

На правах рукописи

Кондрашова Наталья Ивановна

**Состав вулканогенных пород и эволюция
магматизма шовной зоны сочленения
Свекофеннского и Карельского геоблоков
(Балтийский щит).**

**Специальность 04.00.08-
петрология и вулканология**

**Автореферат
диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук**

**Москва
2000**

150625K

Работа выполнена в Институте геологии

Карельского Научного Центра РАН

Научный руководитель: доктор геолого-минералогических наук, профессор Фролова Т.И.

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук, профессор Понов В.С. (МГГА)
кандидат геолого-минералогических наук Сафонов О.Г. (ИЭМ РАН)

Ведущая организация: ГП Карельская Геологическая Экспедиция.

Защита диссертации состоится декабря 2000г. в 14.30 на заседании Диссертационного Совета К.053.05.08 по петрографии, геохимии и геохимическим методам поисков месторождений полезных ископаемых геологического факультета Московского Государственного Университета им. М.В.Ломоносова. Адрес: 119899, Москва, Воробьевы горы, МГУ, геологический факультет.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке геологического факультета МГУ(сектор "А", 6 этаж).

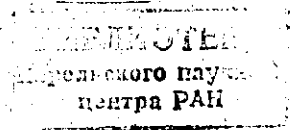
Автореферат разослан ноября 2000 года.

150625K

Батанова

Ученый секретарь диссертационного совета ст.научный сотрудник

Батанова А.М.



Состав вулканогенных пород и эволюция магматизма шовной зоны сочленения Свекофеннского и Карельского геоблоков (Балтийский щит).

Актуальность темы. Земная литосфера неоднородна как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Элементами этой неоднородности являются геоблоки. По определению Л.И.Красного (1967) геоблок – это глыбовый элемент тектоносферы, характеризующий ее делимость на крупные структуры, обладающие характерными чертами литогенеза, магматизма и метаморфизма. Установлено геоблокное строение и Балтийского щита (Дедеев, Шустова, 1976; Земная кора..., 1978 ; Шустова, 1997 и др.).

Геоблоки отделены друг от друга шовными зонами. При проведении региональных геологических исследований (Светов, Свириденко, 1991) шовные зоны раздела геоблоков были определены как линейные геологические структуры, разделяющие геоблоки с разной историей геологического развития. В диссертации рассматривается позднеархейский зеленокаменный пояс Ялонвара-Иломантси, приуроченный к зоне непосредственного сочленения двух геоблоков Балтийского щита : Свекофеннского и Карельского, который был в лопии (AR₂) шовной зоной раздела названных геоблоков. Для данного зеленокаменного пояса характерны большие объемы продуктов средне-кислого магматизма, образующие комагматические ассоциации, с широким проявлением гранитоидов. В протерозойское время зона сочленения этих геоблоков оставалась проводником интрузивного магматизма. Такое длительное развитие рассматриваемой шовной зоны определяет ее высокую металлогеническую перспективность, что и определяет актуальность исследований.

Цель и задачи работы. Цель данной работы - выяснение соотношения позднеархейского (2.9 млрд. лет) зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси и протерозойской Ладожско-Ботнической (Светов, Свириденко, 1991) или Раахе-Ладожской (Шульдинер и др., 1995) зоны, выявление закономерностей развития магматизма в зеленокаменном поясе. Для достижения этой цели решались следующие задачи :

-выяснение особенностей геологического строения Ялонварской структуры, являющейся частью зеленокаменного пояса , служившего в лопии (AR₂) границей раздела Карельской гранит-зеленокаменной области с формирующейся континентальной корой и протокорой Свекофеннского геоблока,

-сравнительный анализ Ялонварской и Иломантси структур, являющихся частями единого зеленокаменного пояса и

расположенными в шовной зоне сочленения Свекофеннского и Карельского геоблоков,

-уточнение геологического строения Койкарской структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карельской гранит-зеленокаменной области, развивающейся вне связи с шовной зоной сочленения,

-сравнительный анализ магматизма зеленокаменных структур разного структурного положения,

-определение металлогенической специфики магматических образований структур шовной зоны сочленения Карельского и Свекофеннского геоблоков.

Фактический материал. В основу работы положены материалы комплексных полевых (1984-1999гг.), аналитических и теоретических исследований автора в рамках плановых тем лаборатории магматизма и палеовулканологии института геологии КНЦ РАН и анализ литературных данных.

Во время полевых работ составлялись детальные планы участков выходов лопийских (AR_2) пород, литолого-стратиграфические разрезы. Коллекция горных пород включает в себя порядка 500 образцов. С помощью поляриза-ционного микроскопа изучено 420 шлифов. Обработано 350 оригинальных химических и спектральных анализов, обобщены их результаты. Для характеристики химизма пород и минералов структуры Иломанси и частично Койкарской использовались опубликованные литературные данные, ссылка на которые приводится в тексте.

Методика исследований. Восстановление истории развития и особенностей петрохимической эволюции магматизма в докембрийских регионах представляет собой довольно сложную задачу из-за интенсивных метаморфических преобразований пород. Изучавшиеся породные комплексы испытали региональный метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций низких и умеренных давлений. Это предопределило использование при диагностике пород ряда методов, включая детальные полевые наблюдения, петрографические исследования и минералого-петрологические реконструкции. Для определения фашиальной принадлежности и генетических типов вулканических продуктов использовались методы палеовулканологии. Литолого-стратиграфическое изучение отдельных разрезов применялось для установления общих особенностей осадконакопления в исследовавшихся структурах. Вещественная характеристика вулканогенных, интрузивных и осадочных пород осуществлялась посредством петрохимических, геохимических и

минералого-петрографических методов. Химико-аналитические исследования были выполнены в химической лаборатории ин-та геологии КНЦ РАН (силикатный, спектральный, рентгено-флюоресцентный анализы), в институте петрологии Венского Университета (редкие земли), на кафедре петрологии МГУ (микронзондовые определения минералов), в ИГФМ АН УССР (изотопы Pb,S). Породы объединялись в группы по комплексу признаков: геологических, петрографических и петрохимических. Для названия пород применялась палеотипная номенклатура.

Научная новизна.

1). Показано, что шовная зона сочленения Карельского и Свекофеннского геоблоков в позднем архее (лопии) представляла собой длительно развивавшуюся магмоактивную структуру, заложившуюся на протоплатформе, и служившую границей раздела областей с формирующейся континентальной корой (Карельская гранит-зеленокаменная область (КГЗО)) и протокорой (территория Свекофеннского геоблока). В позднем архее шовная зона совпадала с зеленокаменным поясом Ялонвара-Иломанси.

2). Установлено, что отдельные структуры КГЗО (Ялонвара, Иломанси) являются наложенными как на Карельский геоблок, так и на шовную зону раздела геоблоков.

3). Проведенный сравнительный анализ геологического строения зеленокаменных структур шовной зоны сочленения (Ялонварской и Иломанси) и Койкарской структуры Карельской гранит-зеленокаменной области выявил их отличие в эволюции магматизма и разный источник их вещественного выполнения. Установлено, что в зеленокаменных структурах шовной зоны сочленения развит мантийно-коровый вулканоплутонизм; вне зон сочленения, главным образом, - мантийный магматизм.

Практическая значимость работы. Результаты работы были частично использованы при написании отчетов по плановым темам (тема 128 - Центры эндогенной магматической активности Балтийского щита, тема 160 - Рудно-магматические системы гранитоидного магматизма Карелии). Помимо этого практическое значение имели исследования автора совместно с сотрудниками ин-та геологии КНЦ РАН В.И.Ивашенко, О.Б.Лавровым, А.М.Ручьевым в пределах отдельных участков шовной зоны. В частности была доказана перспективность района Пякюля на благороднометальное оруденение, составлена крупномасштабная геологическая карта этого участка.

Основные защищаемые положения.

1. Шовная зона сочленения Карельского и Свекофеннского геоблоков представляет собой длительно развивавшуюся магмоактивную структуру, заложившуюся в начале позднего архея (лопий) на раннеархейской протоплатформе и разделившую ее на отдельные блоки, находившиеся на разной стадии формирования континентальной коры.
2. Сформировавшаяся в позднем архее Карельская гранит-зеленокаменная область объединяет зеленокаменные пояса, развивавшиеся как на Карельском геоблоке (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс), так и в пределах шовной зоны (пояс Ялонвара-Иломанси). Зеленокаменные пояса шовной зоны по сравнению с внутриблоковыми зеленокаменными поясами Карельского геоблока были более интенсивно вовлечены в магмообразование. Причина этого – более интенсивный тепловой поток в шовной зоне, большая возможность переработки раздробленной коры.
3. Зеленокаменный пояс Ялонвара-Иломанси, приуроченный к шовной зоне сочленения геоблоков, характеризуется корово-мантийным магматизмом, источником которого является недеплетированная мантия и кора сиалического типа, предопределившая известково-щелочной тренд. Внутриблоковые зеленокаменные пояса характеризуются мантийным магматизмом с толентовым трендом эволюции, с участием небольших объемов кислых пород, образующих контрастные формации с базитами. Деплетированность мантии под зеленокаменными поясами второй группы могла быть связана с неоднократными импульсами плавления.
4. Учитывая особенности, связанные с архейским возрастом, шовную зону сочленения Карельского и Свекофеннского геоблоков по комплексу признаков (заложение на древнем серогнейсовом (близком к сиалическому) основании, сходству разрезов, обилию продуктов корово-мантийного магматизма, К-Na характеру известково-щелочных серий) можно рассматривать в качестве архейского аналога фанерозойских внутриконтинентальных вулканоплутонических поясов.

Апробация работы. Результаты исследований докладывались на 2 и 3 региональных конференциях молодых ученых и специалистов (Апатиты, 1985; Петрозаводск, 1989), на 2 молодежной конференции, посвященной вопросам геологического строения Балтийского щита

(Петрозаводск, 1997), на международной конференции "Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии" (Петрозаводск, 1999). По теме диссертации опубликовано 11 работ.

Структура и объем диссертации. Работа состоит из введения, 7 глав и заключения общим объемом 157 страниц и включает 62 рисунка, 18 таблиц. Список литературы состоит из 182 наименований.

Благодарности. В ходе исследования отдельные вопросы, рассматриваемые в диссертации, обсуждались со специалистами ин-та геологии Карельского Научного Центра : А.П.Световым, Л.П.Свириденко, В.И.Ивашенко, О.Б.Лавровым, А.М.Ручьевым и другими. Всем им автор очень признателен. Большую поддержку при написании работы оказал директор института геологии КНЦ С.И.Рыбаков. Неоценимой была помощь Хайнца Хубера (Австрия), выполнившего определение редкоземельных элементов. Особую благодарность автор выражает научному руководителю - профессору Т.И.Фроловой, постоянная поддержка и советы которой способствовали успешному завершению работы.

Содержание и структура работы.

В первой главе "Геоблоки, зеленокаменные пояса и шовные зоны Балтийского щита. Общая характеристика." обобщены основные литературные данные о строении земной коры Балтийского щита. Рассмотрены вопросы, касающиеся проблемы соотношения геоблоков и шовных зон, шовных зон и зеленокаменных поясов.

Во второй главе "Геологическая характеристика геоблоков." изложены материалы по геологическому строению геоблоков и зеленокаменных поясов Балтийского щита. Приведены данные, показывающие существование поясов, развивающихся в разной структурной обстановке : одни - в пределах области с формирующейся континентальной корой, другие - в области сочленения формирующейся континентальной коры и протокоры.

Содержание третьей главы "Геологическая характеристика шовных зон Балтийского щита." посвящено характеристике геологического строения шовных зон. Показано, что эволюция магматизма в шовных зонах сочленения геоблоков приводит к формированию континентальной сиалической коры зрелого типа, а гомодромная последовательность магматических проявлений обуславливает ее наращивание. Лопийские шовные зоны в раннем протерозое выполняют роль структурных швов, к которым, наряду с мантийным магматизмом, приурочены проявления корового вулканоплутонизма, связанные с деструкцией коры и активизацией разломов.

Главы четвертая "Шовная зона, разделяющая Карельский и Свеккофеннский (Ладожский) геоблоки." и пятая "Сравнительный анализ структур шовной зоны (Ялонвара, Иломанси) и структуры зеленокаменного пояса (Койкарской), расположенного вне шовной зоны сочленения." занимают основной объем работы. В четвертой главе приведены данные, обосновывающие выделение шовной зоны сочленения геоблоков в позднем архее (лопии). Рассмотрены петро- и геохимические особенности вещественных комплексов Ялонварской зеленокаменной структуры. На основе анализа петрохимических диаграмм, предложенных для интерпретации геохимических данных (Тейлор, Мак-Леннан, 1985; Кокс и др., 1982; Лобач-Жученко и др., 1991; Шульдинер и др., 1995; Фролова, Бурикова, 1997) сделаны выводы о возможных условиях формирования магматических пород структуры.

В пятой главе проведен сравнительный анализ зеленокаменных поясов, занимающих разное структурное положение. Показано, что для внутриблоковых поясов характерен в большей степени мантийный магматизм, источником которого была нормальная, либо слабо деплетированная мантия. Магматизм в зеленокаменных структурах шовной зоны сочленения был мантийно-корovým; распределение редкоземельных элементов, геохимические особенности указывают на неистощенный источник магнообразования в них.

В главе шесть "Металлогения шовной зоны сочленения Свеккофеннского и Карельского геоблоков." рассматривается металлогеническая перспективность шовной зоны сочленения геоблоков. Показано, что развитие здесь зеленокаменных структур предопределило их первоначальную металлогению. Однако, являясь в отличие от зеленокаменных поясов длительно развивавшейся структурой, шовная зона сочленения оставалась местом проявления магматических процессов и в протерозойское время, что приводило к многоэтапному развитию метасоматических и гидротермальных процессов. Наиболее перспективна она на обнаружение Ауместорождений, связанных с малоглубинным гранитным магматизмом.

В заключительной седьмой главе "Аналоги шовных зон." подводятся итоги всего комплекса исследований. Приводятся данные, позволяющие рассматривать шовную зону сочленения геоблоков в качестве аналога фанерозойских внутриконтинентальных вулканоплутонических поясов.

ОБОСНОВАНИЕ ЗАЩИЩАЕМЫХ ПОЛОЖЕНИЙ.

Шовная зона сочленения Карельского и Свеккофеннского геоблоков представляет собой длительно развивавшуюся магноактивную структуру, заложившуюся в начале позднего архея (лопии) на раннеархейской протоплатформе и разделившую ее на отдельные блоки, находившиеся на разной стадии формирования континентальной коры.

Положение обосновано первой, второй и третьей главами.

Традиционно в пределах Беломорского щита выделяют (с СВ на ЮЗ) Кольский, Беломорский, Карельский, Свеккофеннский и Дальсландский геоблоки (Дедеев, Шустова, 1976; Блоковая., 1986 ; Шустова, 1997 и др.), различающиеся возрастом континентальной коры (рис.1).

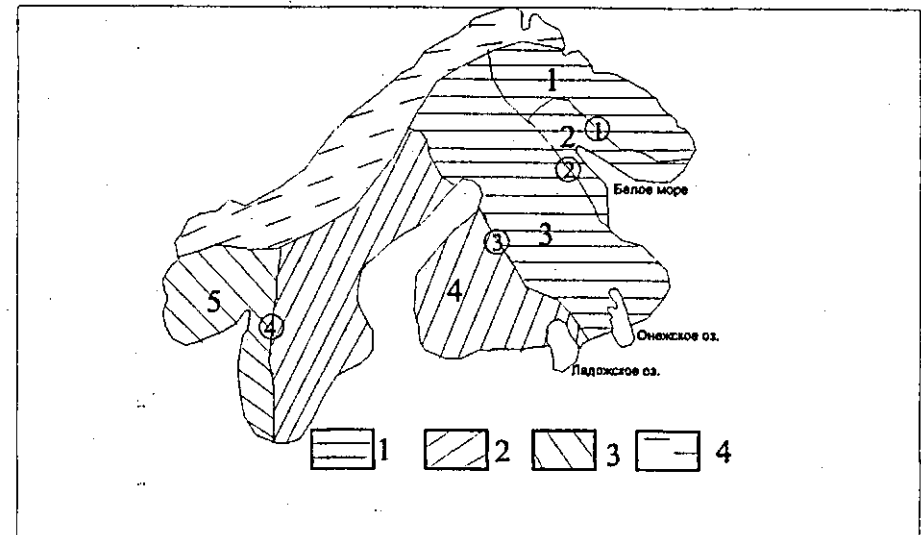


Рис.1. Схема геоблокового строения Балтийского щита. Составлена с использованием данных : Дедеев, Шустова, 1976; Земная кора., 1978; Шустова, 1997.

Породные комплексы : 1-архейские, 2-раннепротерозойские, 3-позднепротерозойские, 4-кембро-силурийские. Геоблоки : 1-Кольский, 2-Беломорский, 3-Карельский, 4-Свеккофеннский. Шовные зоны : ①- Главный Беломорский шов (Гранулитовый пояс), ②- Беломорско-Карельская зона сочленения (Северо-Карельская зона лопид), ③ - шовная зона раздела Карельского и Свеккофеннского геоблоков, ④ - зона Протоджин.

В раннем архее (саамии) на территории современного щита была сформирована стабильная структура большой площади с тоналит-трондсемитовой корой и преобладанием пород инфракомплекса. Супракрустальные образования представлены кольской серией гнейсов, амфиболитов (Кольская., 1984), отдельными толщами беломорской серии (Володичев, 1990; Другова и др., 1995), волоцкой толщей (Куликова, 1991). Наиболее древние образования Карельского геоблока, объединенные в саамский комплекс раннего архея, представлены тоналитами, гранитогнейсами районов Палой Ламбы, среднего течения рек Водлы, Выг, района Лай-ручья. U-Pb возраст по цирконам из тоналитов Водлозерского блока - 3166 ± 14 млн.лет, возраст габбродиоритов, рвущих эти тоналиты (U-Pb по Zr) равен 2987 ± 14 млн.лет (Арестова, 1997). Sm-Nd данные показывают, что архейские породы Карельского геоблока имеют материнские породы более древнего возраста, что доказываются положительными $\epsilon Nd(T)$ и $T(DM)=3.3-3.4$ для Карелии и $3.5-3.6$ для Финляндии (Чекулаев, 1996). На территории современного Свеккофеннского геоблока выделяются комплексы пород-тоналитов, гранитогнейсов, сопоставимых с раннеархейскими образованиями Карельского геоблока (Светов и др., 1990). К началу позднего архея (лопия) происходит дробление земной коры щита с образованием системы глубинных разломов, служивших основой для заложения зеленокаменных поясов. Начиная с лопия (AR_2) области современных геоблоков развиваются автономно, что нашло свое выражение в разных режимах метаморфизма в их пределах. В пределах Кольского геоблока проявлен гранулитовый метаморфизм при $t=550-660^\circ$ и давлении (p) 5.2-6.2 кбар (Кольская сверхглубокая., 1984), в Беломорском геоблоке – высокобарический при $t=800^\circ$ и $p=6-8$ кбар (Володичев, 1990). Для Карельского геоблока характерен зональный метаморфизм разных режимов : от гранулитовой до зеленосланцевой. P-T-условия метаморфизма в западной Карелии, определенные по гранат-биотитовому геотермометру, составляют $550-680^\circ$, $p=3-4$ кбар (Металлогения., 1999). В лопии (AR_2) на территории Карельского геоблока происходит формирование континентальной сналической коры, которая окончательно сформировалась 2.6 млрд.лет назад после завершения ребольской складчатости, гранитизации и региональной мигматизации. Территория Свеккофеннского геоблока в лопийское время оставалась протоплатформой с тоналитовой корой. Накопление вулканогенных толщ андезитбазальтового состава происходит на серогнейсовой коре в раннем протерозое. В это время здесь также откладываются туфогенно-кремнистые породы. В калевийское время (1900-1800 млн.лет) формируются молассовые образования ладожской

серии. 1880 млн.лет назад происходит внедрение интрузий норит-эндербитов. В интервале времени 1870-1860млн.лет образуются габбро-диорит-тоналитовые интрузивные комплексы (Шульдинер и др., 1998). 1860-1800 млн.лет назад происходит складчатость, гранитизация и гранитообразование. После этих событий на месте Свеккофеннского геоблока была сформирована раннепротерозойская зрелая кора континентального типа.

Из изложенного видно, что формирование континентальной сналической коры на раннеархейской протоплатформе в пределах Карельского и Свеккофеннского геоблоков происходит в разное время. Таким образом, в позднем архее развивавшаяся шовная зона сочленения служила границей областей с формирующейся континентальной корой и протокорой.

Сформировавшаяся в позднем архее Карельская гранит-зеленокаменная область объединяет зеленокаменные пояса, развивавшиеся как на Карельском геоблоке (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс), так и в пределах шовной зоны (пояс Ялонваара-Иломантси). Зеленокаменные пояса шовной зоны по сравнению с внутривблоковыми зеленокаменными поясами Карельского геоблока были более интенсивно вовлечены в магмообразование. Причина этого – более интенсивный тепловой поток в шовной зоне, большая возможность переработки раздробленной коры.

Положение обосновывается материалами, изложенными во второй и третьей главах.

В позднем архее Карельский геоблок развивается как гранит-зеленокаменная область (КГЗО). 3.1-2.6 млрд.лет назад в результате дробления протокоры в пределах Карельского геоблока закладывается система зеленокаменных поясов, совместное развитие которых с гранитами (Чекулаев, 1996) позволяет отнести геоблок к гранит-зеленокаменной области . В пределах Карельской гранит-зеленокаменной области можно выделить две группы зеленокаменных поясов (рис.2). К 1-ой группе относятся пояса меридионального и северо-восточного простирания, занимающие центральную часть Карельской гранит-зеленокаменной области : Ведлозерско-Сегозерский, Костомукшский , Суомусалми-Типасъярви. Во 2-ую группу попадают пояса, приуроченные к разломам северо-западного простирания и развивавшиеся в шовных зонах сочленения геоблоков : пояса- Ялонваара-Иломантси, Суомозерско-Кенозерский, Тикшезерско-

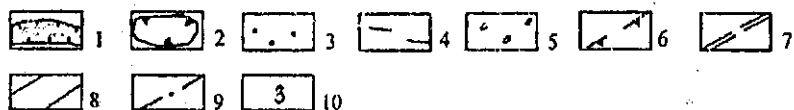
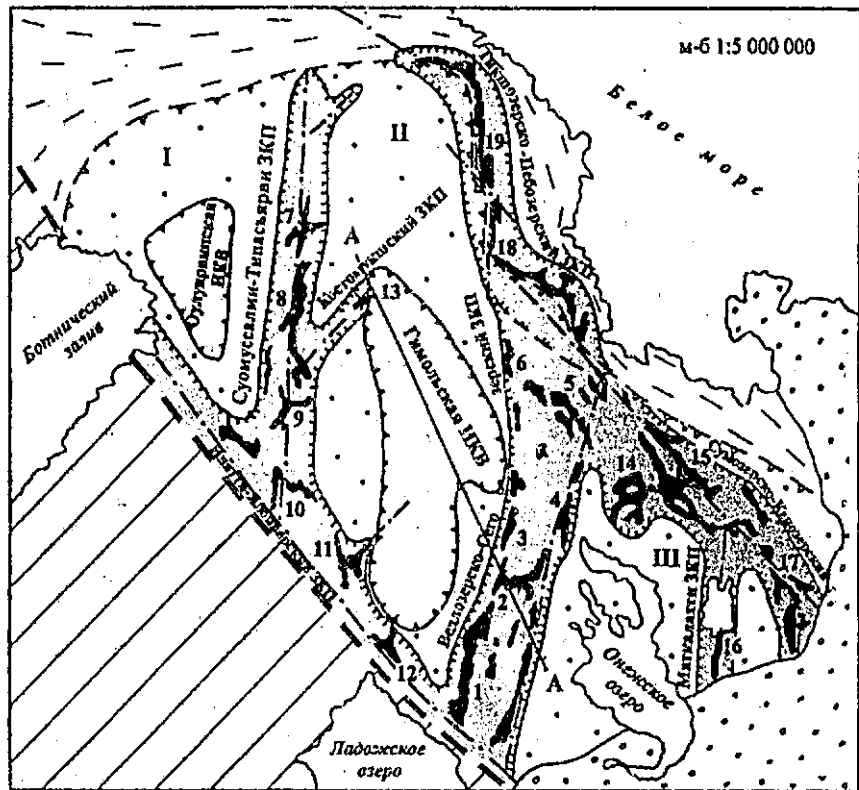


Рис.2. Геологическая схема строения Карельской гранит-зеленокаменной области (по : Мурадымов и др.,1999ф).

Условные обозначения : 1-зеленокаменные пояса, 2-интракратонные впадины, 3-реформированный катархейский фундамент, 4-саамский амфиболит-гнейсовый комплекс, 5-образования палеозойского комплекса, 6-граница Карельской гранит-зеленокаменной области, 7-граница геоблоков, 8-Свекофинский геоблок, 9-мобильно-проницаемые зоны, контролируемые развитием зеленокаменных поясов, 10-номера локальных долинских структур : 1-Хаутаварская, 2-Койкары-Корбозерская, 3-Совдозерская, 4-Сайозерская, 5-Парацаново-Надвоицкая, 6-Тунгудская, 7-Суомусалми, 8-Кухмо, 9-Типасьярви, 10-Илпатти, 11-Иломанен, 12-Ялонварская, 13-Костомукшская, 14-Рыбозерская, 15-Каменноозерская, 16-Маткалахтинская, 17-Токшинская, 18-Пибозерская, 19-Тикиозерская.

Пибозерский . Зеленокаменные пояса представлены в настоящее время реликтивными структурами.

Пояса первой группы представлены рядом локальных структур : Койкарской, Семченско-Корбозерской, Совдозерской, Паласельгской, Хедозерской, Костомукшской, Гимольской, Маньгинской, Кухмо, Суомусалми, Типасьярви. Хаутаварская структура (рис.2) занимает двойственное положение, ее южная часть развивалась в шовной зоне сочленения геоблоков, а северная – в центральной части Карельской гранит-зеленокаменной области. Разрезы структур, расположенных вне зон сочленения геоблоков, начинаются с толщ массивных, подушечных metabazaltov, сменяющихся вверх по разрезу туфами метадацитов, хемогенными и хемогенно-терригенными породами. В верхах разрезов распространены metabazaltov, сменяющиеся выше терригенными отложениями. В нижней, либо в средней части разрезов среди metabazaltov картируются пачки коматитов и коматитовых metabazaltov. Развиты преимущественно контрастные серии. Для внутриблоковых поясов характерна общая антидромная последовательность магматизма, приводящая к деструкции коры. Разрезы зеленокаменных структур, которые наследуются шовными зонами сочленения геоблоков, начинаются с основных, основно-средних пород, сменяющихся среднекислыми и кислыми вулканитами и их туфами. Коматитов здесь меньше, развиты преимущественно непрерывные формации. Эволюция магматизма в этих поясах – гомодромная, приводящая к наращиванию коры. Причина этого различия связана с более интенсивным поступлением тепла в шовной зоне сочленения, что в дальнейшем приводит к большей возможности переработки раздробленной коры. По геофизическим данным (Шустова, 1997) земная кора в зоне сочленения геоблоков разбита на блоки на всю толщину коры, ступенчато граничащих друг с другом. По данным глубинного сейсмического зондирования в нижней части коры здесь выделяется высокоскоростной слой со скоростями продольных волн 7.6 км./сек.

Разрез Ялонварской структуры состоит из 2-х толщ. В целом строение нижней толщи можно представить в виде чередования вулканических и вулканомиктовых пород основного и среднего состава. Породы, более кислые, чем метадациты в нижней части разреза встречаются редко. Возраст нижней толщи, определенный изохронным методом по валовым пробам, – 2.9 млрд.лет (Попов, 1991).

Верхняя толща построена довольно однообразно. Здесь можно выделить несколько пачек вулканических пород, состав которых меняется от средних (в нижних частях пачек) к кислым (в верхней).

Количество осадочно-вулканогенного материала вверх по разрезу увеличивается, что указывает на ослабление со временем вулканической деятельности. Смена основно-средних пород кислыми происходила постепенно и проявлялась неоднократно. Кислые вулканы максимально распространены в верхах разреза в западной части структуры. Возраст молибденитов из кислых вулкаников (Os-Re метод) равен $2772-2773 \pm 1$ млн.лет (Mineral., 1998). В восточной части района значительная часть кислой магмы локализовалась в виде субвулканических тел. Отсутствие контактовых изменений, полнокристаллические структуры свидетельствуют о незначительной глубине их формирования. Породы ялонварской структуры метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. По биотит-амфиболовому, амфибол-плагноклазовому геотермометрам Л.Л.Перчука температура их преобразования равна $475-500^\circ\text{C}$. Широко проявленный Na-метасоматоз привел к повсеместной альбитизации плагноклаза, однако сохранившийся частично андезин не позволяет отнести породы к типичным спилитам.

Разрез структуры Иломанси выглядит следующим образом (Nurmi e.a., 1993). Нижняя часть представлена массивными и подушечными метабазами, сменяющимися выше вулканогенно-осадочными породами, турбидитами, метапелитами. Спорадически среди осадков встречаются прослои метабазальтов. На турбидитах залегают полимиктовые конгломераты, граувакки, аркозы, метабазаляты, метаандезиты, прослои железистых кварцитов. Возраст этой толщи -2754 ± 6 млн.лет. Среди турбидитов, залегающих выше, встречаются прослои коматитовых подушечных базальтов. Вверх по разрезу они сменяются метапелитами, граувакками, с прослоями неотсортированных полимиктовых конгломератов, кварц-магнетитовых сланцев. Венчают разрез коматиты, кислые вулканы, вулканогенно-осадочные горизонты. Метаморфизм достигал низких ступеней амфиболитовой фации, температура - $550 \pm 50^\circ\text{C}$ (O'Brien e.a., 1993).

Последовательность магматизма в Ялонварской структуре была гомодромной, в Иломанси – более сложной: гомодромной в начальные этапы развития, и антидромная в заключительную стадию развития пояса. Антидромный магматизм, вероятно, связан с зоной разломов в СВ части структуры Иломанси.

В отрутурах зоны сочленения развиты породы от основно-средних до кислых. В Ялонваре преобладают породы лавовой фации, среди осадочных образований преобладают вулканокластические

породы. Метабазаляты и метаандезибазаляты сложены лейстовидным альбитизированным плагноклазом (андезин-олигоклаз) и вторичным амфиболом, относящимся к группе куммингтонит-грюнерита и скорее всего своим возникновением связанного с процессами регионального метаморфизма. Встречается бледно-зеленая актинолитовая роговая обманка. По химическому составу некоторые амфиболы метаандезибазалятов относятся к группе феррочермакита. В метаандезитах появляется частично резорбированный биотит с мелкой сыпью магнетита по краям зерен. Плагноклаз отчетливо идиоморфен, однако встречаются участки с резким идиоморфизмом темноцветных. Иногда фиксируются включения темноцветных в плагноклазе, что показывает на присутствие в магме большого количества летучих. Метаациты состоят из вкрапленников олигоклаза в микрокристаллической основной массе олигоклаз-альбит-кварцевого состава с реликтовыми пилотакситовыми структурами. Различна направленность метаморфических изменений в разных группах пород. В основной-средней группах происходит наряду с альбитизацией плагноклаза его деанортитизация, на что указывает обилие эпидот-цоизитовых скоплений в плагноклазе. В кислой группе пород развита, главным образом, альбитизация, что говорит о большем влиянии летучих при образовании пород кислого состава. В Иломанси развиты, главным образом, осадочные фации (турбидиты, аркозы, метапелиты). Вулканы представлены шаровыми метабазалятами коматитами, метаандезитами, метаацитами.

Интрузивные породы структур представлены диоритами, гранодиоритами, гранитами, гранит-порфирами в Ялонварской структуре, и в Иломанси - производными типичной для архея тоналит-трондьемитовой серии. Возраст гранитов Ялонвары – 2.6 млрд.лет (Попов, 1991), а интрузивных пород Иломанси – 2789-2750 млн.лет (Nurmi e.a., 1993).

В Ялонварской структуре вулканогенные, субвулканические и интрузивные породы объединены в вулcano-плутоническую ассоциацию. Доказательства этого: временная и пространственная сопряженность, единые эволюционные тренды на петрохимических диаграммах; кислые породы также как и основно-средние характеризуются повышенными содержаниями элементов группы железа, отмечается сходный микроэлементный состав всех групп пород. Субвулканические и эффузивные породы структуры имеют одинаковый набор аксессуарных минералов: магнетит, сфен, апатит, шеллит, турмалин. Однако, в субвулканических породах их содержание выше. В

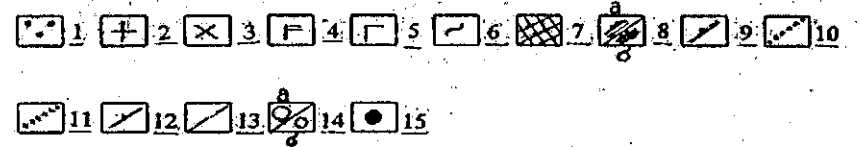
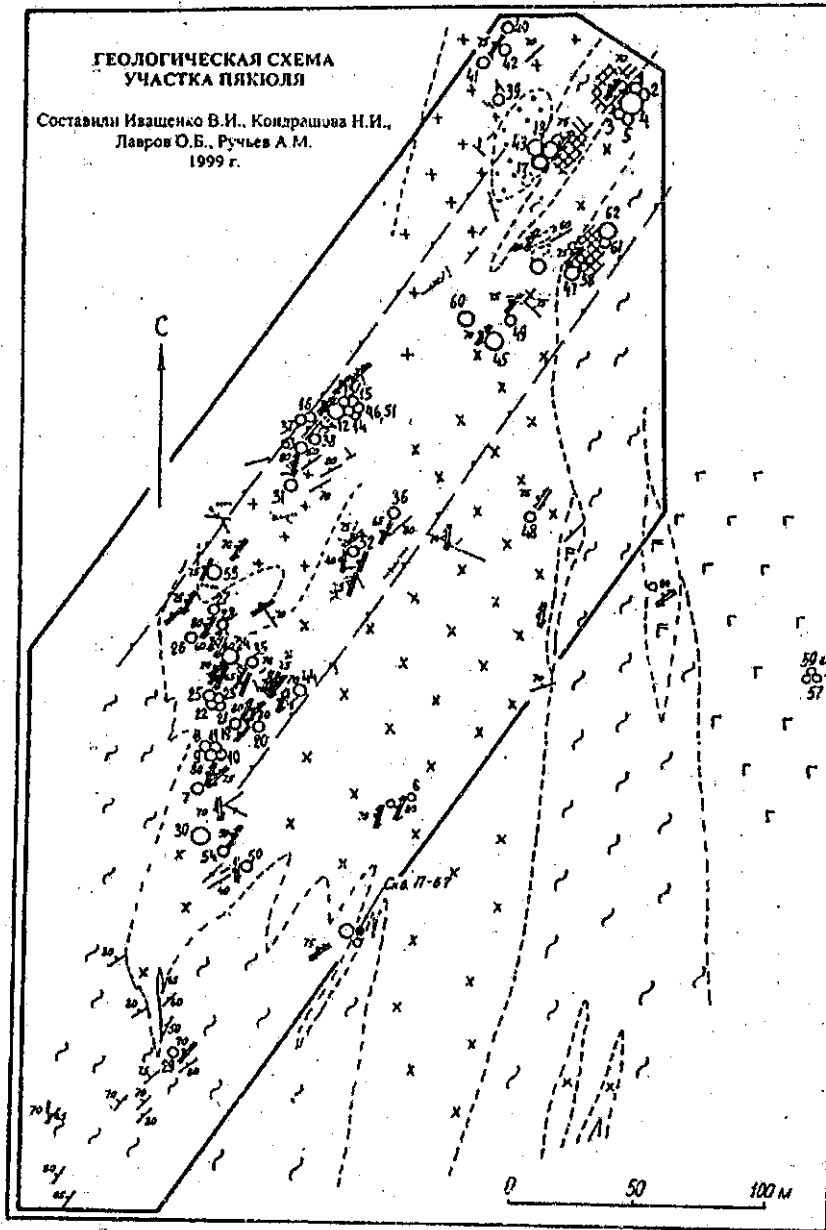
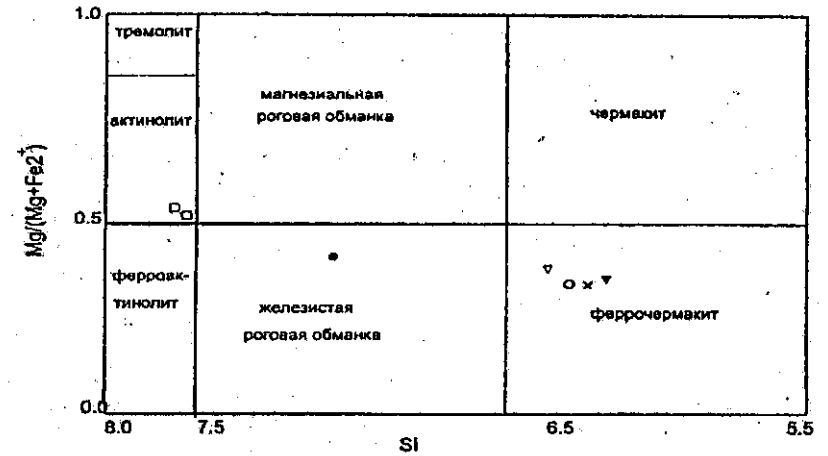


Рис.3. Геологическая схема участка Пякюля шовной зоны сочленения Карельского и Свектофеннского геоблоков.

Условные обозначения : 1-кварцевые порфиры, 2-плагнограниты, 3-тоналиты, гранодиориты, частично кварцевые диориты, 4-габбро-диориты, 5-габбро, 6-метатерригенные породы ладожской серии (PR), 7-брекчированные породы, 8-элементарная сдвиговая дислокация : а) правосторонний сдвиг, б) левосторонний сдвиг, 9-предполагаемые границы сдвиговой зоны, 10-кварцевые жилы, 11-жилы апшитов, 12-элементы залегания плоскостей анизотропии пород, 13-предполагаемые границы пород, 14-содержания золота : а) более 1 г/т, б) 0.1-1 г/т, 15-буровая скважина.

150625K



×-1, ▽-2а, ▼-2б, □-3, ○-4а, ●-4б

Рис.4. Положение амфиболов вулканогенных и субвулканических пород Ялонварской структуры на классификационной диаграмме.

Условные обозначения : 1-метаандезибазальты оз.Соан, 2а-центральные части зерен минералов, 2б-их краевые части, 3-габбро-долериты участка Ремсинкорпи, 4а-центральные части зерен минералов, 4б-их краевые части.

Иломантси установлено (O'Brien et al., 1993), что андезиты структуры являются производными базальтов.

2.6 млрд.лет назад наступает стабилизация и гранитизация Карельского геоблока. Образуется кора континентального типа. В интервале 2600-2300 млн.лет возникают снодовые поднятия с грабенами в осевых частях, в которых проявился дацит-риолитовый и базальт-андезибазальтовый вулканизм сумия и сариолия. Позднее формируются толщи грубообломочных пород. Орогенный этап завершают складчатоглыбовые движения с последующей пенепленизацией и химическим выветриванием. С 2300-1900 млн. лет на территории Карельского геоблока наступает платформенный этап с формированием осадочного чехла. В Свекофенском геоблоке континентальная кора была сформирована после завершения свекокарельской складчатости, гранитообразования и региональной мигматизации около 1800 млн.лет назад. Магматическую активность в это время продолжает сохранять шовная зона сочленения геоблоков. В районе пос.Алатту (Суйстамо,Харлу) вблизи шва внедряется большое число даек и малых интрузий габбро-плагногранитного состава (рис.3). U-Pb возраст габбро ур.Пякколя по Zr – 1885±3, возраст гранитов – 2705±60 млн.лет (Shuldiner et al., 1998). По геологическим данным граниты секут габброиды, т.е.являются более молодыми. Возможно, гранитный материал захватывал древний циркон. $\epsilon_{Nd}(1.89) = -4.0(-4.5)$, и для габбро и для гранитов, что указывает на контаминацию исходных магм коровым сиалическим материалом.

Вмещающими для интрузии породами служат метатерригенные отложения ладожской серии раннего протерозоя. Подобные малоглубинные гранитные интрузии характеризуются повышенной золотоносностью. Максимальные содержания золота (16.7г/т) зафиксированы в экзоконтакте субвулканического тела, в брекчированных и березитизированных метапесчаниках ладожской серии. Содержания золота в плагногранитах, диоритах находятся в интервале 1-6г/т.

Зеленокаменный пояс Ялонвара-Иломантси, приуроченный к шовной зоне сочленения геоблоков, характеризуется корово-мантийным магматизмом, источником которого является недеплементированная мантия и кора сиалического типа, предопределившая известково-щелочной тренд. Внутриблоковые зеленокаменные пояса характеризуются мантийным магматизмом с толеитовым трендом эволюции, с участием небольших объемов кислых пород, образующих

контрастные формации с базитами. Деплементированность мантии под зеленокаменными поясами второй группы могла быть связана с неоднократными импульсами плавления.

Положение обосновано на материале четвертой, пятой, шестой глав.

В разрезах структур шовной зоны сочленения геоблоков выделяются производные толеитовой (Т) и известково-щелочной (ИЩ) серий: В Ялонварской структуре развиты продукты ИЩ серии (табл. 1), в Иломантси – Т и ИЩ серий.

Таблица 1.

Химический состав вулканогенных и интрузивных пород Ялонварской структуры (окислы в мас.%, элементы в г/т).

	1(4)	2(9)	3(9)	4(8)	5(17)	6(13)	7(14)
SiO ₂	49.27	52.90	57.96	64.66	61.88	70.32	74.52
TiO ₂	0.95	0.73	0.63	0.46	0.54	0.28	0.13
Al ₂ O ₃	15.54	14.86	15.42	15.38	15.07	13.91	13.20
Fe ₂ O ₃	1.38	2.65	2.12	1.68	2.70	1.42	0.88
FeO	8.15	3.07	4.72	1.89	2.66	1.27	0.63
MnO	0.164	0.17	0.11	0.06	0.08	0.03	0.03
MgO	8.25	6.92	6.45	3.01	3.71	1.36	0.60
CaO	4.64	8.06	3.93	2.90	4.28	1.54	1.28
Na ₂ O	3.04	2.95	3.12	3.54	3.93	4.04	4.46
K ₂ O	2.20	1.50	3.12	3.10	3.30	4.43	3.06
P ₂ O ₅	-	0.02	0.26	0.16	0.29	0.09	0.04
Li		23	101	28	31	15	11
Rb		49	159	120	157	127	89
Cs		8	12	9	13	7	4
Zn		110	106	56	83	38	90
Ba		440	801	801	1157	1217	801
Sr		440	290	290	676	290	193
Cr		334	367	70	285	156	121
Ni		78	72	40	122	19	23
Co		42	90	40	39	17	32
Cu		101	17	240	75	77	280
V		229	155	170	97	44	33

1-метабазаальт, 2-метаандезибазальт, 3-метаандезит, 4-метадацит, 5-диорит (1 фаза), 6-гранит (2 фаза), 7-лейкогранит (3 фаза). В скобках указано число анализов, по которым рассчитывалось среднее.

ИЩ-тренд Ялонвары явился следствием изменения толеитового в процессе эволюции под влиянием изменения окислительного потенциала, что зафиксировано в кислых породах увеличением количества вкрапленников магнетита.

Особенностью магматизма шовной зоны сочленения геоблоков является участие в петрогенезисе пород как мантийных, так и коровых источников. Это подтверждается изотопными составами рудных свинцов и серы. Мантийная природа рудных свинцов доказывается расположением их на графиках Кокса (Кокс и др., 1985) вблизи мантийной кривой с $\mu=9$, а также высокими значениями тяжелых изотопов. Часть точек на графиках попадает в область нижнекоровых изотопов, и в тоже время характеризуется высокими значениями $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, что можно проинтерпретировать как контаминацию мантийного вещества нижнекоровым материалом. Изотопные значения S^{34} попадают в интервал - 0.8-(+0.1), что соответствует ювенильной сере. Данные по изотопии Sr для структуры Иломанси также подтверждают участие в образовании пород как мантийного вещества - $\text{Sr}87/86\text{Sr}=0.70146$ (тоналиты Куттила), так и присутствие в них компонента спалической континентальной коры - $\text{Sr}87/86\text{Sr}=0.711135-0.735448$ (Nurmi e.a., 1993).

Петрографические особенности пород подтверждают факт усвоения первичными магмами вещества спалической коры. В частности для полевых шпатов Ялонварской структуры отмечаются повышенные содержания второстепенных полевошпатовых минералов (цельзиана, слаусонита), что может быть связано с контаминацией и ассимиляцией первичными магмами вещества континентальной коры. Наличие сквозных минералов (турмалина, шеелита) во всех группах позволяет предположить явления контаминации.

Породы зоны обогащены крупноионными элементами группы K, высокозарядными и сидерофильными элементами, легкими лантаноидами (табл.2). Могут быть две причины этого : 1) источником расплава была нестошечная мантия, 2) зарождению магматических очагов предшествовал мантийный метасоматоз. Наиболее вероятно их обоюдное влияние, что подтверждается особенностями минерального состава пород. В частности, в основных породах Ялонварской структуры встречается первичный амфибол (железистая роговая обманка, феррочермакит), что указывает на кристаллизацию магмы (Yagi, Takeshita, 1987) при высоком содержании летучих (воды) (рис.4).

Все графики распределения REE в магматитах Ялонвары и Иломанси (рис.5) показывают обогащенность пород обеих структур легкими землями при дефиците тяжелых, что указывает, что

Таблица 2. Средние содержания редкоземельных и других микроэлементов в магматических породах Ялонварской структуры (в г/т).

	1(1)	2(3)	3(1)	4(1)	5(3)	6(1)	7(1)	8(1)	9(2)
La	13.8	18.7	14.1	21.8	16.3	15.3	30.2	34.8	57.3
Ce	26.3	39.2	27.1	42.1	36.3	30.9	60.6	51.9	111.2
Nd	14.3	23	11.6	25.7	13.3	13.9	33.1	17.8	48.8
Sm	3.15	4.55	2.2	4.25	3.19	2.75	9.35	2.74	7.15
Eu	0.78	1.29	0.59	1.08	0.83	0.64	2.4	0.54	1.8
Gd	2.6	4.13	1.96	2.93	2.88	2.41	9.25	1.17	5.48
Tb	0.49	0.67	0.29	0.44	0.42	0.34	1.45	0.26	0.79
Dy									
Tm		0.2		0.17			0.65		
Yb	0.99	1.61	0.53	1	0.98	0.73	4.59	1.09	1.45
Lu	0.15	0.22	0.08	0.13	0.13	0.09	0.75	0.14	0.19
Сумма	62.53	93.39	58.45	99.6	74.49	67.06	152.3	110.4	234.3
Eu/Eu	0.84	0.94	0.89	0.92	0.85	0.77	0.98	0.82	0.65
Gd/Yb	2.6	2.6	3.4	2.9	2.9	3.3	2.0	1.1	3.8
La/Yb	13.9	11.6	26.6	21.8	16.7	21	6.6	31.9	39.5
Sr	151	234	79	380	214	88	159	312	557
Rb	118	62	215	94	73	39	143	40	116
U	1.25	1.55	2.08	1.51	1.99	1.19	4.79	6.2	4.65
Th	3.04	3.98	8.88	4.66	13.05	3.28	4.60	17.9	8.66
Hf	2.65	2.77	3.20	2.85	4.10	1.88	7.25	2.91	5.12
Sc	18.8	23.07	6.02	15.1	2.71	6.58	34.9	1.95	7.46
Tb/U	2.43	2.57	4.27	3.09	6.56	2.76	5.8	2.9	1.9

1-метандезибазальт, 2-метандезит, 3-метандезидацит, 4-мстацит, 5-метарнодацит, 6-метарнолит, 7-габбро, 8-гранодиорит, 9-диорит.

фракционирующими фазами мог быть пироксен (и амфибол?). Незначительный Eu-мин возможно связан с фракционированием плагиоклаза. Отличие редкоземельного состава магматических пород 2-х структур заключается в более фракционированном распределении редких земель в Ялонваре ($La/Yb \geq 6$).

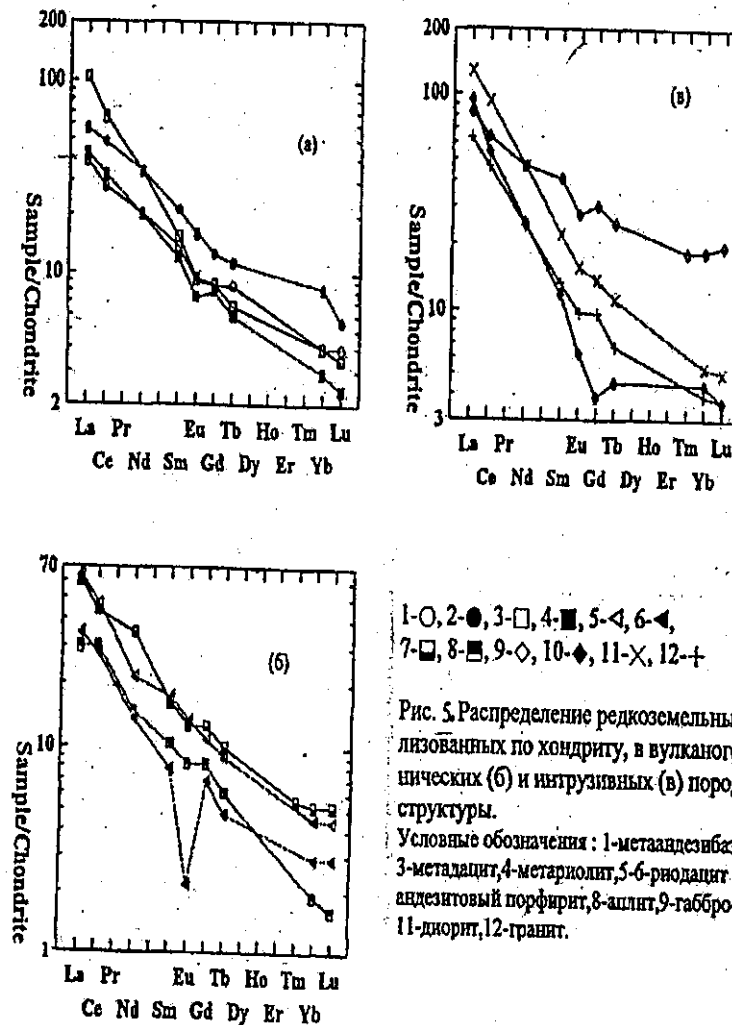
Источником магм могла служить примитивная ценстоценная мантия и сиалическая кора. На неистощенный источник магмообразования указывают повышенные содержания Ba, Sr, высокие значения изотопов Nd, для основных пород Иломанси равные 0.512305-0.513108.

Содержания K, Cs, Li, Rb, Sr слабо коррелируются с содержанием SiO₂, что нельзя объяснить только метаморфическими преобразованиями. Таким образом, распределение малых элементов отражает геохимическую специфику исходной магмы, указывая на неистощенный источник магмообразования.

Высокие содержания некогерентных элементов (с большим сродством к флюиду) являются индикатором обогащенности исходной магмы летучими. При педщелочном характере пород это свидетельствует об обогащенности мантии.

Зеленокаменные структуры шовных зон сочленения отличаются от внутриблоковых структур. В качестве структуры для сравнения среди вторых была выбрана Койкарская. Возраст субвулканических дацитов, прорывающих ее нижние толщи, - 2935±20 млн.лет (Бибилова и др., 1983). Анализ строения разреза, петрографическая характеристика пород указывают, что магматизм здесь был связан с разломами, по которым происходил быстрый подъем магмы. Это подтверждается однородным и недифференцированным (или слабо)дифференцированным составом эффузивов в структуре. В разрезе преобладают породы лавовой фации. Малый объем средних и кислых пород в разрезе мог быть связан с быстрым подъемом исходных магм к поверхности из области генерации, что не могло привести к значительной дифференциации. Быстрый подъем также препятствовал контаминации магм. Магматизм первоначально развивался как гомодромный, сменяясь позже антидромным. А.И.Светова (1988) отмечала также антидромный характер дифференциации метабазальтов в разрезе.

Магматические породы внутриблоковых структур и структур шовной зоны сходны по петрогенным элементам и отличаются по микроэлементному составу (в породах шовной зоны сочленения больше K, Rb, Sr, элементов группы железа). Особенно резко различия видны на графике распределения REE. В Койкарских породах - плоский характер



1-○, 2-●, 3-□, 4-■, 5-◁, 6-◄,
7-▣, 8-▤, 9-◇, 10-◆, 11-×, 12-+

Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов, нормализованных по хондриту, в вулканических (а), субвулканических (б) и интрузивных (в) породах Ялонварской структуры.
Условные обозначения: 1-метаандезитбазальт, 2-метаандезит, 3-метадацит, 4-метаридолит, 5-6-риодацит субвулканический, 7-андезитовый порфирит, 8-аплит, 9-габбро-диабаз, 10-гранодиог, 11-диорит, 12-гранит.

графиков, близкий к редкоземельному составу примитивной мантии. Отмечается слабая Eu-аномалия. По сравнению с шовной зоной породы внутриблоковой структуры обеднены легкими редкими землями. Источник магмообразования во внутриблоковых структурах – либо нормальная, либо слабо деплетированная мантия. ($\epsilon Nd = +1.3-4.2$) (Светов, 1997). В однотипных породах структуры Иломанси отмечается 'пиковый' характер распределения редких земель, выделяются максимумы La, Sr, Nd, Sm.

Итак, для внутриблоковых поясов характерно:

- 1) Т и ИЩ, преимущественно контрастные серии,
- 2) значительный объем metabазальтов, коматиитов.
- 3) магматизм антидромный, преимущественно мантийный.

Влияние сиалической коры незначительно.

4) источник магмообразования – слабо деплетированная мантия.

Учитывая особенности, связанные с архейским возрастом, шовную зону сочленения Карельского и Свекофеннского геоблоков по комплексу признаков (заложение на древнем серогнейсовом (близком к сиалическому) основании, сходству разрезов, обилию продуктов корово-мантийного магматизма, К-Na характеру известково-щелочных серий) можно рассматривать в качестве архейского аналога фанерозойских внутриконтинентальных вулканоплутонических поясов.

Положение обосновано на материале седьмой главы.

Наибольшее сходство шовные зоны обнаруживают с внутриплитными вулканоплутоническими поясами (ВПП) или вторичными орогенами по В.Е.Хану (1995). Для обеих структур отмечается резко наложенный характер по отношению к более древним образованиям. Заложение шовных зон и ВПП происходит на континентальной коре (либо на границе кор континентального и переходного типов, как установлено, например, для Коряско-Камчатского пояса (Белый, 1978). Эти две разновидности вулканоплутонических поясов характеризуются сходным магматизмом. Для шовных зон отмечаются региональные положительные гравитационные аномалии, что также характерно и для ВПП фанерозоя. В основании Охотско-Чукотского пояса находится Тайгоноская "андезитовая" геосинклиналь (Белый, 1978). К шовной зоне Свекофеннского и Карельского геоблоков Балтийского щита приурочен зеленокаменный пояс с известково-щелочным магматизмом.

Наибольшее сходство выявляется при сопоставлении магматизма двух структур. В шовной зоне инициальный магматизм представлен продуктами известково-щелочной серии, позднее сменяющийся кислым интрузивным магматизмом. Для шовных зон характерны непрерывные по кремнекислотности формации, что отмечается и для фанерозойских вулканоплутонических поясов: Верхояно-Чукотского (Белый, 1978), Карпатского и Динарского сегментов Средиземноморского пояса (Милановский, 1991; Короновский, 1994). При этом для пород обеих структур типоморфным является калиевый характер известково-щелочных серий, высокое содержание железа, извести. Сходство шовных зон и ВПП проявляется при сравнении элементов-примесей. В породах шовной зоны выделяется отчетливый максимум крупноионных литофильных элементов (Sr, K, Rb, Ba), низкие отношения $K/Rb \leq 245$, что связано с их повышенной щелочностью. Содержания легких лантаноидов выше, чем в породах островных дуг и активных континентальных окраин, и сопоставимы с таковыми в породах вулканоплутонических поясов. По содержаниям легких лантаноидов породы шовных зон близки также к рифтогенным структурам, отличаясь отсутствием минимума по тяжелым редким землям.

Повышенное содержание элементов с высоким ионным потенциалом, крупноионных некогерентных элементов, указывает на образование пород шовной зоны из расплавов, зарождавшихся в неистощенной мантии с последующим участием корового компонента, что отмечается и для пород ВПП. Это подтверждают также изотопные характеристики Sr, Nd, приведенные выше.

При характеристике вулканитов ВПП (Фролова, Бурикова, 1997) отмечалась редкость среди них продуктов первичных магм. Доказательством этого служат: 1) низкая магнезиальность, "М" < 70 ($M = Mg/Mg + Fe * 100\%$, выраженное в атомных количествах), 2) низкие значения $MgO < 8-10\%$, 3) высокая железистость оливинов. Все эти признаки, за исключением 3-его из-за несохранности оливинов, отмечаются и для пород шовной зоны, в участках с максимально развитой континентальной корой. "М" в известково-щелочных вулканитах < 68, содержание MgO в метаандезитобазальтах редко достигает 10%. В магматитах структуры Иломанси "М" ≤ 69 , содержания MgO в основных породах – до 11.5%, в ультраосновных вулканических породах количество MgO достигает 32.0%, но объем этих пород в общем разрезе невелик, и не превышает 5-7%. Таким образом, можно сделать вывод о широком развитии в шовных зонах как и в вулканоплутонических поясах фанерозоя продуктов коровых магм

при подчиненном развитии мантийных. Возможно, как и в фанерозойских ВПП (Фролова, Бурикова, 1997) роль мантийных магм заключается в прогреве литосферы и накоплении летучих компонентов в наименее проницаемых участках с мощной континентальной корой. Как и для ВПП в шовной зоне наиболее интенсивно кислый магматизм проявился в интрузивной фации с образованием малоглубинных гранитоидов, гранодиоритов и гранит-порфиров.

Заключение.

При рассмотрении геологического строения шовной зоны сочленения Карельского и Свекофеннского геоблоков Балтийского щита, показано, что шовная зона заложилась на серогнейсовой коре. Первоначально названные геоблоки разделял зеленокаменный пояс с известково-щелочным магматизмом. В дальнейшем шовная зона сочленения развивалась как долгоживущая магмопроницаемая зона.

Вулканические, субвулканические и интрузивные породы шовной зоны сочленения геоблоков объединяются в вулканоплутоническую ассоциацию. Особенностью магматизма шовной зоны является доминирующее развитие коровых магм и подчиненное мантийных.

По разнообразию магматических проявлений, преобладанию продуктов непрерывной известково-щелочной серии, интрузивных кислых образований, последовательности геологических событий шовные зоны можно сопоставить с внутриконтинентальными вулканоплутоническими поясами фанерозоя.

Как и названные пояса шовная зона является долго живущей внутриконтинентальной магматически активной зоной. Источником вещества в шовной зоне сочленения геоблоков служила неистощенная мантия и субконтинентальная литосфера.

Длительная магматическая активность, участие в формировании пород шовной зоны как неистощенной мантии, так и континентальной коры предопределяет ее металлогеническую перспективность. Подтверждением этому служат выявленные при участии автора в пределах шовной зоны рудопроявления W,Mo (Ялонвара), Au (Ялонвара, Алатту).

Шовные зоны возникают в местах сочленения континентальных блоков, где нет признаков присутствия океанической коры. Поэтому факт наличия продуктов известково-щелочной серии в структуре нельзя рассматривать как бесспорное доказательство существования здесь обстановки субдукции. Возможно, что ИЩ-серии гетерогенны по своему происхождению.

Известно, что эволюция магматизма отражает процессы преобразования земной коры. При антидромной последовательности магматизма разрушается континентальная кора. Разрушение континентальной коры может идти в двух направлениях (Фролова, Бурикова, 1997): 1) генерация новой океанической коры (при рассеянном рифтогенезе и спрединге), 2) замещение континентальной коры океанической, т.е. процесс океанизации.

Гомодромная направленность магматизма приводит к наращиванию земной коры. Средние и кислые породы формируют "гранитный" слой, а за счет базитовых кумулатов, комплементарных вулканитам, снизу наращивается базальтовый слой (Фролова, Злобин, 1986). В шовной зоне сочленения геоблоков магматизм имеет общую гомодромную направленность, т.е. в позднерархейское время в пределах территории современного Балтийского щита происходило наращивание континентальной коры, превращение ее в континентальную кору зрелого типа. Однако, во внутриблоковых зеленокаменных поясах проявления магматизма имеют отчетливо выраженную антидромную тенденцию. Т.е. так же как и для фанерозоя (Фролова, Бурикова, 1997) процессы образования и разрушения континентальной коры в архее могли идти одновременно.

Список публикаций автора по теме диссертации.

1. Дайковый комплекс Ялонварской структуры.//Геология и петрология. Петрозаводск, 1989, с.27-30. Соавторы Ивашенко В.И., Лавров О.Б.
2. Метасоматиты и оруденение ялонварских гранитоидов.//Геология и петрология. Петрозаводск, 1989, с.27-30. Соавторы Ивашенко В.И., Лавров О.Б.
3. Шеелитоносные турмалиниты Ялонварской структуры.//Вопросы стратиграфии и магматизма докембрия Карелии. Петрозаводск, 1990, с.39-44. Соавторы Ивашенко В.И., Коротчаевская И.К., Лавров О.Б.
4. О разрезе лопийских образований в Ялонварской структуре.//Вопросы стратиграфии и магматизма докембрия Карелии. Петрозаводск, 1990, с.30-34.
5. Эволюция лопийского вулканизма района Ялонвары.//Вопросы геологии, магматизма и рудогенеза Карелии. Петрозаводск, 1996, с.29-32.
6. Вулканогенно-осадочные комплексы Ялонвары и Иломанси – корреляция и особенности металлогении. Тез.докл., С-Пб, 1996.
7. Рудная минерализация малых интрузий Кааламского типа Северо-Западного Приладожья.//Геология и полезные ископаемые Карелии.

Петрозаводск, 1998, вып.1, с.51-57. Соавторы Иващенко В.И., Лавров О.Б.

8. Вещественный состав и особенности химизма вулканогенных пород Ялонварской структуры. // Вопросы геологии и экологии Карелии. Петрозаводск, 1999, с.7-13.

9. Петрогенезис вулканитов Ялонваарской структуры (Балтийский щит) - геодинамические и металлогенические следствия. // Тез. совещания "Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия", Петрозаводск, 1999, с.69-71.

10. Рудогенерирующие системы гранитоидного магматизма Карелии. // Тез. совещания "Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия", Петрозаводск, 1999, с.59-60. Соавторы В.И. Иващенко, О.Б. Лавров.

11. Петрогенезис вулканитов Ялонварской структуры (Балтийский щит). // Проблемы магматической и метаморфической петрологии. Тезисы докл., М., 2000, с.14-15. Соавтор Х.Хубер.

Изд. лиц. № 00041 от 30.08.99. Подписано в печать 8.11.2000. Формат 60x84¹/₁₆.
Бумага офсетная UNION PRINT.
Уч.-изд. л. 1,5. Усл. печ. л. 1,4. Тираж 100 экз. Изд. № 56. Заказ № 193.

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