергентных систем с пост-архейскими и более молодыми комплексами, возникают близкие параллели с неопротерозойскими сутурами Арабского Щита (восточная часть зоны Ал-Амар Арабского щита, пояс Халабан), развивающихся в конвергентной системе «континент- окраинное море –островная дуга – океан» (*Al-Shaleh, Boile, 2001*), островодужными системами мелового (97-80 млн.лет) возраста Кохистан- Ладах (СЗ Гималаи, Пакистан), заложенных в процессе субдукции океанической коры океана Тетис между Индийским и Евразийским континентальными блоками (*Schaltegger et al., 2002; Rolland et al., 2000*). При этом геодинамическая модель формирования комплекса Кохистан-Ладах укладывается в модель заложения задугового бассейна и островодужного комплекса с последующим их закрытием и формированием мощной сутурной зоны, что во многом напоминает архейские геодинамические режимы, реконструированные нами для Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Резюмируя следует подчеркнуть, что все проведенные модели развития транзитных зон перехода «океан-континент» как в пределах восточной части Фенноскандинавского щита, так и прочих кратонов мира, в конечном результате приводят к образованию реликтных сутурных швов, в которых только по набору литофациальных, геохимических и изотопных характеристик сохранившихся стратотектонических ассоциаций возможно реконструировать их первично аккреционно-коллизийную природу.

Таким образом могут быть сделаны следующие обобщающие выводы:

1. Архейские зеленокаменные структуры по магматическим, изотопно-геохимическим и геохронологическим характеристикам представляют собой набор совмещенных геодинамически контрастных стратотектонических ассоциаций;
2. К 3.4 млрд. лет произошло зарождение наряду с плюм-тектоническими режимами, новых плюм-плейт-тектонических обстановок, связанных с появлением многочисленных жестких континентальных ядерных фрагментов (микроконтинентов) и областей протоокеанической коры, активно взаимодействующих друг с другом;
3. Впервые в пределах восточной части Фенноскандинавского щита конвергентные режимы в окраинных областях «Водлозерского» протоконтинента проявились на рубеже 3.1-3.05 млрд. лет.
4. Развитие транзитных зон перехода «протоокеан-протоконтинент» на границах сиалических микроплит в архее обусловило образование систем зеленокаменных поясов в геодинамической обстановке островодужно – Западно-Тихоокеанского типа, что привело к формированию в ЗКП сложных аккреционных комплексов, представляющих собой переслаивание террейнов и покровов, возникших в изолированных друг от друга геодинамических обстановках;
5. В геологической истории верхнеархейских зеленокаменных поясов Фенноскандинавского щита следует выделять два этапа основного развития: ран-

ний аккреционный и поздний коллизионный, что приводит к формированию асимметричных структур, совмещению в разрезе пород, сформировавшихся в контрастных геодинамических режимах, и выпадению из него отдельных породных ассоциаций по латерали.

6. В процессе развития транзитных зон происходило непрерывное увеличение мощности и площади континентальной литосферы.

Список основных работ по теме диссертации.

Светов С.А. Коматиит-толеитовые ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии // Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1997. 172с.

Светов С.А., Светова А.И. Коматиит-толеитовая серия Совдозерской структуры // Вопросы геологии, магматизма и метаморфизма докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1994. С. 21-25.

Светов С.А. Основные петрографические и геохимические черты дифференцированных коматиитовых лав архейского Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса // Вопросы геологии, петрологии и минералогии Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1994. С. 63-77.

Светов С.А. Архейские вариолитовые лавы пироксенитовых коматиитов (на примере Койкарской структуры, Центральная Карелия) // Вопросы геологии, петрологии и минералогии Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 78-98.

Светова А.И., Светов С.А. REE систематика позднеархейских граувак Койкарского стратотипа Ведлозерско-Сегозерского ЗКП Центральной Карелии // Материалы совещания Осадочные формации докембрия и их рудоносность. Спб. 1998. С.64-65

Светова А.И., Светов С.А. Палеовулканологические реконструкции верхнеархейского андезитового вулканизма Центральной Карелии (Морфология, петрохимия, РЗЭ систематика) // Мат. конференции Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1999. С.145-146.

Рыбаков С.И., Горьковец В.Я., Светова А.И., Раевская М.Б., Светов С.А. Лопийский тектоно-магматический цикл (осадочно-вулканогенные формации) // В кн. Металлогения Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1999. С. 44-55.

Светов С.А. Геохимические типы коматиитовых магм зеленокаменного пояса Хатту, Восточная Финляндия // Вопросы геологии и экологии Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1999. С. 3-7.

Светов С.А., Хухма Х. Геохимия и Sm-Nd систематика архейских коматиит-толеитовых ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Центральная Карелия) // Докл. РАН. 1999. т.369, №2. С. 261-263.

Смолькин В.Ф., Борисова В.В., Светов С.А., Борисов А.Е. Позднеархейские коматииты Урагубско-Титовской структуры, северо-запад Кольского региона // Петрология, 2000. Т. 8, №2. С. 199-224.

Светова А.И., Светов С.А. Внутренние границы и стратиграфическое расчленение лопия Центральной Карелии // Материалы 3 Всероссийского совещания Общие вопросы расчленения докембрия, материалы. Апатиты. 2000. С.245-248

Светов С.А., Светова А.И. Литогеохимическая характеристика высокомагнезиальных вулкаников (2.9-3.0 млрд.лет) Карельского кратона // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2000. С.43-49.

Кожевников В.Н., Светов С.А., Светова А.И. Некоторые признаки неглубокой субдукции в архее // Материалы конференции Новые идеи в науках о земле. М., 2001. Т.1. С.58.

Светова А.И., Светов С.А., Назарова Т.Н. Полиmodalные граувакки - индикаторы конвергентных режимов в архее // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2001. С.36-47.

Кожевников В.Н., Светов С.А. Мантийные и коровые термальные аномалии в архее и раннем протерозое: региональный анализ, глобальные корреляции, металлогенические следствия // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2001. С.3-17.

Светов С.А., Смолькин В.Ф. Мантийные термальные аномалии в раннем докембрии (3.1-1.9 млрд.лет) Фенноскандии: ТР-параметры и эволюция во времени // Материалы международного симпозиума Мантийные плюмы и металлогения. Москва. 2002. С.207-209.

Светов С.А. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс как позднеархейская структура. Геологические и геохимические аргументы // Материалы конференции Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2002. С.216-217.

Кожевников В.Н., Светова А.И., Светов С.А. Архейские осадки: геодинамические интерпретации, металлогенические следствия // Материалы конференции посвященной 10-летию РФФИ. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2002. С.63-64.

Светова А.И., Светов С.А. Архейские граувакки Центральной Карелии. Литогеохимия и геодинамические условия формирования // Материалы 3-го Всероссийского литологического совещания Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Москва: МГУ. 2003. С. 249-252.

Светов С.А. Новые данные по геохимии древнейших (3.05-2.95 млрд.лет) андезитовых ассоциаций Восточной Фенноскандии // Докл. РАН. 2003, т.388, №5. С. 664-668.

Светов С.А., Смолькин В.Ф. Модельные РТ-условия генерации высокомагнезиальных магм докембрия Фенноскандинавского щита // Геохимия, 8, т.41. 2003. С. 879-892.

Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н. Корреляционные реперные уровни в верхнеархейском Хаутавааро-Койкарском стратотипе // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ. Вып.6. 2003. С. 3-12.

Светов С.А., Светова А.И. РЗЭ систематика верхнеархейских осадочных парагенезов Центральной Карелии // Докл. РАН, 2004. Т.394. С. 889-895.

Светов С.А. Эволюция магматических систем в зоне перехода океан-континент в архее В.Фенноскандии // Мат. докладов II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург. 2003. С.318-319.

Светов С.А. Эволюция магматических систем архейских конвергентных зон В.Фенноскандии (плюмово-коровые взаимодействия) // Труды XXI Всероссийского семинара и школы «Щелочной магматизм Земли», Апатиты, ГИ КНЦ РАН. 2003. С.140-141.

Svetov S.A. Geochemistry of mantle sources (evidence from the peridotitic komatiites) // Journal of Goldschmidt Conference. 1996, Heidelberg. Germany. P. 610.

Vrevsky A.B., Krimsky R.S., Svetov S.A. Isotopic (Nd, O) and geochemical (REE) heterogeneity of the Archaean mantle, Baltic shield // In Precambrian crust evolution in the North Atlantic Region (Ed.T.S.Brewer). Geological Society Special Publ. (London) № 112. 1996. P. 34-48.

Svetov S.A. Generation and eruption temperatures of Archaean and Proterozoic komatiitic lava in Karelia // GFF, Vol. 118 Jubilee Issue, Current problems, ideas and results in Geology. Stockholm. 1996. P.27-29.

Svetov S. A., Rybakov S. I., Svetova A. I., Huhma H. Archaean komatiite-tholeiite assemblages in central Russian Karelia // In Geodynamic evolution and metallogeny of the Central Lapland, Kuhmo and Suomussalmi greenstone belts, Finland. (Eds. H.Papunen, P.Eilu) Univ. Turku, Finland. 1999. N 42. P.48-54.

Svetov S.A., Svetova A.I. Greenstone associations in Russian Karelia //in (Eds. P.Weihed, O.Martinsson) Abstract volume 2nd GEODE- Fennoscandian field workshop on Paleoproterozoic and Archaean greenstone belts and VMS districts in Fennoscandian Shield. Gallivare-Kiruna, Sweden. Lulea Univ. of Technology Research Report 2000: 6. 2000. P.56-58

Svetov S.A. Archean high-MgO volcanism in East Fennoscandia // Lectures of 4IAS, Perth, Australia. AGSO. 2001. P. 199-201.

Svetov S.A., Svetova A.I., Huhma H. Geochemistry of the komatiite-tholeiite rock association in the Vedlozero-Segozero archean greenstone belt, Central Karelia // Geochemistry International. Vol.39, Suppl. 1. 2001. P. s24-s38.

Svetov S.A., Svetova A.I. Accretion-collision model for the formation of Archean greenstone belts in the central Karelian craton // In (Eds. P.Weihed, A.Golubev) Abstract volume & Field trip guidebook, 3rd GEODE- Fennoscandian field workshop on Paleoproterozoic and Archaean greenstone belts and VMS districts in Fennoscandian Shield. Russia, SC "Mineral" & Karelian Research Centre. 2001. P. 82-83.

Изд. лиц. № 00041 от 30.08.99. Подписано в печать 00.00.03. Формат 60×84¹/₁₆.
Бумага офсетная UNION PRINT S. Гарнитура «Times». Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 3,0. Усл. печ. л. 3,3. Тираж 100 экз. Изд. № 00. Заказ № 000

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