

ЧАСТЬ II

АРЕАЛЫ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Основы отечественной палеовулканологии как науки, изучающей продукты древнего вулканизма, заложены исследованиями Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, проведенными в 1885–1887 гг. на территории окрестностей г. Петрозаводска. Результаты исследований изложены в монографии «Олонецкая диабазовая формация», (1888). Ф. Ю. Левинсон-Лессингом впервые в российской науке были сформулированы основные задачи изучения магматических пород методами палеовулканологических реконструкций в целях типизации ихformationного состава. Таким образом, на территории Карелии в пределах Онежской структуры найдены истоки двух важнейших дисциплин в области магматической геологии – палеовулканологии и формационного анализа изверженных пород. Дальнейшие пути становления и развития исследований в этом направлении связаны с основополагающими исследованиями Н. А. Елисеева, В. М. Тимофеева, А. А. Полканова, М. А. Гиляровой, которые стали прочным фундаментом всех последующих работ.

Уже ранние палеовулканологические наблюдения были направлены на возможности выявления древних вулканических построек. Эта задача признавалась одной из важнейших. Ее успешное решение требовало совершенствования методов диагностики и генетической типизации разновидностей изверженных пород разного механизма формирования. Однако конечная цель исследований докембрийского вулканизма в Карелии всегда была ориентирована на отыскание руин древних вулканов. Наличие на территории Карелии уникальных геологических объектов – памятников древнейших проявлений вулкано-плутонизма, во многом способствовало их глубокому изучению с разных сторон – общей геологии, стратиграфии, метаморфизма и рудоносности.

Черты палеовулканологических исследований проявляются в ранних геологических работах общегеонального значения, когда была уже оценена роль вулканогенных образований в составах докембрийских супракrustальных толщ. Изучение железорудных и серно-колчеданных месторождений стимулировали исследования в области докембрийской вулканологии.

В связи с расширением геолого-геофизических общегеональных и локальных картосоставительских работ в Карелии были усилены и расширены тематические исследования продуктов древнейшего вулканизма. В 1960-х гг. формулируются программы научно-исследовательских тематических работ непосредственно в области вулканологии, вулканогенно-осадочного литогенеза и рудообразования. Следует особо подчеркнуть общий высокий уровень исследований карельских геологов в этом направлении. Карельские геологи были и остаются активными участниками всех всероссийских вулканологических, палеовулканологических симпозиумов, региональных петрографических и металлогенических совещаний. Местом проведения одной из важнейших геологических экскурсий XXVII сессии МГК в 1984 г. в Москве была избрана Карелия.

Проблема палеовулканологического районирования является одной из важнейших в разработке геодинамической модели эволюции литосферы. Она остается ведущей и для регионов недавнего, и современного вулканизма страны. Впервые эта фундаментальная проблема была сформулирована в решении Юбилейного VII Всесоюзного вулканологического совещания в Петропавловске-Камчатском в 1985 г. Совещание констатировало успешное проведение в стране исследований вулканических центров. Установлена принадлежность их к новому типу вулкано-

ВВЕДЕНИЕ

тектонических структур, определяемых как элементарные ячейки сложных вулкано-тектонических систем. Возникновение таких ячеек и группировка их в вулканические пояса связаны с процессами диапиризма в мантии. «На основе концепции вулканических центров разрабатываются и применяются критерии поисков месторождений полезных ископаемых» (Решение.., 1985, с. 2, разрядка наша, А. С., Л. С.). Опыт исследований по данной проблеме в Курило-Камчатской вулканической провинции и в целом в вулканических поясах Чукотки, Дальнего Востока и Приморья Юбилейное совещание оценило как успешное «развитие концепции вулканических центров как ячеек формирования и преобразования земной коры, и как важнейших рудоносных структур» (Решение.., 1985, с. 3). В итоге была сформулирована задача фундаментального изучения «вулканических центров в разных геодинамических обстановках и выяснение роли вулканизма в формировании коры и полезных ископаемых» (Решение.., 1985, с. 4). В частности, совещанием была также признана необходимость усиления палеовулканологических исследований в областях древнего вулканизма. Данное решение, безусловно, основывалось на важных положительных достижениях в исследовании проблемы источников питания вулканических зон, их металлогенической роли и структурной организации центров вулканизма, изложенных в обстоятельных работах (Васильевский и др., 1974; Федотов, 1976, 1982; Масуренков, 1979; Вулканический центр.., 1980; Большое трещинное.., 1984; Егоров, 1984 и др.).

Палеовулканологическая проблема поиска и реконструирования эруптивных центров в докембрии Карелии в ходе наших исследований переросла в проблему идентификации разновозрастных центров эндогенной магматической активности. В короткие сроки нам предстояло провести анализ всего имеющегося геолого-геофизического материала не только по Карелии, но и по всему ФСЧ, систематизировать результаты предыдущих работ по палеовулканологическому районированию и на основе новых нетрадиционных представлений автоволновой нелинейной геодинамики разработать геодинамические модели свекокарельского вулкано-плутонизма. Для решения этой задачи необходимо было перейти от проблем локализации эруптивных центров к относительно более высокой категории их организации – центрам эндогенной магматической активности и моделированию их питающих эруптивных корневых вулкано-плутонических зон. В данных исследованиях нашла место проблема рудно-магматических систем, как неотъемлемая часть всех центров эндогенной магматической активности.

В первой части настоящей работы изложена методика палеовулканических исследований докембрая, базирующаяся на опыте сорокалетних палеовулканологических исследований А. П. Светова. Две последующие части посвящены результатам применения этой методики при комплексном изучении геологических процессов докембрая. Ранний докембр – это начало геологического периода развития Земли – время первоначального формирования земной коры континентального типа. Вулканизм в докембре – главный корообразующий процесс, что в настоящее время никем не оспаривается. Важная и определяющая роль в процессе корообразования принадлежит мантии, которая является источником базитовой магмы и рассеянного мантийного флюидного потока, несущего в земную кору калий и сопутствующие редкие элементы (Ba, Rb, Sr, Li, Cs и др.). Таким образом, мантия также служит энергетическим источником процессов корообразования, так как совместное энергетическое воздействие базитового расплава и флюидного потока стимулирует коровое гранитообразование. Формирование коры континентального типа осуществляется циклически в направлении с СВ на ЮЗ Фенноскандинавского щита путем наращивания на протокору (Светов, Свириденко 1991). Совместно с корообразованием происходит формирование тектонического каркаса Фенноскандинавского щита, современная структура которого имеет блоковое строение. Как доказано палеовулканологическими исследованиями (Светов, Свириденко, 1991) свекокарельский вулканогенно-осадочный чехол на площади Карельского и Свекофинского геоблоков формировался при одинаковой динамике вулканизма и осадконакопления в условиях единого мелководного бассейна. Но лопийские вулканогенно-осадочные образования отсутствуют в пределах Свекофинского геоблока. Здесь мантия не была деплетирована в позднем архее, как на площади Карельского геоблока, и в раннем протерозое в завершение свекокарельского цикла так же, как на площади Карельского геоблока в конце позднего архея, происходила региональная метасоматическая гранитизация под воздействием мантийного флюидного потока в интервале примерно 1900–1850 млн лет. Платформенный вулканогенно-осадочный чехол на свекокарелидах формировался в рифе.

В последующих главах при характеристике разновозрастных центров эндогенной магматической активности, формирующихся в различных геологических ситуациях, мы постараемся охарактеризовать вулкано-плутонизм во взаимосвязи с другими эндогенными процессами и отразить специфику геологического развития докембрая.

ГЛАВА 4

ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ: РЕКОНСТРУКЦИИ И КЛАССИФИКАЦИЯ

Картирование руин вулканических построек среди лавово-вулканокластических полей разнофациальных изверженных пород как наиболее очевидных образований эруптивных центров – задача чрезвычайной палеовулканологической сложности, и здесь случайные положительные решения практически невозможны. Подтверждением этому служит опыт выявления вулканических докембрийских сооружений в Карело-Кольском регионе (Вулканические постройки., 1978; Вулканы раннего докембрая., 1980). В основе работ по идентификации центров вулканизма лежат исключительно тщательные полевые исследования, наблюдения по широкой палеовулканологической программе, решение проблемы выбора и критерии распознания эруптивных зон, особенно в условиях глубокого эрозионного среза. В целом проблемы методики палеовулканологических исследований ареалов активного вулкано-плутонизма решены. Можно признать положительным и опыт составления локальных и трансрегиональных палеовулканологических карт, как для докембрийских, так и для более молодых срезов. Методика составления палеовулканологических карт общероссийского масштаба, материалы по обобщению регионального опыта Уральских, Среднеазиатских, Казахстанских, Кавказских, Карпатских палеовулканологических групп, изложенные в трудах палеовулканологических симпозиумов, широко использовались и обсуждались на материалах по Карельскому

региону. Можно отметить единство подходов и принципов составления палеовулканологических карт в общенациональном масштабе, что неоднократно подчеркивалось в решениях палеовулканологических симпозиумов.

Вопросы классификации морфоструктур вулканических ареалов стали предметом анализа и суммирования только после открытия в Карелии первых документированных построек вулканического типа и интрузий, относимых к вскрытым жерлам – неккам. Можно уже сделать первые заключения по этой важнейшей проблеме: в классификации эруптивных центров докембрая могут быть использованы существующие формы вулканических массивов, которые характерны как областям недавнего, так и современного вулканизма. В связи с этим разработанная нами классификация вулканических построек докембрая прежде всего ориентируется на существующую классификацию третичных и плейстоцен-голоценовых полиморфных вулканических построек с разной степенью сохранности.

Представленные таблицы содержат все выявленные и палеовулканологически обоснованные вулканические постройки согласно их возрастной принадлежности. Остались неучтенными многие упоминания о возможности отнесения тех или иных образований к системе вулканических сооружений в разных условиях их эрозионного среза. Все они заслуживают

ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

самого пристального внимания, строгого палеовулканологического и желательно геофизического обоснования. После палеовулканологического тестирования они найдут свое место в вулканической классификации и периодизации.

4.1. КРИТЕРИИ ДИАГНОСТИКИ ЦЕНТРОВ МАГМАТИЗМА И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

Основным достижением современной вулканологии и палеовулканологии является переход от узких задач исследований вулканических и plutонических форм магматизма к их системному анализу и выделению вулкано-плутонических ассоциаций (Устинев, 1972). Совершенствование формационного метода в магматической геологии и широкое изучение вулканических и plutонических образований в виде латерально и глубинно сопряженных серий изверженных пород привело к переоценке роли вулканических, вулкано-плутонических и plutонических комплексов и формированию представлений о их генетических соотношениях в виде автономных центров эндогенной магматической активности (ЦЭМА).

Центры вулканизма в ареалах современного и недавнего магматизма, центры вулканизма и plutonизма в ареалах докембрийского магматизма были определены как главные объекты вулканических и палеовулканических исследований и реконструкций. Результатом их явилось установление важнейшей роли эруптивных центров вулканических ареалов в рудообразовании (Котляр, Яковлев, 1984).

Очевидной стала проблема изучения структурной организации ареалов разноглубинного вулкано-плутонизма, стиля тектонических событий, участвующих в формировании ЦЭМА, а также их тектонического каркаса.

Возникновение понятий о вулкано-тектонических структурах и первые опыты их типизации указали на основополагающую роль в их формировании процессов глубинного мантийного и корово-мантийного диапризма. Этим самым было окончательно подтверждено вулкано-плутоно-тектоническое единство событий в их формировании. Особенно ярко эти черты связи были изучены в структурах типа вулкано-тектонических депрессий и структур типа кальдер обрушения. Металлоносность и полихронность формирования вулкано-тектонических структур стали главными объектами геолого-геофизических исследований во всех регионах России. Впервые задача изучения вулкано-плутоно-тектонических структурных систем была сформулирована в 1985 г. на VII Юбилейном вулканологическом совещании в Петропавловске-Камчатском (Решение., 1985).

Выход палеовулканологии на новые более высокие уровни геолого-геофизических исследований для региональных реконструкций областей докембрийского вулканизма не был неожиданным. Проблемы районирования, например, ареалов свекокарельского вулкано-плутонизма стояли и раньше, однако система докембрийских геотектонических построений потреб-

бовала перехода от эвристических интуитивных решений к обоснованию соответствующих палеогеодинамических моделей.

Исходным звеном исследований на новом уровне докембрийской геологии послужило обращение вулканологии к палеовулканологическому геолого-геофизическому районированию и выделению путем локальных реконструкций единичных вулканических зон, вулканических сооружений и руин докембрийских вулканов.

Вулкан, вулканический аппарат, вулканская постройка или вулканический центр представляет естественное горное сооружение, возникшее на месте прорыва на дневную поверхность газонасыщенного силикатного расплава в форме активной эруптивной деятельности, зафиксированной на поверхности излияниями лав, выбросами рыхлой пирокластики, а также продуктами газо-гидротермальной деятельности. Каждый вулкан, вулканический центр предполагает существование питающей магматической корневой системы, магматического очага и разноглубинных интрузивных образований. Обычно вулканический центр и сопутствующая ему автономная разноглубинная морфоструктура рассматриваются как проекции на земную поверхность корневой автономной системы мантийного или корово-мантийного питания.

Нами вулканический центр воспринимается как первичная единичная форма проявления вулканизма, вулкано-плутонизма и используется как элементарная ячейка в целях локального палеовулканологического районирования (Масуренков, 1979; Вулканический центр., 1980).

Центр эндогенной магматической активности в таком случае выступает как некоторая структурно-организованная автономная совокупность вулканических, вулкано-плутонических сооружений, объединенная системой магматических камер, периферических и промежуточных очагов общей очаговой зоны мантийного, корово-мантийного или корового питания (Владавец, 1984).

Очевидно, что не только вулканический центр, но и особенно центр эндогенной магматической активности являются энергетическими узлами литосферы и протяженными вертикальными телескопированными системами адвективного тепло-массопереноса, активной флюидно-магматической деятельности, генерирующими магматические расплавы, а также осуществляющие геодинамику магматической деятельности в меняющихся обстановках общей энергоструктуры Земли. Основной особенностью любого центра эндогенной магматической активности является структурная обособленность, автономность развития, главным образом, системы дренирующих литосферу магматических питающих и магмовыводящих каналов, а также длительность эруптивной деятельности в форме полноразвитых тектономагматических фаз или циклов.

Центр эндогенной магматической активности (ЦЭМА), таким образом, является основной ячейкой регионального районирования вулкано-плутонизма и

ЧАСТЬ II. АРЕАЛЫ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

главным объектом магматической геотектоники. В целом ЦЭМА представляют собой сложнопостроенные вулкано-плутоно-тектонические системы, фиксирующие аномально высокие энергетические узлы тектонического каркаса литосфера и поэтому представляют не только теоретический, но и экономический интерес, поскольку одновременно являются и центрами полихронного рудообразования (Василевский и др., 1974; Решение..., 1985). Системный анализ вулканизма, магматизма, тектоники и геодинамики является признанной методологией фундаментальных исследований в области геологии докембрия во всех регионах России.

Диагностике ЦЭМА обычно предшествует стадия научных исследований по выделению единичных вулканических зон с присущими им вулканическими сооружениями, постройками или вулканами. Районирование вулканических зон дает возможность определить основные характеристики и типы вулканов. К настоящему времени общее число палеовулканологически обоснованных вулканов для докембрия Карелии – 52. На основании анализа физических полей вулканических построек, изучения геолого-тектонических особенностей элементов их тектонического каркаса проводится объединение систем вулканов в ЦЭМА.

Критерии выделения вулканов и ЦЭМА предпочтительно рассматривать согласно уровню или степени их эрозионно-тектонического вскрытия, т. е. по фациям глубинности изверженных пород: поверхностному, субвулканическому, гипабиссальному и абиссальному. Признаки проксимальной зоны вулканов нами были рассмотрены в соответствующих разделах первой части монографии. Однако некоторые из главных особенностей в обобщенном виде считаем возможным перечислить вновь.

Поверхностный уровень – содержит главный признак вулканических построек – лавово-пирокластического поля. В проксимальной зоне лавовые потоки и покровы наиболее многочисленны и обладают яркими чертами дегазации изливающихся лав, выразившимися в разнообразии многих элементов директивности. Обилие эксплозивных пирокластических образований, особенно агглютинатового, их краснокаменный облик, бомбовые и лапиллиевые туфы и т. д. дают основание к выделению околовулканической зоны. Установление в ходе реконструкций генетических типов пирокластических фаций, как правило, является надежным критерием локализации эруптивного центра. Изучение предполагаемого местоположения вулканического жерла обычно приводит к идентификации эруптивных жерловых брекчий или некков вулканических построек. Замечено, что в зонах вулканических некков изверженные породы особенно сильно гидротермально изменены, пропитаны, сопровождаются объемной карбонатизацией, эпидотизацией и окварцеванием. В этих зонах нередко находятся в большом количестве гидротермальные жильные образования с разнообразной рудной минерализацией. Зона жерловых брекчий, гидротермальных полей имеет площадь около 1 км²,

содержит кусты эшелонированных гидротермальных жил, а также большинство из известных фумарольно-гидросольфатарных полей. Геолого-геофизическими исследованиями здесь фиксируются обычно повышенные аномальные магнитные и плотностные поля.

Субвулканический уровень эруптивных зон обычно выявляется по сгущению малых интрузивных тел дайкового, силлового или камерно-инъекционного типа, где многие из них содержат явные признаки некковой фации, т. е. стабилизованных центров вывода расплавов на поверхность. Обычно некки или даже жерловые брекчии имеют четкие геометрические ограничения, отчетливую зональность и вертикальную директивность кристаллических или эксплозивных обломочных фаз. Нередко здесь выявляются дайки кольцевой или конической формы. На этом уровне нередко вскрываются интрузии центрального типа или системы сложных камерно-инъекционных тел. Вероятно, некоторые из них могут быть рассмотрены как интрузии под вулканами (Пудожгорский силл, пластовая Унайская интрузия и др.).

Геолого-геофизическое изучение малоглубинных срезов вулканических зон в их эруптивных центрах способно расчленить магматические поля по их интенсивности и выделить аномальные зоны. В полях среднекислого вулкано-плутонизма эруптивные зоны обычно имеют пониженные аномальные гравитационные поля (Восточно-Карельская зона, Пебозерско-Лехтинское риодакит-гранитное плато). На субвулканическом уровне обычно выявляются элементы деструктивного тектонического каркаса вулкано-тектонических структур в виде линейных, кольцевых или дуговых разломов с признаками вертикальных смещений (Орченский некк, Кирьявалахтинский влк.).

Гипабиссальный уровень в эруптивных центрах обычно фиксируется широким развитием крутопадающих даек, а также развитием пластовых малых интрузивных тел камерно-инъекционного типа. Они образуют максимальную плотность и воспринимаются как интрузии телескопированного типа или интрузии под вулканами. Не исключено, что к подобного рода интрузиям под вулканами может быть отнесен ряд интрузий расслоенного типа в Северной Карелии и, вероятно, на Кольском полуострове. Для обоснования выделения вулканических центров на гипабиссальном уровне необходимы специальные геологические исследования по морфологии интрузий, выявлению их систем питания, элементам тектонического строения, а также выявлению площадей объемного пропилитового или гидротермально-метасоматического изменения вмещающих толщ рамы. Подобные вулканические зоны изучены крайне недостаточно и могут быть выделены как объекты постановки геолого-геофизических и специальных палеовулканологических исследований. Вероятно, интерпретация физических полей данных зон позволит внести определенность в степень обоснованности их как возможных глубокоэродированных зон вулканических построек.

Абиссальный уровень среза вулканогенных чехлов в настоящее время едва ли доступен для палеовулканологического районирования. Однако его

ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

изучение является одной из важнейших задач палеовулканологических реконструкций уровня глубинных интрузий очаговых зон плутонизма. Значение имеют дайки туффизитового типа, «дайки в дайке», морфология глубинных интрузий и их сателлитов. Сведения, полученные на территории вскрытия очаговых зон корового питания или размещения мантийных интрузий, могут быть весьма важными в разработке моделей очаговых зон эруптивных центров. Палеовулканологические сведения регионального характера, естественно, могут быть использованы при интерпретации глубинной структуры и элементов тектонического каркаса ареалов активного вулкано-плутонизма. Важное значение здесь могут иметь комплексные методы геолого-геофизического, структурно-геологического и объемного картирования. Однако подобные работы на территории Карелии не имеют необходимого опыта и ограничены изучением лишь отдельных объектов рудоносных структур.

Таким образом, в настоящее время центры вулканизма, испытавшие разную степень деструкции, могут быть классифицированы по типам вулканических построек, способам питания и элементам их корневых магмовыводящих систем (табл. 26). При этом элементы тектонического каркаса и общей приуроченности к синвулканическим геоструктурам остаются во многих случаях неопределенными. В современном эрозионном срезе известные в настоящее время вулканические постройки могут быть классифицированы как самостоятельные группы вулканических центров. Вулканические центры обычно многостадийны, сопровождаются породами поверхностной группы фаций и интрузивными тела-

ми разной глубинности. Выделенные типы вулканических центров дают возможность воссоздать общую вертикальную систему питания, по крайней мере, от абиссальной зоны верхней коры до земной поверхности.

В докембрии, как это следует из региональных обзоров магматической геологии Фенноскандии, весьма распространенной формой (типом) вулканических центров являются щитовые постройки вулканов трещинного типа извержений. Они формируются обычно на ранних инициальных стадиях магматических циклов или тектоно-магматических этапов, на регрессивных стадиях эпиконтинентального осадконакопления в обстановках глыбово-волновых и сводовых дифференцированных движений геоизостатического типа. С этими вулканическими центрами связаны главные объемы изверженных пород и наиболее крупные платобазальтовые провинции. Вулканические сооружения щитовых вулканов являлись главной чертой вулканических ландшафтов. Питающие трещинные структуры ранних извержений базальтовых лав путем стабилизации выводных каналов сменялись режимом массовых излияний лав через главное эруптивное жерло.

Руины вулканов центрального типа наиболее многочисленны среди изученных вулканических центров. Они имеют четко обособленный центр извержений, наибольшее разнообразие генетических типов пород, а также целый ряд малых интрузивных тел субвулканического уровня. Эти вулканические центры дают возможность не только оценить динамику вулканических проявлений, но и воссоздать события функционирования питающей вулканической системы.

Таблица 26. Классификация центров магматизма восточной части ФСЧ

Наименование группы центров вулканизма	Главные критерии выделения и общие особенности геотектонического каркаса	Типичные центры
1. Руины щитовых вулканов исландского и переходного к гавайскому типов	Эрозионно-тектонические остатки вулканов трещинных извержений щитового исландского и переходного гавайского типов, обрывки лавовых плато. Дайковые и силловые ассоциации пород. Дайки в дайке, силлы в силле	Платобазальтовые плато сариолия, ятулия, людиковия. Платобазальты ареального лопийского вулкано-плутонизма
2. Руины вулканов центрального типа. Полигенные стратовулканы	Стратифицированные, полигенные вулканические постройки простого двойного строения, сопровождаемые шлаковыми конусами, дайками, силлами, некками	Суйсарская древневулканическая область ливвия
3. Руины экструзивно-купольных вулканических центров ареального типа	Риодакит-гранитные экструзивно-купольные массивы, поля агломератов, игнimbритов. Стабилизированные центры ареалов платобазальтового типа вулкано-плутонизма лопийских провинций	Пебозерско-Летнеозерское риодакит-гранитное плато. Лопийский ареал вулканизма кальдерного типа
4. Вскрытые некки эруптивных зон центрального типа (в том числе трубы взрыва)	Некки реконструированных щитовых платобазальтов, некки вулканов центрального типа. Некки эруптивных центров неизвестного типа. Трубы вулканических брекчий эродированных вулканов неизвестного типа. Трубы взрывов побочных прорывов	Людиковийские, ливвийские трубы взрыва как самостоятельные проявления вулканизма центрального типа
5. Туффизитовые трубы взрывов	Глубокоэродированные зоны вулканических эруптивных центров, обилие субвулканических эшелонированных даек, зоны нахождения тел малых форм интрузивных инъекций	Туффизиты в гранитах рапакиви
6. Интрузии под вулканами	Глубокие срезы эруптивных зон, обилие интрузивных тел близкого вещественного состава разных морфологических типов. Крупные пластовые интрузии с обилием даек бескорневого типа, базитовые инъекционные жилы и дайки	Массивы гранитов рапакиви – габбро-анортозитов. Расслоенные интрузии
7. Зоны глубинных интрузий – плутонов, зоны мигматизации, инъекций гранитной и базальтовой магм	Зоны плутонизма, «слепые» зоны вулкано-плутонических ареалов. Зоны периферических и промежуточных очагов. Геофлексуры, зоны континентальной активизации	Интрузии основного, среднего и гранитного состава на уровне абиссального среза

Тип ареального экструзивно-купольного умеренно кислого и кислого вулканизма, как проявление корового типа эруптивной деятельности в цепи бимодального магматизма, является важным свидетельством формирования разноглубинных очаговых зон. Проблема системного мантийно-корового магматизма имеет ранг фундаментальной, раскрывающей суть эндогенных процессов. Формирование моделей очаговых зон в значительной степени опирается на данные палеовулканологических исследований именно этого типа вулканических построек.

Вулканические центры глубокого эрозионного вскрытия, классифицированные по совокупности форм тел, насыщающих эруптивную зону, не дают обоснованного представления об их бывших наземных формах и ландшафтах. В этом отношении могут быть проведены лишь аналогии с более сохранившимися от разрушения одновозрастными постройками.

Вскрытие неков или глубоких сечений трубок взрыва, а также центрального типа туффизитовых трубок однозначно является указанием на элемент питающей магматической системы. Обилие каледонских трубок взрыва в Карело-Кольском регионе, имеющих глубокий эрозионный срез, предполагало возможность проявления здесь кимберлитового типа вулканизма. Эти предположения при внимательном изучении их ареалов привели к обнаружению кимберлитовой вулканической постройки, аналогичной подобным в других провинциях кимберлитового магматизма (Веричев и др., 1999). Важным является факт постоянного присутствия в алмазоносных провинциях континентов слепых тел туффизитов. В пределах южной окраины ФСЩ и в граничных районах Русской плиты туффизиты отмечаются в широком поясе, фиксируя ареалы возможного кимберлитового вулканизма (Арзамасцев и др., 1998; Казак, Якобсон, 1999).

Таким образом, вулканические центры, вскрытые денудацией на субвулканическом и гипабиссальном уровнях, являются прямыми указаниями на центры эндогенного вулкано-плутонизма.

Проблема роли залегающих в верхней коре разноглубинных интрузий основного, среднего и кислого составов в формировании очаговых зон питания наземных вулканических центров представляет значительную сложность. Класс «интрузий под вулканами», куда включают обычно интрузии данного типа, возник после обнаружения под вулканическими постройками крупных интрузивных масс, отождествленных по геолого-геофизическим данным с интрузиями, сформированными в закристаллизованных периферических магматических очагах. Наличие под некоторыми вулканами в зоне центрального вулкано-купольного поднятия крупных интрузий послужило дополнительным обоснованием к рассмотрению их как интрузий под вулканами или интрузий центрального типа. Палеовулканологическое тестирование крупных интрузивных форм в таких случаях необходимо. Однако исследования в этом направлении обычно не выходят за рамки общегеологических наблюдений. Очевидно, что «интрузии под вулканами», как и возможные «вулкано-плутоны» могут представлять

значительный интерес в решении проблемы глубинных зон магматического питания. Корни вулканов должны быть тесно связаны с зонами очаговой генерации магм и разноглубинными очагами. Эту проблему в наиболее благоприятных условиях можно решать там, где вулканогенные толщи вскрыты с максимальной глубиной. Такими областями являются территории развития долопийского, досвекокарельского и дорифейского кристаллического фундамента Карелии.

4.2. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ФСЩ

Центры сопряженного полистадийного и тем более полифазного разноглубинного вулкано-плутонизма – более высокого ранга, чем просто вулканические центры. В то же время вулканические центры являются элементом классификации и обоснования ЦЭМА. Очевидно, в контексте разноглубинности проявлений магматизма должны были бы выделяться и центры плутонизма «чистой линии». Без сомнения, эта возможность существует, и объекты в ареалах докембрийского магматизма достаточны, чтобы обсудить ее. Однако палеовулканологические исследования в современную стадию развития по объективным причинам ориентированы на специальное изучение супракrustальных толщ и ассоциирующих с ними инфракrustальных образований. Докембрийская вулканология еще не достигла того уровня самоформирования, который позволил бы с его методологических позиций изучать этот класс магматических образований и выделять среди их полей центры плутонизма. Хотя очевидно, что подобная задача может быть решенной путем специализированных геолого-геофизических исследований интрузивных тел в кристаллическом фундаменте любого времени его становления.

Центры вулканизма в концепции корневой вулканической питающей системы уже предполагают содержание в своем объеме разноглубинных плутонических образований. С другой стороны, центры автономного плутонизма мантийного питания едва ли вообще возможны без вулканических форм его проявления, поскольку плавучести мантийных расплавов, сформировавших магматическую внутрикоровую очаговую камеру значительного объема, вполне достаточно, чтобы достичь на острье флюидно-магматического потока земной поверхности.

Центры эндогенной магматической активности, по определению, представляют обособленные ареалы фокусированного (телескопированного) магматизма. Поверхностным их выражением является совокупность сближенных вулканов, образующих генетически единую возрастную группу или область вулканических построек над общей системой магматического питания. Таким образом, начальным актом выделения ЦЭМА является реконструирование группы вулканических построек.

В ходе регионального палеовулканологического районирования обычно выявляются эруптивные центры, системы вулканических и плутонических

ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

магматических тел, свидетельствующие о размещении системы их единого, общего питания. Классификация центров эндогенной магматической активности, представленная в табл. 27, учитывает опыт по их систематизации, изложенный в многочисленных опубликованных работах. Представленная классификация предполагает выделение двух генетических классов ЦЭМА – экзогенного и эндогенного. Экзогенный (импактный) класс – структуры ударного кратерирования, нередко содержат в себе магматические разноглубинные образования, сформированные в определенный период времени, а не в результате шокового удара). В связи с чем проблема кратеров, содержащих полихронные проявления вулканизма или даже вулкано-плутонизма, считаются образованиями взрывного типа, как следствия эндогенных взрывов по цепочке типа криптовулканических или кимберлитовых трубочных.

Класс эндогенных ЦЭМА включает конкретные типы вулканических, вулкано-плутонических и плутонических, отражающих условия глубинности их формирования. В таблице перечислены совокупные объекты, единичные формы магматических образований центрального типа, которые практически не требуют комментариев. Главной проблемой является ее обоснование и выделение в разряд формы надочагового питания. Эти вопросы были рассмотрены в предыдущих разделах.

Главнейшим элементом выделения ЦЭМА является изучение и реконструкция их на уровне земной поверхности в определенном порядке по структурному самовыражению (табл. 28). При составлении данной таблицы нами также был использован опыт классификаций центров магматизма по структурному тектоническому признаку как главному элементу, определяющему их организацию. В разработке использованы материалы наших многолетних исследований ареалов активного магматизма в регионе и анализ опубликованных материалов, в том числе и картографических, по зарубежной части щита.

Если линейный морфоструктурный тип организации центров вулканизма достаточно очевиден и понятен по концепции зеленокаменных поясов «рифтогенной принадлежности», то другие являются не столько малоочевидными, сколько не изученными.

В частности, ареальный тип магматизма является главным на всех инициальных стадиях его проявления в любые интервалы геологического времени. Особенно ярко он проявлен в областях и провинциях платобазальтового вулкано-плутонизма от позднего архея до современности. Они отчетливо проявлены в сарийли и ятули Карелии.

Радиально-концентрическая организация центра магматизма выражена в наиболее ярком виде на локальном уровне, при изучении системы питания

Таблица 27. Классификация центров эндогенной магматической активности

Класс ЦЭМА	Тип ЦЭМА	Вид ЦЭМА	Совокупность объектов как элементов ЦЭМА. Единичные формы магматизма центрального типа
Эндогенный коровий, корово-мантийный, мантийный (разноглубинный)	Вулканический	–	Астроблемы (метеоритные кратеры с вызванным магматизмом)
		Вулканический	<ul style="list-style-type: none"> – Щитовые платобазальтовые вулканы – Стратовулканические постройки – Корневые питающие системы: <ul style="list-style-type: none"> – магмовыводящие дайки – вулканические жерла, некки – шлаковые конусы боковых прорывов – Экструзивные купола и их системы – Поля гидротермально-метасоматической пропилитизации: <ul style="list-style-type: none"> – травертин-гейзеритовые поля и площадки – зоны гидротермального метаморфизма
	Плутонический	Экспозиционный	<ul style="list-style-type: none"> – Диатремы (трубки взрыва) – Маары (вулканические трубы взрыва) – Кимберлитовые трубы взрыва – Туффизитовые (автомагматические) трубы взрыва <ul style="list-style-type: none"> – туффизитовые дайки, силлы – Магмоподводящие дайки
	Абиссально-гипабиссальный	Гипабиссально-субвулканический	<ul style="list-style-type: none"> – Малоглубинные субвулканические интрузии: <ul style="list-style-type: none"> – штоки – силлы – лакколиты, факолиты, лополиты – камерно-инъекционные тела – Интрузии под вулканами – Вулкано-плутонические интрузии – Питающие магмоподводящие дайки – Зоны гидротермального и метасоматического преобразования

ЧАСТЬ II. АРЕАЛЫ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Таблица 28. Структурно-морфологическая классификация центров эндогенной магматической активности

Тип структурной организации единичных центров вулканизма и плутонизма	Основные типы морфоструктурной организации ЦЭМА
Линейный (дуговый вулкано-плутонический)	<ul style="list-style-type: none"> – Гряды вулканические, региональные – пояса вулканические, региональные – пояса вулкано-плутонические трансрегиональные – пояса плутонические, региональные и трансрегиональные – пояса дайковые – вулканические островные дуги – системы вулканических островных дуг
Ареальный	<ul style="list-style-type: none"> – Вулканические провинции платобазальтов, андезито-базальтов – вулканические плато базальтов, андезитов, риодолит-гранитов – вулканические провинции кимберлитов-лампроитов – вулканические провинции щелочно-ультраосновные, щелочные – древневулканические области – древневулканические районы – группы вулканических построек
Радиально-концентрический	<ul style="list-style-type: none"> – Вулканические центры с кольцевой, поликонцентрической или радиальной организацией в вулканической области, провинции и т. д.
Центральный	<ul style="list-style-type: none"> – Центральное, сосредоточенное размещение вулканических центров в виде гнезда, группы с признаками сложных вулканических построек двойного типа – вулканические массивы, образованные полигенными вулканическими постройками, сопровождаемыми обилием шлаковых конусов, побочных прорывов и трубок взрыва – автономные вулканические центры типа супервулканов, вулканов-гигантов щитового и центрального типов, осложненных кальдерами – автономные центры, вулканические области с ярко выраженным центробежным или центростремительным размещением вулканических построек
Сpirалевидный (вихревой)	<ul style="list-style-type: none"> – Система вихревого расположения вулканических центров, питающих пучков даек, силлов в вулканическом ареале, группе вулканов или древневулканической области

единичной постройки. Однако еще более совершенной и глубокоэшелонированной является радиальная, кольцевая и поликонцентрическая структура центров эндогенной магматической активности, состоящая из групп вулканов, обилия малых интрузивных форм, особенно даек и силлов. Может оказаться, что при изучении объемных моделей ЦЭМА будет утвержден принцип симметрии и пропорциональности форм магматизма, масштабам их проявления и произведенному геологическому эффекту. Это предположение, можно сказать, находит свое подтверждение в ЦЭМА центрального и смешанного центрально-спиралевидного (вихревого) типа. Такие структурные формы приобретают ЦЭМА, формировавшиеся в условиях глубинных сдвигов, взбросо-сдвигов или в режиме вращения в горизонтальной плоскости. Явными их признаками являются пучки даек, имеющие в плане системы многорукавных спиральных структур. С подобным явлением приходится сталкиваться при анализе дайковых ассоциаций на суправулканическом и субвулканическом уровнях. Примерами их могут быть гипериты зоны Смоланд-Вермланд-Мелярен в Швеции, а также дайки свекокарельского возраста в шовной зоне сочленения Карельского и Свекофиннского геоблоков в ЮЗ Карелии.

Центральная организация ЦЭМА в какой-то степени может быть присуща группе сближенных вулканов, вулканическому массиву и т. д., когда наблюдается фокусирование питающей системы в условиях ее отмирания, т. е. на стадиях угасания. Преобладание условий наибольшего растяжения в центре прогибания (компенсационной просадки) вулканического ареала приводит к локализации магмовыводящих каналов, главным образом, в этой зоне декомпрессии.

Таким образом, центральная форма организации центров магматизма будет максимально развиваться на инициальной и конечной стадиях вулканизма. Это, как стало очевидно при объемном моделировании ЦЭМА, является вполне доказанным как для вулканов щитового, так и центрального типов. Можно сделать важный геодинамический вывод в палеовулканологических реконструкциях. Система организации эруптивного центра является критерием его зрелости, полноты реализации или отражением разных геотектонических перестроек ареалов вулкано-плутонизма. ЦЭМА, следовательно, являются не только выразителями энергетической емкости питающих корневых вулкано-плутонических систем, но и индикаторами геокинематических режимов их формирования.

У нас пока нет убедительной палеовулканологически взвешенной и доказательной системы периодизации в геологической истории выделенных типов построения ЦЭМА. Однако, принимая во внимание многие данные по теории и практике углубленного изучения полихронных проявлений древнейшего вулканизма в докембрии и последующих их актов вплоть до современных, можно считать спиралевидную и ареальную формы организации вулкано-плутонических ареалов более предпочтительными всем остальным. Этому, по нашему мнению, способствовала маломощная кора, пониженная ее добротность, неистощенная мантия, высокий тепловой поток. Магматизм имел ареальный характер, а вулканические платобазальтовые провинции в некоторой степени сопоставимы с лунными «базальтовыми» морями. Полное завершение тектоно-магматического цикла приводит

к необратимому формированию сиалической коры континентального типа и новых систем напряжений в обновленной общей энергоструктуре Земли. Возобновление последующих проявлений приводит к формированию сосредоточенных центров вулкано-плутонизма и их связи с тектоническим, геисторическим тектоническим каркасом образования линейных (линейно-дуговых) ансамблей с четко выраженной гнездовой формой локализации эруптивных зон. Другими словами, вместо спиралевидной – радиально-концентрической-ареальной организации магматических центров она принимает линейно-дуговой фрактальный тип.

С этих позиций ранний, геологически достаточно хорошо изученный и понятный лопийский вулканализм не может быть интерпретирован как линейно-поясовой. Системы зеленокаменных поясов, так называемые троговые рифтовые зоны, являются, по существу, наложенными поздними образованиями типа горсто-грабеновых систем корового заложения. Эти системы контролировали последние угасающие стадии и эпизоды позднелопийского вулкано-плутонизма исключительно бимодального мантийно-корового типа. В целом приведенным выше изложением мы еще раз показываем необоснованность геодинамических современных рифтогенных, рифтогенно-плитотектонических построений для докембрийского магматизма. Этим тезисом можно завершить проблему типизации структурных форм ЦЭМА методами региональной палеовулканологии.

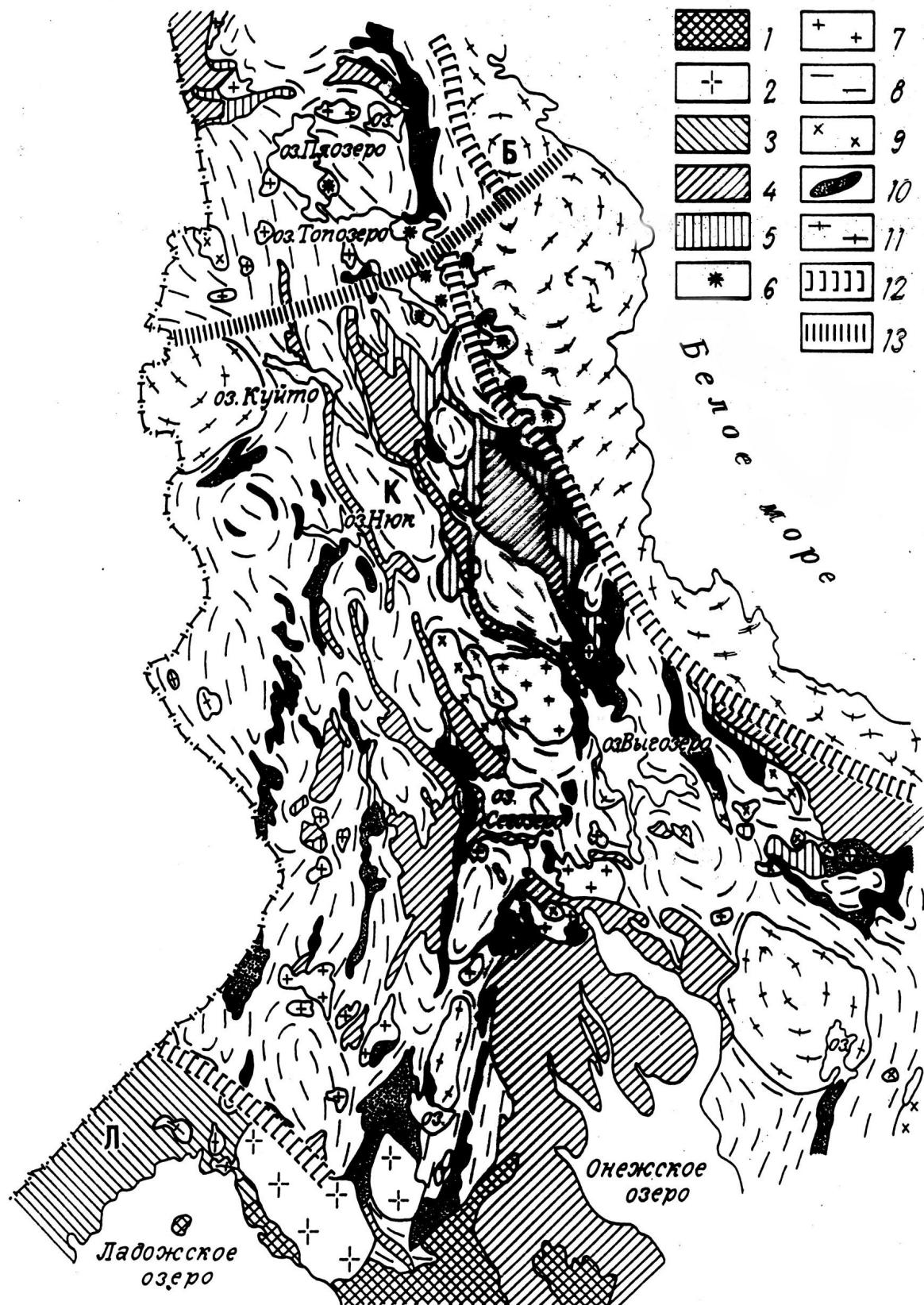
Однако любой из выделенных ЦЭМА обладает сложной и выверенной иерархией элементов их тектонического каркаса. Каждый из ЦЭМА представляет собой вулкано-тектоническую, плутоно-вулканическую или плутоническую структуру. Поскольку их типизация и историко-геологическое развитие представляют особую задачу геокинематических построений, то они выделены в самостоятельный раздел. Проблема глубинного мантийного, мантийно-корового и корового питания ЦЭМА рассмотрена также в самостоятельном изложении, поскольку эта тема выходит за рамки собственно описательной и генетической палеовулканологии.

4.2.1. Центры архейской эндогенной магматической активности

Области кристаллического фундамента, сложенные древнейшими саамскими комплексами метаморфических пород, не дают достаточных оснований к проведению здесь палеовулканологического районирования. Для этих территорий не решены главные проблемы первичного состава и первичной структуры пород, картируемых в настоящее время как полихронные гнейсовые толщи. Поэтому столь многочисленны и противоречивы до взаимоисключений первичные палеогеографические и палеотектонические построения для территории саамских комплексов.

Позднеархейские лопийские проявления вулкано-плутонизма изучены несравненно более полно, чем саамские, хотя и крайне неравномерно. Основным

содержанием современных палеовулканологических исследований докембрийских (лопийских) ареалов вулкано-плутонизма является детальное изучение зеленокаменных поясов, возведенных в разряд рифтогенных структур (Милановский, Рыбаков, 1999). При этом вся сила убедительных доказательств тратится исключительно на обоснование автономности каждого из выделенных поясов в системе разветвленных поясов в эпиархейском кристаллическом фундаменте. Лопийские ареалы полихронных проявлений разноглубинного вулкано-плутонизма стали «пленниками» умозрительных рифтовых структур. Достаточно выйти за границы любого зеленокаменного пояса, чтобы убедиться в широком развитии здесь не только реликтов зеленокаменных толщ, но и в обилии малых интрузивных форм на субвулканическом уровне. Как показано ранее (Свириденко, 1980), позднеархейские образования Карельского геоблока представляют собой гранитизированный вулканогенно-осадочный чехол с реликтовыми зеленокаменными поясами (рис. 35). Низкая степень позднеархейского регионального метаморфизма, где сохраняются бластопсаммитовые структуры метапесчаников (оз. Нижнее Летнее), позволили изучить разрез лопийской базальтовой терригенной толщи (Светов, Свириденко, 1989). Преобладающими породами разреза базальной толщи, мощность которой достигает 1 км, являются мелко-среднезернистые песчаники с маломощными линзами гравелитов и внутриформационных конгломератов. Литологические особенности терригенных пород свидетельствуют об их формировании в условиях циклического трансгрессивно-регressiveного осадконакопления при общем компенсированном прогибании дна мелководного бассейна. Реликты бластопсаммитовых структур среди гранито-гнейсов Западной Карелии встречены в районе оз. Нуок. Это дает нам основание предполагать большой объем осадочных пород в общем разрезе вулканогенно-осадочных пород лопия, что согласуется с широким распространением позднеархейских гранито-гнейсов. Аренитовый тип осадконакопления в условиях мелководного седиментационного бассейна в сочетании с интенсивным базальтовым вулканализмом отвечает платобазальтовому эндогенному режиму (Светов, 2003) в позднем архее Фенноскандинавского щита. Спокойная тектоническая обстановка отражается также в структуре гранитизированного позднеархейского вулканогенно-осадочного чехла (рис. 35). Общий характер структур – купольный, обусловленный ареальным развитием пород гранитоидного состава. Как известно (Летников, 1975, Летников и др., 2000), формирование купольных структур происходит при региональной гранитизации и связано с разуплотнением. Петрофизика этого процесса рассматривалась ранее (Свириденко, 1974). Здесь же необходимо отметить, что поскольку состав аркозовых песчаников, которые преобладают среди позднеархейских терригенных пород, близок граниту, то интенсивного разуплотнения и как следствие – интенсивного вздыmania при куполообразовании не происходит.



Характер общей структуры Карельского геоблока выявляется с помощью геофизических исследований. Важно отметить, что при использовании различных методик (Земная кора., 1978; Строение земной коры., 1983; Митрофанов и др., 1992; Лишневский, 1998; Клабуков, 2001; Ковтун и др., 2001; Сыстра и др., 2001) были получены сопоставимые результаты. В современной структуре кора Карельского геоблока в среднем тоньше (40 км) чем более молодая кора Свекофиннского геоблока (45 км). В ней утонен или отсутствует высокоскоростной слой в переходной зоне кора – мантия. Важной особенностью структуры является параллельный характер двух главных геофизических и геологических границ: 1) кора – мантия и 2) лопийский фундамент – гранитизированный лопийский вулканогенно-осадочный чехол. В Западной Карелии с поднятием мантии совпадает поднятие верхней части земной коры и вывод на современный эрозионный срез комплекса фундамента (Вокнаволокский блок). Согласный характер вышеотмеченных границ раздела в структуре земной коры наблюдается и в Центральной Карелии, где минимуму гравитационного поля соответствуют более высокие мощности земной коры по сравнению с Вокнаволокским поднятием и соответственно прогибание мантии. Однотипна структура зон сочленения Беломорского-Карельского и Карельского-Свекофиннского геоблоков, главной особенностью которых является повышенная мощность земной коры.

Такой характер структуры земной коры говорит о ее пассивности и о главном энергетическом вкладе мантии в формирование общей структуры. Это полностью согласуется с пологим залеганием гранито-гнейсов в виде купольных структур. Распределение зеленокаменных поясов не подчиняется глубинным структурам. Костомукшская, детально геологически изученная структура, представляет собой межкупольную синклиналь, а преобладающие северо-западные и меридиональные направления зеленокаменных поясов (рис. 35) совпадают с соответствующими системами сдвиговых зон (Светов, Свириденко, 1991), которые контролируют размещение зеленокаменных поясов.

Формирование центров эндогенной магматической активности архейского магматизма по изотопно-геохронологическим данным соответствует периоду времени 3,1–2,65 млрд лет (Вревский и др., 1999).

Цитируемые авторы выделяют три возрастные группы вулканических процессов ранних стадий зеленокаменных поясов: 2,9–3,05 млрд лет в пределах Центральной и Восточной Карелии, 2,8–2,9 млрд лет – для Кольского полуострова и Северной Карелии, 2,75–2,8 млрд лет – для Восточной Финляндии и Западной Карелии.

Три ареала позднеархейского вулканизма, независимо от времени его проявления, характеризуются определенной индивидуальностью. Прежде всего это касается характера интенсивности проявления корового магматизма. В пределах Восточной и Центральной Карелии в области развития регионально отрицательной магнитной аномалии в составе зеленокаменных поясов широко развит коровый магматизм натровой серии. Он включает проявление андезитового вулканизма и малоглубинного плагиогранитного магматизма. В соответствии с результатами современных экспериментальных исследований подобные расплавы образуются за счет плавления коры, отвечающей составу комплекса раннеархейского фундамента в условиях высокой водонасыщенности. Аналогичные расплавы формируются на ранних стадиях развития зеленокаменных поясов также в Западной Карелии и Восточной Финляндии (например, группа Луома), но объемы их несомненно меньше. Отличительной особенностью корового магматизма Восточно-Карельской зоны является широкое развитие здесь кварцевых порфиров вдоль шовной зоны между Беломорским и Карельским геоблоками (Светов, Свириденко, 1991).

Характерной особенностью ареала позднеархейского магматизма на площади Западной Карелии и Восточной Финляндии, соответствующей регионально положительной магнитной аномалии, является проявление «сухого» высококалиевого гранитного магматизма в виде штоков и даек и процессов гранитизации в условиях повышенной щелочности.

В современном эрозионном срезе центры эндогенной магматической активности фиксируются не только установлением эруптивных вулканических центров в пределах реликтовых зеленокаменных поясов, но и за их пределами по скоплениям малых интрузивных форм толеит-базальтового и коматит-базальтового мантийного магматизма, а также интрузиям комплементарных серий изверженных пород среднего и кислого корового вулкано-плутонизма.

Рис. 35. Схема геологического строения Карельского геоблока.

1 – вулканогенно-осадочные породы платформенного чехла (рифей, венд); 2 – граниты рапакиви; 3 – свекокарельские породы Свекофиннского геоблока; 4 – свекокарельские вулканогенно-осадочные породы Карельского геоблока (ятулий – суйсар); 5 – сариолийские вулканогенно-осадочные породы; 6 – интрузивные чарнокиты, зоны сочленения Карельского и Беломорского геоблоков; 7 – плагиомикроклиновые граниты; 8 – гранито-гнейсы; 9 – интрузии плагиогранитов; 10 – вулканогенно-осадочные породы зеленокаменных поясов (лопий); 11 – породы древнейшего дифторированного гранулитового комплекса (саамий); 12 – шовные зоны геоблоков; 13 – зоны межблоковых глубинных разломов мантийного заложения; Б – Беломорский геоблок, К – Карельский геоблок, Л – Ладожский (Свекофинский) геоблок

Fig. 35. Scheme showing the geological structure of the Karelian geoblock.

1 – volcanic-sedimentary rocks of the platform cover (Riphean and Vendian); 2 – rapakivi granites; 3 – Svecokarelian rocks of the Svecofennian geoblock; 4 – Svecokarelian volcanic-sedimentary rocks of the Karelian geoblock (Jatulian – Suisarian); 5 – Sumian-Sariolian volcanic-sedimentary rocks; 6 – intrusive charnockites, juncture zone of the Karelian and Belomorian geoblocks; 7 – plagiomicrocline granites; 8 – granite-gneiss; 9 – plagiogranite intrusions; 10 – volcanic-sedimentary rocks of greenstone belts (Lopian); 11 – rocks of the oldest granulite complex subjected to diaphthoresis (Saamian); 12 – suture zones of geoblocks; 13 – zones of deep mantle-generated interblock faults; Б – Belomorian geoblock, К – Karelian geoblock, Л – Ladoga (Svecofennian)

ЧАСТЬ II. АРЕАЛЫ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Основой выделения эруптивных центров лопийского вулкано-плутонизма является палеовулканологическое районирование его ареалов, реконструкции руин вулканических построек, а также вычленение совокупностей изверженных пород питающих магматических систем на уровнях эрозионного среза ниже подошвы лавовых толщ.

Общие геологические данные по территориальному распространению изверженных пород лопия позволяют их рассматривать в качестве главных членов осадочно-вулканогенного чехла. При этом мощность их в опорных разрезах достигает 5,0–5,6 км, а в частных, удаленных – от нескольких сот метров до 2000 м. Эти данные позволяют сделать предположение о повсеместном распространении чехла в пределах Карельского геоблока (рис. 35), а также выделить ареалы их максимальных значений, обычно свойственных проксимальным зонам. Хотя палеовулканологическое районирование лопийского вулкано-плутонизма не завершено ввиду избирательного изучения частных зеленокаменных поясов, ясно, что не все они являются зонами автономного магматизма. В пределах многих таких поясов идентифицированы реликты построек, в других – они предполагаются.

В массовом сознании утвердилось мнение, что поскольку все зеленокаменные пояса контролируются (точнее было бы сказать – ограничиваются) зонами разломов, то эти разломы являются структуро-формирующими, вулкано-контролирующими и, следовательно, относятся к числу глубинных. Однако зеленокаменные пояса, как это очевидно из картографических материалов листов геологических карт национальных геологических служб по Фенноскандии, не имеют исключительной связи с системами разломов. Характер их контактов с окружающими мигматит-гранитами реликтовый, поскольку основные вулканические устойчивы при гранитизации (Свириденко, 1980). Все они без исключения имеют четкий геофизический акустический фундамент, классические симметричные синклинальные формы, а результаты бурения свидетельствуют о наличии в них кристаллического фундамента. Более того, зеленокаменные пояса лопия нередко сочетаются структурно с узкими линейными структурами свекокарелид, образуя единые структурные ансамбли. Известно, что структуры лопия приобрели окончательный, современный вид в ходе свекокарельского тектогенеза. Разломные ограничения их и системы разрывных дислокаций свекокарелия являются комплементарными системами позднесвекофиннского заложения. Палеовулканологическими исследованиями свекокарелид Карелии доказано, что эти разломы практически не являются глубинными, рифтообразующими. В то же время они не ограничивают ареалы ни лопийского, ни свекокарельского вулканализма. Геологической практикой изучения разрывных дислокаций установлено магмоконтролирующее значение разломов не по всей их длине, а лишь в зоне пересечения или в системах оперяющих сдвиговых дислокаций.

Исходя из этих и некоторых других соображений, существующая сеть картируемых разломов в кристал-

лическом фундаменте не является в большинстве своем вулкано-контролирующей.

Наиболее очевидным методическим приемом изучения ареального лопийского покровного платобазальтового вулканализма является последовательное изучение всех его ареалов с выделением по фациальным признакам глубинности изверженных пород проксимальных зон, а в пределах их кристаллического фундамента – скоплений интрузивных образований нескольких генетических типов, образующих четко локализованные зоны. Следовательно, в настоящее время при палеовулканологическом районировании ареалов лопийского вулкано-плутонизма могут быть использованы лишь факты выявленных эруптивных зон, палеовулканологически обоснованные проксимальные ареалы и, наконец, системы интрузивных тел зон мантийного питания.

Исходя из изложенного, современная степень геологической и палеовулканологической изученности лопийских ареалов вулкано-плутонизма в Карелии дает основание к выделению нескольких эруптивных центров в пределах Карельской гранит-зеленокаменной области⁹ (табл. 29).

Карельская гранит-зеленокаменная область в национальных границах Республики Карелия содержит в пределах досвекокарельского эпиархейского кристаллического фундамента значительные площади, занятые вулканогенно-осадочными породами лопия, в той или иной степени гранитизированными. Системы лопийских зеленокаменных структур в обобщенном виде для территории Карелии были впервые отражены на Геологической карте Карельской АССР масштаба 1 : 1000 000, изданной в 1959 г. (Автор карты В. А. Перевозчика, редактор К. О. Кратц). В 1987 г. система зеленокаменных лопийских структур Карелии практически без существенных изменений была опубликована в книге «Геология Карелии». К этому времени лопийские останцовочные структуры были «трансформированы» в зеленокаменные пояса, отнесены к классу рифтогенных, а в последние годы – к структурам докембрийских рифтов (Металлогения Карелии, 1999).

Однако известно, что лопийские образования широко распространены вне зеленокаменных структур, их поля существуют в обрамлении Пана-Куолаярвинской, Мотко-Воломской, Янгозерско-Селецкой, Елмозерско-Сегозерской и особенно Шомбозерской, Лехтинской и Онежской свекокарельских останцовых структур. В частности, ложе Пана-Куолаярвинской, Шомбозерской, Лехтинской и Ветреного Пояса свекокарельских структур по геолого-геофизическим данным представляет супракrustальные толщи лопия. При этом Восточно-Карельская структурно-формационная зона с четкой ундуляцией осей наложенных прогибов дает основание предполагать первоначальное повсеместное распространение лопия с выходом

⁹ В составе Карельской гранит-зеленокаменной области нами рассматриваются ареалы лопийских образований в пределах Карелии, юга Мурманской и запада Архангельской областей, а также губерний Лаппи, Оулу, Куопио, Восточной Карелии, Миккели и Кюми Финляндии.

ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Таблица 29. Центры вулкано-плутонизма лопия в Карельской и Восточно-Финляндской гранит-зеленокаменных областях

Центры магматизма	Главные особенности центра вулкано-плутонизма и его элементы тектонического каркаса
К а р е л ь с к а я г р а н и т - з е л е н о к а м е н н а я о б л а с т ь	
Костомукшский	Лавовые толеит-базальтовые и коматит-базальтовые плато, трещинные центры основного и ультраосновного вулканизма. Центрального типа риодацитовый вулканизм
Хаутаваарский	Питающая трещинная зона с некками риодацитого вулканизма. Обширные лавовые поля. Система субвулканических интрузивных образований
Койкарский	Щитовая лавовая платобазальтовая постройка. Центры излияний основных и кислых лав. Субвулканические интрузивные тела. Проксимальная зона вулканизма
Вермасский	Гигантская щитовая базальтовая и андезито-базальтовая постройка. Трещинный тип вулканизма. Риодацитовый экструдивно-купольный вулкано-плутонизм кальдерного типа
Ялонваарский	Реликты щитового вулкана, зона ареального кислого вулкано-плутонизма. Проксимальная зона совмещенного корово-мантийного вулкано-плутонизма
В о с т о ч н о - Ф и н л я н д с к а я г р а н и т - з е л е н о к а м е н н а я о б л а с т ь	
Суомуссалми	Вулкано-тектоническое поднятие, элементы радиально-концентрической структуры. Субвулканические интрузии, дайки, реликты осевой грабенообразной структуры
Кухмо	Вулкано-тектоническое поднятие. Горсто-грабеновая система обрушения. Субвулканические интрузии, дайки. Радиальная система реликтов зеленокаменного пояса
Иломантси	Радиально-кольцевое построение вулкано-тектонического поднятия. Реликты горсто-грабеновой системы. Дайки, субвулканические интрузии
Иисалми	Общая структура локального поднятия и горсто-грабенового обрушения. Дайки, разноглубинные интрузии
Кеми	Глубокоэродированная структура вулканического поднятия, радиальные дайки, интрузии тоналит-гранодиоритов
Нурмес	Глубокоэродированная вулкано-купольная структура, элементы радиально-кольцевой организации эруптивной зоны. Дайки, субвулканические интрузии

как на большую часть Беломорского геоблока, так и практически на всю прилегающую часть Карельского.

Очевидным стал факт сходства и возрастной синхронности формирования опорных разрезов лопия в Костомукшском и Койкарском полигонах (Стратиграфия докембрия Карелии., 1992). Близкой им оказалась динамика формирования платобазальтового поля Вермасского центра лопийского вулкано-плутонизма (Светов, Свириденко, 1989, 1991).

Анализ фациального состава лавово-вулканогенетических полей лопия в границах всей Карельской гранит-зеленокаменной области привел авторов палеовулканологических реконструкций к представлению о первично покровном осадочно-вулканогенном формировании толщ лопия в виде единого трансрегионального чехла (Эволюция докембрийского., 1985; Светов, Свириденко, 1991).

Данные о центрах лопийского вулкано-плутонизма, приведенные в табл. 29, не исчерпывают все возможные. Очевидно, что их число может быть увеличено за счет многих других ареалов лопийского вулканизма не только в Северной, Восточной, Юго-Восточной, но и Центральной Карелии. Мы не обладаем необходимым материалом для того, чтобы провести более полное и обоснованное районирование лопийского вулкано-плутонизма в Карелии. Ранее рассматриваемые признаки фациального состава изверженных пород относительно их удаления от эруптивного центра дают основание к этому.

Прежде всего любой центр эндогенной магматической активности имеет автономное размещение в узлах пересечения трансрегиональных силовых полей напряжений в земной коре, а также обладает индивидуальной системой магматического питания и свой-

ственной ему организацией глубинной структуры корово-мантийного питания. Эта организация выражается элементами вулкано-тектонической структуры, формирующими с развитием мантийного диапира. Более подробно эта проблема геодинамики волновых полей будет рассмотрена в третьей части монографии. Однако необходимо подчеркнуть, что соотношения регионального, трансрегионального полей напряжений сводовых поднятий и напряжения локальных очаговых вулкано-тектонических поднятий создают чрезвычайно сложный узор силовых полей.

Палеотектонический анализ лопийских центров магматизма предполагает их идентификацию на основании изучения морфологии и структурного размещения магматических разноглубинных образований. Изучение объектов магматической геологии включает: сбор сведений о зеленокаменных породах как в их поясах, так и вне поясов, размещение даек, малых интрузивных тел основного, ультраосновного, среднего и кислого составов в кристаллическом фундаменте, расположение в тектоническом каркасе крупных интрузивных тел, анализ и вычленение гравитационных и магнитных аномалий и установление их элементов, а также изучение купольных гнейсовых, гранито-гнейсовых и купольно-интрузивных структур.

В пределах площадей возможных центров лопийского магматизма обычно наблюдается скопление разноглубинных изверженных пород в узком пространстве, где присутствуют не только базитовые, разно-ориентированные дайки, но и интрузии тоналит-трондемитового, гранодиорит-диоритового составов, а также поля гидротермально-измененных пород, площадки объемного пропилитового метаморфизма, мощные зоны сдвиговых дислокаций.

Общей особенностью ареалов предполагаемого активного вулкано-плутонизма и центров лопийского магматизма следует признать наличие зон сдвиговых, разрывно-сдвиговых дислокаций с элементами структур вращения. Последние очень часто фиксируются зонами расслаивания, гнейсификации, метасоматических преобразований и гидротермального метаморфизма с той или иной рудной минерализацией. Перечисленные признаки наложенной тектоники и гидротермального метаморфизма могут быть использованы при тестировании центров эндогенной магматической активности. Вероятно, ими не ограничиваются все возможные признаки, характерные ЦЭМА и эпицентрам вулкано-плутонизма.

Эпилопийский кристаллический фундамент изучен с позиций палеовулканологии недостаточно. Однако имеется множество фактов, свидетельствующих о возможности строгого обоснования целого ряда таких центров. Лопийский осадочно-вулканогенный чехол, сохранившийся в реликтах, и кристаллический фундамент в целом дают уникальные примеры сохранности на современном эрозионном уровне центров магматизма. Одним из них является Костомушский (Чернов, 1964; Горьковец и др., 1981; Геология и метаморфизм., 1991; Раевская и др., 1992). Костомушский центр лопийского магматизма как полигон стратиграфических исследований изучен достаточно полно. Вместе с тем этот полигон может и должен стать опорным объектом палеогеодинамических реконструкций с позиций нелинейной автоворонковой геотектоники. Главная научная ценность этого объекта в его уникальности, многофункциональности и глубокой информационной емкости.

Восточно-Финляндская гранит-зеленокаменная область отличается глубоким эрозионным срезом лавовых полей лопийских эруптивных зон. В пределах отдельных реконструированных центров отчетливо проявлена радиально-кольцевая или радиально-концентрическая организация их тектонического каркаса. Реликты лавовых толщ формируют наложенные горсто-грабеновые структуры с характерным раздвоением кольцевых окончаний центральных грабенов. По данному параметру радиусы первичных сводовых вулкано-тектонических поднятий составляют в среднем 50–60 км. Вместе с тем их центральным зонам характерно сочетание двух главных систем даек, одна из которых соответствует удлинению общей зоны регионального растяжения (линии главных осей напряжений), а вторая соответствует контурам структуры вулканического поднятия. Возможно, с последними связано образование даек конического и кольцевого типов, отражающих напряжения мантийного диапира, формирующего вулканический центр.

С позиций волновой геодинамики Карельская и Восточно-Финляндская гранит-зеленокаменные области позволяют выделить в Восточной Фенноскандии протолопийскую сводовую структуру, вероятно, второго порядка, контролировавшую ареальный бимодальный магматизм. Ее главные структурные элементы могут быть получены из соотношений эпилопийского и эпивулкано-карельского тектонических каркасов,

зафиксированных в структурных узорах соответствующих чехлов.

Прежде всего в суперструктуре Юго-Восточной Фенноскандии наблюдается азимутальное несовпадение осей свекокарельских и лопийских структур, как по простирианию, так и по падению (Тектоника Европы., 1978).

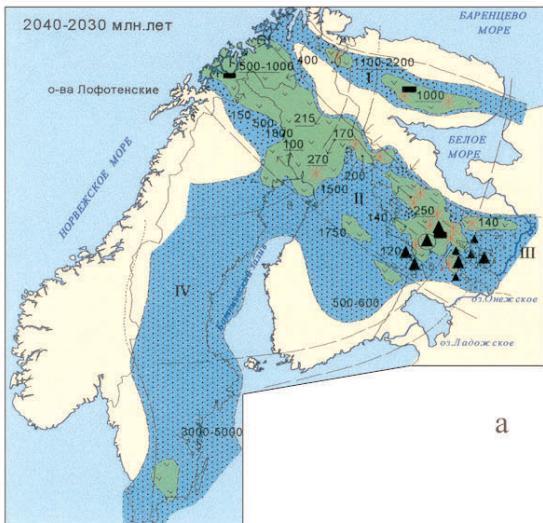
В зависимости от структурных преобразований свекокарельского чехла выделяются автономные ареалы – структурно-формационные зоны (Кольский п-ов, Карелия, Западная Финляндия, Северная Норвегия). Они, вероятно, образуют системы структур радиально-концентрического строения, в которых средние радиусы краевых ограничений взаимно близки и составляют от 200 до 250 км.

По нашему мнению, Карельская и Восточно-Финляндская гранит-зеленокаменные области представляют в геолого-структурном отношении единый ареал активного вулкано-плутонизма, формировавшийся в ранге Калевальской платобазальтовой провинции в режиме вначале устойчивого компенсационного прогибания, а затем – сводового воздымания. При этом геометрическим центром этого свода является район Вокнаволокского блока, расположенный в эпицентре мантийного диапира.

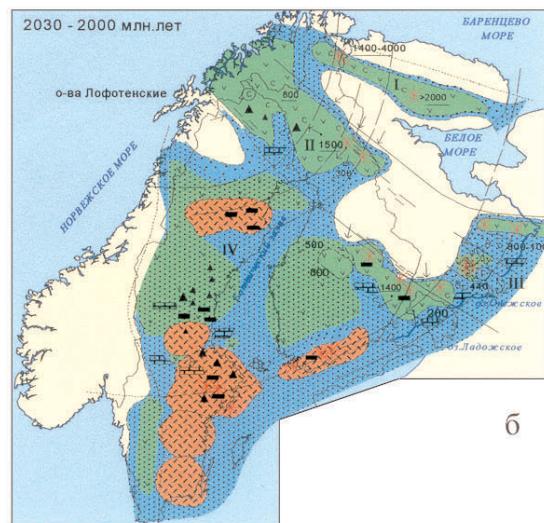
4.2.2. Центры эндогенной магматической активности свекокарельского вулкано-плутонизма

Свекокарельский вулкано-плутонизм охватывал огромные площади Фенноскандинавского щита. Составленные палеовулканологические схемы по шести возрастным срезам (рис. 36) позволили выявить геодинамику вулканизма и его роль в формировании земной коры. Ятулийскому вулканизму (рис. 36, а) предшествовал длительный период пенепленизации и глубокого химического выветривания. В начале ятулия на Карельском геоблоке произошло заложение седиментационного бассейна, граничащего на СВ с воздымющимся Беломорским геоблоком, служившим источником сноса терригенного материала. Южное ограничение бассейна и приуроченные к нему ареалы ятулийского вулканизма контролировались развитием краевой радиальной флексуры А. А. Полкнова. Циклическое ятулийское осадконакопление неоднократно прерывалось излияниями платобазальтов. К границе среднего и верхнего ятулия относятся контрастные знакопеременные движения, способствовавшие образованию флексурного перегиба на границе Карельского и Свекофеннского геоблоков. В позднем ятулии сформировалось сводовое поднятие в центральной части Карельского геоблока.

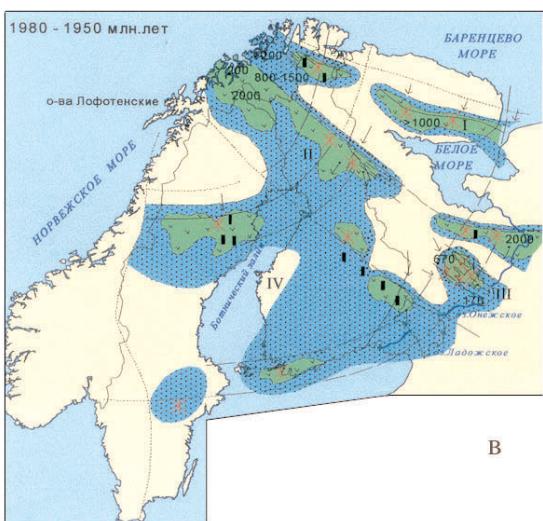
Тектонические условия базитового вулканизма в интервале людиковия, ливвия и калевия на площади Карельского и Свекофеннского геоблоков были идентичны. В результате прогибания Ю и ЮЗ частей Фенноскандии сформировался единый мелководный бассейн (рис. 36, б, в, г). На площади Карельского геоблока происходил ареальный платобазальтовый вулканизм, тогда как однотипный вулканизм на Свекофенном геоблоке



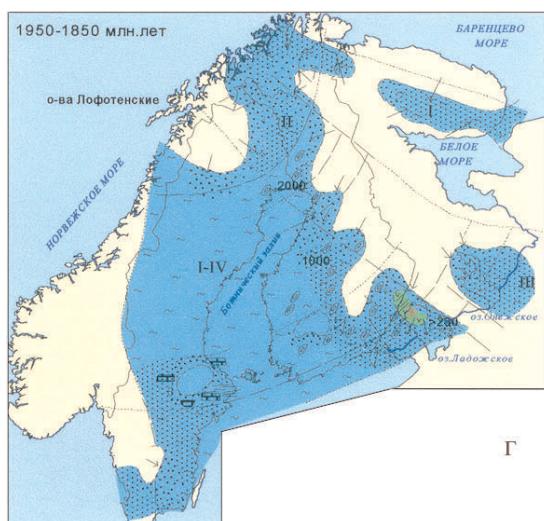
a



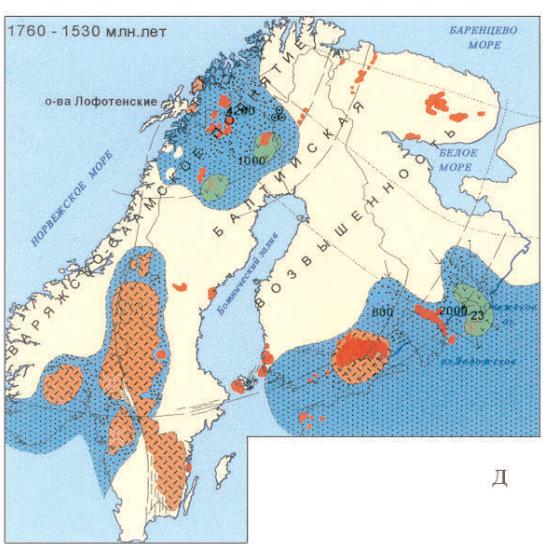
6



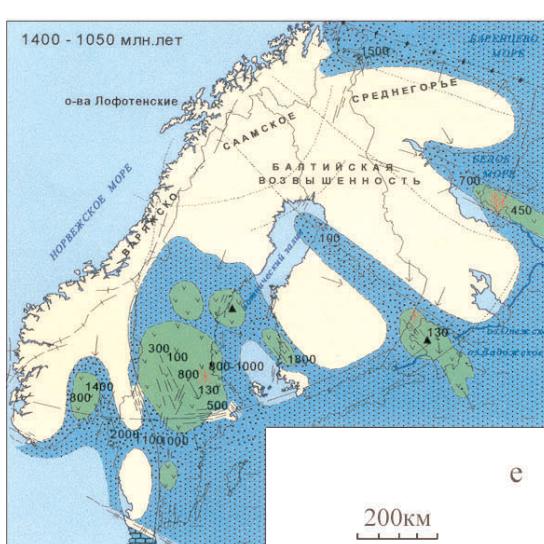
B



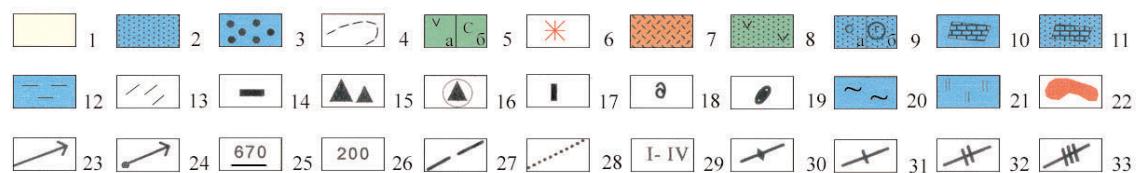
Γ



23



e



ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

сопровождался риодацит-риолитовым вулкано-плутонизмом. Ареалы кислого вулканизма широко проявились в Западной Фенноскандии. Ливвийский базальтовый и пикрит-базальтовый вулканизм локализовался в зонах наследования раннесвекокарельского вулканизма. Магматические расплавы в периферических очагах образовали две главные серии – пикритовых базальтов и толеитовых базальтов. Произошел резкий спад активности вулканизма и обмеления седиментационного бассейна. Характерной особенностью калевийского осадконакопления (рис. 36, г) было массовое формирование известковистых конкреций в прибрежных частях эпиконтинентальных бассейнов. В угасающей вулканической деятельности также прослеживались серии пикритовых базальтов и толеитовых базальтов. С начала рифея в условиях воздымания эпивекокарельского края седиментационный бассейн размещался в зоне опущенного южного крыла радиальной флексуры А. А. Полканова (рис. 36, д).

В восточной части щита, в современной структуре, отвечающей Карельскому геоблоку, свекокарельские вулканогенно-осадочные породы, залегая на гранитизированных лопийских образованиях, слагают протоплатформенный чехол с хорошо сохранившимися первичными вулканическими геологическими формами. Преимущественно на этой территории отрабатывалась изложенная в первой части методика палеовулканологических исследований в докембрии (Светов, 1972, 1979, 1984 и др.). Северное Приладожье, представляющее юго-восточную часть Свеко-

финнского геоблока, позволило нам на протяжении более 20 лет изучать свекокарельский вулкано-плутонизм в совершенно иной геологической обстановке. Было доказано, что на всей площади Фенносканди-навского щита, где развиты свекокарельские вулканогенно-осадочные породы, вулканизм протекал с одинаковой интенсивностью и эволюционной направленностью в пределах единого мелководного седиментационного бассейна. Различие заключается в том, что осадочные породы здесь подверглись гранитизации под действием рассеянного восстановленного мантийного флюидного потока, несущего K, Rb, Ba, Sr, Li, Cs и др. элементы, свойственные континентальной земной коре. Кроме того, совместное энергетическое воздействие мантийного флюида и базитовой магмы явилось причиной разнообразного проявления корового вулкано-плутонизма.

В разные годы мы имели возможность познакомиться со свекокарельскими образованиями Финляндии, участвуя в международных экскурсиях. Корреляции способствовала также хорошая изотопно-геохронологическая изученность свекокарельского магматизма западной зарубежной части щита (Vaasjoki, 1996).

В связи с перечисленными особенностями свекокарельского вулкано-плутонизма в пределах Свеко-финнского геоблока, и учитывая, что нами впервые применялась методика палеовулканологических исследований в Приладожье, Салминский центр эндогенной магматической активности нами рассмотрен достаточно подробно.

Рис. 36. Палеовулканологические схемы по 6 возрастным срезам свекокарелия Фенноскандинавского щита (составлены А. П. Световым)

1 – области континентального выветривания и сноса терригенного материала; 2 – области мелководных эпиконтинентальных бассейнов с терригенным осадконакоплением; 3 – площади накопления конгломератов; 4 – границы реконструированных седиментационных бассейнов и ареалов вулкано-плутонизма; 5а – лавово-вулканокластические поля андезито-базальтов и плато-базальтов; 5б – области накопления углеродсодержащих и шунгитоносных осадков; 6 – местоположение установленных и предполагаемых вулканических построек; 7 – лавово-вулканокластические поля (плато) риодацитов и их экструзивных куполов; 8 – области активного платобазальтового и риодацитового вулканизма, осадочно-вулканогенного литогенеза (нерасчлененные); 9 – кольцевые расслоенные интрузии перидотит-габбро-норитов; 10 – области карбонатного и карбонатно-глинистого осадконакопления; 11 – области мелководного бассейна с терригенным карбонатно-глинистым осадконакоплением; 12 – области эпиконтинентального бассейна с режимом устойчивого прогибания; 13 – поля и пояса даек долеритов и габбро-долеритов; 14 – области колчеданного и колчеданно-полиметаллического стратiformного рудообразования; 15 – области накопления железисто-кремнистых, железисто-марганцовых, железисто-карбонатных металлоносных осадков; 16 – титаномагнетитовое оруденение в габбро-долеритах (феррогаббро); 17 – медное и медно-никелевое оруденение в изверженных и осадочно-вулканогенных породах; 18 – биогермы строматолитов; 19 – кремнисто-карбонатные конкреции; 20 – области мелководных бассейнов с песчано-глинистым осадконакоплением; 21 – области эпиконтинентального бассейна с карбонатным осадконакоплением; 22 – массивы гранитов рапакиви; 23 – направления транспортировки обломочного материала; 24 – направления растекания лав; 25 – мощности лавовых толщ; 26 – мощности терригенных пород; 27 – шовные зоны сочленения геоблоков с активным развитием; 28 – шовные зоны сочленения геоблоков с пассивным развитием; 29 – седиментационные бассейны: I – Печенгско-Варзугский, II – Северо-Карельский, III – Южно-Карельский, IV – Свекофеннian; 30 – осевая линия зоны А. П. Карпинского; 31 – осевые линии каледонской геосинклинали; 32 – осевая линия грабена Осло; 33 – осевая линия зоны А. Торнквиста – В. Тейссейра

Fig. 36. Paleovolcanological schemes for six age sections of the Svecokarelian in the Fennoscandian Shield (by A. P. Svetov)

1 – areas of continental weathering and transport of terrigenous material; 2 – areas of shallow-water epicontinental basins with terrigenous sedimentation; 3 – conglomerate accumulation areas; 4 – boundaries of reconstructed sedimentary basins and areas of volcano-plutonism; 5a – lava-vulcanoclastic andesite-basalt and plateau-basalt fields; 5b – carbonaceous and shungite-bearing sediment accumulation areas; 6 – location of known and assumed volcanic edifices; 7 – lava-vulcanoclastic rhyodacite fields (plateaus) and their extrusive domes; 8 – (undivided) areas of active plateau-basaltic and rhyodacitic volcanism and sedimentary-volcanic lithogenesis; 9 – ring layered peridotite-gabbro-norite intrusions; 10 – carbonate and carbonate-clay sedimentation areas; 11 – shallow-water basin zones with terrigenous carbonate-clay sedimentation; 12 – epicontinental basin zones with a stable sagging regime; 13 – dolerite and gabbro-dolerite fields and dyke belts; 14 – areas of pyrite and pyrite-base metal stratiform ore formation; 15 – areas of accumulation of iron-cherty, iron-manganese and iron-carbonate metalliferous sediments; 16 – titanomagnetite mineralization in gabbro-dolerites (ferrogabbro); 17 – copper and copper-nickel mineralization in igneous and sedimentary-volcanic rocks; 18 – bioherms of stromatolites; 19 – cherty-carbonate concretions; 20 – shallow-water basin zones with arenaceous-argillaceous sedimentation; 21 – epicontinental basin zones with carbonate sedimentation; 22 – rapakivi granite masses; 23 – directions of clast transport; 24 – lava flow directions; 25 – thickness of lava units; 26 – thickness of terrigenous rocks; 27 – suture juncture zones of geoblocks with an active evolution; 28 – suture juncture zones of geoblocks with a passive evolution; 29 – sedimentary basins: I – Pechenga-Varzuga, II – North Karelian, III – South Karelian, IV – Svecofennian; 30 – axial line of the A. P. Karpinsky zone; 31 – axial lines of the Caledonian geosyncline; 32 – axial line of the Oslo graben; 33 – axial line of the A. Tornqvist – V. Teisser axial line

Салминский центр эндогенной магматической активности

Салминский ЦЭМА, как показали геолого-геофизические и палеовулканологические исследования в Приладожье включает свекокарельский и рифейский этапы развития. Палеовулканологические исследования свекокарелии в Северном Приладожье потребовали проведения геологического картирования разной степени детальности и способствовали составлению опорного стратиграфического разряда сортавальской серии (Светов, Свириденко, 1992). Важным итогом исследований явилось установление протоплатформенного режима терригенного осадконакопления. Свекокарельский вулкано-плутонизм, как и в Центральной Карелии, в пределах Карельского геоблока представлен платобазальтовым трапповым типом и характеризуется сопоставимой эволюционной направленностью. Вулканогенно-осадочные свекокарельские образования Северного Приладожья характеризуются пологим залеганием при региональном развитии купольных структур (рис. 37). В юго-западном Приладожье, южнее г. Сортавалы, характер купольных структур, сформировавшихся при региональной гранитизации терригенных пород ладожской серии, сопоставим с позднеархейскими купольными структурами Карельского геоблока. В северной части региона развиты окаймленные купола, центральная часть которых содержит в различной степени гранитизированные тоналитогнейсы древнейшего фундамента. Эти различные по строению структуры разграничены линейной тектонической зоной северо-западного простирания, выраженной ступенеобразным смещением земной коры (Шаров, 1993). Хотя в современном эрозионном срезе преобладающими являются осадочные породы, рассматриваемой территории соответствует региональная положительная гравитационная аномалия. Осадочные породы свекокарельского чехла, залегающего на протокоре, которой на Карельском геоблоке соответствует регионально положительное гравитационное поле (Свириденко, 1980), имеют небольшую мощность и, вероятно, не могут влиять на общий характер этого поля.

Характерной особенностью глубинного строения является сводовое поднятие мантии при конформности разделов М и К (Былинский и др., 1982). Установлен сложный характер зоны перехода кора-мантия и присутствие слоев M_1 и M_2 , что связывают с вертикальным перемещением мантии и формированием мантийного диапира (Boudier, Nicolas, 1995). Впервые к заключению о существовании мантийного диапира с эпицентром южнее г. Сортавалы пришли Ю. И. Оровецкий и др., (1990), что подтверждено современными исследованиями (Глубинное строение, 2004).

Начало магматической активности в пределах Салминского центра было положено массовыми излияниями платобазальтов одновременно в трех самостоятельных вулканических постройках исландского типа – Янисъярвинской, Кирьявалахтинской, Туливаранмякской (Светов, Голубев, 1975а, б).

Базальтовый магматизм в краевой части Салминского центра (Янисъярвинская и Туливаранмякская

вулканические постройки) сопоставим с одновозрастным платобазальтовым магматизмом эруптивных центров Карельского геоблока. Базальтовый вулканизм Кирьявалахтинской вулканической постройки, расположенной ближе к энергетическому центру, сопровождается кислым коровым вулканизмом. В этом же направлении наблюдается усиление метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой фации.

Вблизи Кирьявалахтинской вулканической постройки наблюдается пояс даек, силлов, небольших пластовых интрузий малоглубинных плагиогранитоидов, а также камерно-инъекционных тел с сопутствующими неками и полями брекчий. Примером может служить малоглубинная интрузия Пиенсунонсаари с сопровождающими дайками (Светов и др., 1990). Слагающие ее породы являются типичными гранитами I-типа с широкими вариациями SiO_2 и высоким содержанием Na_2O и Al_2O_3 (табл. 30). Ранее нами отмечалось преобладание в их составе трондьемитов и редкая встречаемость пород диоритового состава. Средние составы здесь и далее подсчитывались в интервалах SiO_2 , соответствующих главным видам магматических пород среднего и кислого составов (Классификация и номенклатура, 1981). Характерной геохимической особенностью их является высокое содержание Ba и Sr и низкое содержание K, Rb, Zr, Y и Nb. В соответствии с экспериментальными данными расплавы подобного состава могут образоваться при малой степени дегидратационного плавления пород основного состава в основании коры при условии стабильности роговой обманки и граната. Обсуждая источник расплава плагиогранитоидов, нельзя не отметить сходство их состава с архейскими тоналит-трондьемитовыми сериями (Светов, Свириденко, 1991). Учитывая малый объем проявления настоящих магматических образований, нам представляется, что источником их расплава, вероятнее всего, служили тоналито-гнейсы фундамента, обнаруживающиеся в центральной части купольных структур Северного Приладожья (№ 7, табл. 30). Косвенным признаком может служить присутствие циркона архейского возраста в составе кислых вулканитов сортавальской серии (Shuldiner et al., 1998).

Последующий ливвийский базальтовый и пикрит-базальтовый вулкано-плутонизм характеризовался ареальным типом лавовых излияний, локализованных, вероятно, в пределах нескольких самостоятельных эруптивных центров, пространственно тесно связанных с людиковийскими. В границах их лавово-вулканических полей фиксируются редкие интрузивные пластово-силловые тела перидотитового, габбро-перидотитового состава, являющиеся интрузивным аналогом излившихся пород.

Конечная, калевийская фаза свекокарельского мантийно-корового магматизма представлена базальт-андезит-риодацитовой лавовой фацией и их интрузивными аналогами габбро-диорит-тоналитового ряда. Их ареалы также пространственно тесно сопряжены с ареалами предшествующего магматизма. Время калевийского осадконакопления и магматизма составляет менее 100 млн лет, так как U-Pb возраст циркона из

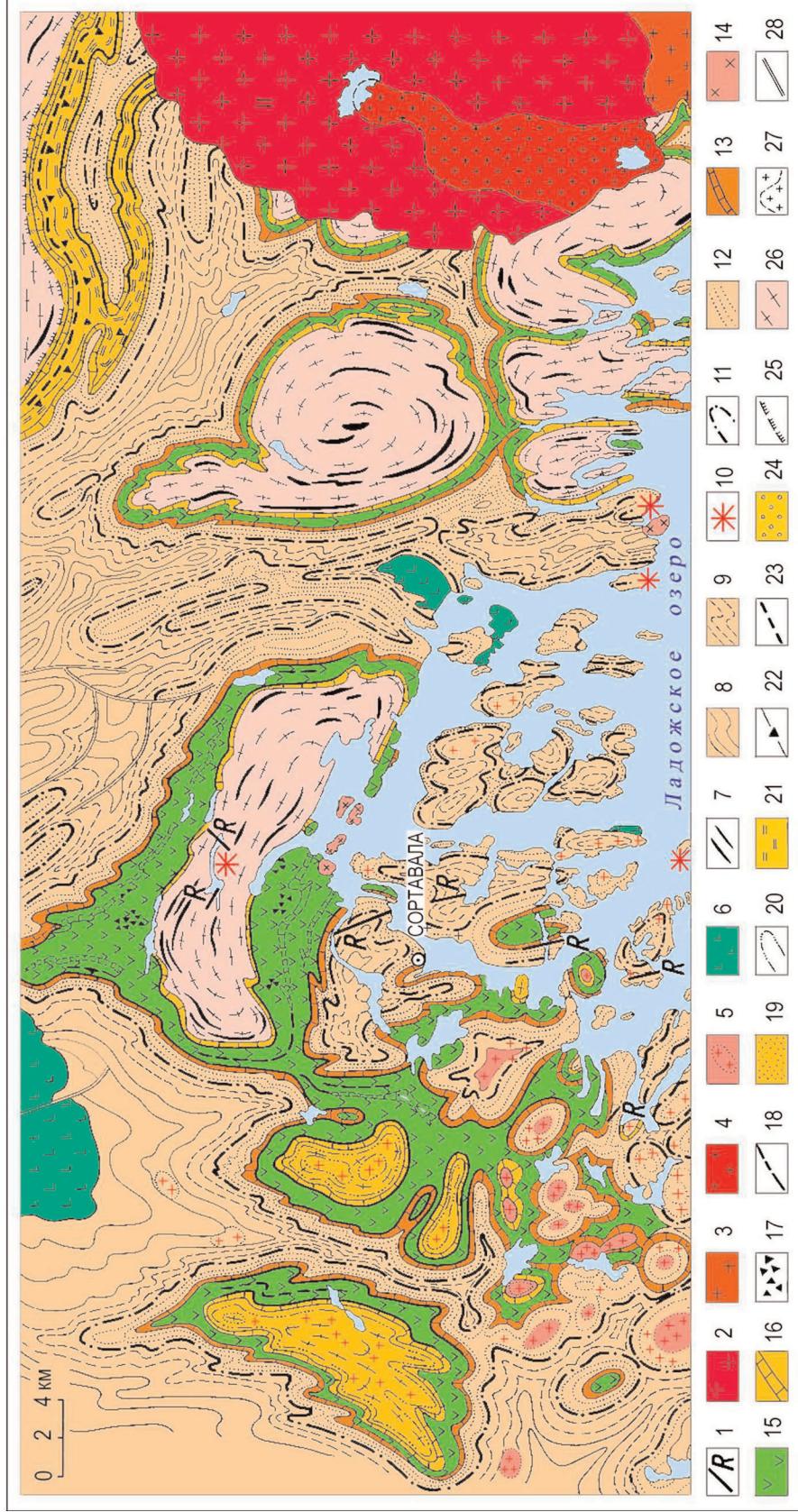


Рис. 37. Схематическая геологическая карта Северного Приладожья.

Рифей: 1 – дайки сортавалита. Граниты Салминского plutона: 2 – равномернозернистый биотитовый; 3 – птериллит; 4 – неравномернозернистый биотитовый. Свекокарелий: 5 – плагиомикроцилиндрический гранит; 6 – габбро, габбро-диорит; 7 – базитовые дайки и сills. Ладожская свита. Нартелльская свита: 8 – верхняя подсвита; 9 – нижняя подсвита; 10 – вулканический центр; 11 – палькъярвинская свита; 12 – палькъярвийские и контюсаарские свиты (нерасчлененные). Сортавальская серия: 13 – карбонатные породы; 14 – плагиограниты, плагиогранит-порфирь; 15 – плагиобазальты; 16 – кремнисто-карбонатные отложения; 17 – аргиллератовые туфы; 18 – яшмы и силишты; 19 – базальная толща; 20 – кора химического выветривания. Яттулай: 21 – карбонатные породы; 22 – гематитовые сланцы; 23 – пакеты плагиобазальтов и силилов габбро-долеритов; 24 – базальная толща; 25 – предъяулайская кора выветривания; 26 – досвекокарельский фундамент; 27 – мигматизация, гранитизация; 28 – разломы

Fig. 37. Geological sketch map of the northern Lake Ladoga region.

Riphean: 1 – sortavaleite dykes. Granites of the Salmi pluton: 2 – equigranular biotite; 3 – pyterillite; 4 – inequigranular biotite. Sveokarelian: 5 – plagiomicrocline granite; 6 – gabbro, gabbro-diorite; 7 – basic dykes and sills. Ladoga series. Nartsel'skaya suite: 8 – upper subsuite; 9 – lower subsuite; 10 – volcanic centre; 11 – Pälkjärvii suite; 12 – (undivided) Pälkjärvii and Kontiosari suites. Sortavala series: 13 – carbonate rocks; 14 – plagiogranites and plagiogranite-porphyrines; 15 – plateau basalts; 16 – cherry-carbonate rocks; 17 – argillite-tuff rocks; 18 – jaspers and silicites; 19 – basal unit; 20 – crust of chemical weathering. Jatulian: 21 – carbonate rocks; 22 – hematite schists; 23 – packets of plateau basalts and gabbro-dolerite sills; 24 – packets of plateau basalts and gabbro-dolerite sills; 25 – pre-Jatulian crust of weathering; 26 – pre-Sveokarelian basement; 27 – migmatization and granitization; 28 – faults

ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Таблица 30. Средний химический состав людиковийской тоналит-плагиогранит-дацит-риолитовой вулкано-плутонической ассоциации

	Интузии			Дайки			
	1(17)	2(11)	3(1)	4(27)	5(30)	6(5)	
SiO ₂	65,99	71,33	73,24	65,94	70,41	74,27	65,34
TiO ₂	0,27	0,14	0,09	0,27	0,21	0,08	0,37
Al ₂ O ₃	15,86	15,47	15,19	16,18	15,52	15	16,47
Fe ₂ O ₃	1,29	0,8	0,18	0,97	0,75	0,48	0,81
FeO	2,66	1,32	1,01	2,89	1,98	1	3,11
MnO	0,07	0,04	0,03	0,07	0,04	0,03	0,03
MgO	2,11	0,72	0,5	1,92	1,02	0,38	1,58
CaO	4,7	2,98	2,38	4,64	3,09	2,02	3,83
Na ₂ O	3,91	4,5	4,73	4,12	4,18	4,66	4,57
K ₂ O	1,7	1,48	1,88	1,35	1,43	1,13	2,1
P ₂ O ₅	0,12	0,074	0,03	0,12	0,08	0,05	0,24
Li	12	12	6	23	20	9	19
Rb	53	39	40	46	46	38	102
Cs	5	4	4	5	3	3	7
Ba	1 089	787	1 200	756	667	700	700
Sr	757	732	520	975	602	280	580
Zr	86	100	77	—	80	—	230
Zn	48	35	24	54	62	27	94
Nb	< 10	< 10	10	—	10	< 10	< 10
Cu	16	13	8	29	30	—	24
Ni	16	13	—	34	17	—	24
V	67	51	39	110	27	31	45
Cr	157	114	103	253	98	61	34

Примечание. 1 – тоналит интрузии Пиенсуюнсаари; 2 – плагиогранит интрузии Пиенсуюнсаари; 3 – лейкогранит интрузии Пиенсуюнсаари; 4 – тоналит-порфир; 5, 6 – плагиогранит-порфир и фельзит-порфир; 7 – средний состав серых тоналито-гнейсов архейского фундамента из Кирьявалахтинского купола без признаков наложенной микроклинизации.

вулканических пород сортавальской серии 1,99 млрд лет (Glebovitsky et al., 1997), а из плагиомикроклиновых гранитов Тервусского массива – 1856 ± 6 млн лет (Котов и др., 1992), что согласуется с проведенными ранее возрастными оценками (Светов, Свириденко, 1992). Калевийские эруптивные зоны характеризуются ареальным типом вулканизма. Не исключено, что здесь преобладала трещинная форма извержения.

Район интенсивного проявления калевийского вулкано-плутонизма совпадает с энергетическим центром Салминского ЦЭМА, располагаясь над головной частью определяемого по геофизическим данным диапира. Характерной особенностью этой зоны является развитие гранулитового метаморфизма и дегидратационного плавления. Для того чтобы разобраться в специфике мантийно-коровых процессов, рассматриваемая зона закартирована нами в масштабе 1 : 25 000 (рис. 38) с прослеживанием горизонтов базальтовых лав и ряда маркирующих горизонтов метасадочных пород (известковистых конкреций и металлоносных сульфидных горизонтов).

Характер структур свидетельствует о пологом залегании свекокарелид, которые собраны в систему брахиформных складок северо-западного простирания с ундуляцией осей складок в этом же направлении. Район о. Маркатсимансаари представляет собой зону сближенного контакта верхней части разреза сортавальской серии с ладожской. Сортавальская серия здесь обнажена в ядре нескольких небольших брахиформных структур островов Риеккалансари, Хавус, Самматсаари. В ее составе выделена нерасчлененная базальная терригенная толща и перекрываю-

щая осадочно-вулканогенная толща юго-западного и южного окончания лавово-вулканокластического поля Кирьявалахтинской постройки. Разрез лавовой толщи на исследованной территории обнаруживает яркие признаки изверженных пород удаленных фаций дистальной зоны. Между тем в нескольких пунктах установлены признаки размыва кровли людиковийских лав, зафиксированные полимиктовыми песчаниками и гравелитами. Эрозионный срез был достаточно велик. При этом время активной регрессии, по-видимому, относится к местному предливвийскому вулкано-тектоническому поднятию, которое привело к неравномерной денудации людиковийского лавового плато.

Район островов Маркатсимансаари и Мустасаари (рис. 38) является ярким примером активной калевийской вулканической и вулкано-плутонической деятельности и может рассматриваться в качестве одного из автономных центров эруптивной активности. Калевийский вулканизм, начавшийся в пялкъярвинское время, проходил в обстановке мелководного седиментационного бассейна с высокой динамической активностью водной среды. Осадочные толщи, предшествующие излияниям лав, содержат в своем составе целый ряд горизонтов грубообломочных пород, вплоть до конгломератов, а также следы многочисленных размывов.

Локальное вулкано-тектоническое поднятие в зоне эруптивного центра фиксируется размывом вулканических толщ, накоплением линз, вулканомиктовых песчаников и конгломератов, перемежающихся с лавовыми потоками.

Для данного эруптивного центра характерно широкое развитие наряду с базитовыми лавами комагматических им субвулканических пластовых тел габбро-долеритового и перидотитового составов, нередко формирующих интрузии типа штоков или некков. При этом субвулканические интрузии локализованы непосредственно в зоне предполагаемого эруптивного центра о. Мустасаари.

Примером совместного проявления высокомагнезиальной и высокожелезистой серий калевийского магматизма может служить о. Маркатсимансаари. Здесь, на площади всего 15 км² обнажаются как высокомагнезиальные, так и высокожелезистые вулканические породы, сопровождаемые субвулканическими дайками, характеризующиеся широкой вариацией состава (табл. 31). Они испытали интенсивный метаморфизм и представлены в той или иной степени биотитизированными двупироксеновыми кристаллическими сланцами. Содержание SiO₂ в калевийских вулканитах колеблется в диапазоне 44–56%, Al₂O₃ – 6–19% и MgO – 5–20%. Для железистой вулкано-плутонической серии характерны повышенные концентрации Na₂O, TiO₂, P₂O₅, Ba и Sr, а для магнезиальной – Ni и Cr.

Рассмотренная эволюционная последовательность мантийного базитового магматизма Салминского ЦЭМА сопоставима с эволюционной направленностью платформенного магматизма (рис. 39). Вулканическая и субвулканическая фации образуют единый

тренд при четком разделении на магнезиальную и железистую серию, что особенно четко отражено на диаграмме MgO – Fe₂O₃ + FeO + TiO₂. Здесь четко проявлено расщепление (ликвация) толеитового расплава на высокомагнезиальную и высокожелезистую серию в ливвии, что объясняется с позиции неравновесной динамической системы в условиях ее возрастающей неустойчивости в заключительную стадию развития (Летников, 1997). Широкая вариация составов по содержанию SiO₂ в калевийских вулканитах связана с присутствием здесь кислых вулканитов корового происхождения.

При общей эволюционной направленности платформенного базитового магматизма в пределах Карельского и Свекофеннского геоблоков, с мантийным магматизмом Свекофеннского геоблока тесно ассоциируют проявления кислого и среднего магматизма. Рассмотрение характера этих ассоциаций дает нам ключ к раскрытию специфики геологических процессов раннего докембра.

Кислый магматизм имеет свою эволюционную направленность. Если в ассоциации с людиковийским платобазальтовым вулкано-плутонизмом Кирьявалахтинского вулканического центра наблюдается низкокалиевая тоналит-плахиогранит-риолитовая вулкано-плутоническая ассоциация (табл. 30), то в ассоциации с калевийским мантийным вулканизмом, в целом более высокой основности, ассоциирует коровая вулкано-плутоническая ассоциация с более высоким

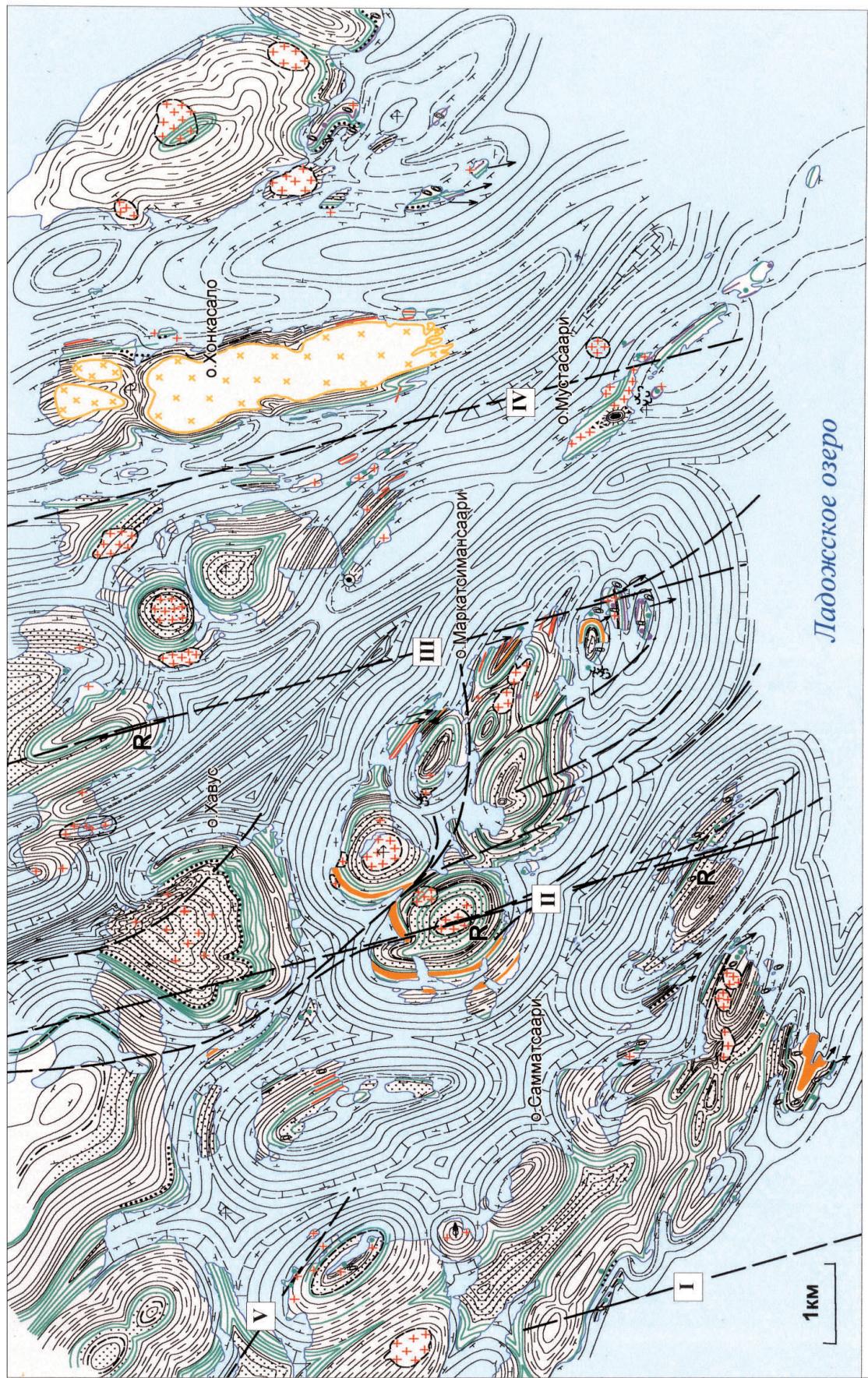
Рис. 38. Геологическое строение ладожской серии ЮЗ Приладожья (о-ва Маркатсимансаари, Мустасаари).

1 – плагиомикролиновые граниты, пегматитовые жилы; 2 – дайки гранита; 3 – дайки среднерифейских долеритов (сортавалитов); 4 – дайки основного состава; 5 – лавы среднего состава; 6 – лавовые потоки пикритовых базальтов, высокомагнезиальных базальтов (амфиболиты, амфиболизированные двупироксеновые кристаллические сланцы); 7 – дайки высокомагнезиальные ультраосновного состава (амфиболизированные); 8 – лавовые потоки базальтов, андезито-базальтов амфиболизированных (амфиболиты, пироксеновые амфиболиты, с реликтовыми двупироксеновыми ассоциациями); 9 – некки (Мустасаари); 10 – диориты, габбро-диориты, кварцевые диориты, тоналиты, амфибол-биотитовые, биотитовые, местами гиперстенсодержащие; 11 – рудная вкрапленность титаномагнетита; 12 – шаровые лавы в лавовых потоках; 13 – магматические брекчии; 14 – конгломераты, гравелиты; 15 – метапесчаники аркозовые полимиктовые (гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы и сланцы); 16 – грубослоистые породы в ритмах: песчано-гравелиты с алевролитами; 17 – сульфидные металлоносные осадки: биотитовые и гиперстен-биотитовые, местами амфибол-биотитовые плахиогнейсы; 18 – биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы по тонкослоистым осадочным породам ладожской серии; 19 – переслаивание метаалевролитов и метатуффитов; 20 – метаалевролиты (биотит-траншевые, гранатовые гнейсы и сланцы); 21 – туфы, туффалевролиты, туфогенно-кремнистые породы (гранат-биотитовые гнейсы, скарноиды); 22 – известковистые конкреции, горизонты конкрециеносных пород (скарноиды); 23 – метаалевролиты с прослойями гравелитов; 24 – зоны сдвиговых деформаций; 25 – зоны растяжения, контролирующие рифейские дайки: I – Тунньюсаари; II – Сур-Хапасаари; III – Капирлакс; IV – Риеккалансаари; V – Мейери; 26 – нечеткие контакты автохтонных плагиомикролиновых гранитов; 27 – минеральная линейность (погружение осеймелких складок); 28 – залегание пород; 29 – предполагаемые границы; 30 – верхняя граница I пялкярвинской подсвиты совместно со свитой Контисаари; 31 – осадочно-вулканогенные породы нижнего и верхнего горизонтов ливвия; 32 – острова: 1 – о. Сямматааари, 2 – о. Мустасаари, 3 – о. Маркатсимансаари, 4 – о. Хепосаари; 33 – структурные линии в акватории Ладожского озера; 34 – горизонтальное залегание

Fig. 38. Geological structure of the Ladoga series, SW Lake Ladoga region (Markatsimansaari and Mustasaari Islands).

1 – plagiomicrocline granites, pegmatite veins; 2 – granitic dykes; 3 – Middle Riphean dolerites (sortavalites); 4 – mafic dykes; 5 – lava of intermediate composition; 6 – lava flows consisting of picritic and Mg-rich basalts (amphibolites, amphibolized bipyroxene schists); 7 – (amphibolized) Mg-rich dykes of ultramafic composition; 8 – lava flows formed by amphibolized basalts and andesite-basalts (amphibolites and pyroxene amphibolites with relict bipyroxene associations); 9 – necks (Mustasaari); 10 – diorites, gabbro-diorites, quartz diorites, tonalites, amphibole-biotitic, biotitic, locally hypersthene-bearing; 11 – titanomagnetite ore dissemination; 12 – spheroidal lava in lava flows; 13 – magmatic breccia; 14 – conglomerates and gravelstones; 15 – polymict arkoses (garnet-biotite and biotite gneisses and schists); 16 – coarse-bedded rock in rhythms: sand-gravelstones with siltstones; 17 – sulphide metalliferous sediments: biotitic and hypersthene-biotitic, locally amphibole-biotite plagiogneisses; 18 – biotite- and garnet-biotite gneisses after Ladoga-series fine-laminated sedimentary rocks; 19 – alternation of metasiltstones and metatuffites; 20 – metasiltstones (biotite-garnet and garnet gneisses and schists); 21 – tuffs, tuffaceous siltstones, tuffaceous-cherty rocks (garnet-biotite gneisses and skarnoids); 22 – calcareous concretions, concretion-bearing rock (skarnoid) horizons; 23 – metasiltstones with gravelstone intercalations; 24 – shear zones; 25 – extension zones controlling Riphean dykes: I – Tynnyrsaari; II – Sur-Hapasaari; III – Kapirlaks; IV – Riekkalansaari; V – Meieri; 26 – indistinct contacts of autochthonous plagiomicrocline granites; 27 – mineral lineation (plunge of the axes of minor folds); 28 – mode of occurrence of rocks; 29 – assumed boundaries; 30 – upper boundary I of the Palkjarvi subsuite together with the Kontisaaari suite; 31 – sedimentary-volcanic rocks of the lower and upper horizons of the Livvian unit; 32 – islands: 1 – Sammatsaari Island, 2 – Mustasaari Island, 3 – Markatsimansaari Island, 4 – Heposaari Island; 33 – structural lines in the Lake Ladoga basin; 34 – horizontal bedding

Ладожское озеро



R 1	+/+	2	//	3	•	4	—	5	—	6	—	7	—	8	—	9	—	10	—	11	—	12	—	13	—	14	—	15	—	16	—	17
R 18	—	19	—	20	—	21	—	22	—	23	—	24	—	25	—	26	—	27	—	28	—	29	—	30	—	31	—	32	—	33	—	
R 18	—	19	—	20	—	21	—	22	—	23	—	24	—	25	—	26	—	27	—	28	—	29	—	30	—	31	—	32	—	33	—	
R 18	—	19	—	20	—	21	—	22	—	23	—	24	—	25	—	26	—	27	—	28	—	29	—	30	—	31	—	32	—	33	—	
R 18	—	19	—	20	—	21	—	22	—	23	—	24	—	25	—	26	—	27	—	28	—	29	—	30	—	31	—	32	—	33	—	

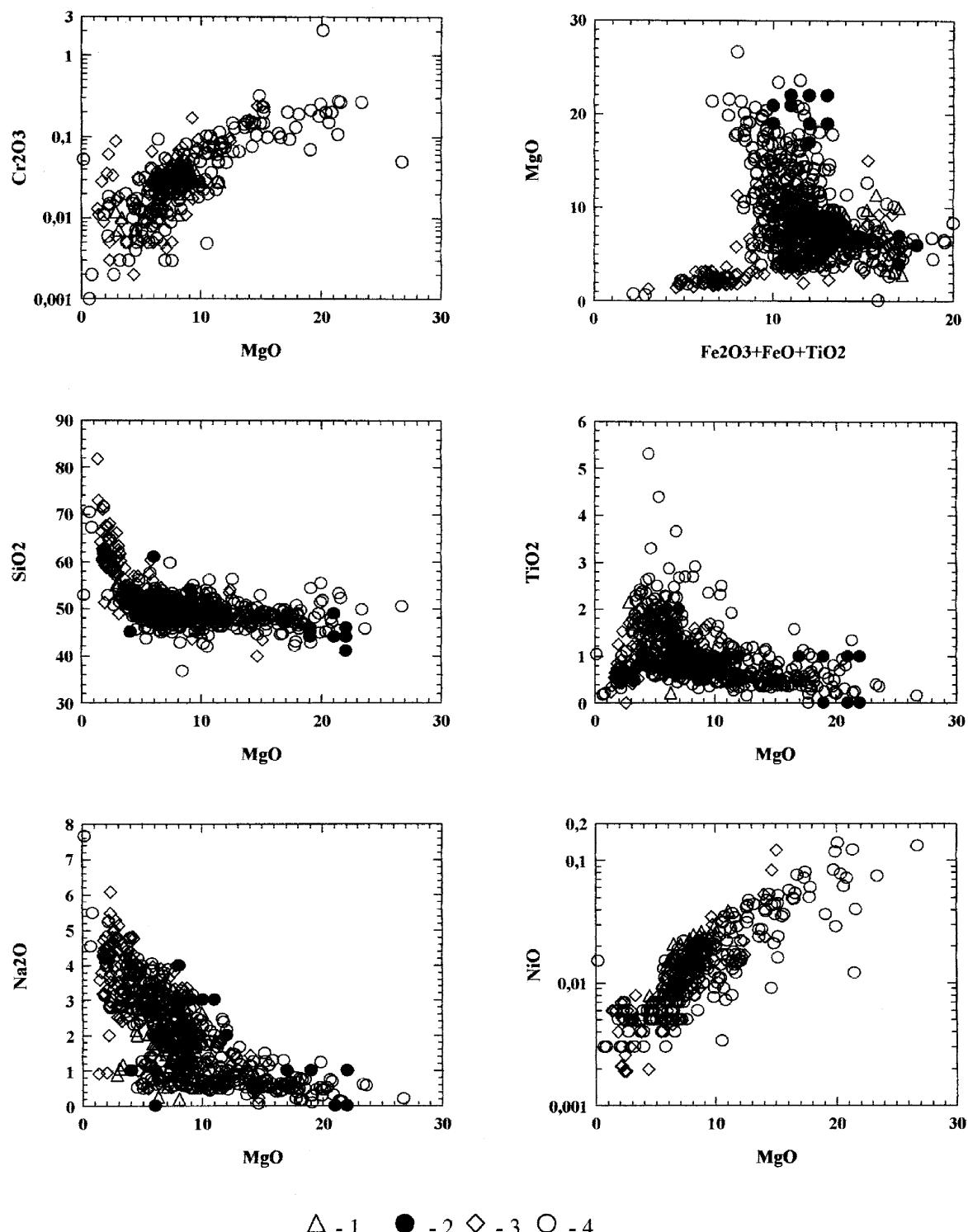


Рис. 39. Вариации главных пордообразующих и рудных окислов относительно MgO свекокарельских вулкано-плутонических ассоциаций Салминского центра эндогенной магматической активности.

1 – людиковийские лавы; 2 – ливвийские лавы; 3 – калевийские лавы; 4 – дайковая фация свекокарельских вулкано-плутонических образований

Fig. 39. Variations in major rock-forming and ore oxides against the MgO content of Svecokarelian volcanic-plutonic associations of the Salmi centre of endogenous magmatic activity.

1 – Ludicovian lava; 2 – Livvian lava; 3 – Kalevian lava; 4 – dyke facies of Svecokarelian volcanic-plutonic rocks

ЧАСТЬ II. АРЕАЛЫ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Таблица 31. Химический состав калевийских вулкано-плутонических пород острова Маркаксимансаари

	Лавовая фация													
	1 1 599–3	2 1 604–40	3 1 584–1	4 1 590–1	5 1 580–3	6 1 604–3	7 1 580–4	8 1 591–2	9 1 604–47	10 1 604–54	11 1 600–5	12 1 601–1	13 1 603–2	14 1 600–3
SiO ₂	48	50,2	50,52	46,66	50,1	50,31	51,3	52,8	53,84	56	44,58	44,86	46,78	47,32
TiO ₂	0,47	0,43	0,43	2,1	0,68	0,71	0,77	1,86	1,6	0,38	0,78	0,80	0,75	0,52
Al ₂ O ₃	14,93	12,33	13,37	14,94	18,46	14,51	18,66	16,40	12,9	15,6	11,95	9,96	10	11,71
Fe ₂ O ₃	1,38	1,42	0,94	1,66	1,67	1,78	1,31	1,67	2,69	1,61	1,73	1,43	1,39	0,99
FeO	9,2	7,9	7,76	9,34	7,83	8,65	7,97	8,4	7,66	5,75	8,98	9,48	9,91	9,19
MnO	0,18	0,18	0,14	0,18	0,13	0,16	0,13	0,12	0,12	0,11	0,2	0,2	0,2	0,22
MgO	11,29	12,50	11,62	7,56	5,91	8,20	5,85	4,90	7,23	5,64	16,78	19,86	18,49	16,98
CaO	10,84	10,50	10,61	9,15	9,25	10,04	8,55	6	7,42	7,42	8,13	9,39	5,67	7,01
Na ₂ O	0,62	0,74	0,74	0,74	2,55	1,18	1,50	3,71	2	4,03	1,3	1,25	0,49	0,59
K ₂ O	0,35	1,11	1,22	2,5	1,38	1,11	1,97	2,37	2	0,94	1,67	0,61	2,5	2,16
P ₂ O ₅	0,08	0,1	0,21	1,48	0,2	0,23	0,29	0,98	0,12	0,11	0,37	0,64	0,47	0,16
H ₂ O	0,32	0,3	0,11	0,38	0,11	0,22	0,16	0,19	0,24	0,32	0,12	Не опр.	0,21	0,07
LOI	1,9	2,18	1,95	3,02	1,46	2,78	1,41	1,52	1,69	1,72	2,89	1,29	2,65	2,63
Total	99,64	99,94	99,66	99,86	99,66	99,91	99,89	100,01	99,57	99,66	99,51	99,77	99,51	99,55
Li	1,84	5,98	8,74	11,04	5,98	12,42	7,82	9,2	9,66	11,96	9,66	4,6	7,82	11,04
Rb	8	46	68	103	39	44	73	74	75	21	60	19	177	136
Cs	3,8	2,82	3,76	7,52	4,7	4,7	2,82	2,82	3,76	1,88	15,04	7,52	10,3	11,28
Ba	130	210	270	700	450	380	430	1 300	810	380	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Sr	110	320	340	220	670	420	540	470	480	840	254	56	41	69
Cu	16	24	8	8	40	64	40	16	64	8	Не опр.	88	8	8
Co	55	47	31	63	31	39	24	31	39	31	118	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Ni	63	173	86	354	39	63	24	31	149	47	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Zn	72	96	72	80	72	104	88	136	104	80	104	88	128	88
Zr	33	30	31	33	33	36	25	222	42	33	65	50	49	30
Y	19	7	12	19	8	12	10	27	30	9	11	9	17	9
Nb	2	9	2	2	< 2	12	< 2	25	11	< 2	6	5	13	5
Pb	11	14	9	11	12	< 7	< 7	11	< 7	9,00	< 7	11,00	13	7
Th	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7		< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7

содержанием калия (табл. 32). При сопоставимых высоких концентрациях Ba и Sr калевийские коровьи вулкано-плутонические образования отличаются более высокими содержаниями Zr, Y, Zn, V по сравнению с людиковийскими (табл. 30).

Обращает на себя внимание непостоянство содержания K₂O, что может служить признаком обогащения пород этим компонентом при наложенных процессах. Однако, не исключая такой возможности, нет основания считать, что повышенная концентрация калия в калевийских вулкано-плутонических ассоциациях, по сравнению с людиковийскими, связана лишь с наложенными процессами. Геохимически подобные метавулканиты сопоставимого возраста установлены в Центральной и Южной Финляндии (Kähkönen, 1994; Tiainen, Kähkönen, 1994), высокая концентрация калия в которых рассматривается как первичная. Интрузивный гранитоидный член калевийской вулкано-плутонической ассоциации представлен интрузиями Тенъярви и Импиниеми, сложенными тоналитами, плагиогранитами и микроклинплагиоклавовыми гранитами. Изотопный возраст плагиогранита из массива Импиниеми составляет $1\ 874 \pm 24$ млн лет (Shuldiner et al., 1998) при значении $\Sigma\text{Nd} = 1,0$. Низкая величина последнего указывает на присутствие архейского корового компонента. Возраст интрузии Импиниеми, таким образом, сопоставим с возрастом Куркиекского массива, U-Pb возраст циркона которого составляет $1\ 871 \pm 6$ млн лет (Котов и др., 1992).

Наиболее распространенными интрузивными и субвулканическими породами калевийской вулкано-плутонической ассоциации являются пластовые интрузии диорит-тоналитового состава Западного Приладожья, обычно гиперстенсодержащие, относимые к эндербитам (Саранчина, 1969). По нашим данным (Светов, Свириденко, 1992), гиперстен в их составе является метаморфическим минералом. Их геохимические особенности согласуются с отмеченными характерными чертами состава пород калевийской вулкано-плутонической ассоциации, за исключением более низкой концентрации бария. Нами так же показано, что породы среднего состава как эфузивной, так и интрузивной фации несут отчетливые признаки гибридизма. Они не могут быть продуктом дифференциации толеитовой магмы, для которой существует свой эволюционный тренд.

Интенсивность гибридизма при формировании рассматриваемых пород в районе Западного Приладожья, по-видимому, обусловлена разогретостью коры надочаговой зоны Салминского ЦЭМА. Источником корового расплава калевийской вулкано-плутонической ассоциации могут быть те же тоналито-гнейсы, что и для людиковийской вулкано-плутонической ассоциации, но более высокое содержание K₂O в них, по-видимому, связано с изменением условиймагмогенерации (более интенсивная разогретость коры и «сухость»). Имеются признаки смешения кислой и базитовой магм.

Завершение магматизма Салминского ЦЭМА связано с развитием гранитоидного магматизма S-типа

ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Дайковая фация															
15 1 599–2	16 1 596–1	17 1 604–51	18 1 604–52	19 1 604–53	20 1 604–48	21 1 604–49	22 1 596–4	23 1 586–3	24 1 604–50	25 1 604–5	26 1 604–15	27 1 588–1	28 1 586–4	29 1 602–2	
49,52	49,78	46,04	49,02	49,04	50,04	50,08	50,44	50,95	51	51	51,06	51,11	51,20	51,46	
0,54	0,39	2,7	2,86	3,65	1,55	1,48	0,75	1,58	1,32	1,65	0,69	1,8	1,42	0,86	
8,04	10,25	15	15,09	14,9	16,6	16,08	16,85	16,84	15,94	15,29	15,04	16,57	15,63	15,37	
0,75	1,15	2,69	2,62	1,19	1,27	2,55	1,45	1,4	2,86	2,1	1	1,38	1,80	0,79	
8,33	7,26	9,1	9,34	9,91	8,19	7,42	8,58	8,26	7,06	7,47	6,61	8,83	8,62	9,19	
0,2	0,13	0,17	0,14	0,18	0,12	0,12	0,15	0,12	0,11	0,13	0,1	0,12	0,14	0,24	
18,30	16,50	8,2	6,16	6,75	6,73	6,44	6,8	5,76	6,44	6,75	9,97	4,78	6	9,97	
10,93	10,61	8,12	7,91	7,43	8,53	8,4	11,18	8,1	8,12	6,87	9,61	7,6	8,31	9,95	
0,75	6,63	3,26	3,35	3,35	3,2	3,15	0,77	2,97	3,38	3,79	2,27	3,26	3,20	0,71	
0,61	0,57	1,78	1,21	1,15	1,31	1,36	0,68	1,5	1,39	2,54	1	1,82	1,22	0,37	
0,3	0,15	0,12	0,1	0,1	0,51	0,12	0,31	0,51	0,21	0,48	0,17	0,63	0,5	0,45	
0,1	0,28	0,48	0,3	0,13	0,2	0,36	0,15	0,13	0,22	Не опр.	0,24	0,08	0,14	Не опр.	
1,58	1,75	1,87	1,56	1,75	1,67	2,02	1,86	1,55	1,64	1,51	2,07	1,72	1,7	0,22	
99,94	99,51	99,57	99,7	99,53	99,96	99,62	100	99,7	99,73	99,57	99,87	99,74	99,92	99,57	
4,6	4,14	20,7	14,26	10,12	17,94	18,86	6,90	18,86	17,02	25,76	11,04	17,94	11,5	4,6	
25	16	48	30	28	35	40	28	41	31	59	26	46	24	15	
3,76	1,88	3,76	2,82	4,70	2,82	2,82	1,88	2,82	2,82	4,7	2,82	2,82	2,82	3,76	
Не опр.	100	910	430	Не опр.	650	710	210	510	360	Не опр.	400	710	490	Не опр.	
58	170	1400	430	744	450	510	510	600	860	1 278	690	580	490	427	
Не опр.	16	40	40	32	32	24	32	32	24	16	16	32	64	40	
Не опр.	55	39	Не опр.	Не опр.	31	31	47	24	31	Не опр.	39	39	24	Не опр.	
Не опр.	377	94	39	Не опр.	71	63	71	63	47	Не опр.	157	47	71	Не опр.	
72	88	128	128	120	128	136	112	128	112	120	104	128	152	128	
26	27	114	109	96	98	74	46	93	71	143	32	160	180	61	
15	10	27	15	21	17	16	16	14	18	26	12	24	28	23	
6	< 2	22	18	14	11	9	6	10	6	16	6	12	14	Не опр.	
< 7	11	10	7	10	7	8	13	8	< 7	12	15	10	< 7	Не опр.	
< 7	< 7	< 7	< 7	7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	Не опр.	

средней глубинности, которому предшествовала региональная метасоматическая гранитизация, метаморфизм гранулитовой фации в наддиапировой зоне и дегидратационное плавление метаосадков. Вмещающими породами калевийских метавулканитов, представленных амфиболитами, пироксеновыми амфиболитами и двутироксеновыми кристаллическими сланцами, служат неравномерно гранитизированные гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы с редкими прослойями гиперстен-биотитовых гнейсов. Отличительной особенностью является неравномерность проявления метаморфизма и гранитизации. Двутироксеновые ассоциации, будучи показателем метаморфизма гранулитовой фации, присутствуют локально. Основные метавулканиты представлены преимущественно амфиболитами. В составе метаосадочных пород в отдельных участках под микроскопом можно наблюдать реликты бластопсаммитовых структур. Обломочная форма зерен плагиоклаза, иногда кварца, местами сохраняется во включениях порфиробластических зерен гиперстена и граната. Одновременно во вмещающих метаосадочных породах широко проявлены признаки дегидратационного плавления, выражаются в уменьшении содержания биотита, общем укрупнении структуры, а также в исчезновении гнейсовидной структуры и первичной полосчатости. Такой тип метаморфических преобразований имеет черты метаморфизма, связанного с магматической активностью (Srogi et al., 1993). Метаморфизм и дегидратационное плавление метаосадочных пород

происходят одновременно, будучи прогрессивным процессом. С внедрением жил и штоков высококалиевых лейкогранитов наблюдается привнос калия во вмещающие породы. Рассмотрим характер этих процессов на о. Маркактсмансаари, где можно наблюдать частые постепенные переходы гранат-биотитовых гнейсов в автохтонные гранатовые лейкограниты.

Состав биотита и граната в гранат-биотитовых гнейсах о. Маркактсмансаари (табл. 33) сопоставим с составом одноименных минералов Западного Приладожья (Лебедев и др., 1964; Геологическое развитие..., 1970; Шульдинер и др., 1997). Содержание пиропового компонента в гранате метаосадочных пород обычно не достигает 30%, что типично для граната, образующегося в условиях амфиболитовой фации. При гранитообразовании состав породообразующих минералов не меняется (табл. 34). Учитывая широкую распространенность сульфидных сланцев среди пород ладожской серии, fo_2 при метаморфизме и гранитообразовании должна быть невысокой. Температура начала плавления биотита средней железистости, по результатам экспериментальных исследований, оценивается 750 °C (Le Breton, Thompson, 1988; Holtz, Johannes, 1991; Patino Douce, Beard, 1995). Учитывая достаточно высокое содержание TiO_2 в биотите, которое повышает температуру плавления, можно предполагать, что температура начала плавления биотита гранат-биотитовых гнейсов лишь приближалась к 800 °C, отвечающей температуре плавления роговой обманки (Vielzeuf, Holloway, 1988; Beard, Lofgren, 1991), так как

Таблица 32. Средний химический состав калевийских вулкано-плутонических ассоциаций Салминского ЦЭМА

	Район Ристисаари, Хуункука						Район Мустасаари, Ихомпеленсаари					
	Некк			Лана			Некк			Лава		
	1(5)	2(12)	3(6)	4(8)	5(14)	6(1)	7(2)	8(4)	9(7)	10(6)	11(3)	12(1)
SiO ₂	53,92	59,32	50,84	54,49	61,00	67,54	52,74	56,99	60,60	66,00	51,05	55,04
TiO ₂	0,81	0,62	0,92	0,84	0,67	0,43	1,04	1,14	0,87	0,59	0,89	1,16
Al ₂ O ₃	15,53	16,73	16,57	16,34	16,33	14,92	16,39	15,71	16,75	15,43	15,93	15,47
Fe ₂ O ₃	2,43	1,62	1,77	3,18	1,67	1,25	1,87	0,77	0,62	0,53	1,31	1,23
FeO	8,04	4,99	9,33	6,91	4,95	4,02	9,30	7,66	5,47	4,26	9,12	11,49
MnO	0,19	0,13	0,18	0,16	0,15	0,09	0,14	0,08	0,08	0,07	0,14	0,06
MgO	4,15	2,42	4,33	3,97	1,91	2,01	5,12	4,36	2,83	1,99	5,62	3,83
CaO	6,24	4,41	5,55	5,17	3,17	3,65	5,33	5,82	5,13	3,66	9,09	1,96
Na ₂ O	4,04	4,79	4,35	4,28	4,37	0,95	3,53	3,21	3,88	3,74	3,52	3,00
K ₂ O	2,08	2,95	3,11	2,65	4,00	3,16	1,38	1,61	1,62	1,94	1,26	4,21
P ₂ O ₅	0,66	0,33	0,32	0,74	0,37	0,17	0,43	0,39	0,31	0,21	0,29	0,08
Li	29	25	40	35	28	36	25	25	23	27	18	3
Rb	61	94	111	80	122	145	39	64	64	80	39	107
Cs	6	4	10	5	6	4	6	4	4	6	7	7
Ba	1,200	1,337	954	1,338	1,722	2,400	705	630	677	824	645	—
Sr	476	891	807	419	455	1000	655	602	441	352	787	—
Zr	—	143	116	102	160	—	113	164	180	202	123	—
Y	—	42	32	30	36	—	29	33	31	25	39	—
Zn	125	91	114	120	106	110	160	100	80	68	116	112
Pb	—	19	22	19	19	—	24	21	17	22	15	—
Nb	—	13	11	11	17	—	12	20	16	14	10	—
Th	—	9	10	7	10	—	6	< 6	10	7	10	—
Cu	123	29	44	66	27	40	200	108	35	27	46	—
Ni	11	3	15	12	14	10	300	75	17	22	60	—
Co	25	12	28	24	8	10	68	33	16	12	34	—
V	270	69	220	243	68	25	175	162	151	88	260	—
Cr	70	74	35	53	66	70	250	210	89	113	180	—

ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Таблица 33. Химический состав породообразующих минералов гранат-биотитовых гнейсов о. Маркаксимансаари

	Гранат			Биотит			Плагиоклаз			Микроклин	
	1604–36	1608–13	1609–3	1604–36	1608–13	1609–3	1604–36	1608–13	1609–3	1608–13	1609–3
SiO ₂	39,63	39,80	39,25	34,61	35,18	35,55	51,10	62,10	62,93	63,92	64,30
TiO ₂	0,07	0,06	0,05	2,66	3,16	2,82	0,025	0,04	0,26	0,04	0,025
Al ₂ O ₃	20,95	20,51	20,95	17,30	19,24	19,19	30,90	23,72	22,78	18,61	18,76
Fe ₂ O ₃	2,99	3,59	3,87	3,26	3,72	3,95	0,24	0,13	0,07	0,105	0,093
FeO	25,50	27,66	28,00	18,08	15,73	15,17	—	—	0,03	—	—
MnO	1,36	1,34	0,90	0,06	0,05	0,05	0,005	0,002	0,002	0,001	0,001
MgO	5,27	4,62	5,03	11,77	14,42	10,62	0,20	0,10	0,17	0,05	0,07
CaO	3,62	1,29	0,93	0,72	0,14	0,07	13,00	4,79	4,34	0,43	0,37
Na ₂ O	0,16	0,19	0,11	0,15	0,06	0,10	2,82	8,07	7,94	1,23	1,67
K ₂ O	0,24	0,25	0,18	7,14	9,00	8,79	0,66	0,54	0,48	13,87	13,41
H ₂ O	0,03	0,20	0,23	0,67	0,40	0,38	0,17	0,12	0,07	0,09	0,05
п.п.п.	—	—	—	4,40	2,65	2,73	0,51	0,18	0,57	0,23	0,23
Li	—	—	—	4	169	112	—	—	2	4	1
Rb	—	—	—	2 456	598	5 962	—	—	9	2 456	240
Cs	—	—	—	6	46	37	—	—	—	6	5
Ba	—	—	—	2 100	1 700	1 300	290	370	—	10 000	6 800
Sr	—	—	—	250	—	—	2 900	800	—	2 400	1 400
Пироп	22,88	21,37	22,90								
Альмандин	62,36	70,99	71,76								
Спессартин	3,22	3,44	3,29								
Гроссуляр	11,44	4,20	3,05								
An	—	—	—	—	—	—	69	23,95	22,34		
Ab	—	—	—	—	—	—	26,95	73,16	74,66		
Or	—	—	—	—	—	—	4,05	2,89	3,00		
F				64,4	57,4	67,6					

Таблица 34. Химический состав породообразующих минералов автохтонных гранатсодержащих гранитов о. Маркаксимансаари

	Гранат		Биотит		Плагиоклаз		Микроклин	
	1 604–57	1 608–6	1 604–57	1 608–6	1 604–57	1 608–6	1 604–57	1 608–6
SiO ₂	37,70	40,82	35,85	33,50	61,00	64,93	64,00	64,38
TiO ₂	0,06	0,88	3,65	3,10	—	—	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	20,95	20,08	18,29	19,56	23,95	21,55	19,38	18,86
Fe ₂ O ₃	6,39	0,07	4,12	5,31	0,07	0,04	0,07	0,14
FeO	26,94	29,81	13,49	15,55	0,04	0,11	0,10	0,07
MnO	1,156	1,37	0,048	0,113	0,003	0,003	0,003	0,005
MgO	4,88	5,16	12,33	9,21	0,30	0,25	0,30	0,50
CaO	1,05	0,56	—	—	4,79	2,89	0,37	0,14
Na ₂ O	0,05	0,33	0,06	0,05	7,63	8,03	1,49	1,87
K ₂ O	0,12	0,32	9,23	8,41	0,78	0,88	13,38	13,28
H ₂ O	0,23	0,13	0,57	0,40	0,12	0,06	0,30	0,40
п.п.п.	—	—	2,36	4/43	0/90	0,84	0,31	0,15
Li	—	25	1	139	2	3	—	—
Rb	—	21	240	738	12	22	—	—
Cs	—	—	5	—	—	—	—	—
Ba	—	—	1 950	—	420	120	6 500	—
Sr	—	—	< 100	—	760	230	1 500	—
Пироп	22,9	22,5						
Альмандин	70,5	72,5						
Спессартин	3,1	3,3						
Гроссуляр	3,5	1,8						
An					24,5	15,7		
Ab					70,7	78,6		
Or					4,8	5,7		
F			58,8	67,6				

амфиболиты о. Маркаксимансаари, образовавшиеся по вулканитам, не имеют признаков плавления.

Широкие вариации состава плагиоклаза в гнейсах и граните позволяют предположить лишь увеличение при гранитообразовании ортоклазовой составляющей в составе плагиоклаза. На о. Маркаксимансаари степень

плавления гнейсов невелика, однако наблюдаемые в ряде районов брекции указывают на начало перемещения, вызванное, по-видимому, как достижением критического содержания расплава, так и общим расширением в связи с приращением объема при дегидратационном плавлении (Кицул, 1996; Patino Douce, Beard, 1996).

ЧАСТЬ II. АРЕАЛЫ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Химический состав гранат-биотитовых гнейсов и развивающихся по ним ультраметаморфических пород гранитоидного состава варьирует в широком интервале содержаний SiO_2 (табл. 35). При этом гнейсы и мигматит-граниты равной основности имеют сопоставимый химический и редкоэлементный составы, за исключением щелочей и бария. Для мигматит-гранитов в целом характерна более высокая концентрация Na_2O , тогда как содержание K_2O в сравниваемых типах пород очень неустойчиво. Повышенное содержание Ba в мигматит-гранитах по сравнению с гнейсами, по-видимому, следует связывать с его привносом совместно с калием из глубинных зон литосферы. Высокие значения K/Rb и низкие значения K/Ba обусловлены высокой температурой и «сухостью» гранитообразования в надочаговой зоне.

Завершающий позднесвекокарельский умеренно глубинный коровый магматизм, не обнаруживающий в современном эрозионном срезе непосредственной генетической связи с мантийным базитовым магманизмом, характеризуется геохимической зональностью, коррелирующейся с положением гранита относительно наддиапировой зоны Салминского ЦЭМА. Формирование позднесвекокарельских гранитов в Юго-Западном Приладожье в условиях эпицентра близко по времени к региональной гранитизации. Граниты мелких массивов не имеют четких контактов с вмещающими породами и окаймлены зоной инъекционных мигматитов. Типичными представителями гранитоидов завершающей стадии свекокарельского

гранитоидного магматизма являются массивы о. Путсаари и полуострова Терву. Важным представителем высококалиевого магматизма этого периода являются дайки пегматоидного лейкогранита.

Вмещающими породами для Тервусского массива являются преимущественно биотитовые плагиогнейсы с редкими прослоями гранат-биотитовых гнейсов, с горизонтами, обогащенными сульфидаами, и с редкими прослоями будинированных амфиболитов, иногда содержащих клинопироксен. В гнейсах местами сохраняются реликты бластопсаммитовых структур, наиболее четко проявленных при наличии кварц-плагиоклазовых включений в порфиробластах биотита и граната. Во вмещающих породах наблюдаются признаки калиевого метасоматоза, фиксирующиеся в появлении неравномерно распределенного межгранулярного микроклина. Граниты оказывают на вмещающие породы прикровельной части при пологом контакте термальное воздействие, вызывающее плагиоклазовый порфиробластез, общее укрупнение зернистости, что создает нечеткость контактов. Граниты в приконтактовой зоне обогащены ксенолитами вмещающих пород. Состав гранита неоднороден за счет переменного содержания плагиоклаза, микроклина и биотита, т. е. главных породообразующих минералов, хотя в целом он соответствует граниту и лейкограниту. В качестве акцессорных минералов наблюдаются циркон и апатит. Постоянно встречается вторичный мусковит, развивающийся по микротрешинам в плагиоклазе и замещающий биотит. Граниты

Таблица 35. Химический состав метаосадочных пород и ультраметаморфических гранитоидов о. Маркаксимансаари

	Гранат-биотитовые гнейсы			Ультраметаморфические гранатсодержащие гранитоиды						
	1 604–45	1 604–36	1 597–5	1 597–2	1 604–17	1 605–3	1 592–1	1 582–1	1 604–10	1 608–12
SiO_2	53,85	56,86	68,5	61,9	65,5	66,12	66,7	69/08	72,24	72,78
TiO_2	0,73	0,7	0,31	0,8	0,45	0,55	0,42	0,37	0,33	0,01
Al_2O_3	16,07	18,18	15,7	17,86	16,51	15,93	14,49	16,46	14,19	14,66
Fe_2O_3	1,16	0,77	0,89	0,57	0,25	0,07	1,18	0,34	0,53	0,49
FeO	7,76	8,12	2,44	3,81	3,45	4,53	3,44	2,58	1,72	1
MnO	0,14	0,24	0,07	0,02	0,02	0,05	0,05	0,03	0,03	0,06
MgO	7,4	3,31	1,1	2,45	1,35	1,85	1,4	1,31	1,54	0,71
CaO	7,89	6,59	2,25	2,94	3,58	3,58	2,6	2,66	2,43	0,84
Na_2O	0,78	0,98	2,23	4,13	3,91	3,98	4,47	4,08	4,3	3,35
K_2O	1,71	1,74	5,37	4,07	3,11	1,61	3,19	3,05	1,89	5,58
H_2O	0,25	0,12	0,22	0,1	0,03	0,12	0,24	0,07	0,06	0,05
п.п.п.	1,75	1,6	0,87	1	1,12	1,12	1,16	0,35	0,49	0,4
P_2O_5	0,23	0,36	0,2	0,42	0,32	0,18	0,21	0,17	0,16	0,1
Li	15	16	14	216	15	19	17	14	9	12
Rb	84	84	139	138	199	63	71	12	59	128
Cs	5	7	4	3	4	3	3	3	59	128
Ba	450	700	3 400	1 200	2 300	1000	1000	1 300	850	850
Sr	310	570	1600	450	610	500	600	49	730	180
Zr	46	—	109	234	—	—	—	68	—	116
Y	9	—	< 2	11	—	—	—	11	—	14
Zn	104	128	64	104	72	80	64	56	40	16
Pb	8	—	26	26	—	—	—	13	—	30
Nb	2	—	5	12	—	—	—	3	—	3
Th	< 7	—	< 7	13	—	—	—	< 7	—	7
Cu	16	56	16	48	24	16	24	16	8	8
Ni	94	16	24	24	28	16	31	31	34	16
Co	39	24	16	24	13	16	16	16	9	16
V	—	—	84	—	—	—	112	95	—	71
Cr	—	—	21	—	—	—	82	21	—	21

ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

нередко катализированы. В центральной части массива они представлены порфировидными плагиомикроклиновыми гранитами. В краевых частях структура их неравномернозернистая, микроклин распределен неравномерно и местами плагиоклаз даже преобладает. В массиве содержатся многочисленные жилы гранита того же состава, что и вмещающий гранит.

Химический состав пород Тервусского массива и вмещающих пород, а также сопровождающих гранитных жил представлен в табл. 36. Средние составы вмещающих пород подсчитаны в тех же интервалах SiO_2 , что и магматические породы (Классификация., 1981) для удобства их сопоставления. Вмещающие породы характеризуются более широкой вариацией состава по SiO_2 , чем граниты. Последние обнаруживают определенную геохимическую близость с вмещающими породами и по геохимическим критериям являются гранитами S-типа (Chappell, White, 1992). Граниты Тервусского массива имеют сопоставимый состав с вмещающими породами, близкими по содержанию SiO_2 , за исключением содержания K_2O , что позволяет предполагать в них наличие реститового компонента. Этот вывод подтверждается при сопоставлении состава пордообразующих минералов вмещающих биотитовых гнейсов и гранитов (табл. 37). Биотит гранитов имеет близкий состав с биотитом вмещающих гнейсов. В центральной части массива железистость его несколько выше. Следовательно, определенная его часть имеет реститовое происхождение. Плагиоклаз вме-

щающих биотитовых плагиогнейсов и гранитов эндоконтактовой зоны имеет близкий состав и сопоставим с плагиоклазом ультраметаморфических пород о. Марккимансаари (табл. 34). Плагиоклаз центральной части массива более основной и имеет признаки кластогенного происхождения. Под микроскопом он наблюдается в виде буроватых зерен, соссюритизирован. По микротрещинам в нем развиваются мусковит, микроклин. На контакте с микроклином альбитизирован, местами содержит мирмекиты. Вкрашенники микроклина иногда содержат включения соссюритизированного плагиоклаза неправильной формы, с альбитовыми каймами. Признаком реститовой природы плагиоклаза является также неравномерность распределения. Главный пордообразующий минерал Тервусских гранитов микроклин имеет устойчивый состав и отличается высокой концентрацией бария.

Все эти данные позволяют предполагать, что формирование Тервусского массива происходило в результате внедрения в частично расплавленные метасадочные породы ладожской серии «сухого» высококалиевого флюидизированного гранитного расплава в условиях общего поднятия на завершающей стадии свекокарельской магматической активности. Поэтому гранит центральной части массива более высококалиевый и лейкократовый. Широко развитые брекчии в юго-восточной краевой зоне массива указывают на частичное перемещение окружающего субстрата и являются признаком диапировой природы внедрения.

Таблица 36. Средний химический состав гранитов Тервусского массива и вмещающих биотитовых гнейсов

Окисы	Граниты массива Терву		Жильные граниты			Вмещающие биотитовые гнейсы				
			В массиве Терву		Дайка грано-диорит-порфира					
	1(12)	2(9)	3(3)	4(3)	5(1)	6(8)	7(9)	8(3)	9(6)	10(2)
SiO_2	71,01	74,26	72,56	73,72	67,56	71,49	74,08	61,57	70,02	74,45
TiO_2	0,38	0,12	0,23	0,19	0,50	0,45	0,09	0,81	0,46	0,42
Al_2O_3	14,36	13,36	13,89	13,99	15,13	13,31	13,27	16,06	13,69	11,94
Fe_2O_3	0,61	0,50	0,53	0,52	1,09	0,84	0,54	0,99	0,79	0,57
FeO	2,16	0,95	1,33	1,15	3,45	1,71	1,32	6,03	3,42	2,88
MnO	0,03	0,026	0,02	0,02	0,02	0,016	0,02	0,08	0,04	0,038
MgO	0,97	0,30	0,60	0,49	1,32	0,70	0,40	3,27	1,76	1,71
CaO	1,30	0,82	0,79	0,55	2,23	1,16	0,95	3,06	2,01	1,87
Na_2O	3,28	3,15	2,80	2,69	3,74	2,98	2,98	3,07	2,80	2,78
K_2O	4,68	5,28	5,82	6,13	3,15	6,28	5,39	3,15	3,37	1,64
P_2O_5	0,16	0,088	0,12	0,15	0,28	0,12	0,047	0,25	0,12	0,12
Li	33	14	16	22	58	19	9	58	20	18
Rb	214	199	208	254	204	234	171	273	156	107
Cs	5	3	4	4	8	2	3	12	3	3
Ba	612	591	625	345	360	449	1907	415	575	170
Sr	152	131	120	89	190	138	416	160	277	130
Zr	192	120	182	178	285	172	166	155	178	—
Y	16	17	12	6	15	16	17	15	18	—
Zn	74	31	56	48	48	64	30	200	80	84
Pb	22	23	21	24	15	35	28	15	16	—
Nb	12	13	12	12	18	16	8	18	14	—
Th	17	14	17	22	14	28	14	< 7	9	—
Cu	9	8	19	7	8	13	15	15	13	36
Ni	28	27	21	24	16	8	7	50	46	43
Co	< 16	< 16	< 16	< 16	< 16	5	4	21	< 16	< 16
V	30	33	55	12	34	24	35	97	63	106
Cr	39	38	52	28	27	106	145	80	88	63

ЧАСТЬ II. АРЕАЛЫ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Таблица 37. Химический состав породообразующих минералов гранитов Тервусского массива и вмещающих метаосадочных пород

	Биотит			Плагиоклаз			Микроклин	
	2 102–4	2 102–5	2 153–1	2 102–4	2 102–5	2 153–1	2 153–1	2 102–5
SiO ₂	35,24	35,60	34,84	66,66	63,04	62,74	64,07	64,60
TiO ₂	2,00	2,16	1,86	0,03	0,02	< 0,01	0,01	0,05
Al ₂ O ₃	18,66	18,50	17,70	20,84	23,00	23,05	18,60	18,35
Fe ₂ O ₃	3,00	3,27	4,47	0,14	0,114	0,16	0,19	0,13
FeO	16,82	16,82	19,57	—	—	0,072	—	—
MnO	0,22	0,23	0,20	0,002	0,002	0,0002	0,003	0,002
MgO	10,65	9,40	7,24	0,07	0,10	0,40	0,09	0,15
CaO	0,07	—	0,07	3,86	3,36	4,48	0,11	0,13
Na ₂ O	0,12	0,08	0,09	7,76	8,89	8,35	2,23	2,02
K ₂ O	9,22	9,76	9,49	0,28	0,81	0,44	13,49	14,00
H ₂ O	0,50	0,73	0,60	0,16	0,16	0,18	0,62	0,25
п.п.п.	3,12	3,00	3,30	0,14	0,42	0,20	0,08	0,11
Сумма	99,57	99,55	99,43	99,98	99,816	100,08	99,49	99,79
Ba	1 068	—	1 068	151	596	—	3 738	2 848
Sr	102	—	111	374	340	—	315	221
Zn	576	—	672	8	3	—	2	2
Li	226	—	350	4	18	—	2	7
Rb	965	—	1 124	11	33	—	343	385
Cs	37	—	51	3	3	—	6	6
An	—	—	—	21,24	16,36	35,56	4,84	4,83
Ab	—	—	—	76,99	78,70	60,25	19,13	16,67
Or	—	—	—	1,77	4,94	4,18	76,03	78,50
F	65	68	76	—	—	—	—	—

Примечание. 2 102–4 – биотитовый плагиогнейс экзоконтактовой зоны; 2 102–5 – биотитовый гранит эндоконтактовой зоны; 2 153–1 – порфировидный гранит центральной части массива.

О составе глубинного гранитного расплава можно судить на основании изучения состава даек пегматоидного лейкогранита (табл. 38), широко развитых в Западном Приладожье на площади развития высокотемпературного метаморфизма. Они образуют кусты даек, либо отдельные дайки отчетливо интрузивного облика протяженностью первые сотни метров, мощностью от десятков сантиметров и выше метра. Граниты отличаются морионовым цветом кварца и яркой окраской калишпата. Для их химического состава характерно резкое преобладание калия над натрием, высокое содержание Ba, Zr, Th, умеренное содержание Sr с широкими вариациями его концентраций и низкое содержание Rb (табл. 38). Подобные дайки наблюдаются как вблизи Тервусского, так и Путсаарского массивов.

Охарактеризованный ранее (Свириденко, 1980) Путсаарский массив приурочен к центральной части купольной структуры и имеет инъекционно-метасоматическое происхождение. Субстратом, подвергшимся метасоматической гранитизации, являются амфиболовые и пироксен-амфиболовые, реже двуверлоксен-амфиболовые кристаллические сланцы, образовавшиеся в результате метаморфизма калевийских базальтов. В современном эрозионном срезе вскрыта надочаговая зона купольной структуры. Для пород характерно повсеместное развитие гнейсовой фации, фиксирующейся по биотиту, и реакционные соотношения между породообразующими минералами. Биотитизация роговой обманки сопровождается резким увеличением или возникновением акцессорных минералов: апатита, сфена, магнетита, иногда ортита. В строении массива обнаруживается зональность.

Центральная часть его сложена порфиробластическими плагиомикроклиновыми гранито-гнейсами, гранитами и гранодиоритами, состоящими из микроклина, плагиоклаза, биотита и кварца. Иногда встречается роговая обманка. В направлении краевых частей уменьшается содержание кварца и микроклина и увеличивается содержание биотита и роговой обманки. В краевой зоне массива наблюдаются многочисленные небольшие тела гранитоидов интрузивного облика с переменным минералогическим и химическим составом.

По химическому составу гранитоиды Путсаарского массива имеют некоторое сходство с гранитами Тервусского массива, отличаясь более высоким содержанием CaO. С высококалиевыми гранитами дайковой серии их роднит, кроме высокого содержания K₂O, высокое содержание Ba и Zr. В целом для гранитов завершающего этапа свекокарельского магматизма Западного Приладожья характерны широкие вариации вещественного состава. Структурно они сопряжены с периодом регионального куполообразования.

Граниты завершающего этапа на площади Северного Приладожья, примыкающей к тектоническому шву с Карельским геоблоком, отличаются по составу, условиям генерации и имеют признаки редкометалльной специализации. Они образуют протяженный пояс небольших интрузий, в р-не ст. Маткаселька – оз. Янисъярви, самая крупная из которых имеет площадь около 9 км². Граниты являются двуслюдяными либо мусковитовыми, имеют неравномернозернистую структуру, часто переходящую в пегматитовую, и отличаются непостоянством состава, обусловленным прежде всего вариацией содержания плагиоклаза и

ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Таблица 38. Средний состав позднесвекокарельских гранитов и вмещающих их пород ладожской серии наддиапировой зоны юго-западного Приладожья (о. Путсаари, Витасаари, Ихамиеленсаари)

	Гранитоиды о. Путсаари		Дайковая серия				Вмещающие породы				
	1(4)	2(6)	3(15)	4(2)	5(11)	6(4)	7(2)	8(5)	9(1)	10(6)	11(5)
SiO ₂	64,90	72,55	71,15	73,54	71,12	74,26	62,36	66,57	72,00	71,29	71,92
TiO ₂	0,59	0,26	0,32	0,03	0,30	0,07	0,67	0,60	0,27	0,28	0,28
Al ₂ O ₃	18,04	14,36	13,97	14,13	14,21	13,37	15,22	13,97	14,90	14,58	14,16
Fe ₂ O ₃	0,72	0,53	0,60	0,18	0,70	0,33	1,19	1,74	0,71	0,59	0,55
FeO	2,20	1,15	2,26	1,41	1,83	0,82	6,22	3,76	1,94	1,79	1,98
MnO	0,03	0,02	0,027	0,04	0,026	0,03	0,097	0,054	0,05	0,03	0,03
MgO	0,96	0,56	0,73	0,40	0,66	0,54	2,95	2,76	0,78	1,02	0,60
CaO	3,71	1,51	1,29	1,30	1,52	1,08	6,46	2,04	2,31	1,86	1,64
Na ₂ O	3,79	3,19	2,91	3,20	3,26	3,18	2,34	2,88	4,18	3,61	3,54
K ₂ O	4,13	4,88	5,68	5,02	5,17	5,25	0,88	2,80	2,25	3,66	4,47
P ₂ O ₅	0,35	0,09	0,11	0,148	0,12	0,06	0,40	0,18	< 0,01	0,13	0,08
Li	216	16	17	10	19	9	11	33	23	21	17
Rb	145	157	226	118	164	164	41	106	82	112	129
Cs	1	1	3	2	3	3	2	4	2	2	3
Ba	1 060	1 746	1 598	1 750	1 207		495	740	755	904	935
Sr	560	658	285	295	192		660	176	314	244	268
Zr	364	196	254	121	237		—	186	246	201	155
Y	17	25	26	27	24		—	29	26	23	23
Zn	72	36	64	—	48	24	—	13	56	56	40
Pb	31	34	29	38	29		—	27	26	25	34
Nb	25	11	19	7	19		—	15	12	14	21
Th	11	22	23	6	22		—	12	6	20	22
Cu	14	12	14	15	17		39	12	—	8	27
Ni	8	7	7,6	8	4		33	63	< 8	< 8	52
Co	13	< 10	8	8	4		25	20	4	7	15
V	108	40	44	25	31		160	199	50	36	134
Cr	35	58	106	140	110		190	180	181	166	133

Примечание. Дайковая серия: 3 – о. Путсаари; 4 – р-н Витасаари; 5, 6 – р-н Ихамиеленсаари.

микроклина. Содержание микроклина местами достигает 38%, в то время как иногда он отсутствует. В качестве второстепенных минералов присутствуют гранат и турмалин, содержание которых иногда достигает 5%. Для гранитов характерен широкий спектр акцессорных минералов: циркон, апатит, рутил, магнетит, гематит, шеелит, корунд, фенакит, танталит-колумбит, кассiterит. На рассматриваемой площади среди пород ладожской серии встречаются также отдельные жилы сопоставимого по составу редкометального пегматита.

Химический состав гранита (табл. 39) устойчив и соответствует высокоглиноземистому лейкограниту, близкому по составу расплаву термального минимума (Tuttle, Bowen, 1958). Для гранита характерно высокое содержание Al₂O₃, P₂O₅, Li, Rb, Cs и низкое содержание Ba, Sr, Zr, Y, Th. Это свидетельствует о низкотемпературности расплава, его водонасыщенности (Holtz, Johannes, 1991; Holtz et al., 1992). В отличие от позднесвекокарельских гранитов Западного Приладожья, обогащенных реститовым материалом, лейкократовость гранитов не позволяет предполагать обилие реститового компонента. В то же время повышенное содержание Li и Cs как в гранитах, так и во вмещающих метаосадочных породах ладожской серии (табл. 39), содержащихся, главным образом, в мусковите (Свириденко, 1980), дает возможность прийти к заключению, что эти глиноземистые породы

являются источником расплава рассматриваемых гранитов.

Граниты Латвасюры сформировались в пограничной зоне с ареалом гранулитовой фации Западного Приладожья. Вмещающие их породы испытали метаморфизм амфиболитовой фации. Граниты наблюдаются в виде ряда мелких интрузивных тел в обрамлении Латвасюрьского купола. С ними генетически связано скарновое шеелит-редкометальное рудопроявление. Это лейкократовые субщелочные лейкограниты, нередко обладающие пегматоидной структурой. По геохимическим особенностям они сопоставимы с гранитами Маткасельки, но отличаются более высокой концентрацией K₂O (табл. 39). Это типичные граниты S-типа. Так же, как Маткасельские граниты, обогащены Rb, содержат низкие концентрации Ba, Sr и Zr. Они менее глиноземистые, чем Маткасельские граниты и характеризуются более низким содержанием P₂O₅, как и граниты Тервусского массива.

Общую эволюцию гранитообразования и коровых процессов в целом в связи с развитием Салминского центра магматической активности можно представить следующим образом. Формирование высокобариевых и высокостронциевых гранитоидов 1-типа тоналит-плахиогранитной серии в раннесвекокарельский период происходило за счет плавления тоналито-гнейсов архейского фундамента под воздействием базитовой магмы в непосредственной близости с Кирьявалахтин-

ЧАСТЬ II. АРЕАЛЫ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Таблица 39. Средний состав позднесвекокарельских гранитов Северного Приладожья и вмещающих метаосадочных пород ладожской серии

	1(3)	2(2)	3(11)	4(6)	5(16)	6(6)	7(2)	8(3)
SiO ₂	74,06	72,91	73,88	73,34	74,51	60,33	66,68	69,78
TiO ₂	0,02	0,03	0,03	0,02	0,11	0,89	0,54	0,64
Al ₂ O ₃	15,29	15,84	15,59	15,00	13,49	15,89	14,82	12,27
Fe ₂ O ₃	0,66	0,45	0,30	0,37	0,52	0,94	0,66	1,05
FeO	0,49	0,43	1,18	0,90	0,82	7,77	4,30	4,94
MnO	0,06	0,04	0,07	0,02	0,04	0,08	0,057	0,115
MgO	0,10	0,09	0,23	0,19	0,24	4,16	2,39	2,57
CaO	0,59	0,75	0,79	0,76	0,80	1,24	1,68	2,04
Na ₂ O	4,83	4,95	4,25	2,55	3,54	1,70	3,94	2,28
K ₂ O	2,99	2,87	2,73	4,14	5,28	3,10	3,35	2,20
P ₂ O ₅	–	0,55	0,18	0,16	0,045	0,10	0,16	0,16
F	–	–	400	900	–	–	–	–
Li	144	179	76	108	17	273	13	38
Rb	359	607	270	480	351	134	115	90
Cs	34	35	17	36	5	25	5	4
Ba	232	90	43	60	467	360	1 090	500
Sr	3	34	21	30	102	210	178	260
Zr	31	73	47	37	44	138	151	155
Y	3	< 2	–	–	11	17	11	21,5
Zn	–	44	18	18	29	134	–	66
Pb	26	27	27	31	34	14	23	14,5
Nb	12	29	13,2	24,3	4	12	11	11,5
Th	9	8	–	–	8	11	10,5	15
Cu	–	12	10	9,8	21	66	28	43
Ni	5	16	10	6	19	101	51	63
Co	< 1	16	2,1	2,1	18	31	16	18
V	30	78	2,4	4,3	–	207	218	144
Cr	100	24	21	13	86	170	96	107

Примечание. 1 – граниты Маткасельки; 2 – жильные пегматиты; 3 – средний состав мусковит-альбит-олигоклазовых гранитов Маткасельки (Сухоруков, 1989); 4 – средний состав биотит-альбит-олигоклаз-микроклиновых гранитов (Сухоруков, 1989); 5 – граниты Латвасюрьи; 6, 7, 8 – вмещающие породы различной основности Маткасельских гранитов.

ским вулканическим центром людиковийского возраста. Гранитоиды вместе с субвулканической фацией являются собой кислую ветвь бимодального людиковийского вулкано-плутонизма. Калевийский вулкано-плутонизм представлен разноглубинными породами с вариацией состава от базальтов до риолитов и с широким проявлением процессов гибридизма в надочаговой зоне Салминского ЦЭМА (Западное Приладожье).

Позднесвекокарельские гранитоиды заключительной стадии корообразующих процессов, связанных с развитием Салминского центра магматической активности, характеризуются латеральной неоднородностью. Непосредственно над мантийным диапиром в Западном Приладожье земная кора разогрета вплоть до гранулитовой фации, и наблюдается слабая степень частичного плавления в условиях, близких к равновесным. Приток тепла осуществляется как за счет базальтового магматического очага, так и за счет мантийного флюидного потока. Высококалиевые лейкограниты дайковой фации надочаговой зоны сопоставимы с высокотемпературными «сухими» гранитами рапакиви, для которых характерно высокое содержание Ba и низкое – Rb и которые формируются за счет частичного плавления нижней коры под воздействием базитовой магмы. Приток «сухой» высокотемпературной высококалиевой гранитной магмы вместе с дегидратационным плавлением метаосадочных пород и широким проявлением процессов контаминации и

калиевого метасоматоза создают сложный мигматитовый комплекс Западного Приладожья, формирующий купольные структуры. К нему тяготеют гранитные массивы типа Тервусского и Путсаарского.

В краевой части Салминского центра магматической активности, где земная кора более мощная и холодная, формируются низкотемпературные водные гранитные расплавы за счет плавления метаосадочных пород в условиях водонасыщенности при температуре гранитного минимума. Метасоматическая гранитизация здесь наблюдается лишь в центральной части блоково-купольных структур, сложенных комплексом фундамента.

Таким образом, свекокарельский этап вулкано-плутонизма Салминского ЦЭМА характеризуется целым рядом признаков, свойственных становлению и развитию корневых систем эруптивных зон, связанных с областями мантийно-корового диапирисма. Они включают: 1) размещение ареалов автономного активного разноглубинного магматизма в узлах пересечения геофлексур тектонического каркаса (в данном случае флексуры Полканова и Ладожско-Ботнической); 2) проявления на стадии инициальной эруптивной деятельности вулкано-тектонического поднятия в условиях регressiveвой стадии осадконакопления; 3) сопряженность полихронных магматических эрупций на локальной площади; 4) многообразие форм магматизма, включая и криптовулканическую; 5) широкий набор

изверженных пород различной глубинности формирования; 6) глубокую петрохимическую дифференциацию изверженных пород в лавовой и субвулканической фациях; 7) сопряженность с апикальной частью мантийного диапира ареалов дегидратационного плавления метаосадочных пород и малоглубинного гранулитового метаморфизма.

В целом рассмотренная последовательность проявления мантийного и корового магматизма позволяет установить сущность тектоно-магматического цикла. Энергетической основой его являются мантийные процессы. Энергоносителями служат флюидный мантийный поток и мантийная базальтовая магма. Формирование плагиогранитоидов на ранней стадии цикла объясняется водонасыщенностью коры. Сухие высококалиевые граниты завершают тектоно-магматический цикл. Выявленная зональность позднесвекокарельского корового гранитного магматизма доказывает связь гранитообразования завершающей стадии цикла с мантийным диапиром.

4.2.3. Центры эндогенной магматической активности рифейского вулкано-плутонизма

Отличительной особенностью ботнийского магматизма Фенноскандинавского щита является присутствие в его составе всемирно известных плутонов гранитов рапакиви, образующих пояс широтного простирания вдоль его южной окраины. Зона одновозрастного магматизма субмеридионального простирания наблюдается в Швеции, где также известны отдельные массивы гранитов рапакиви. В последние годы проведена корреляция раннерифейских гранитов Швеции с гранитами рапакиви Южной Финляндии (Sundblad et al., 1993; Andersson, Neumark, 1994; Andersson, 1996). Граниты Швеции и Южной Финляндии имеют высококалиевый состав и слагают малоглубинные интрузии, нередко образуя вулкано-плутонические ассоциации с кислыми вулканитами. Магмы их имеют глубинный источник и ассоциируют с базитовыми магмами. Формирование их принято связывать с зонами растяжения. Для Южной Финляндии это обосновывается более низкой мощностью коры в этой зоне по сравнению с центральной частью щита. Для территории Швеции такой критерий отсутствует. Широкий возрастной диапазон ботнийского вулкано-плутонизма южной части Фенноскандинавского щита позволяет усомниться в корректности подобной тектонической модели.

Ботнийский кратонный магматизм западной краевой части Свекофеннского геоблока

Постсвекокарельский рифейский магматизм, в составе которого наблюдаются гранитные plutоны, коррелирующиеся с классическими плутонами рапакиви Финляндии, развит преимущественно в западной краевой части Свекофеннского геоблока на территории Швеции. Он включает вулкано-плутонические образования Транскандинавского пояса, протягивающегося от Скандинавии до Лофотенских островов, и целый

ряд plutонов, расположенных в Центральной Швеции восточнее этого пояса, сопоставляемых с плутонами рапакиви.

Транскандинавский пояс (Patchett et al., 1987) обычно рассматривается как посторогенный относительно свекокарельской орогении. В то же время приводятся доказательства (Wikström, 1991) в пользу его позднесвекокарельского возраста. Предложенные генетические модели включают: 1) формирование пояса в условиях орогенической обстановки андийского типа в связи с погружением, расположенной западнее зоны субдукции в восточном направлении (Wilson, 1980; Nyström, 1982); 2) формирование Транскандинавского пояса в условиях рифтовой системы (Johansson, 1988).

В настоящее время в составе Транскандинавского пояса выделяются 3 главные площади, различающиеся литологическими характеристиками (Andersson, 1997): а) пояс Смоланд-Вермланд; б) провинция Дала-Рятан; с) батолит Рятан.

На основании новых геохронологических данных в составе магматических пород Транскандинавского пояса были выделены три возрастные группы (Larson, Berglund, 1992): I – 1,81–1,76 млрд лет; II – 1,70–1,69 млрд лет и III – 1,67–1,65 млрд лет. Типичной площадью развития I возрастной группы считается пояс Смоланд-Вермланд (Andersson, 1997). Недавние работы (Persson, Wikström, 1993) позволили удреднить возраст I возрастной группы до 1,85 млрд лет. Возрастная группа III развита лишь в западной пограничной зоне пояса Смоланд-Вермланд (Lundqvist, Persson, 1996).

Провинция Дала-Рятан включает граниты Ярна, Сильян и Гарберг. В соответствии с возрастным делением здесь наибольшим развитием пользуются магматические породы II группы, хотя иногда встречаются порфиры I группы.

Появившиеся в последние годы новые изотопные датировки совместно с геологическими и геофизическими данными позволяют выделить 4 длительно развивающихся центра магматической активности, которые определяли тектонику региона в постсвекокарельский период (рис. 40).

Центр магматической активности Смоланд

Территория южнее Стокгольма, с юга ограниченная шовной зоной Торнквист и с запада – Протоджин зоной, имеет индивидуальные черты геологического строения и развития. Для нее характерна высокая мощность земной коры, достигающая 50 км, при высокой мощности нижней коры (до 16 км). Нижняя кора рассматриваемого региона имеет сложное двухслойное строение (Guggisberg et al., 1991): слой со скоростью 6,8–7 км/с перекрывает слой с пониженной скоростью (около 6,5 км/с). Большая мощность и сложное строение нижнего слоя сопоставимы со строением нижней коры Южной Финляндии.

Для верхней части коры характерна перемежаемость высоко- и низкоскоростных слоев, что может быть обусловлено развитием пластовых интрузивных

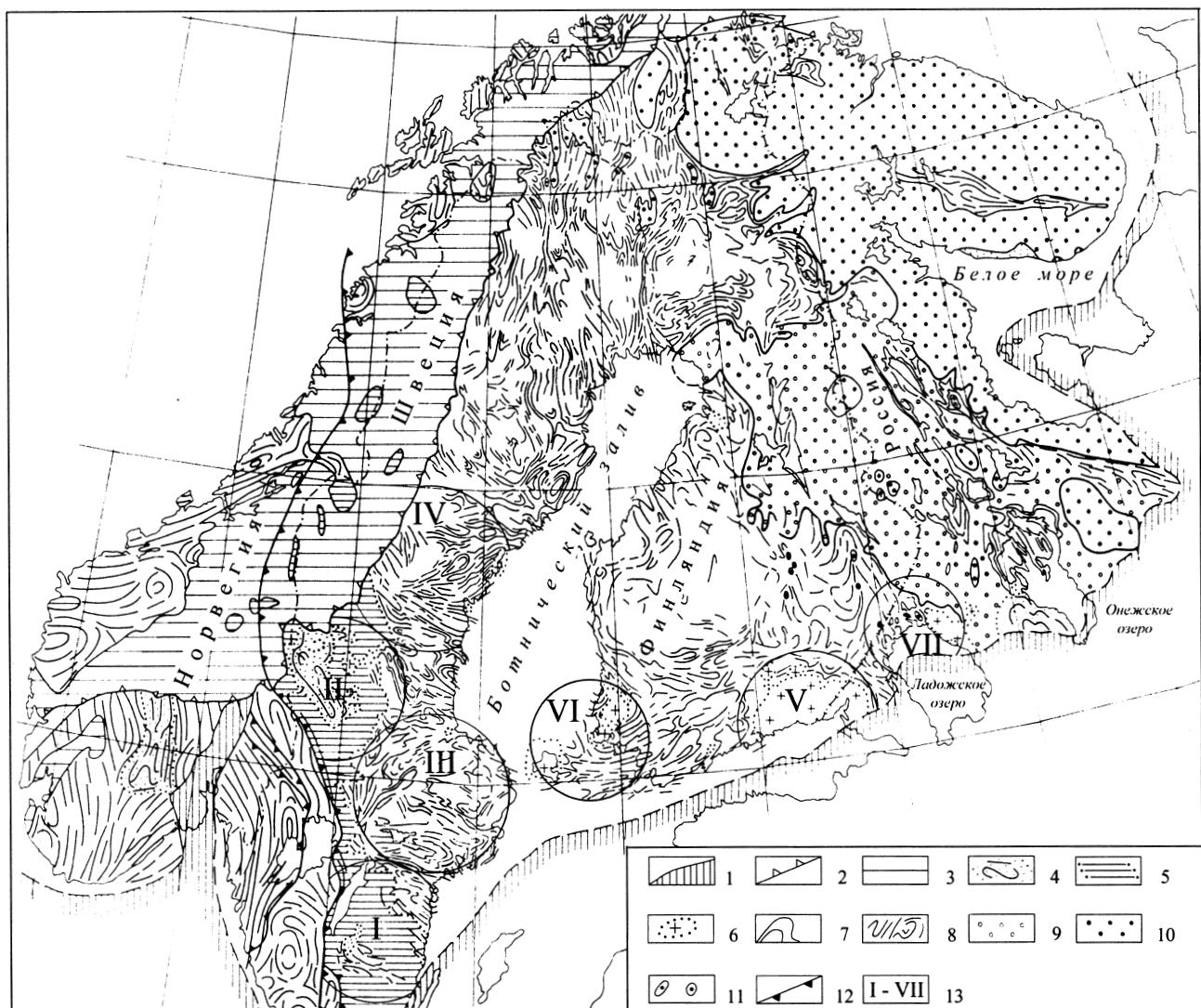


Рис. 40. Позднепротерозойские центры эндогенной магматической активности Фенноскандинавского щита.

1 – современная граница палеозойского платформенного чехла; 2 – граница фронта каледонских надвигов; 3 – каледониды; 4 – рифейский платформенный чехол; 5 – трансскандинавский гранит-порфировый пояс; 6 – граниты рапакиви; 7 – позднепротерозойские складчатые структуры Норвегии и Юго-Западной Швеции; 8 – структуры свекокарелид; 9 – позднеархейский кристаллический фундамент свекокарелид; 10 – комплекс древнейшего фундамента; 11 – купольные структуры древнейшего фундамента среди свекокарелид; 12 – шовные структуры Дальсландского геоблока; 13 – центры эндогенной магматической активности: I – Смоланд, II – Вермланд, III – Бергслаген, IV – Рагунда, V – Выборгский, VI – Юго-Западный, VII – Салминский

Fig. 40. Late Proterozoic centres of endogenous magmatic activity in the Fennoscandian Shield.

1 – modern boundary of the Paleozoic platform cover; 2 – boundary of the Caledonian thrust front; 3 – Caledonides; 4 – Riphean platform cover; 5 – Trans-Scandinavian granitic-porphyric belt; 6 – rapakivi granites; 7 – Late Proterozoic folded structures of Norway and Southwest Sweden; 8 – structures of Svecokarelides; 9 – Late Archean crystalline basement of the Svecokarelides; 10 – the oldest basement complex; 11 – domal structures of the oldest basement among the Svecokarelides; 12 – suture structures of the Dahlslandic geoblock; 13 – centres of endogenous magmatic activity: I – Småland, II – Vermland, III – Bergslagen, IV – Ragunda, V – Vyborg, VI – Southwestern, VII – Salmi

тел основного состава. В частности, в районе Аскерзунд, где широко развиты дайки сложного состава, предполагается (Wikström, 1992), что главная гравитационная аномалия, совпадающая с площадью распространения этих даек, объясняется наличием на глубине пластового интрузивного тела. Таким образом, строение верхней коры также сопоставимо со строением верхней коры Южной Финляндии. Это сходство подкрепляется наличием в Южной Швеции южнее Ботнического залива пояса гранулитового метамор-

физма северо-западного направления (Bergman, Sjöström, 1996), который авторы считают эквивалентным гранулитовым куполам Южной Финляндии.

Структурный план земной коры, определяющийся ориентировкой локальных магнитных и гравитационных аномалий, согласуется с залеганием геологических комплексов. Повышенная намагниченность гранитоидов Смоланд позволила выявить кольцевые структуры с диаметром 3–10 км и более в составе батолитовых интрузий в центральной части района

ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Таблица 40. Изотопный возраст магматических пород западной краевой части Свекофенского геоблока

Название породы	Район	Изотопный возраст, млн лет	Метод изотопного датирования	Литературный источник
Центр магматической активности Смоланд				
Гранит	Линчёпинг	1 808 ± 4	U-Pb	Jarl, Johansson, 1988
Гранит	восточнее Векшё	1 769 ± 9	U-Pb	- " -
- " -	Севшё	1 786 ⁺⁶ ₋₅	U-Pb	Mansfeld, 1991
- " -	Рамнево, Вост. Смоланд	1 802 ± 4	U-Pb	- " -
Игнимбрит	Стуребю, Центр. Смоланд	1 837	U-Pb	Åberg, Persson, 1984
Дайки порфиров	ЮВ Швеция	1 419 ± 14	Rb-Sr изохрон. минерал	Åberg, 1986
Гранит Юнгерчун	ЮВ Швеция	1 386	Rb-Sr изохрон. по породе	Åberg et al., 1983
- " -	- " -		U-Pb	- " -
Центр магматической активности Бергслаген				
Дайки диабазов широтного простирания	Бергслаген	1,51–1,56	Rb-Sr	Welin, 1990
Позднекинематический гранит	Бергслаген	1,78–1,79	U-Pb циркон	Welin, 1990
Пегматит	- " -	1,79	U-Pb уранинит	- " -
Синкинематический гранит	- " -	1,85–1,89	U-Pb циркон	- " -
Позднесвекофенский гранит Хёбергет	- " -	1 750 ± 10	- " -	Bergman et al., 1995
Гранит Сколхёйден	Западный Бергслаген	1 760	- " -	Sundblad et al., 1993
Алтбергет порфир	Бергслаген	1 800	U-Pb	Lundqvist, Persson, 1996
Ярина гранит	Западный Бергслаген	1 790	U-Pb	Persson, Ripa, 1993
Скалхёйден гранит	- " -	1 758 ± 8	U-Pb	Sundblad et al., 1993
Филистад гранит	Вермланд	1 783 ± 10	U-Pb	Jarl, Johansson, 1988
Гнейсовидный гранит	Мункфорс, Вермланд	1 777 ⁺¹⁹ ₋₁₁	U-Pb	Welin, Kähr, 1980
Дала порфир	Центральная Швеция	1 700	U-Pb	Lundqvist, Persson, 1996
Гарберг гранит	- " -	1 700	U-Pb	- " -
Сильян гранит	оз. Сильян Центральная Швеция	1,68–70	U-Pb	Lee et al., 1988
Центр магматической активности Рагунда				
Гранит	Массив Нордингра Центральная Швеция	1 578 ± 17	U-Pb	Welin, Lundqvist, 1984
Гранит Ревзунд	Центральная Швеция		U-Pb	
Роговообманково-биотитовый гранит	Массив Рагунда Центральная Швеция	1 513 ± 9	U-Pb	Persson, 1996
Биотитовый гранит	- " -	1 506 ± 13	U-Pb	- " -
Гранит	Массив Мардсьё Центральная Швеция	1 524 ± 3	U-Pb	Andersson, Neymark, 1994
Гранит	Массив Муллинасет	1 526 ± 3	U-Pb	- " -
Гранит	Массив Нордсьё	1 520 ± 3	U-Pb	Andersson, 1996
Гранит	Массив Реден	1 513 ± 5	U-Pb	Welin, 1994
- " -	- " -	1 497 ± 6	U-Pb	- " -

Смоланд (Nyström, 1982). По геофизическим данным мощность plutонов меньше, чем их диаметр.

Рассмотрение совокупности глубинного строения, характера геофизических полей и последовательности геологических событий позволяет предполагать эпицентр магматической активности в районе Оскарсхамн в зоне развития мелких интрузий типа Гётемар, сопоставляемых с гранитами рапакиви. В этом районе наблюдается резкое повышение мощности верхней коры и скачкообразное увеличение общей мощности коры от 40 до более 50 км (Guggisberg et al., 1991).

Структурное соотношение гранитоидов Смоланд с вмещающими свекокарельскими породами изучено в северной краевой зоне магматического центра (Wikström, 1991) в районе Финспонг (северо-западнее Норрчёпинга). Гранитоиды Смоланд внедрялись в регионально нагретые и частично расплавленные свекокарельские породы, метаморфизованные в условиях верхов амфиболитовой – малоглубинной гранулитовой фации. Совместное перемещение внедряющихся гранитов и свекокарельских мигматитов при контактовой зоне делает эти контакты согласованными.

Известны также контакты, секущие структуры свекокарелид (Nyström, 1982).

На площади центра доминируют огромные батолитоподобные интрузии гранитоидов Смоланд и несколько более древние вулканические породы (порфиры Смоланд). Имеющиеся U-Pb датировки изотопного возраста цирконов гранитов Смоланд (табл. 40) позволяют оценить время их формирования около 1 800–1 770 млн лет, тогда как возраст игнимбрита Смоланд, определенный таким же методом, составляет 1 837 млн лет (Åberg, Persson, 1984). Вулканические породы, наблюдающиеся в виде реликтовых образований по всей площади развития гранитоидов Смоланд, изучены чрезвычайно слабо, хотя генетическая связь их с гранитами Смоланд является общеизвестной. Разрозненные сведения о вулканических породах (Persson, 1974; Åberg, Persson, 1984) свидетельствуют о ритмичности вулканической деятельности. Внедрение игнимбритов происходило вдоль трещин. Фундаментом вулканогенно-осадочной толщи служили граниты средне- и грубозернистые, частично складчатые.

В составе батолитоподобных интрузивных тел преобладают граниты, широко развиты породы субщелочного промежуточного состава, в подчиненном количестве присутствуют габбро. Существуют различные точки зрения на соотношение гранитов и габброидов. Базируясь на геологических данных и результатах изотопного исследования (Mansfeld, 1991), выделяются 4 фазы формирования батолитов в районе Смоланд. Первая варьирует по составу от габбро и диорита через монцодиорит к гранодиориту и монцограниту. Вторая фаза состоит из порфировых грубозернистых до среднезернистых кварцевых монцонитов и гранитов. Третья фаза представлена красными мелкозернистыми крупно- и среднезернистыми гранитами (Вёкше гранит). Четвертая фаза включает красные среднезернистые кварцевые сиениты, варьирующие по составу до щелочных гранитов. Но достаточно убедительные обоснования такого членения отсутствуют. Кроме того, во многих работах отмечаются постепенные переходы между различными петрографическими разновидностями, слагающими интрузивные тела.

Согласно другой концепции (Andersson, 1991, 1997) интрузивные породы промежуточного состава, выделяющиеся на аэромагнитной карте положительными аномалиями, представляют собой продукт смешения базитовой и кислой магм. Бимодальный характер магматизма, формирующего plutоны магматического центра Смоланд, подтверждается также на уровне дайкового комплекса (Wikström, 1992), где дайки смешанного состава демонстрируют широкое проявление процессов смешения магм.

Вулканические и плутонические породы Смоланд секутся небольшими интрузиями габброидов и многочисленными субвулканическими дайками основного и кислого составов. Существует несколько генераций базитовых даек (Patchett, 1978), самая поздняя из которых представлена йотнийскими оливинсодержащими долеритами преимущественно субмеридио-

нального простирания. Дайки порфиров по возрасту (Åberg, 1986) ближе гранитам типа Гётемар, приуроченных к эпицентру Смоланд и завершающих проявление гранитного магматизма на рубеже $1\ 400 \pm 50$ млн лет (Åberg et al., 1983). Граниты типа Гётемар – это однополовошпатовые граниты, по geoхимическим особенностям коррелирующиеся с гранитами рапакиви (Sundblad, 1991). В одну возрастную группу с ними объединяются граниты Карлсхамн и Ванга (Åberg, 1986). В зависимости от метода изотопного датирования для гранитов Ванга получен целый спектр изотопных датировок (Åberg et al., 1985). Авторы предполагают сложную историю формирования гранитного массива Ванга, включающую позднее переплавление и формирование даек мелкозернистого гранита, возраст которых оценивается в 1 200 млн лет.

Центр магматической активности Вермланд

Центры магматической активности Смоланд и Вермланд разграничены сдвиговой тектонической зоной, включающей сдвиговую зону Лофтахаммар – Линчёпинг и две параллельные ей зоны, расположенные к северу. Этой тектонической зоне соответствует положительная гравитационная аномалия аналогичного простирания. В районе Лофтахаммар рассматриваемая сдвиговая зона накладывается на широтную тектоническую зону, которую мы называем флексурой Полканова. Время формирования зоны Лофтахаммар – Линчёпинг оценивается 1 800–1 760 млн лет (Bounk et al., 1996), что соответствует началу магматической активности центра Вермланд.

Отличительной особенностью строения литосферы центра Вермланд является мощная отрицательная гравитационная аномалия (Eriksson, Henkel, 1994), центр которой приходится на граниты Вермланд между тектонической зоной Протоджин и юго-восточным окончанием йотнийской структуры Даларны. Мощность коры здесь значительно ниже, чем в районе Смоланд и колеблется в интервале 38–42 км, при мощности нижнего слоя 8–12 км. В отличие от магматического центра Смоланд, развивающегося в режиме сводового поднятия и характеризующегося широким распространением разноглубинных магматических пород кислого и среднего составов, магматический центр Вермланд эволюционировал в условиях опускания земной коры, и на заключительной стадии его развития широко проявился базитовый магматизм.

Начало магматической активности центра Вермланд относится к рубежу 1 800 млн лет (табл. 40). Наиболее ранними плутоническими породами являются гранитоиды Ярна и Вермланд (Ahl, Sundblad, 1996; Lundqvist, Persson, 1996). Так же, как граниты Смоланд, они ассоциируют с габброидами. В границах Ярна наблюдаются когенетические мегавключения порфиров, возраст которых в районе Алгбергет составляет 1 800 млн лет (Lundqvist, Persson, 1996).

Магматическая активность начального периода не ограничивалась с запада тектонической зоной Протоджин. Западнее ее среди древних гнейсовидных гранитов установлены высококалиевые разновидности,

ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

сопоставимые по химическому составу с гранитами Вермланд. Возраст этих гранитов в районе Мункфорс (Центральный Вермланд), определенный U-Pb методом, составляет 1 777 млн лет (Welin, Kähr, 1980). Граниты с возрастом 1,65–1,70 млрд лет широко распространены западнее йотнийской структуры Даларны на территории Норвегии (Lundqvist, Persson, 1996).

По данным последнего геохронологического изучения порфиров северной и западной Даларны (Lundqvist, Persson, 1996) U-Pb методом, четко выделяется группа магматических пород с возрастом 1 700 млн лет. Она включает кислые вулканиты верхней серии Дала, по Хелмквиству (Hjelmqvist, 1966), и большую часть вулканитов нижней серии Дала непосредственно западнее и южнее йотнийских песчаников Дала. К этой возрастной группе принадлежит и готский порфир западнее Малунга. Так же, как порфиры Смоланд, они представлены преимущественно игнимбритами.

С порфирами Дала генетически связаны порфироидные граниты Гарберг, образующие в вулканических породах малоглубинные интрузии, а также сопоставимые по возрасту граниты оз. Сильян. В соответствии с современной точкой зрения (Sundblad, Ahl, 1996), граниты Гарберг и Сильян совместно с порфирами Дала по своему составу, геологическим условиям и времени образования ближе всего сопоставимы с классическими комплексами рапакиви и эквивалентны Выборгскому магматическому центру. В гранитах Гарберг местами встречаются структуры рапакиви с оболочками плагиоклаза вокруг калишпатовых овоидов. С центром магматической активности Вермланд связано также формирование гранитов Ратан, не имеющих вулканических аналогов, но сопоставляющихся по составу и времени формирования с гранитами рапакиви.

Йотнийский период развития магматического центра Вермланд знаменуется проявлением основного магматизма. Он происходил в условиях погружения, о чем свидетельствует большая мощность красных континентальных песчаников, достигающая 800 м. Выделяются две генерации долеритов, которые обычно образуют полого залегающие силлы. Это долериты Осбю и Сярна с возрастом 1 250–1 200 млн лет.

Центр магматической активности Бергслаген

Центр магматической активности Бергслаген соответствует крупная отрицательная гравитационная аномалия широтного простираания, именуемая обычно как Центрально-Шведская. Она прослеживается от побережья Балтийского моря до оз. Венерн и обусловлена широким развитием гранитоидов. Мощность земной коры здесь не превышает 46 км при мощности нижнего слоя 8 км (Luosto, 1997). Мелким отрицательным гравитационным аномалиям, составляющим Центрально-Шведскую аномалию, соответствуют однородные интрузии гранитов с возрастом около 1,8 млрд лет (Zuber, Ölander, 1990). Общая структура центра магматической активности Бергслаген определяется батолитовым типом разновозрастных магмати-

ческих образований, механизм формирования которых охарактеризован как полидиапиризм или диапиризм внутри диапиров (Stephansson, 1975).

При характеристике Трансскандинавского магматического пояса обычно отмечают, что в отличие от прямолинейного западного контакта, проходящего по тектонической зоне Протоджин, восточный контакт его неопределенный. Нам представляется, что правильно было бы сказать, что он вовсе отсутствует, поскольку граниты одновозрастные и сопоставимые по составу с гранитами Трансскандинавского пояса, широко развиты на площади всей Центральной Швеции, где они рассматриваются как поздне- или посторогенные. Можно сказать, что при современном уровне изученности магматизма Центральной Швеции выделение Трансскандинавского магматического пояса является лишь традиционным.

Результаты современного изотопного датирования магматических образований района Бергслаген (табл. 40) позволяют выделить две главные возрастные группы. Гранитоиды ранней группы имеют возраст цирконов 1,89 и 1,85 млрд лет, а более поздней – 1,78–1,79 млрд лет (Welin, 1990). Магматические образования ранней группы представлены вулкано-плутонической ассоциацией, включающей риолиты, риодакиты, в подчиненном количестве базальты и породы промежуточного состава, относящиеся к лептитовой формации, а также приморогенные плагиограниты, тоналиты, диориты, габбро и иногда ультраосновные породы, когенетические с вулканитами. Следующий период магматизма включает позднесвекокарельский и постсвекокарельский плутонизм различных уровней глубинности. Структура этих гранитоидов определяет общую радиальную структуру магматического центра Бергслаген, которая представляет собой суммарный эффект полидиапиризма (Stephansson, 1975) или диапиризма внутри диапиров. Это означает, что более молодые гранитные диапиры форсировали свой путь посредством диапирически организованных гранитных пород, содержащих включения супракrustальных пород. Интерпретация гравитационной аномалии для одного из гранитных куполов позволила автору (Stephansson, 1975) прийти к заключению, что позднекинематические граниты прослеживаются до глубины примерно 18 км. По уровню глубинности выделяются катаклизмические диапиры. По минеральному составу среди них имеются гранодиориты, кварцевые сиениты, граниты, лейкограниты и субшелочные лейкограниты. Типичными представителями этих гранитоидов являются мелкозернистые гранитоиды Стокгольмского типа и крупнозернистые нередко порфировидные граниты типа Феллингсбюро. Эти граниты обычно сопровождаются пегматитами. В составе батолитовых комплексов в небольшом количестве присутствуют габброиды, нередко метасоматически измененные. Среди гранитоидов второй возрастной группы устанавливается 3 генерации базитовых даек (Stälhos, Björk, 1984). Первая генерация амфиболизирована, смята в складки и сформировалась до главного пика регионального метаморфизма. Вторая генерация даек имеет преимущественно северо-

восточное и субширотное простирание и является более ранней по отношению к молодым гранитоидам. Нередко наблюдаются дайки сложного состава, где граниты внедряются по зонам брекчирования сформировавшихся ранее базитовых даек и в свою очередь секутся долеритами. Подобные соотношения свидетельствуют об одновозрастности проявления основного и кислого магматизма. При этом наблюдаются признаки различного типа смешения базитовой и кислой магм (Wikström, 1992).

Диабазовые дайки широтного простирания с изотопным Rb-Sr возрастом 1,51–1,56 млрд лет завершают магматическую активность центра Бергслаген. Они соответствуют U-Pb возрасту цирконов 1,58 млрд лет (Welin, 1990) и отвечают времени формирования расположенных восточнее гранитов рапакиви Аландских островов. Таким образом, магматическая активность центра Бергслаген на протяжении около 400 млн лет определялась эволюцией бимодального мантийно-корового базальтового и гранитного магmatизма, влияющего на строение, состав и структуру земной коры.

Центр магматической активности Рагунда

Настоящий центр магматической активности, кроме хорошо известных массивов Рагунда и Нординга, включает еще пять мелких массивов близкого возраста (табл. 40) Центральной Швеции (Welin, 1994; Andersson, 1996, 1997). Площадь их распространения достаточно велика – от побережья Ботнического залива (массив Нординга) и до каледонид.

Для строения земной коры в этом районе характерно наличие низкоскоростного слоя, около 6,0 км/с, в самой верхней части коры (Guggisberg et al., 1991). Мощность его составляет до 8 км. Общая мощность коры около 48 км (Luosto, 1997) при минимальной мощности нижнего слоя, составляющей около 4 км. Характерной особенностью центра Рагунда является высокая скорость современного поднятия, достигающая 8 мм/год (Eriksson, Henkel, 1994). Наличие низкоскоростного верхнего слоя определяется широким развитием свекокарельских осадочных пород и гранитоидов, что является отличительной особенностью рассматриваемого центра.

Наиболее ранние постсвекокарельские гранитоиды представлены батолитовым комплексом гранитоидов Ревзунд, которые также относятся к Транскандинавскому поясу (Gorbatschev, Bogdanova, 1993). Время их формирования оценивается 1,80–1,77 млрд лет (Andersson et al., 1996). Породы комплекса имеют состав, варьирующий от гранита до кварцевого монцонита, и представлены преимущественно порфировидными разновидностями, содержащими крупные вкрапленники калиевого полевого шпата. Основные породы встречаются редко при широком развитии разновидностей среднего состава. В отличие от одновозрастных гранитоидов Смоланд, Вермланд и Ярна, среди них полностью отсутствуют вулканические породы.

Наиболее ранним plutоном рапакиви является Нординга, формирование которого совпадает с вре-

менем формирования гранитов рапакиви Юго-Западной Финляндии и Аландских островов и составляет около 1 580 млн лет (Welin, Lundqvist, 1984). Массив расположен в эпицентре современного постледникового поднятия в Скандинавии. Формирование его происходило в условиях кратонизированной коры (Lundqvist et al., 1996). Главными составляющими его породами являются гранит, габбро и лейкогаббро (анортозит). Граниты в северной части массива образуют пластину мощностью около 1 км, залегающую на габброидах, т. е. строение массива Нординга аналогично строению классических массивов рапакиви южной части Фенноскандинавского щита. Кроме перечисленных главных разновидностей пород, в составе массива наблюдаются монцониты на контакте габбро и гранита, рассматривающиеся как гибридные. Граниты Нординга – это существенно калишпатовые граниты, характеризуются преимущественно порфировидной структурой, где таблитчатые вкрапленники размером 0,5–2 см представлены калишпатом. Плагиоклаз (обычно олигоклаз или альбит) присутствует в основной массе. В гранитах встречены миароловые пустоты, выполненные кварцем, калишпатом, хлоритом, кальцитом.

Комплекс Рагунда представлен тремя plutонами сходного строения, в состав которых входят габбро (с небольшим количеством лейкогаббро) и граниты (биотит-рогообманковые и биотитовые). В западном plutоне на контакте между габбро и гранитами выделяются породы сиенит-кварцево-сиенитового состава. Существует полная корреляция состава пород комплекса Рагунда и Салминского plutона рапакиви юго-восточной части Фенноскандинавского щита (Светов и др., 1990).

Массив Рёдё, расположенный на о. Рёдён южнее массива Нординга, представляет собой радиально-концентрическую интрузию площадью 20 км². В экзо kontaktовой, реже эндоконтактовой зоне наблюдается до 100 даек иногда конического типа. Это единственный шведский массив анорогенных гранитов с типичными структурами рапакиви выборгитового типа (Andersson, 1996). В граните широко распространены миароловые пустоты, выполненные кварцем, полевым шпатом, кальцитом и иногда флюоритом. Подобные миароловые пустоты встречаются также в дайковом комплексе, сопровождающем интрузию Рёдё, в породах как кислого, так и основного состава. Обилие разнообразных даек, окаймляющих массив в зоне шириной около 10 км, также является специфической особенностью комплекса Рёдё. Среди них выделяются три типа даек. Кварц-полевошпатовые порфиры, долериты и гибридные порфиры. Для даек характерны варьирующие мощности (1–5 м и иногда до 150 м) и неправильной формы контакты.

Четыре небольшие самые молодые интрузии субийотнийского возраста (табл. 40), относимые к комплексу рапакиви (Andersson, Neumark, 1994; Andersson, 1996, 1997), расположены на площади развития гранитоидов Ревзунд. Формирование их также связано с проявлением бимодального мантийно-корового магматизма. Главным корреляционным признаком для

отнесения к комплексу рапакиви служит доказанный глубинный коровый источник гранитных расплавов (Andersson, Neumark, 1994), в составе которого существенная роль принадлежит архейскому коровому компоненту. Величина (1,52 млрд лет) Σ_{Nd} составляет в среднем – 7,1. В составе рассматриваемых интрузий также выделяются породы основного, кислого и среднего составов. При этом характерной особенностью их является широкое развитие сиенитовых пород. Структуры рапакиви в гранитах не отмечаются.

Йотнийские долериты, сформировавшиеся в интервале 1 200–1 250 млн лет, образуют полого залегающие интрузивные тела, тяготеющие к центральной части рассматриваемого центра. Завершающим событием в его развитии является формирование щелочной интрузии Алнён.

Ботнийский вулкано-плутонизм южной краевой части Фенноскандинавского щита

Суммирование итогов изучения изотопного возраста разноглубинных магматических пород ботнийского бимодального вулкано-плутонизма (Laitakari et al., 1996) показало, что время формирования плутонов рапакиви Фенноскандинавского щита составляет около 100 млн лет, а время формирования отдельных плутонов – несколько десятков млн лет. В юго-западной части Фенноскандинавского щита и в фундаменте Восточно-Европейской платформы выделяются две главные изотопные возрастные группы (Laitakari et al., 1996): 1 620–1 650 млн лет (ЮВ Финляндия и Эстония) и 1 540–1 590 млн лет (ЮЗ Финляндия и Латвия). Салминский и Улялегский plutоны сформировались примерно за 17 млн лет (Larin et al., 1996) в интервале времени 1 530–1 547 млн лет.

Все эти данные, в совокупности свидетельствующие о длительной и сложной истории формирования плутонов рапакиви, по нашему мнению, не укладываются в модель поясового рифтогенного формирования плутонов в условиях растяжения земной коры. Более того, они подтверждают наш вывод (Светов, Свириденко, 1995) о ведущей роли вертикальных глыбовых движений фундамента Восточно-Европейской платформы в раннем и среднем рифе.

Три вышеупомянутые возрастные группы ботнийского вулкано-плутонизма образуют разновозрастные центры магматической активности, деятельность которых связана с развитием региональной флексуры и с системой глубинных разломов, разграничивавших разновозрастные блоки континентальной земной коры (рис. 40).

Выяснению характера тектонических движений при формировании центров магматической активности способствуют данные сейсмических исследований, осуществлявшиеся по профилям ГСЗ «Феннонора», «Балтик» и «Приладожский» (Литвиненко и др., 1982; Luosto et al., 1985 и Корхонен и др., 1986; Шаров и др., 1990). Наличие слоев M_1 и M_2 в краевой части Фенноскандинавского щита, соответствующей флексуре А. А. Полканова, является, по-видимому, следствием высокой мантийной магматической актив-

ности и отражает суммарный эффект протерозойской эволюции этой зоны. Отдельным центрам магматической активности соответствуют мантийные диапирсы. В частности, куполовидная структура мантии установлена под Выборгским батолитом (Haapala, Rämö, 1992), где кора на 15–20 км тоньше чем в сопредельных регионах.

Крупные plutоны рапакиви образуют полого залегающие пластиноподобные тела, в которых наблюдается перемежаемость гранитов и габброидов. Плутоны сопровождаются поясами даек долеритов и кварц-полевошпатовых порфиров. Изредка встречаются субвулканические дайки гибридных пород среднего состава. Излившиеся породы представляют собой исключительную редкость благодаря достаточно низкому эрозионному срезу. Они сохранились на о. Хогланд у южного края Выборгского plutона. Здесь свекофенныес породы перекрыты субгоризонтальной пачкой вулканических пород мощностью до 110 м (Belyaev et al., 1996). Нижняя часть этой пачки представлена порфировыми базальтами (мощность 20 м) и кварцевыми конгломератами. Выше залегают гранит-порфиры и кварцевые порфиры. По возрасту и составу данные вулканические породы сопоставимы с интрузивными породами бимодальной ассоциации Выборгского plutона. Недавно обнаружены игнимбриты в верхней апикальной части Аланского батолита гранитов рапакиви (Eklund et al., 1996) на одном из небольших островов Балтийского моря. Они образовались в результате эксплозивного внедрения горячей (~ 950 °C) гранитной магмы и близки по составу субвулканическим гранитам рапакиви.

О близком времени внедрения основной и кислой магм, кроме вышеотмеченного строения эфузивной толщи, свидетельствуют дайки сложного диабаз-кварц-порфирового состава (Rämö, 1989), а также широко проявленные процессы гибридизма и смешения магм (Eklund, 1993; Eklund et al., 1994; Salonsaari, 1995).

Для определения специфики геодинамики рассматриваемого сложнофациального мантийно-корового магматизма необходимо сопоставление разновозрастных центров магматической активности.

Выборгский центр магматической активности

Выборгский центр магматической активности включает Выборгский plutон и ряд окружающих его мелких plutонов (Ахвенисто, Суоменниemi, Яала-Иитти, Обнас, Бодом, Онаас), а также пояса даек долеритов (Джоитса, Хяме, Сипу) и гранит-порфиров. На о. Хогланд установлена лавовая фация гранитов рапакиви. Формирование этих разнообразных по составу магматических образований происходило в один и тот же временной интервал продолжительностью около 20 млн лет и связано с формированием мантийного диапира, центр которого локализуется под Выборгским plutоном. Для строения земной коры здесь характерен подъем мантии до уровня 40 км (Шаров и др., 1990). В современном эрозионном срезе Выборгский массив представлен в основном гранитами

рапакиви (выборгитами), но строение земной коры в районе Выборгского plutона в южной части профиля ГСЗ Балтик (Корхонен и др., 1986) свидетельствует о дробной расслоенности коры. При этом в верхней части коры на глубине менее 10 км расположен слой мощностью около 5 км с повышенной скоростью (6,6 км/с), который, возможно, представлен габбро-анортозитом. Существенная роль основного магматизма в формировании Выборгского центра магматической активности проявляется в формировании нескольких поясов диабазовых даек и в строении массива Ахвенисто, где габбро-анортозиты окаймляют граниты рапакиви вдоль восточного контакта массива. Преобладание гранитов в современном эрозионном срезе обусловлено пологой пластинообразной формой Выборгского массива (Lauren, 1970; Анортозит-рапакивигранитная, 1978). Данные гравиметрических исследований (Шустова и др., 1973) позволяют выделить 3 подводящих канала гранитной магмы, прослеживающихся на глубину 15–20 км. Два из них расположены на северо-западе (массивы Ахвенисто и Суоменниemi) и один на крайнем юго-востоке.

Детальные исследования магматических образований Выборгского центра и проведение большого объема изотопных исследований (Laitakari, 1969; Vorma, 1971, 1972, 1975; Törnroos, 1984; Rämö, 1991; Suominen, 1991; Salonsaari, 1995; Vaasjoki, 1996) позволяют предполагать сложную последовательность и чередование во времени разноглубинного базитового мантийного и кислого корового магматизма с проявлением процессов гибридизации. Последние подробно охарактеризованы П. Т. Салонсаари (Salonsaari, 1995) на примере субвулканического комплекса Джаала-Иитти. Наиболее ранними являются диабазовые дайки пояса Хяме с возрастом $1\ 667 \pm 9$ млн лет (табл. 41). Присутствие в этом поясе даек с возрастом $1\ 646 \pm 6$ млн лет указывает на длительный период формирования пояса. В Выборгском plutоне, возраст гранитов которого варьирует в интервале времени $1\ 646\text{--}1\ 630$ млн лет, имеются анортозиты с возрастом $1\ 633 \pm 2$ млн лет, что подтверждает данные глубинного строения о перемежаемости основных и кислых интрузивных пород в строении массива. Об этом же свидетельствует наличие даек сложного состава (Rämö, 1991).

Самый крупный на Фенноскандинавском щите Выборгский plutон содержит все разновидности гранитов, известные в ассоциации с гранитами рапакиви. Преобладающими являются классические граниты рапакиви, представляющие собой оvoidные граниты с плагиоклазовыми оболочками вокруг калишпатовых оvoidов (выборгит). Они составляют более 80% площади Выборгского plutона (Vorma, 1976). Питерлит (овoidные граниты рапакиви без плагиоклазовых оболочек), по оценке А. Ворма, составляет более 6% площади Выборгского plutона. В составе plutона выделяются также в значительном количестве мелкозернистые биотитовые граниты (около 8% площади plutона). В краевых частях plutона наблюдаются гранит-порфиры. Граниты рапакиви Выборгского plutона прорваны мелкозернистыми редкометал-

льными гранитами (шток Куми). В составе Выборгского plutона известны лапеграниты и дайки аплита и гранит-порфира. Соотношение между выделенными разновидностями еще не в полной мере изучено, но большой объем изотопно-возрастных исследований (табл. 41) позволяет предполагать сложную последовательность и различный источник кислых расплавов.

Начало магматической активности, исходя из данных табл. 41, относится к северной части Выборгского plutона. В ранний период магматической деятельности формировались также массивы сложного строения Ахвенисто и Суоменниemi (Savolahti, 1956; Sivula, 1987; Vaasjoki et al., 1991; Rämö, 1991). Наиболее распространенный возраст гранитов этого периода $1\ 645\text{--}1\ 641$ млн лет. В это же время формировались мелкие массивы западнее Выборгского plutона Обнас и Бодом. Более молодой возраст ($1\ 633\text{--}1\ 631$ млн лет) имеют граниты южной части Выборгского plutона и граниты массива Онас (Vaasjoki, 1977; Laitala, 1984; Vaasjoki et al., 1991; Suominen, 1991).

Исходя из имеющихся данных изотопного возраста (табл. 41) и с учетом данных глубинного строения, можно предполагать два периода формирования Выборгского центра магматической активности, в которых ранним является внедрение базитовой магмы. Первый период знаменуется внедрением базитовой магмы ($1\ 667\text{--}1\ 654\ 110$ млн лет) и последующим внедрением кислой магмы ($1\ 645\text{--}1\ 641 \pm 5$ млн лет).

В пределах массива Суоменниemi наиболее молодой возраст гранита рапакиви оценивается в $1\ 639 \pm 6$ млн (Vaasjoki et al., 1991), а габбро-норита – в $1\ 636 \pm 14$ млн лет. К завершающему этапу первого периода относится внедрение даек гранит-порфира ($1\ 639\text{--}1\ 636$ млн лет).

Начало второго периода магматической активности определяется формированием анортозитов с возрастом $1\ 63 \pm 35$ млн лет (Suominen, 1991), вслед за которым происходило формирование южной части Выборгского plutона и массива Онас в интервале $1\ 633\text{--}1\ 631$ млн лет. Завершился второй период внедрением даек гранит-порфира ($1\ 61 \pm 73$ млн лет).

Юго-Западный центр магматической активности

Бимодальный ботнийский вулкано-плутонизм Юго-Западного центра ($1\ 540\text{--}1\ 590$ млн лет) проявился в виде пояса северо-западного простирания и включает plutоны Рижский, Лайтила, Вехмаа, Аланд, Репосаари, Пеипохья, штоки и пояса даек долеритов и кварцевых порфиров. Детальные исследования изотопного возраста проявлений основного и кислого магматизма Юго-Западного центра (Vaasjoki, 1977; Vaasjoki et al., 1988; Suominen, 1991; Rämö et al., 1996) свидетельствуют об их перекрытии (табл. 41), но геологически основные породы являются более ранними по отношению к кислым.

В Юго-Западной Финляндии изучено около 500 долеритовых даек, ассоциируемых с plutонами гранитов рапакиви Аланд, Кёкар, Вехмаа и Фьядрскяр (Eklund et al., 1994). Большинство даек образуют пояс

ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Таблица 41. Изотопный возраст главных типов ботнийских магматических пород южной краевой части Фенносканди-
навского щита

№	Название плутона	Название породы	Изотопный возраст, млн лет	Литературный источник
1	2	3	4	5
Выборгский центр магматической активности				
1	Выборгский plutон	Диабаз	1 667 ± 9	Vaasjoki et al., 1991
2	- " -	- " -	1 666 ± 10	Siiroja, 1987
3	- " -	Диабаз (дайка)	1 654 ± 10	Laitakari, 1987
4	- " -	- " -	1 646 ± 6	- " -
5	- " -	Дайка диабазов. пегм.	1 646 ± 6	- " -
6	- " -	Диабаз	1 643 ± 5	Siiroja, 1987
7	- " -	Анортозит	1 633 ± 2	Suominen, 1991
8	Плутон Суоминниеми	Габбро-порит	1 636 ± 14	Vaasjoki et al., 1991
9	Плутон Ахвенисто	Габбро-анортозит	1 645 ± 5	Vaasjoki, 1977
10	Выборгский plutон	Гранит рапакиви	1 646 ± 4	Vaasjoki et al., 1991
11	Р-и Лапееранта	Гранит рапакиви	1 642 ± 22	- " -
12	Северная часть Выборгского plutона	Гранит-порфир	1 641 ± 4	- " -
13	Плутон Суоминниеми	Гранит рапакиви	1 641 ± 1	- " -
14	- " -	- " -	1 641 ± 2	- " -
15	- " -	- " -	1 639 ± 6	- " -
16	- " -	Гранит-порфир	1 639 ± 9	- " -
17	- " -	- " -	1 638 ± 8	- " -
18	Массив Обнас	Гранит	1 645 ± 5	Vaasjoki, 1977
19	Массив Бодом	Порфировидный гранит	1 645 ± 12	- " -
20	- " -	Мелкозернистый гранит	1 645 ± 12	- " -
21	Дайковый пояс Сиббо	Гранит-порфир	1 636 ± 6	Törnroos, 1984
22	Шток Куми в выборгском plutоне	Мелкозернистый гранит	1 638 ± 15	Vaasjoki, 1977
23	Выборгский plutон	Гранит рапакиви	1 639 ± 2	Vaasjoki et al., 1991
24	- " -	- " -	1 634 ± 24	Vaasjoki, 1977
25	- " -	- " -	1 633 ± 5	Suominen, 1991
26	- " -	- " -	1 633 ± 5	- " -
27	- " -	- " -	1 631 ± 9	Vaasjoki, 1977
28	- " -	- " -	1 631 ± 4	- " -
29	- " -	- " -	1 630 ± 5	Vaasjoki et al., 1991
30	Массив Онас	Порфировидный гранит	1 630 ± 10	Laitala, 1984
31	Выборгский plutон	Кварцевый порфир	1 617 ± 3	Suominen, 1991
Юго-Западный центр магматической активности				
32	Рижский plutон	Гранит рапакиви	1 584 ± 7	Laitakari et al., 1996
33	Массив Репосаари	Гранит рапакиви	1 584 ± 9	Vaasjoki et al., 1988
34	Массив Вехмаа	- " -	1 582 ± 4	Vaasjoki, 1977
35	- " -	- " -	1 573 ± 8	Lindberg, Bergman, 1993
36	Массив Эурайоки	Гранит рапакиви Тарки	1 573 ± 8	Vaasjoki, 1977
37	Массив Фярдскяр	Гранит рапакиви	1 579 ± 13	Suominen, 1991
38	Массив Лайтила	- " -	1 573 ± 10	Vaasjoki, 1977
39	Массив Эурайоки	Гранит рапакиви Вяккяря	1 573 ± 10	- " -
40	Массив Кокемяки	Гранит рапакиви	1 573 ± 20	Suominen, 1991
41	Массив Кёкар	Гранит рапакиви	1 574 ± 14	- " -
42	Аланский plutон	Гранит рапакиви	1 575 ± 11	- " -
43	- " -	- " -	1 575 ± 6	- " -
44	- " -	- " -	1 576 ± 9	- " -
45	- " -	Кварцевый порфир	1 574 ± 6	- " -
46	- " -	Анортозит	1 556 ± 5	- " -
Салминский центр магматической активности				
47	Салминский plutон	Габбро-порит	1 546,7 ± 1,7	Larin et al., 1996
48	- " -	Позднее высокоалюминиевое оливиновое габбро	1 530,6 ± 0,7	- " -
49	- " -	Биотит-амфиболовый гранит рапакиви (выборгит)	1540,6–1537,9	- " -
50	- " -	Биотитовый гранит	1 538,4– 1 535	- " -
51	- " -	Питерлит	1 535,3–1 534	- " -
52	Улялегский массив	Биотит-амфиболовый гранит рапакиви	1 529,9 ± 0,6	- " -

северо-восточного простирания от массива Кёкар на юго-западе до массива Вехмаа на северо-востоке (Ehlers and Ehlers, 1997). Юго-западнее plutона гранитов рапакиви Аланд полого падающие долеритовые дайки широтного простирания ассоциируют с плагиофировыми клинопироксен-роговообманковыми норитами, анортозитами и монцодиоритами. Количество анортозитов очень небольшое по сравнению с другими центрами.

Плутоны рапакиви формируются в результате многократного внедрения кислой магмы. Так, геологическое картирование Аландского plutона (Bergman, 1981) установило следующую последовательность внедрения – от самых ранних до самых поздних гранитов: 1) кварц-полевошпатовый порфир, предшествующий главной интрузии; 2) кварцево-порфировый роговообманковый рапакиви; 3) выборгит; 4) питерлит; 5) мелкозернистый гранит; 6) аплит. Преобладающим является овойдный тип гранитов, представленный выборгитом и питерлитом. Сложным строением обладают также массивы Лайтила и Вехмаа (Haapala, 1977; Vorma, 1976).

В составе массива Лайтила преобладает биотит-роговообманковый крупноовоидный гранит рапакиви, который сечется небольшими интрузиями гранит-порфира и равномернозернистого биотитового гранита. Шток Эурайоки рассматривается как сателлит массива Лайтила. Наиболее ранним является биотит-роговообманковый мелкозернистый гранит Тарки, слагающий его краевую часть. Центральная часть штока сложена куполообразным телом биотитовых топазсодержащих гранитов Вяккяря, среди которых выделяется несколько структурных разновидностей. И. Хаапала здесь впервые установил топазсодержащий кварцевый порфир (Haapala, 1977). Редкометалльные граниты цитируемыми авторами рассматриваются как заключительный продукт дифференциации единой магмы рапакиви, хотя известны обособленные интрузии редкометалльных гранитов. Типичным примером является шток Фьядрскяр южнее массива Лайтила (Laitakari et al., 1996). Он сложен порфировидным биотит-мусковитовым гранитом. В приконтактовой части массива в гранитах встречаются пегматоидные миаролитовые пустоты с топазом и колумбитом. U-Pb возраст циркона двуслюдяных гранитов составляет $1\,579 \pm 13$ млн лет (Suominen, 1991).

В породах Юго-Западного центра магматической активности широко проявлены процессы гибридизма, являющиеся результатом взаимодействия основной и кислой магм (Eklund et al., 1994).

Салминский центр магматической активности

Салминский и Улялегский plutоны, сложенные интрузивными породами основного и кислого составов, представляют собой крайний восточный член пояса ботнийского бимодального вулкано-плутонизма южной краевой части Фенноскандинавского щита. Согласно современному U-Pb датированию циркона (Larin et al., 1996) различных разновидностей гранитов и габбро названных plutонов, составляющих Сал-

минский центр, формирование последнего происходило в течение длительного периода от $1\,547 \pm 1$ до $1\,529 \pm 0,6$ млн лет (табл. 41). Салминскому массиву присущее блоковое строение (Шинкарев, Анищенкова, 1973; Анортозит-рапакивигранитная..., 1978).

Юго-восточный, наиболее приподнятый блок сложен переслаивающимися породами основного состава и гранитами рапакиви. На контактах между ними образуются монцониты, кварцевые монцониты и кварцевые сиениты. Центральный блок состоит из биотит-роговообманковых гранитов рапакиви (выборгитов). На выборгитах лежат неравномернозернистые, участками порфировидные безовоидные граниты, по-видимому, занимающие прикровельное положение. Крайний северо-западный опущенный блок представлен биотитовыми безовоидными гранитами, на которых горизонтально залегают неравномернозернистые биотитовые граниты. Как по непосредственным геологическим взаимоотношениям (Свириденко, 1968), так и по данным изотопного датирования (Larin et al., 1996) наблюдается чередование во времени внедрения овойдных и безовоидных гранитов. Параллельно юго-западному контакту Салминского массива наблюдается пояс даек гранит-порфиров, среди которых установлены топазсодержащие разновидности. Топазсодержащие протолитионитовые граниты составляют прикровельную часть глубиной до 300 м невскрытой интрузии биотитовых гранитов, а также ее апофизы в виде штоков и даек в пределах Люпикковской и Уксинской купольных структур. Таким образом, бимодальный разноглубинный мантийно-коровый магматизм Салминского центра по своему составу и условиям залегания сопоставим с одновозрастным магматизмом двух более ранних центров магматической активности, приуроченных к флексуре А. А. Полканова. Геодинамика флексуры будет охарактеризована в соответствующем разделе. Главное ее влияние сказывается на формировании пластовых форм plutонов и на перемежаемости пород основного и кислого составов. Различное соотношение гранитов и габброидов определяется различным уровнем современного эрозионного среза. Изотопное датирование пород рассматриваемого ботнийского бимодального магматизма выявило двукратное внедрение базитовой магмы в пределах Выборгского и Салминского центров магматической активности. Тем самым подтверждена установленная по данным глубинного строения перемежаемость основных и кислых пород до глубоких сечений земной коры.

Вопросы петрогенезиса рифейского магматизма

Приведенный обзор раннерифейского магматизма Фенноскандинавского щита свидетельствует о бимодальности. При этом базитовая магма представлена толеитовым базальтом (табл. 42). В южной краевой части Фенноскандинавского щита в ассоциации с гранитами рапакиви в составе габбро-анортозитового комплекса преобладают высокоглиноземистые разновидности. Для раннерифейских магматических пород основного состава характерно повышенное содержа-

ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Таблица 42. Средние составы главных типов пород габбро-анортозитового комплекса ботнийского бимодального магматизма южной краевой части Фенноскандинавского щита

	Выборгский центр магматической активности			ЮЗ центр магматической активности				Салминский центр магматической активности		
	1(3)	2	3	4(47)	5(33)	6(6)	7(3)	8(4)	9	10(2)
SiO ₂	51,9	44,20	37,00	52,60	50,17	44,44	35,48	49,07	51,3	55,48
TiO ₂	0,70	4,67	3,00	0,22	0,43	2,55	1,33	3,19	0,44	0,25
Al ₂ O ₃	23,37	14,70	5,23	26,86	22,27	16,00	5,25	17,28	3,1	26,29
Fe ₂ O ₃	1,30	4,30	3,54	0,85	1,47	4,72	8,18	1,87	1,32	1,50
FeO	4,50	12,90	27,50	1,79	5,63	11,79	24,22	11,05	17,35	0,91
MnO	0,08	0,20	0,35	0,04	0,09	0,14	0,47	0,18	0,33	0,04
MgO	2,79	3,83	17,10	1,29	4,72	6,52	20,29	3,62	21,00	0,28
CaO	9,72	8,48	2,40	10,44	9,38	8,07	2,69	7,98	3,16	9,12
Na ₂ O	3,67	2,69	0,96	4,29	3,41	2,63	0,90	3,01	0,3	4,09
K ₂ O	1,06	1,25	0,50	0,44	0,45	0,61	0,10	1,26	0,08	0,92
P ₂ O ₅	0,22	1,07	0,19	0,08	0,12	0,99	0,11	—	—	—

Примечание. 1 – средний состав габбро-анортозитового комплекса plutона Ахвенисто (Rämö, 1991); 2 – крупнозернистый диабаз центральной части интрузии Ловатсьярви (Rämö, 1991); 3 – среднезернистый меланотрактолит С3 части интрузии Ловатсьярви (Rämö, 1991). Средние составы габбро-анортозитового комплекса Рижского plutона (Анортозит-рапакивигранитная..., 1978): 4 – анортозит; 5 – лейкократовый габбро-норит; 6 – мезократовый габбро-норит; 7 – меланократовый габбро-норит и плагиоклазовый ультрабазит. Средние составы габбро-анортозитового комплекса Салминского plutона (Шинкарев, Анищенкова, 1973; Анортозит-рапакивигранитная..., 1978): 8 – габбро-норит; 9 – пироксен; 10 – анортозит.

ние железа, титана, фосфора и пониженное – магния. Содержание щелочей, особенно калия, варьирует в широком интервале, достигая местами состава субщелочного континентального толеита, как, например, норит-анортозит-монцодиоритовая серия Аландских островов. Вариация химического состава габбро-анортозитовых комплексов в трех рассматриваемых центрах магматической активности соответствует современной модели смешения минерал-минерал (Owens, Dymek, 1994) при гравитационной дифференциации толеитовой магмы.

Базитовый раннерифейский магматизм западной краевой части Свекофеннского геоблока имеет близкий химический состав (табл. 42). Вопросы петрогенеза протерозойских магматических пород Швеции подробно рассмотрены У. Б. Андерссоном (Andersson, 1997). Источником базитовой магмы в раннем рифее, по мнению цитируемого автора, служили лерцолиты верхов верхней мантии. Химическая вариация среди базитовых пород интерпретируется как результат процессов частичного плавления и фракционирования. При эволюции базитовой магмы наблюдается уменьшение CaO, MgO, Cr, Ni и увеличение TiO₂, Na₂O, K₂O, P₂O₅ и всех несовместимых элементов.

Эволюция кислых пород моделируется как процесс частичного плавления коры и фракционной кристаллизации. Гибридизация посредством смешения магмы рассматривается как процесс главной важности. Базитовые магмы, интрудирующие кору, не только обеспечивают тепло, необходимое для плавления коры, но также активно взаимодействуют с вновь образованными коровыми расплавами с формированием пород промежуточного состава.

Породы кислого состава, как plutонические, так и вулканические, сопоставимы с соответствующими породами ботнийского вулкано-плутонизма южной краевой части Фенноскандинавского щита (Andersson, 1997). Все они являются высококалиевыми, преимущественно низкостронциевыми. Так же, как в plutонах южной краевой части Фенноскандинавского

щита, в их составе выделяются два геохимических типа гранитов: высокобарийевый, с повышенной концентрацией циркония, с геохимическими признаками «сухости» высокотемпературной магмы, сопоставимый с типичными овоидальными гранитами рапакиви, и высокорубидиевый, с повышенным содержанием Mo, Sn (Sundblad et al., 1993), сопоставимый с редкометалльными гранитами, ассоциирующимися с гранитами рапакиви в южной краевой части Фенноскандинавского щита.

Вопросы петрохимии, геохимии и петрологии гранитов рапакиви и их суббулканических аналогов в южной краевой части Фенноскандинавского щита изучены достаточно подробно (Свириденко, 1968; Vorma, 1976; Haapala, 1977; Анортозит-рапакивигранитная..., 1978; Törgroos, 1984; Haapala, Rämö, 1990, 1991, 1992; Rämö; Eklund, 1993; Sviridenko, 1994 и др.). Это позволяет, как нам представляется, внести корректизы в понятие «гранит рапакиви».

В соответствии с последним определением этого понятия (Rämö, Haapala, 1995) к гранитам рапакиви относятся граниты А-типа, содержащие разновидности со структурами рапакиви, по крайней мере, в крупных батолитах. По мнению цитируемых авторов, граниты рапакиви кристаллизовались из высокотемпературных бедных реститами магм при низких (эпизональных-суббулканических) Р_{ан2O} и а_{Q2}. Образование олигоклазовых оболочек объясняется изменением состава магмы и (или) Р, Е, а_{ан2O}, влияющих на стабильность полевых шпатов.

Сопоставление овоидных и безовоидных разновидностей гранитов крупных plutонов рапакиви Фенноскандинавского щита (Светов, Свириденко, 1995) показало, что они, хотя и обладают признаками гранитов А-типа, представляют собой два самостоятельных геохимических типа. При сопоставимом содержании SiO₂ граниты, содержащие овоиды калиевого полевого шпата, отличаются от безовоидных гранитов более высокими концентрациями K₂O, Ba и Zr. В свою очередь безовоидные граниты характеризуются более

ЧАСТЬ II. АРЕАЛЫ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

высокими содержаниями Na_2O , Rb и Y (табл. 43). Генетически определяющим является различие в содержании флюидной фазы в сравниваемых геохимических типах гранитов. Граниты рапакиви имеют более высокие концентрации CO_2 , CO и CH_4 по сравнению с безвойдными гранитами, что коррелируется с сухостью и высокотемпературностью расплавов рапакиви (Sviridenko, 1994).

Столь существенные геохимические различия гранитов со структурами рапакиви и гранитов, не содержащих этих структур, не позволяет нам объединять их в один генетический тип. Более того, это геохимическое различие проявляется и на уровне субвулканических пород (табл. 43). Поэтому к гранитам рапакиви мы относим граниты А-типа с оvoidной формой калиевого полевого шпата.

Сходство минералогического и химического составов высококалиевых раннерифейских гранитов Фенноскандинавского щита свидетельствует о том, что химический состав не является определяющим при формировании структуры рапакиви, на что уже

неоднократно обращалось внимание исследователей (Cherry, Trembath, 1978; Dempster et al., 1994; Sviridenko, 1996). Главными факторами, ответственными за формирование оvoidных форм калиевого полевого шпата, являются высокая скорость подъема высококалиевого гранитного расплава и кинетика кристаллизации.

Гранит рапакиви, содержащий плагиоклазовые оболочки вокруг оvoidов калиевого полевого шпата (выборгит), отличается от гранита рапакиви без плагиоклазовых оболочек (питерлит) переменчивым и в среднем более основным составом (табл. 43). Вариации обусловлены переменным содержанием SiO_2 , CaO и Al_2O_3 , что определяется непостоянным количеством плагиоклаза. В отличие от выборгита состав питерлита устойчив. Средний состав питерлита Салминского plutона сопоставим со средним составом питерлита (Rämö, Haapala, 1995). Это высококалиевый низкоалюминиевый лейкогранит, ближе всего соответствующий первичному расплаву, образующемуся в результате малой степени частичного плавления нижней коры

Таблица 43. Средний состав главных разновидностей ботнийских разноглубинных пород гранитного состава южной краевой части Фенноскандинавского щита

	Гранит-порфир-рапакивигранитная вулкано-плутоническая ассоциация							Онгонит-гранитная вулкано-плутоническая ассоциация					
	1(34)	2(21)	3(10)	4(5)	5(18)	6(11)	7(13)	8(25)	9(30)	10(20)	11(14)	12(7)	13(4)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	69,79	73,56	67,88	76,13	74,15	72,99	67,97	74,63	74,71	75,23	74,67	74,40	74,55
TiO_2	0,40	0,19	0,70	0,32	0,35	0,23	0,63	0,17	0,18	0,02	0,10	0,10	0,06
Al_2O_3	13,92	12,52	14,09	11,06	12,51	13,12	12,80	12,42	12,47	13,70	13,30	13,34	13,60
Fe_2O_3	1,64	0,97	1,27	1,04	1,04	1,16	—	1,29	1,42	0,63	1,07	0,65	0,84
$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$							6,21						
FeO	2,77	1,80	3,84	1,81	2,01	1,80	—	1,72	1,40	0,86	0,87	9,63	0,53
MnO	0,09	0,04	0,07	0,03	0,05	0,03	0,07	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04
MgO	0,40	0,24	0,56	0,21	0,29	0,37	0,29	0,11	0,17	0,07	0,14	0,09	0,02
CaO	1,39	0,78	2,38	1,05	0,99	0,98	2,03	0,71	0,74	0,37	0,49	0,82	0,85
Na_2O	2,90	2,89	2,78	2,26	2,58	3,15	3,11	3,18	3,16	3,98	3,69	3,56	3,26
K_2O	5,65	5,08	5,79	5,46	5,04	5,25	6,04	5,05	4,81	4,56	5,09	4,96	4,25
P_2O_5	0,30	0,04	0,30	0,04	0,05	—	0,13	0,02	0,01	0,03	—	0,03	0,06
F	0,05	0,14	0,15	0,34	0,18	0,07	—	0,23	0,46	0,64	0,37	0,71	1,04
Li	34	48	—	—	40	32	—	67	104	275	20	—	273
Rb	180	310	—	—	235	323	280	313	420	772	650	567	965
Zr	413	261	—	—	354	371	825	305	140	155	250	118	70
Sr	153	85	—	—	79	72	—	85	85	85	20	21	10
Ba	2 225	567	—	—	1 162	845	1 667	148	98	267	400	163	150
Y	43	76	—	—	59	40	—	90	89	139	72	116	—
Nb	33	39	—	—	40	37	—	66	69	72	90	51	60
Ta	2,0	2,0	—	—	3,1	4,3	—	6,6	9,1	21,6	30	—	—
Th	14	25	—	—	18	27	—	26	47	54	—	—	30,4
U	1,8	3,2	—	—	—	—	—	4,2	6,5	—	—	—	9,1
Pb	36	37	—	—	37	58	—	37	45	38	50	—	—
Ni	12	11	—	—	11	13	—	14	14	18	20	—	—
Co	9	2	—	—	4	3	—	4	4	2	3	—	—
V	20	13	—	—	14	21	—	14	10	19	20	—	—

Примечание. 1 – выборгит Салминского plutона; 2 – питерлит Салминского plutона; 3 – средний состав выборгита по Rämö, Haapala, 1995; 4 – средний состав питерлита по Rämö, Haapala, 1995. Дайковая фация: 5 – средний состав порфировидного гранита рапакиви Салминского plutона; 6 – средний состав кварц-полевошпатового кварцевого порфира рапакиви пояса даек Салминского plutона; 7 – средний состав гранит-порфира пояса даек Сиббо (Tölgroos, 1984); 8 – равномернозернистый биотитовый гранит Салминского plutона; 9 – неравномернозернистый биотитовый гранит Салминского plutона; 10 – топазсодержащий гранит Салминского plutона; 11 – топазсодержащий кварц-полевошпатовый порфир (онгонит) пояса даек Салминского plutона; 12 – средний состав топазсодержащих гранитов батолита Суоменниemi (Rämö, Haapala, 1995); 13 – средний состав топазсодержащего гранита комплекса Эурайоки (Rämö, Haapala, 1995).

ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

в условиях стабильности плагиоклаза. Более высокое и непостоянное содержание плагиоклаза в выборгите определяется контаминацией этого расплава коровым материалом при подъеме его на малоглубинный уровень, где происходит кристаллизация подавляющей части расплава.

В настоящее время большинство исследователей благодаря результатам изучения изотопов Nd считают (Богатиков и др., 1988; Rämö, 1991 и др.), что расплав рапакиви формируется в условиях нижней коры под воздействием мантийной базитовой магмы. В результате образуется «сухой», перегретый высококалиевый расплав с температурой около 1000 °C. Перемежаемость гранитов рапакиви с породами габбро-анортозитового комплекса и их пологое залегание соответствуют модели формирования стратифицированных магматических очагов (Wiebe, 1994), согласно которой кислые магмы, образовавшиеся в результате плавления коры под воздействием базитовой магмы, должны подниматься с уровня нижней коры после того, как возникнут базитовые магматические очаги в верхней коре. Они концентрируются в верхней части очага благодаря контрасту плотностей базитового и кислого расплавов.

На формирование структур рапакиви важное влияние оказывали скорость подъема расплава и кинетика кристаллизации. Туффизитовый характер даек кварцевого порфира и наличие магматической брекции в целом ряде plutонов Фенноскандинавского щита (Körnfält, 1976; Haapala, 1977; Vaasjoki and Rämö, 1989) указывают на взрывной характер внедрения гранитного расплава. О преимущественной кристаллизации расплава гранитов рапакиви в малоглубинных условиях свидетельствуют мощные зоны закалки в крупных дайках гранит-порфиров и порфировые эндоконтактовые фации в гранитных plutонах. Взрывному эффекту внедрения способствуют повышенные содержания газов группы углерода в магматическом расплаве (CO_2 , CO и CH_4) и их окисление в малоглубинных условиях.

Овощальная форма калиевого полевого шпата гранитов рапакиви при кристаллизации в малоглубинных условиях обеспечивается высокой скоростью кристаллизации при низкой плотности нуклеации, когда кристаллизация происходит в почти изотермических условиях (Светов, Свириденко, 1995). Сочетание вышеперечисленных условий, таким образом, определяет уникальность структуры рапакиви. Монцонит-сиенитовые породы на контакте полого залегающих габбро-анортозитов и гранитов рапакиви являются результатом обменных метасоматических реакций между высокотемпературным гранитным расплавом и габброидными породами в субсолидусных условиях (Светов, Свириденко, 1995).

Высококалиевые лейкограниты с фторофильной редкометалльной минерализацией, какими являются безовоидные биотитовые граниты в составе plutонов бимодальной габбро-анортозит-рапакивигранитной ассоциации – это широко распространенные граниты не только в докембрии, но и в фанерозое (Летников, 1975; Коваленко, 1977 и др.). Более того, антагонизм Ba и Rb рассматривался нами на региональном уровне

для территории Карелии (Свириденко, 1980). Была установлена корреляционная связь между характером регионального магнитного поля и содержанием этих элементов в мигматит-гранитовых комплексах. При этом Ba концентрируется на площадях регионально положительного магнитного поля, где широко развиты магнетитсодержащие лейкограниты. Повышенные содержания Rb в гранитоидах наблюдаются на площадях регионально отрицательного магнитного поля.

Петрология безовоидных биотитовых гранитов подробно рассматривалась ранее (Свириденко, 1968) на примере Салминского plutона. Их главное петрологическое отличие по сравнению с гранитами рапакиви состоит в повышенной водонасыщенности и широком проявлении гидротермальной стадии кристаллизации. Для этих гранитов характерно наличие многочисленных миароловых пустот. Кристаллизация протекала в широком температурном интервале (900–650 °C). Редкометалльная специализация определяется высокой концентрацией фтора и ряда редких элементов (Rb , Li , Y , Nb , Ta , Th). Последние накапливаются в прикровельной части интрузий и являются продуктом эманационной дифференциации. Они обладают признаками редкометалльных гранитов литий-фтористого типа. Вместо биотита в них кристаллизуется протолитионит.

Отличительные геохимические особенности биотитовых и протолитионитовых топазсодержащих гранитов позволяют предполагать для них менее глубинный источник расплавов по сравнению с гранитами рапакиви.

Рассмотренные ЦЭМА рифейского вулкано-плутонизма южной окраины Фенноскандинавского щита, представляющие собой мантийно-коровые диапирсы, носят наследованный характер. Сущность наследованности геологических процессов при их возрастном различии и прерывистости заключается в том, что свекокарельские ЦЭМА, как, например, Салминский центр, в свекокарельское время в наддиапировой зоне обеспечил прогрев земной коры, достаточный для того, чтобы в рифеи произошло плавление коры под воздействием базитовой магмы, давшее начало гранитному вулкано-плутонизму двух геохимических типов (граниты рапакиви и редкометалльные граниты).

4.3. ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

Высокая энергетическая емкость ареалов активного вулкано-плутонизма, формирование в узловых точках автоворонкового поля питающих мантийно-коровых корневых систем, а вместе с ним и вертикальной колонны массового переноса вещества в огромных масштабах, послужили основой становления и развития ЦЭМА. При этом каждый из центров имеет вполне автономную структурную организацию во всем вертикальном диапазоне от гипоцентра магматических очагов до эпицентров их вулканических построек. Структурная организация рамы ЦЭМА, выявление элементов их конструкции и воссоздание общего

ЧАСТЬ II. АРЕАЛЫ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

тектонического каркаса в магматической геологии остаются еще слабоизученными. Существуют примеры конкретных решений этой проблемы, приводятся сводки по типизации вулкано-тектонических структур, однако они относятся, главным образом, к регионам мезо-кайнозойского магматизма (Свешникова, 1973).

Для регионов докембрийского магматизма систематизация данных по типам структурной организации магматических образований отсутствует, так же, как нет и определения геологического содержания вулкано-тектонических или тектономагматических структур. Вулкано-тектоническая структура (ВТС) определяется нами как разномасштабная по размерам и глубинности часть геологического пространства, организованная при взаимодействии радиальных и тангенциальных разломно-сдвиговых, складчато-блочных движений рамы, а также гидродинамики транскоровой системы магматического питания в ходе поступления к земной поверхности высокоплотных мантийных, мантийно-коровых расплавов и локализованная в узловых точках автоволнового геодинамического поля напряженной литосфера.

Как следует из определения, вулкано-тектоническая структура, с одной стороны, является элементарной ячейкой организации ареала активного магматизма, а с другой – важнейшим элементом глубинного тектонического каркаса литосферы. С позиций магматической геологии ВТС являются очаговыми зонами вертикальной колонны мантийного диапризма, характеризующимися разнообразными формами магматических тел с разными условиями пространственного размещения. Считаем необходимым подчеркнуть высокую информативную емкость понятия ВТС в аспектах магматической геодинамики, подчеркивающую особую роль магматического движения вещества из областей генерации магм к земной поверхности, как фактора самоорганизации энергоструктуры литосферы в меняющихся автоволновых полях упругих напряжений. Очевидно, разные генетические типы магматогенных структурных форм отражают режим видоизменения упругих напряжений в ходе геологического развития территории и, тем самым, по законам обратной связи, могут служить основой к их реконструированию.

Тематические исследования по проблеме структурного и тектонического районирования ареалов магматизма на разных структурно-формационных этажах обычно ограничиваются, судя по имеющейся литературе, их современными формами и ограничениями, не выходя за их пределы. Реликтовые эрозионно-тектонические останцы, как это неоднократно уже заявлялось, не отражают всех особенностей и географии ареалов первичных проявлений вулканизма. Палеовулканология не смогла ограничить проблему регионального магматизма только данными по магматическим проявлениям, оставившим свидетельства в соответствующих останцовых структурах.

Однако, как это принято в современной региональной геологии, практически только эти структуры становятся тектонотипами, литолого-стратиграфически-

ми и палеовулканологическими полигонами, элементами тектонической классификации структур.

Останцовые структуры лопийского чехла, например, тщательно собираются в зеленокаменные пояса, которые без достаточных на то оснований интерпретируются как системы раннелопийских рифтов. Более того, выделенные таким образом рифты без необходимых доказательств и палеовулканологического обоснования принимаются за зоны глубинного мантийного заложения и первичного мантийно-корового питания. Примерно подобная ситуация сложилась и с так называемыми «чешуйчатыми моноклиналями» свекокарелид (Новикова, 1971), или трогами островных вулканических дуг.

Подобный подход к изучению геологической истории докембра следует признать слишком упрощенным, чрезмерно идеологизированным всевозможными современными моделями тектоники плит, в значительной степени умозрительным и малообоснованным. Эти и подобные им модели формирования суперструктуры ФСЩ, изложенные с многочисленными вариациями, отражают авторскую позицию, соответствующую общему уровню развития современной геологии, периоду перехода к новым парадигмам. Однако нового знания они не принесли, поскольку основная концепция архейских литосферных плит лишена совершенствования и возможности внутреннего саморазвития. Опыт изучения подобных структур в докембре ФСЩ позволяет считать существующие структурные системы наложенными на их общую первичную структуру, которая остается не выясненной. Однако очевидно, что зеленокаменные лопийские пояса принадлежат в пределах Карельского кратона к общей более крупной первичной структуре достаточно высокого ранга, соответствующего уровню первичных платобазальтовых трансрегиональных вулкано-плутонических провинций. Решение этой проблемы на современном уровне наших знаний в аргументированном виде не представляется возможным.

Существующие системы останцовых докембрейских структур ФСЩ первичного лопийского осадочно-вулканогенного чехла отражают этап их структурно-тектонической перестройки автоволновыми полями упругих деформаций, связанных со свекокарельским этапом деструкции чехла.

В систему линейных структур (плоская кривая второго порядка) зеленокаменных пород вписываются также структуры узких приразломных однокрылых складок свекокарельского осадочно-вулканогенного чехла (Елмозерская, Чирко-Кемская, Ундмозерская и др.). Вместе с тем суперструктура лопийской лавово-вулканокластической провинции остается не выявленной. В основу структурного и вулкано-тектонического реконструирования лопийских ареалов магматизма до сих пор вкладывается морфоструктурный принцип. При этом считается, что ограничивающие зеленокаменные пояса разломы – глубинно заложенные, магмоконтролирующие и раннелопийские. В позднем лопии они испытали некоторое усложнение и видоизменение.

ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Вулкано-тектонические структуры, по нашему мнению, являются диссипативными структурами и системами в том смысле, что они чутко реагируют на малейшие видоизменения в своих узловых точках энергоструктуры волнового поля, встраивая в тектонический каркас все новые и новые элементы, приводя их в новое энергетическое состояние в условиях динамично изменяющихся полей упругих деформаций напряженной литосферы. Очевидно, что ВТС обладают исключительно высокой энергоемкостью, осуществляют конвертацию видоизменяющегося энергопотока. В ходе структурных перестроек осуществляется переход от одних форм организации системы мантийного питания к другим. В частности, вулкано-тектоническое поднятие трансформируется в вулкано-тектонический прогиб, прогиб – в систему кольцевых телескопированных структур поверхности горст-грабеновых систем. В ходе таких последовательных морфоструктурных перестроек происходит самоорганизация и саморазвитие ВТС в соответствии с их изменившейся энергетической емкостью.

Современное состояние номенклатуры, типизации по генетическим и морфоструктурным признакам, а также классификации структур магматического типа таково, что она не может быть признана удовлетворительной.

В табл. 44 нами приведена систематизация тектонических структур древних платформ, в которой вулкано-тектонические, тектоно-магматические структуры не предусмотрены.

Главнейшие тектонические структуры, изучаемые современной геотектоникой, размещены по нисходящему рангу. Все они объединяют структуры (морфоструктуры), созданные собственно тектоническими движениями. Большое разнообразие разноранговых структур, сформированных в результате взаимодействия тектонических и магматических сил, современной геотектоникой вообще не рассматривается. Более того, очевидные комплементарные тектоно-магматические сложнопостроенные и длительно развивающиеся от трансрегионального до локального уровня морфоструктуры остаются до сих пор вне внимания структурной геотектоники.

Магматическая геология, еще не выделившаяся в качестве самостоятельной дисциплины из Общей геологии, только фиксирует отдельные структурные формы, образованные разноглубинными интрузиями,

но не дает их систематики и генетической классификации. Особенно важно подчеркнуть множественность морфоструктур кольцевого, концентрического, радиального и сложного радиально-концентрического типов организации, которые остаются до сих пор не систематизированы ни по форме, ни по глубинности, ни тем более по генетическому геокинематическому типу. Очевидно, что данная проблема выходит далеко за рамки только региональной палеовулканологии и заслуживает коллективного междисциплинарного геолого-геофизического исследования.

Избранный нами палеовулканологический и палеотектонический подход к систематике вулкано-тектонических, тектоно-магматических структур учитывает опыт изучения этого класса структур как отечественными, так и зарубежными исследователями.

Главные типы магматических и тектоно-магматических морфоструктур в докембрии ФСЩ, как нам представляется, могут быть систематизированы в следующем виде (табл. 45).

Степень сохранности классифицируемых магматических и тектоно-магматических структур определяется степенью их эрозионно-денудационного среза, принадлежностью к разным структурным этажам докембрийских чехлов, что определяет их главные морфоструктурные признаки и плотность насыщения интрузивными магматическими образованиями.

В зависимости от степени вскрытия вулкано-тектонических и тектоно-магматических структур, нами приводится их классификация по признаку глубинности и соотношению с уровнями сечений корневой питающей системы (табл. 46). Главным содержанием этой таблицы является суммирование морфологически разнообразных интрузивных тел от интрузий под вулканами до малых дайково-силловых интрузивных форм.

В современной тектонической систематике структурных форм в докембрии региона наибольшее внимание отводится линейным и линейно-дуговым структурам, объединяющим сводово-купольные поднятия, комплементарные им прогибы и депрессии, а также парные им структуры типа шовных зон – рифтогенные прогибы, впадины, приразломные структуры и т. д. В генетической классификации они рассматриваются как морфоструктуры крупных элементов делимости земной коры в виде систем сопряженных блоков, геоблоков и сопутствующих им шовных зон.

Таблица 44. Главные тектонические структуры древних платформ (по Богданову, 1964; Справочник по тектонической терминологии, 1970 и с дополнениями авторов)

Платформы	Шовные зоны	Плиты
Материковые своды, кратоны, нуклеары ↓ щиты – антеклизы ↓ своды, сводовые поднятия ↓ купола, куполовидные поднятия ↓ горсто-грабеновые системы	Краевые перегибы (изгибы), геофлексуры, шовные прогибы, шовные разломно-сдвиговые зоны, моноклинали, грабены многоступенчатые	Плиты ↓ синеклизы ↓ впадины, котловины ↓ депрессии, прогибы ↓ авлакогены

ЧАСТЬ II. АРЕАЛЫ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Таблица 45. Классификация магматических и тектономагматических морфоструктур докембрия ФСЩ

Класс структур	Тип структур	Группы тектономагматических и магматических структур и их разновидности	Примеры тектономагматических структур (тектонотипы)
1	2	3	4
Эндогенный тектономагматический	Экзоген-ный	<ul style="list-style-type: none"> • Астроблемы (ударно-метеоритные) 	Янисъярви, Лаппаярви
	Импакт-ный	<ul style="list-style-type: none"> • Сводовые вулкано-купольные поднятия • Базальтовые вулканические плато • Базальтовые трапповые впадины (обращенные своды) • Вершинные сводовые кальдеры (риодацитовые поля) • Сводовые горсто-грабеновые системы (глубинно-компенсированные) • Экструзивно-купольные поднятия (в том числе кольцевые и радиальные) • Вулкано-тектонические депрессии (вулканические долы) • Корневые зоны вулканических поднятий (в том числе радиально-кольцевых) • Щитовые вулканические постройки (полигенные) <ul style="list-style-type: none"> – поля трубок взрыва – поля лавово-шлаковых конусов • Сводовые вулкано-плутонические, плутонические поднятия • Горсто-грабеновые магматические троги (рифты) • Кольцевые магматические комплексы (в том числе поликонцентрические и радиально-кольцевые) центрального типа 	Сегозерская вулканическая зона Сариолийское базальтовое плато Онежская людиковийская Риодацитовые поля Лехтинской структуры Сариолийская Койкарско-Краснореченская Экструзии поля Сосновец – оз. Летнее Людиковийский Янисъярвинский дол Вегарус-Суоярви (людиковий) Костомушская, Вяртсельская Уницкая, Кондопожская Транскандинавская система гранитпорфировых вулканов, Бергслаген Имандра-Варзугская, Ветреный Пояс Комплекс ринг-габбро Сев. Швеции. Кольцевой комплекс габбро-долеритов Ульво
	Вулкано-тектонические структуры	<ul style="list-style-type: none"> • Очагово-купольные поднятия и плутонические своды • Очаговые плутонические и плутоно-вулканические пояса • Интрузии под вулканами • Кольцевые интрузивные комплексы в структурах центрального типа • Сводовые поднятия над мантийными диапирами • Области прогибания и седиментации над мантийно-коровыми диапирами 	Лакколиты анортозит-рапакиви-гранитные с сателлитами Транскандинавские гранит-порфировые пояса рапакиви-анортозитовые Бураковская, Койкарский силл Интрузии нефелиновых сиенитов Кольского полуострова Интрузивный комплекс Ова Области глубокой денудации вулкано-плутонических ареалов Онежская ВТС, Восточно-Карельская структурная зона
	Плутоно-тектонические структуры		

В этой систематике практически отсутствуют линейно-кольцевые и кольцевые структуры, широко развитые в суперструктуре в Карело-Кольском регионе и ФСЩ в целом (Богданов и др., 1976; Космическая информация.., 1983; Космогеологическая карта дочертьвертичного.., 1988 и др.).

Важность изучения этих структур вытекает из тех особенностей, которые ставят их образование в зависимость от формирования тектонического каркаса земной коры и ареального или поясового размещения областей активного вулканизма. Известна связь этого класса структур не только с ЦЭМА, но и с такими крупными трансструктурными образованиями, какими являются наложенные прогибы (депрессии), внутрикратонные линейно-дуговые впадины, сводовые поднятия.

Класс кольцевых структур крайне разнообразен (табл. 47). Наибольший интерес с позиций магматической геодинамики представляют те, которые генетически связаны с ареалами активного магmatизма. Поэтому выделение подобных структур в докембрии Карелии представляет одну из важных задач в научных исследованиях. В предлагаемой таблице нами систе-

матизированы некоторые признаки, которые могут быть изложены при их идентификации и генетической классификации. Ранг кольцевых структур определяется не только их пространственной организацией, но и размерами (табл. 48). При этом чем меньше радиус кольцевых структур, тем более тесно они взаимосвязаны с магматическими очаговыми структурами. Радиус таких структур обычно определяется экзо kontaktовыми зонами интрузий, корневых питающих вулканических систем и составляет первые километры или первые десятки километров.

Большинство крупных и средних кольцевых, так же как и линейных структур I–V порядков достаточно уверенно диагностируются дистанционными методами, в то время как структуры более низких порядков, как правило, удается выявить в ходе наземных геологических исследований.

На фотодокументах высотных и космических съемок кристаллического фундамента масштаба от 1 : 2 500 000 и крупнее обычно достаточно наглядно отражаются общие геологические особенности, крупные структуры, разрывные нарушения и интрузивные массивы любого состава. Однако нас более инте-

ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Таблица 46. Уровни глубинности магматических (вулкано-тектонических) и тектономагматических структур при их эрозионном вскрытии

Уровни глубинности		Главные типы структур и их руины. Элементы построек		Уровни современного эрозионного среза
1		2		3
+2 км	Суперкрустальный (поверхностный) вулканический экструзивно-купольный	Вулканические камеры -1 км +2 км	1 – Конические дайки 2 – радиальные вертикальные дайки 3 – интрузии пластового типа, силлы 4 – кальдеры проседания, штоки 5 – экструзии, экструдтивные купола 6 – питающие дайки лавовых потоков 7 – штоки жерловых брекций 8 – эруптивные брекции трубок взрыва 9 – лавовые пробки шлаковых конусов 10 – некки вулканические	Останцовые эрозионно-тектонические структуры осадочно-вулканогенных чехлов
0 км	Супракрустальный проприверхностный субвулканический (крипто-вулканический)	Вулканические очаги 0–5 км	1 – Камерно-инъекционные тела, силлы 2 – кольцевые дайки 3 – малоглубинные интрузии, штоки 4 – интрузии батолитового типа, «мегалакколиты» 5 – «интрузии под вулканами» 6 – «туффизиты», автомагматические брекции 7 – системы параллельных даек 8 – системы эшелонированных даек	Кристаллический супракрустальный фундамент осадочно-вулканогенных чехлов в областях сводовых поднятий
-5 км	Гипабиссальный (плутонический)	Периферические очаги	1 – Вулкано-плутонии и их пластинчатые дайки 2 – малые штокообразные интрузии 3 – туффизиты 4 – кольцевые дайки 5 – системы параллельных и радиальных даек 6 – камерно-инъекционные тела 7 – интрузии под вулканами	Древнейший складчато-ультраметаморфический фундамент в тектонических блоковых структурах
-10 км	Абиссальный		1 – Системы круто восстающих даек 2 – параллельные дайки 3 – пластовые интрузии 4 – интрузии под вулканами 5 – обилие слепых разноориентированных даек 6 – дайки магмоподводящие	Области вскрытых древнейших супракрустальных саамских образований
-20 км	Ультрабиссальный	Периферийских очагов	1 – Слепые дайки параллельные и радиальные 2 – дайки вулканоконтролирующие 3 – дайки – корни интрузий 4 – дайки магмоподводящие очаговые	Протокора в виде блоков в кристаллическом фундаменте
-40 км –60 км	Корово-мантийный Промежуточных очагов	Магматические разноглубинные корово-мантийные очаги 60 км и более	1 – Системы слепых даек 2 – параллельные дайки 3 – зоны жильных базитовых инъекций 4 – дайки питающие	Нижняя кора, зона корово-мантийного перехода (не вскрыта)
Область корово-мантийного перехода, остывшая астеносфера. Области ранних генераций магм, становления мантийных диапиров				
до 120 км				

Примечание. Уровни глубинности ориентированы на оценки областей недавнего и современного вулканизма. Мы предполагаем, что области генерации магм в раннем докембрии (AR) были на глубинах ~ 100 км. Дальнейшие исследования этой проблемы в отношении рассматриваемых этапов вулканизма будут уточняться. Очевидно, они будут оцениваться меньшими абсолютными значениями. Следовательно, по уровню их появления на современной и древней поверхности выветривания можно судить о величине эрозионного среза коры сверху и приращении зоны корово-мантийного переходного слоя снизу.

ресурс та сторона проблемы дешифрирования фотоматериалов, которая касается выделения ВТС и ТМС и тех признаков ландшафтов, которые их подчеркивают (табл. 49).

Наиболее распространенной ошибкой карт дешифрирования территорий является интегральный подход к элементам и признакам, принимаемым за элементы и признаки структур коренного ложа. Известны случаи выделения для территории Карело-Кольского региона до 143 глубинных разломов, имеющих, согласно их возрастному ранжированию, возраст от архея до современных. На ряде известных карт кольцевых структур дочервично-фундамента была выделена «первичная» кольцевая структура, юго-восточная часть которой ограни-

ничена краевыми моренными комплексами Сальпауселья I, II и III с возрастом около 9 500 лет. Эта и некоторые подобные ей кольцевые структуры не могут быть интерпретированы как структуры коренного ложа. Однако остается неясным вопрос, насколько они вписаны в систему сопряженных радиальных и концентрических структур кристаллического фундамента щита. Специальное изучение кольцевых, радиально-кольцевых, концентрических структур, безусловно, необходимо проводить с использованием данных дешифрирования как вспомогательных для планирования и организации наземных исследований. С таких карт обычно снимается информация не только о гигантских кольцевых структурах первого и второго ранга, но и более мелких.

ЧАСТЬ II. АРЕАЛЫ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Таблица 47. Кольцевые структуры современного эрозионно-денудационного среза кристаллического фундамента

Класс структур	Тип структур	Ранг структур	Главные структурообразующие элементы, признаки и объекты
			4
Эндогенный	Им-пакт-ный	Эрозион-но-дену-диацион-ный	• Астроблемы, метеоритные кратеры, котловины озер (тип Янисъярви)
			• Кольцевые структуры ударного типа (тип Садбери)
Эндогенный тектоно-магматический	Вулкано-плутонический	Кольце-вой и радиаль-кольцевой	• Отпрепарированные брахиструктуры кристаллического ложа
			• Водно-ледниковые флювиогляциальные поля
Эндогенный тектоно-магматический	Плутоно-тектонический	Сопряженные линейные дуговые, концентрические, радиальные, радиально-концентрические, спиралевидные и вихревые	• Конечно-моренные образования
			• Карстовые формы палеозойского чехла
Ультраметаморфический	Тектонический	Линейные дуговые, концентрические, радиальные	• Депрессия под трубками взрыва, маарами, туффизитами
			• Отпрепарированные элементы щитовых вулканов и вулкано-плутонов центрального типа
Ультраметаморфический	Кольцевые, скученческие, кольцевые		• Останцы экструзивных куполов (протрузий)
			• Бортовые ограничения древних кальдер и впадин, в том числе и телескопированных
			• Области, поля отпрепарированных экструзивно-купольных ареалов
			• Ареалы активного вулкано-плутонизма с реликтами вулканических построек щитового и центрального типа
			• ВТС депрессионного типа, Онежская, Лехтинская и ее кольцевые элементы тектонического каркаса
			• Питающие вулкано-контролирующие структуры с вулканическими некками, возможно, интрузиями под вулканами
			• Платогазальные депрессии и элементы их ограничений
			• Кольцевые и линейные поля и пояса даек в зонах высокой трещиноватости
			• Сводовые поднятия под вулкано-плутонами, плутонами
			• Отпрепарированные интрузивные массивы гранитов рапакиви, массивы основного-ультраосновного состава, как интрузии под вулканами
			• Линейные, дуговые и концентрические скопления малых интрузивных тел
			• Разноглубинные интрузии центрального типа с системами сопряженных даек
			• Сводовые поднятия и своды
			• Тектонические (неотектонические) депрессии, впадины, озерные котловины
			• Осевые (дуговые) ограничения геофлексур и других шовных зон
			• Брахиформные структуры осадочно-вулканогенных чехлов
			• Элементы локальных сдвиговых дислокаций
			• Системы дуговых разломов с сопряженными радиальными разрывами
			• Области высокой и повышенной трещиноватости
			• Мигматито-гнейсовые (гранито-гнейсовые) купола и их группы
			• Мигматит-гранитовые, мигматит-гранито-гнейсовые купола и их группы
			• Гранитные аллохтонные интрузии с сопутствующими им малыми интрузивными формами
			• Сводовые ультраметаморфические поднятия

Таблица 48. Геометрическая ранжированность кольцевых структур Карело-Кольского региона и ФСЩ

Порядок структур Морфоструктурный тип	Радиус структур, км	Примеры кольцевых структур
I. Трансрегиональные мегасводы радиально-кольцевые, кольцевые и концентрические области мантийного диапиризма	До 10 000	ВЕП, древние платформы с их геофлексурными ограничениями и прогибами
II. Мегасводовые поднятия и парные им синеклизы районов мантийного диапиризма	До 2000	ФСЩ, ВКЩ, ВУЩ с ограничивающими их флексурами и краевыми прогибами трапповых провинций
III. Сводовые поднятия и сопутствующие им ВТС, ТМС мантийных диапиров	До 200	Калевальский, Северо-Ладожский, Бергслаген, Ботнический и другие. Трапповые впадины
IV. ВТС и ТМС кольцевые, радиально-концентрические корневых питающих систем	До 100	Лехтинская, Онежская, Ладожская, Печенга, Оланд, Выборгская
V. Вулкано-тектоническая радиально-концентрические структуры локальные в корневой вулканической зоне	Первые десятки	Вулканические поднятия щитовых вулканов, экструзивно-купольные поля, интрузии под вулканами, плутоны центрального типа
VI. Вулканические и plutонические структуры проявлений центрального телескопированного магматизма	Первые километры	Вулкано-плутоны гранитов-рапакиви, лакколитовые интрузии основного типа, интрузии центрального типа
VII. Вулканические штоки, некки, экструзии очаговых зон	Первые сотни и десятки метров	Жерловые зоны вулкана, трубы взрыва, экструзивные купола, штоки и некки

Примечание. Надпорядковыми являются структуры протократонов, протоконтинентов, талассократонов.

ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

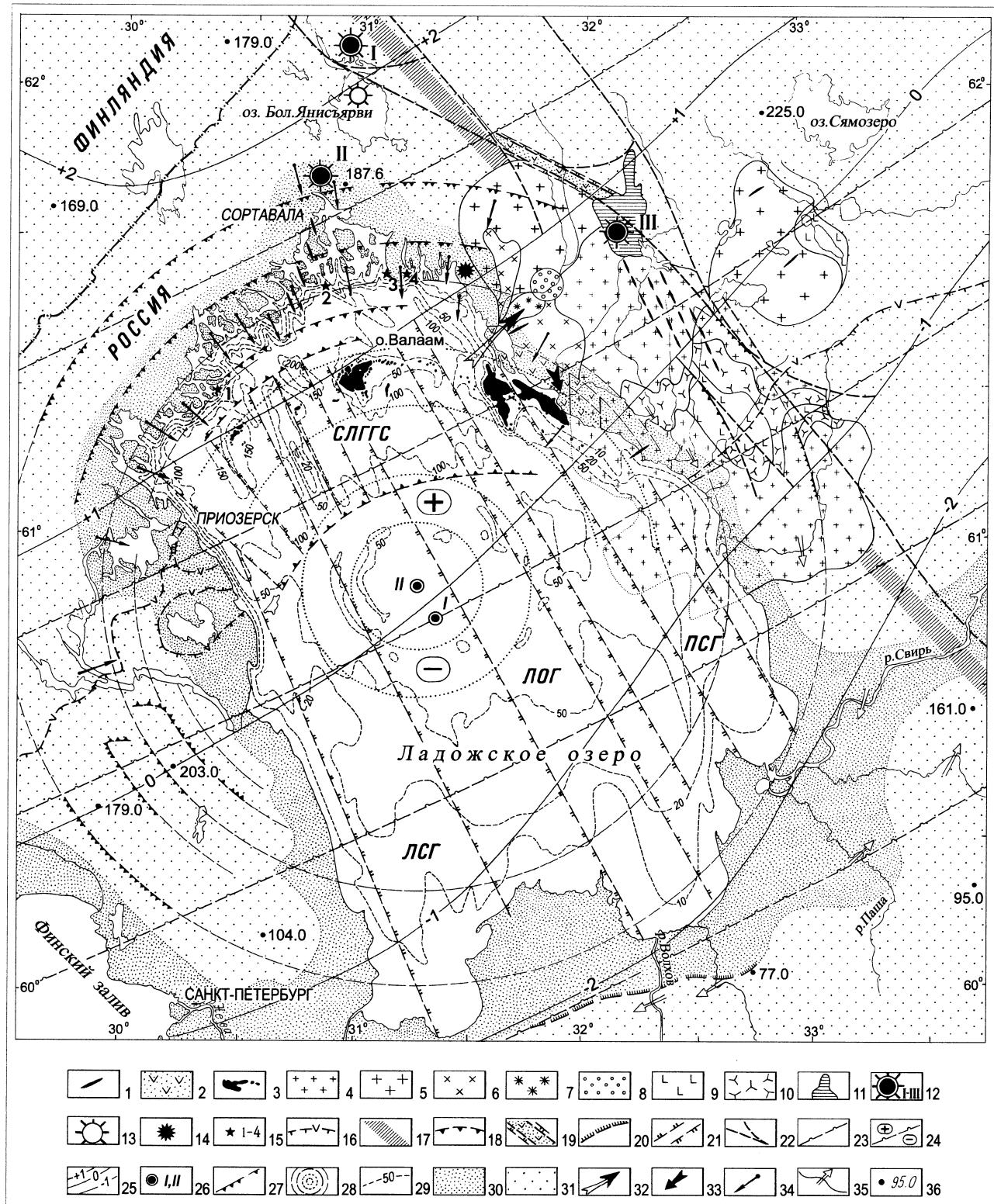
Таблица 49. Признаки ландшафтного дешифрирования разных категорий вулкано-тектонических и тектонических структур Карелии и Кольского полуострова

Категории структур	Ранг структур	Признаки ландшафтного дешифрирования структуры кристаллического фундамента
1	2	3
Вихревые	Сpiralевидные	<ul style="list-style-type: none"> Система трещиноватости структур типа конского хвоста с четкими схождениями по касательной Бортовые ограничения наиболее крупных кольцевых вихревых и спиралевидных структур Системы трещиноватых зон в шовных зонах сочленения геоблоков с признаками сдвигово-надвиговых дислокаций Области трансрегиональных сдвиговых деформаций Элементы трещиноватости конических и кольцевых структур в обрамлении интрузий центрального типа Интерпретируемые вихревые и спиралевидные структуры по разнопорядковым элементам фототона
		<ul style="list-style-type: none"> Ультраметаморфические купола, их ограничения по системам контракционной трещиноватости Брахиформные структуры, их бортовые ограничения в останцовых структурах Системы трещиноватости, в том числе с обилием растущих зияющих трещин и раздвигов по ним Системы радиальных даек кристаллического фундамента, сочетающиеся с кольцевыми трещиноватыми зонами Системы ударных структур (астроблем) с характерной сетью трещиноватости Трещиноватость сводовых поднятий Элементы речной сети, котловин крупных и мелких озер
Замкнутые, простые и сложноорганизованные	Кольцевые и радиально-кольцевые	<ul style="list-style-type: none"> Элементы трещиноватости крупных интрузивных тел: многофазных гранитов рапакиви, щелочных интрузий центрального типа Мигматит-гранитовые, гнейсогранитовые купольные структуры, в том числе и обращенные купола Системы трещиноватости крупных аллохтонных массивов гранитов в гранито-гнейсовых купольных полях Системы тектонических уступов неотектонического рельефа Системы рельефа дна крупных озер, их котловин и обрамления
		<ul style="list-style-type: none"> Изгибы тектонических складчатых структур и их куэсты Контактовые зоны интрузивных тел типа массивов, plutонов, куполов, лакколитов Зоны трещиноватости в обрамлении крупных кольцевых структур, антеклиз, синеклиз, сводовых поднятий Системы разломов разных глубин заложения в пределах ограничения геоблоков и блоков в фундаменте Ограничения геофлексурных зон и системы параллельных тектонических разрывных структур и региональной трещиноватости
Незамкнутые	Дуговые	<ul style="list-style-type: none"> Бортовые ограничения (продольные и поперечные) горсто-грабеновых систем по комплексу систем трещин Системы пунктирных элементов трещиноватости вдоль зон глубинных разломов Линии поперечных изгибов речных долин в ее разветвленной сети Трещиноватость узора «тройного сочленения» на концах горсто-грабеновых систем Узкие врезанные водотоки в условиях резкого перекоса плиты Уступы, трещины, системы эшелонированных трещин, диагональные, сколовые разрывы и смещения по ним Крупные дайки по пунктирным уступам и трещинам поперечного сечения Спружиненные речные долины, тектонические уступы, береговые обрывы Выдержаные зоны трещиноватости, дробления Линейные зоны, обрамленные сдвиговыми трещинами Удлиненные грядовые и озовые структуры Линейные ограничения береговых линий крупных озер и рек Тектонические ограничения линейных, выдержаных структур Системы неотектонических разнопорядковых разломов Ограничения фьордов, шхер крупных озер и морских берегов Разнообразные системы регматической трещиноватости Системы неотектонических зияющих трещин
Стремленные	Радиальные	

Среди этих структур обычно выделяются древние импактные структуры (астроблемы).

Достоверность этих построений, как правило, не подвергается ни проверке, ни последующей их интерпретации. Можно думать, эта важная часть дистанционных исследований не доведена до доказательно-

го состояния и требует внимательного рассмотрения. Несмотря на имеющиеся ошибки интерпретации фототона материалов дистанционных съемок, карты дают главные представления о региональных особенностях геологического строения территории и ранге существующих структур.



В качестве примера дешифрирования современной неотектонической радиально-концентрической структуры по совокупности признаков (табл. 49) можно привести впервые выделяемую Ладожскую кольцевую структуру на этапе современного возрожденного сводового воздымания, охватывающую котловину озера и прилегающее побережье (рис. 41) (Светов, 1998).

Краевая региональная геофлексура, разделяющая области поднятия Фенноскандинавского щита и опускания Русской плиты, трассируется цепочкой радиально-кольцевых структур, каждая из которых является следствием автономного развития и становления центров эндогенной магматической активности (ЦЭМА): Выборгского, Салминского, Онежского и др. Современный этап эволюции Салминского ЦЭМА представляет Ладожскую радиально-кольцевую структуру (ЛРКС). ЛРКС находится в геодинамически активном состоянии не столько в связи с изостатическими дифференцированными движениями земной коры, вызванными дегляциацией Скандинавского ледникового щита, сколько с гравитационной неустойчивостью сегментов докембрийской литосфери в объеме и пространстве соответствующего ей ЦЭМА (рис. 41).

Раму ЛРКС образуют структурно-вещественные комплексы: свекокарельский вулкано-плутонический, раннерифейский габбро-анортозит-рапакивигранитный, среднерифейский вулканический, вендский осадочно-вулканогенный и фанерозойский осадочный. Вулкано-плутоническим ассоциациям Салминского ЦЭМА соответствуют эруптивные центры: свекокарелид и рифея. Ладожская и Онежская РКС разделяются региональной шовной зоной сочленения

Карельского и Свекофеннского геоблоков, а также сопутствующими ей разломами и сдвиговыми деформациями. Акватория Ладожского озера и ЛРКС вписываются в Ладожскую горсто-грабеновую систему, включающую Северо-Ладожскую горсто-грабеновую структуру (ЛГГС), Ладожский и Пашский ступенчатые грабены (ЛСГ, ПСГ) и Ладожский осевой горст (ЛОГ). Географический центр Ладожского озера и геометрический центр ЛРКС практически совпадают. Тектоническое строение ложа Ладожского озера отражает продольную, поперечную и концентрически-зональную симметрию ЛРКС. Морфоструктура ЛРКС соответствует Ладожской депрессии (котловине), испытывающей современные блоковые дифференцированные движения общего воздымания. С инверсией связано формирование ступеней современного рельефа, Балтийско-Ладожского глинта ордовикского плато, морфоскульптуры приозерной низменности, расчленение палеической поверхности позднекайнозойского оледенения и формирование возвышенностей и эрозионно-тектонических останцов. Речная сеть Приладожья радиальна относительно центра ЛРКС, а тальвеги долин фиксируют изгибами левосторонние сдвиговые деформации коренного ложа. В северной части озера проявлена радиальная ориентировка фьордообразных заливов и разделяющих их шхер.

Геолого-petрологические данные Салминского ЦЭМА, граниты рапакиви и рифейские платобазальты свидетельствуют о длительном, наследованном и многостадийном формировании ЛРКС. ЛРКС Салминского ЦЭМА может служить геодинамическим полигоном региональных геотектонических исследований

Рис. 41. Неотектонический этап развития Ладожской радиально-кольцевой структуры Салминского центра магматической активности:

1 – дайки долеритов (сортавалитов); 2 – среднерифейские базальты; 3 – долериты, монzonиты, сиениты Валаамского сills; 4 – выборгит; 5 – равномернозернистый биотитовый гранит; 6 –неравномернозернистый биотитовый гранит; 7 – птерилит; 8 – порфировидный гранит, гранит-порфир; 9 – габбро-анортозит; 10 – монzonit, кварцевый сиенит; 11 – свекокарельский вулкано-плутонический комплекс; 12 – людик-ийские эруптивные центры: I – Янисъярви, II – Кирьявалахти, III – Туломозерский; 13 – Рипхан Бол. Янисъярви; 14 – раннерифейские туффизиты; 15 – эруптивные центры калевийских вулканов; 16 – вендский осадочно-вулканогенный комплекс; 17 – шовная зона Карельского и Свекофеннского геоблоков; 18 – субширотные ограничения Пашско-Ладожской горсто-грабеновой системы; 19 – среднерифейский вулканический комплекс; 20 – Балтийско-Ладожский глинт ордовикового плато; 21 – СЗ границы блоков Пашско-Ладожской горсто-грабеновой системы; 22 – разломы и сдвиговые деформации, сопутствующие шовной зоне Карельского и Свекофеннского геоблоков; 23 – краевая региональная флексура, разделяющая области поднятия Фенноскандинавского щита и опускания Русской плиты; 24 – области поднятия (+) и опускания (-); 25 – изолинии зон поднятия и опускания; 26–I – географический центр Ладожского озера; 26–II – геометрический центр ЛРКС; 27 – ступени современного рельефа; 28 – Ладожская радиально-кольцевая структура Салминского ЦЭМА; 29 – граница ложа Ладожского озера; 30 – морфоскульптуры приозерной низменности; 31 – палеическая поверхность позднекайнозойского оледенения; 32 – направление растекания рифейских платобазальтов; 33 – направление погружения пластового тела выборгитов Салминского plutona; 34 – радиальная ориентировка фьордообразных заливов и разделяющих их шхер; 35 – направления изгибов тальвегов долин речной сети, фиксирующие левосторонние сдвиговые деформации коренного ложа; 36 – возвышенности и эрозионно-тектонические останцы

Fig. 41. Neotectonic stage in the evolution of the Ladoga radial-concentric structure of the Salmi centre of magmatic activity

1 – dolerite (sortavalite) dykes; 2 – Middle Riphean basalts; 3 – dolerites, monzonites and syenites of the Valaam sill; 4 – vyborgite; 5 – equigranular biotitic granite; 6 – inequigranular biotitic granite; 7 – pyterlite; 8 – porphyaceous granite, granite porphyry; 9 – gabbro-anorthosite; 10 – monzonite, quartz syenite; 11 – Svecokarelian volcanic-plutonic complex; 12 – Ludicovian eruption centres: I – Janisjärvi, II – Kirjävölahti, III – Tulomozero; 13 – Riphean Bol. Janisjärvi eruption centre; 14 – Early Riphean tuffisites; 15 – eruption centres of Kalevian volcanics; 16 – Vendian sedimentary-volcanic complex; 17 – suture zone of the Karelian and Svecofennian geoblocks; 18 – near-E-W constraints of the Pasha-Ladoga horst-graben system; 19 – Middle Riphean volcanic complex; 20 – Baltic-Ladoga clint of an Ordovician plateau; 21 – NW boundaries of the blocks of the Pasha-Ladoga horst-graben system; 22 – faults and shears accompanying the suture zone of the Karelian and Svecofennian geoblocks; 23 – marginal regional flexure separating the uplift areas of the Fennoscandian Shield and the subsidence areas of the Russian Plate; 24 – uplift (+) and subsidence (-) areas; 25 – contours of uplift and subsidence zones; 26–I – geographic centre of Lake Ladoga; 26–II – geometric centre of LRCS; 27 – modern topography stages; 28 – Ladoga radial-ring structure of the Salmi CEMA; 29 – Ladoga Lake floor boundary; 30 – morphosculptures of the Priozerskaya Lowland; 31 – palaeic surface of the Late Cenozoic Glaciation; 32 – Riphean plateau-basalt flow direction; 33 – plunge direction of the sheeted vyborgite glaciation body of the Salmi pluton; 34 – radial orientation of fjord-like bays and skerries that separate them; 35 – directions of river valley thalweg bends indicative of the left-hand shears of the bedrock floor; 36 – hills and erosional-tectonic remnants

напряженного состояния и волновых полей литосфера севера Восточно-Европейской платформы. ЛРКС является элементом Фенноскандинавского свода. Суперструктура щита включает кроме краевой геофлексуры систему шовных зон геоблоков докембрийской литосферы. Симметрия и геометризация трансрегиональных разрывных (напряженных) структур отражает взаимодействие волновых полей (стоячих волн) нескольких центров возбуждения. Дугам наиболее эффективного радиуса центров и узлам их пересечения сопутствуют полихронные и энергоемкие пояса и зоны магматической, тектонической, термальной, сейсмической и др. активности. Более полно геодинамика и волновые поля краевой флексуры А. А. Полканова будут рассмотрены в главе 8 третьей части монографии.

Наиболее отчетливо на Кольском полуострове выделяются кольцевые структуры, обусловленные интрузиями гранитов, гранодиоритов Арагубского типа, каледонские интрузии нефелиновых сиенитов центрального типа (Хибинский и Ловозерский, щелочно-ультраосновные интрузии Вуорио, Соткайва, Ковдор, контозерская кальдера). В Карелии к числу кольцевых и радиально-кольцевых структур могут быть отнесены Онежская и Салминская ВТС, а также локальные структуры, связанные с формированием обращенных вулканических депрессий над бывшими вулкано-тектоническими поднятиями.

Привлечение дистанционных методов к палеотектоническим реконструкциям систем кольцевых структур всех указанных выше рангов следует признать весьма перспективным в методологическом решении многих генетических вопросов их формирования. Особо следует подчеркнуть их исключительную роль в реконструкции волновых полей (стоячих волн) в разные периоды геологической истории. Некоторые выводы из палеотектонических построений с использованием космогеологических данных будут рассмотрены в разделах, посвященных анализу и выявлению автоволнового поля Земли на свекокарельском этапе геологического развития региона.

Следует признать важнейшее влияние современного гляциоизостатического воздымания на формирование и трансформацию в лавовых полях напряжений кольцевых структур всех выделенных рангов. Не все элементы этого процесса могут быть точно определены, измерены или интерпретированы, однако большинство структур кольцевой организации несут следы неотектонической деструкции или активизации. Геоизостатический принцип их развития с очевидностью вытекает из трансформации поверхности геоида в области ФСЩ, испытывающего не только неравномерное сводовое воздымание, но и продольный перекос щита. Формирующаяся сеть региональной трещиноватости вызывает активизацию регматической ортогональной сети и создает иллюзию активизации глубинных разломов, которые изначально являются в большинстве своем коровыми. Лишь ограничения щита могут быть интерпретированы как транскоровые. Современная неотектоника ФСЩ является уникальным полигоном изучения возбужденного поля напряжений в суперструктуре ВЕП.

4.4. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ, ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ И ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОРНЕВЫЕ СИСТЕМЫ

Необходимым и обязательным элементом любого центра магматизма является его корневая система разноглубинного мантиного, корово-мантийного или корового питания. Если суммой литолого-стратиграфических, геолого-геофизических и специальных палеовулканологических исследований обоснована реконструкция эруптивной зоны ЦЭМА, то из этого следует неизбежность выявления в пределах нее элементов питающей магмоподводящей системы. Поскольку эруптивные вулканические центры на современном уровне эрозионного среза обладают разной степенью вскрытия питающих каналов, то их идентификация составляет самостоятельную задачу. Зоны эпицентров вулканизма идентифицируются методами фациального анализа и генетической интерпретации фаций глубинности достаточно уверенно в каждом из ареалов, в то время как гипоцентры эродированных эруптивных зон реконструируются изучением элементов их тектонического каркаса. Критерии диагностики тех и других уровней нами рассмотрены в предшествующих разделах.

Исходя из опыта исследований предлагается общая схема вертикальной зональности ареалов магматизма с сопутствующими им морфологически разнообразными интрузивными телами, от малых форм до интрузий типа вулкано-плутонов, плутонов (табл. 50). В магматической геологии принято выделять корневую систему магматического питания, магматические разноглубинные очаги, области генерации силикатных расплавов и соединяющие их проницаемые магмо-флюидопроводящие системы. При этом последние обычно рассматриваются как зоны тектонических разрывов, дробления, сбросо-сдвиговых дислокаций, создающие обстановки внутримантийной и внутрикоровой декомпрессии.

Таким образом, корневая магматическая система представляет собой совокупность магматических каналов, дренирующих литосферу от уровней астеносферы (магмообразования) до земной поверхности. Как правило, такие системы имеют крутовосстающее (до вертикального) положение, сложное телескопированное (фокусированное) строение и весьма значительную продолжительность функционирования. В целом корневые системы на уровнях магмообразования представляются весьма консервативными, долгоживущими, охватывающими достаточно большие объемы верхней мантии и более или менее стационарными. Система подводящих каналов, как показывает опыт их изучения и реконструкций, находится в постоянном изменении и «совершенствовании», суть которого заключается в выборе наименее оптимального и наименее энергозатратного пути подачи расплава. Известно, что трещинные извержения на ранних стадиях платобазальтовых излияний более многочисленны, они обладают огромным числом «слепых» даек, в то время как максимум этих эрупций осуществляется в режиме четкой стабилизации магмовыводящих

ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Таблица 50. Вертикальная зональность корневых систем ареалов разноглубинного магматизма и связанных с ними вулкано-плутонических образований

Корово-мантийная расслоенность	Уровни глубин эрозионного среза	Уровни глубинности корневых систем вулкано-плутонизма	Вулканическая, плутоническая и вулкано-плутоническая деятельность
Осадочно- вулканоген- ный слой	Суперку- стальный	Поверхностный (вулканический, экструзивно-вулканический) от 0+5 до 0+12 км 0 км	Вулканические пеплы, аэрозоли, газовые и паровые эмиссии, термальные системы источников, вулканические поля, плато, дайки, вулканические ареалы и провинции, вулканические морфоструктуры, внутривулканические ка- меры, силлы, вулкано-тектонические структуры
Гранитно-ультраметамор- фический слой	Субкрустальный	Приповерхностный (субвулканический, криптогранитический) от 0–2 до 0–5 км –2 км	Подвулканические камеры, силлы и пакеты силлов, дайки, камерно-инъекционные тела, корни вулкано-тектонических структур, пластовые интрузии, штоки, малые интрузии
Диоритовый		Плутонический (гипабиссальный)	Периферические магматические очаги, корни плутоно-вулканических тектонических структур, камерно-инъекционные интрузии, плутонии, вулкано-плутонии, расслоенные интрузии, магматит-плутонии
Базальтовый		–5–10 км	
Мантийный, корово- мантийный	Инфракrustальный	Абиссальный от –5 до –15 км –15 км	Габбро-анортозиты и рапакивиграниты («слоистые» массивы), ультраметаморфизм и гранитообразование
		Ультраабиссальный (свыше –15 км) от –15 до –20 км –20 км	Периферические внутрикоровые магматические очаги корневые зоны вулкано- плутонических ассоциаций
		Нижнекоровый (зон корово-мантийных переходов) –60 км	Корневые зоны вулканических провинций, трансструктурных магматических поясов
		Астеносферный –120 км	Уровни очагов и областей генерации мантийных расплавов и флюидно-магматических систем
		Мантийный –600 км	Уровни отделения, скопления (трансмантийных и транскоровых флюидов, фокусирование и телескопирование флюидных систем в зонах декомпрессии)

Примечание. ······ мантийная, мантийно-коровая и транскоровая флюидно-магматические корневые системы;

····· внутрикоровая (верхнекоровая) гидротермальная система.

каналов (ятулийские, людиковийские и, вероятно, сариолийские эруптивные зоны). Заключительные фазы вулканизма обычно обладают более строгой локализацией, обусловленной пространственными сочетаниями изверженных пород покровных и субвулканических образований.

Магматические очаги – области сосредоточения силикатного расплава и связанных с ними флюидных фаз обычно рассматриваются в ранге промежуточных и периферических (табл. 50). Промежуточные очаги размещаются в низах земной коры (зона корово-мантийного перехода) или внутри ее. Место их расположения фиксируется, по нашему мнению, областью наиболее эффективных растягивающих усилий в осевой зоне формирующегося сводового поднятия. Поэтому интервал глубин промежуточных очагов магматических центров в областях современного вулканизма обычно занимает диапазон глубин от 80 до 20 км. Более того, при достижении максимума эффективного растяжения промежуточный очаг может мигрировать на восходящей активности к земной поверхности, а при угасании ее – опускаться вниз или отмирать.

Периферические магматические очаги геофизическими методами фиксируются на глубинах от 20 до 1–2 км в пределах вулканического сооружения. Сейсмомотографией некоторых наиболее активных вулканов Камчатки, Японии, Исландии и Гавайских остров-

ов, например, были установлены периферические очаги в подошве вулканического сооружения, а иногда непосредственно в самой лавовой толще. Периферический очаг вулкана Авачинская сопка (Камчатка) залегает под жерлом на уровне отметки моря, а очаги Гавайских вулканов – на глубинах в 2–4 км выше дна океана (Лучицкий, 1971; Балеста, 1981).

В целях палеовулканологических реконструкций периферические очаги рассматриваются нами в ранге периферических вулканических камер, залегающих либо в подошве вулкана, или непосредственно в его лавовой толще. Кроме того, периферические магматические камеры, так называемые очаги, могут залегать в кристаллическом фундаменте вулканического ареала на уровне вплоть до гипабиссального, т. е. до 5 км глубиной. Местоположение собственно периферических магматических очагов ограничивается 20 км. Периферические магматические очаги выполняют роль интермедиата в энергообмене между промежуточными очагами и зонами генерации магм, с одной стороны, и вулканическими камерами, с другой. В этом заключается механизм саморазвития и самосовершенствования на трещинах энергетического преобразования литосферы. Тепломассоперенос из трансмантийных зон в зоны активного взаимодействия геосфер Земли, в том числе и с тектоносферой, выступает основным энергетическим источником в формировании всего разнообразия

поверхностных вулкано-тектонических структур, как главных элементов идентификации процессов структурно-вещественного взаимодействия в геологической форме движения материи.

Релаксация энергетического дисбаланса в пределах самой ВТС приводит к ее структурной перестройке, самоорганизации на новом энергетическом уровне и образованию новых элементов, включая радиальные и радиально-концентрические, более низкого порядка.

Общая схема ранжирования магматических очагов, отвечающая модели, главным образом, мантийного базальт-андезитового питания, в каждом конкретном случае будет оцениваться фактором глубинности, исходя из реальных реконструированных или предполагаемых геодинамических построений. Следует особо подчеркнуть важность выделения в системе очагового магматического питания вулканических камер. Вулканические камеры, известные по ареалам современного магmatизма, по результатам дистанционных исследований, в областях древнего вулканизма могут найти подтверждение и обоснование. Прямыми геологическими наблюдениями может представиться возможность изучить многие стороны проблемы места и пространства скоплений магмы в жерловой зоне, проблемы обстановок формирования камер, их геометрических характеристик, а также морфологии и петрогенезиса пород, сопряженных с ними.

Геометрические параметры вулканических камер и магматических очагов могут быть оценены с учетом данных, известных для областей современного вулканизма. При этом следует учесть главную особенность ареалов активного вулкано-плутонизма – высокий тепловой поток новообразованной сиалической коры континентального типа и ее более хрупко-пластические, чем хрупкие дислокации в условиях возобновленных сводовых поднятий обширных территорий, сопоставимых с провинциями. Множество ситуаций конкретных геотектонических обстановок неизбежно привели к более значительному разнообразию магматических питающих систем, чем это известно для постдокембрийского кратонного магматизма. Необходимо иметь в виду, что решение этой сложной проблемы следует искать, вероятно, не столько в сходстве, сколько в их различии.

Поскольку рассматриваемая фундаментальная проблема магматической геологии докембria может быть решена лишь на основании локальных палеовулканологических реконструкций, то исключительное значение имеет выбор необходимого полигона. Для лопийских ареалов ими могут явиться Вермасский, Костомукшский и Койкарский вулканические центры, а для свекокарельских – Кирьявалахтинский, Янисъярвинский и Туливаранмякский, как наиболее изученные и имеющие благоприятные геологические обстановки.

Отсутствие опыта подобных геологических исследований в практике палеовулканологических реконструкций докембрийских ареалов вулкано-плутонизма, а также крайне ограниченный геолого-геофизический материал по заверке реконструированных вулканических построек и отсутствие каких-либо примеров исследований эруптивных зон с глубоким

уровнем эрозионного среза усложняют и без того нелегкую задачу создания моделей мантийного питания вулканических сооружений. Тем не менее, в докембriи Карелии создались чрезвычайно благоприятные условия для постановки комплексных геолого-геофизических исследований по моделированию корневых вулкано-плутонических (магматических) питающих систем. Очевидно, что эта проблема выходит далеко за рамки классической описательной вулканологии, представляя фундаментальную и прикладную проблему формирования рудно-магматических систем и источников рудообразующих элементов.

В общем виде рудно-магматические системы очагового мантийного и корово-мантийного питания могут быть представлены в виде унифицированных модельных построений, выполненных нами на основании личных исследований (рис. 42). Отраженные на схемах элементы мантийного, корово-мантийного и корового флюидно-магматического питания являются звенями единой длительно формирующейся, взаимосвязанной, саморазвивающейся и самоорганизующейся диссипативной системы, обладавшей высокой энергетической емкостью.

Имеются множественные признаки теснейшей вулканодинамической связи типа эруптивной деятельности и общей энергетической активности эруптивных стадий, а производительность вулканических эruption в покровных фациях соотносится с объемом образованных субвулканических пластовых тел. Палеовулканология обоснована теснейшая связь напряженности вулкано-плутонической деятельности с геотектоническими перестройками, отражающаяся в периодизации вулканических проявлений с геокинематикой ареалов разноглубинного магматизма.

Такая связь разноуровневых питающих очагов и вулканических камер особенно ярко проявляется в случае сближенного расположения единичных вулканических построек (Суйсаурская древневулканическая область). Здесь динамика формирования вулканических построек у каждого из шести вулканов автономна, т. е. каждый вулкан действовал в собственном режиме с разным геологическим эффектом. Однако вся вулканическая область воспринимается как часть единого, однонаправленного, саморазвивавшегося цикла с четким началом и угасанием. Очевидно, вся система очагового питания является гидростатически взаимоувязанной, согласованной с функционированием области генерации магм, селективного плавления и динамического отделения расплава и его перемещения. Уравнения гидростатики позволили, например, Ю. П. Масуренкову обосновать представление о сравнительно неглубоком залегании магматических камер у современных вулканов и о взаимосвязи явлений динамики расхода магмы и динамики вулканотектонического поднятия эруптивной постройки (Масуренков, 1979; Вулканический центр., 1980).

Очевидно, режим трещинных извержений на ранних стадиях платобазальтового вулкано-плутонизма мог осуществляться в ходе транзитного поступления расплава из промежуточного основного очага магмонакопления. В последующем, с развитием системы

ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

питания и вариациями режима эруптивной деятельности, обусловленной ходом отделения вулканических газов и летучих компонентов, происходило заложение системы периферических очагов и вулканических камер. Для ареалов лопийского вулкано-плутонизма остаются неизвестными предполагаемые питающие системы на уровне ниже лавовых толщ. Они должны быть распознаны. Для свекокарельского ареального магматизма выявлено несколько примеров питающих каналов.

Орченский некк на трещинной вертикальной интрузии габбро-долеритов, судя по антиформной структуре, вскрыт на глубину до 1 км, что соответствует суммарной мощности развитых здесь осадочных терригенных и вулканогенных толщ – от раннего до позднего ятулия. На этой глубине вскрыто также от 3 до 5 пластовых интрузий. Однако неясно, относятся ли они к системе камерного питания или соответствуют частым инъекциям на стадии проседания Орченского щитового вулкана. Если последнее предположение верно, то эти силлы, образующие пакет пластовых внедрений, можно отнести к вулканической камере. Очевидно, необходимо провести дополнительные исследования их комагматичности с теми или иными лавами раннего, среднего или позднего ятулия, установить время внедрения каждого из них, чтобы сделать вывод об их генетической принадлежности. Следует особо подчеркнуть геологически доказанный и палеовулканологически подтвержденный факт самого существования системы питания – трещинная радиальная дайка и сопряженный с нею некк (Соколов и др., 1965; Светов, 1972).

Важным доводом в обосновании вулканических камер могут служить пластовые тела типа «силл в силле». Изученный пример в Гирвасской вулканической зоне важен в том отношении, что выявленное здесь эруптивное жерло Гирвасского вулкана сопровождается системой пластовых интрузий – Койкарского рудного силла, Койкарского надрудного силла (оз. Пальзеро), пластовых силлов позднего ятулия (Койкарская структура, оз. Сундозеро), включая силлы Поор-Порога. Таким образом, в данной вулканической зоне находит обоснование представление о системе питания в ранге вулканической камеры.

Из установленного факта вытекает важное палеовулканологическое следствие: скопление на относительно локальной площади в первые сотни км² большого числа субвулканических интрузий дайкового или силлового типа может свидетельствовать о возможном размещении здесь эруптивной питающей системы.

Из магматической геологии известно, что ареалам скоплений малых интрузивных форм постоянно сопутствуют достаточно крупные однофазные или полифазные интрузии. Их тесная пространственная сопряженность и особенно тесная взаимосвязь с тектоническим каркасом рамы позволяет предположить принадлежность их к системам периферического очагового, а в ряде случаев и – промежуточного магматического питания. Очевидно, структурно взаимосвязанные генетически разнообразные магмы и крупные

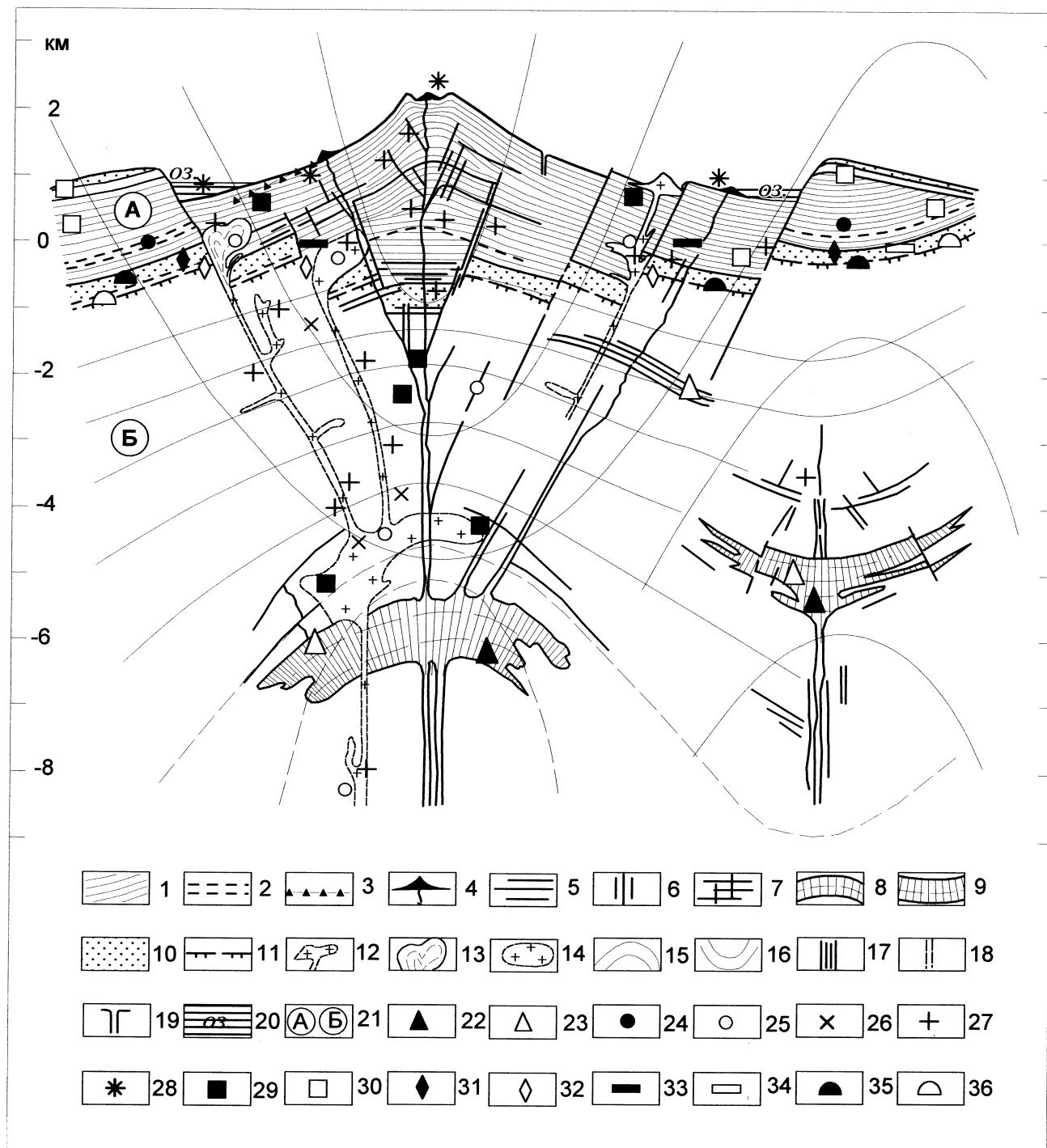
интрузивные формы являются образованиями глубинных магматических очагов. К числу таких возможных объектов могут быть отнесены поля нерасчлененных свекокарельских даек зоны сочленения Карельского и Свекофенского геоблоков в районе п. Вяртсиля – ур. Ялонваара, ареал интрузивных тел в осевой зоне краевой региональной флексуры А. А. Полканова от Восточного Заонежья – ареал Бураковской интрузии, представляющий собой интрузию под сариолийским вулканом с глубоким его эрозионным вскрытием. Вулкано-плутоны пояса гранитов рапакиви – габбро-анортозитов пояса от Салминского массива до Аландских островов, также, вероятно, представляют интрузии под вулканами. Эти примеры можно дополнить объектами Кольского региона и зарубежной части щита. Отметим, проблема выделения вулкано-плутонов в докембрии ФСЧ вполне правомочна и находит палеовулканологическое обоснование.

Вторую проблему в исследовании корневых питающих систем представляют дайки как возможные магмоподводящие образования. Насколько нам известно, питающие дайки остаются обоснованными как таковые в единичных случаях. Орченскую и Шуезерскую дайки мы уже отмечали, представляя их как магмовыводящие и вулкано-контролирующие. Критериями даек системы питания могут быть признаны: достаточная протяженность и выдержанность их простирания от первых километров до первых десятков километров при относительной умеренной мощности от первых метров до первых десятков метров. Питающие дайки в сводовой структуре дайкового поля занимают основное положение и сопровождаются сопутствующим им ареалом слепых, разнофокусных даек. К питающей дайке обычно примыкают дайково-силловые камерно-инъекционные тела, образующие с ней сопряженную локальную систему. Питающие дайки отличаются, как правило, полнокристаллическим строением, наличием нескольких генераций протокристаллических фаз главных породообразующих минералов, эндоконтактовой линейностью и трахитоидностью плагиоклаза и темноцветных минералов, часто проявленной шлирово-такситовой неоднородностью. Нередко эндоконтактовые зоны питающих даек имеют признаки реоморфических соотношений с вмещающими породами, высокую степень прокварцевания и гидротермально-метасоматических преобразований. В питающих дайках нами отмечены зоны интенсивного автометасоматического изменения пропилитового типа, с которыми связаны медносульфидные проявления гидротермального кварц-альбит-гематитового состава (Сегозерская вулканическая зона), а также известное Шуезерское молибден-медно-полиметаллическое рудопроявление. Поскольку питающие дайки на всех уровнях эрозионного вскрытия обычно сопровождаются обилием морфологически разнообразных инъекционного типа интрузивных тел, то их идентификация хотя и затруднительна, но вполне осуществима.

Как свидетельствует опыт палеовулканологических исследований в областях недавнего и современного вулканизма, питающие дайки обычно заполняют

трещины растяжения (разрыва) мощностью в первые метры под периферическими очагами (Федотов, Горецкий, 1979; Федотов, 1982; Большое трещинное., 1984). Известно, что в ходе пароксизмальных извержений система питания у вулканов центрального типа видоизменяется так же, как это происходит в областях трещинных излияний, охватывающих достаточно длительный интервал времени. Очевидно, такие события могли иметь место и в древневулканических областях Карелии.

Все, что касается рассмотрения проблемы питающей магматической системы, относится, главным образом, к мантийному вулкано-плутонизму. Менее определенно решается эта проблема для умеренно-кислого и кислого дацит-риолитового и риолитового вулкано-плутонизма. Однако существуют объекты, где эта проблема может быть исследована комплексно. К ним относятся, в частности, ареалы экструзивно-купольного малоглубинного андезит-дацитового и риодакитового магматизма в границах



Лапландско-архейской провинции в Лехтинской структуре, а также ряд объектов Северного Приладожья. Однако имеющиеся материалы не дают возможности обоснования корневых систем питания корового вулканизма, поскольку фациальный анализ глубинности изверженных пород здесь практически не завершен.

С проблемой магматического питания ареалов активного и полихронного питания взаимосвязаны вопросы производительности эруптивных зон и оценки предельной высоты реконструированных вулканов докембрия.

В контексте рассмотрения производительности очаговых зон активного магmatизма важными представляются пути обсуждения проблемы объемных соотношений покровных и глубинных фаций изверженных пород. Это касается хотя бы предварительной оценки распределения магматических масс в земной коре региона в связи с интерпретацией аномального гравитационного поля. Нас интересуют проблемы количественных оценок мантийного выплавления силикатных расплавов и их распределения по интервалу питающей магматической системы, т. е. роль разноглубинного вулкано-плутонизма в формировании земной коры региона на основании тех материалов, которыми мы располагаем. Сложность проблемы не позволяет решать ее в общем виде.

Величина эрозионного среза в докембрии такова, что на земную поверхность выведены и доступны прямому изучению образования всех осадочно-вулканических чехлов от фанерозойских вплоть до лопийского. Общим для этих территорий является то, что в целом в докембрийских чехлах объем изверженных

пород только в предположительной форме сопоставим с объемом изверженных масс в их кристаллическом фундаменте. Нет никаких оснований считать общий объем лопийских интрузивных образований большим или даже равным всему объему пород покровных фаций. Очевидно, их доля составляет не более первых, максимум достигает первого десятка процентов.

Подобные же количественные соотношения определяются и по всем другим чехлам. Например, весь сариолийский платобазальтовый вулканизм в целом значительно превосходит плутонизм, и доля всех интрузивных образований едва ли составляет 10–20% от излившихся. Близки к этой оценке соотношения ятулийского, людиковийского, ливвийского и калевийского вулканизма. В палеовулканологических оценках можно считать среднее пятикратное превышение излившихся пород над субвулканическими. Вместе с тем магматические породы с осадочными терригенными соотносятся примерно в этих же пропорциях. Однако существует представление, что «объем базальтовой магмы, заполняющий периферические очаги внутри коры, превышает, по геофизическим данным, в несколько тысяч раз объем лав, излившихся на поверхность» (Святловский, Китайгородский, 1988, с. 114–115). Имеющиеся у нас данные по геологии и глубинному строению ФСЩ не подтверждают столь оптимистические оценки.

Уравнения гидростатики допускают сохранение плавучести магматическим расплавом и флюидными компонентами вплоть до выравнивания их внутреннего давления с литостатическим (внешним).

Рис. 42. Унифицированная модель рудно-магматической системы корневой зоны мантийного и корово-мантийного питания (составлена по данным палеовулканологических реконструкций).

Элементы геологического и тектонического каркаса рудно-магматической системы: 1 – лавово-вулканокластическая толща щитового вулканического сооружения исландского типа на зрелой стадии формирования вулканизма центрального типа посткальдерного периода; 2 – лавовые покровы меденосных базальтов (купробазальты); 3 – лавовые потоки ферротитановых базальтов; 4 – шлаковые терминалные и проксимальные конусы; 5 – пакеты пластовых силлов; 6 – параллельные дайки; 7 – камерно-инъекционные тела; 8 – периферическая очаговая зона (интрузия под вулканом расслоенного типа); 9 – интрузия расслоенного типа, возможно, в очаговой периферической зоне; 10 – терригеническая базальная толща в основании платобазальтового чехла; 11 – поверхность пенепленизации; 12 – экструзивно-купольные тела риодицитов; 13 – экструзивные купола (протрузии) в кальдерной структуре; 14 – область корового очага риодицитовой магмы, кальдерные гранит-порфировые интрузии; 15 – напряжения растяжения на вулкано-тектонической депрессии; 17 – питающие каналы мантийных расплавов; 18 – питающие каналы коровых расплавов; 19 – поля трубок взрыва, мааров, 20 – озерные кальдерного типа отложения; 21 – А – осадочно-вулканогенный чехол, Б – кристаллический фундамент чехла. Генетические классы рудных месторождений и рудообразований (табл. 51): 22 – плутонический; 23 – вулкано-плутонический; 24 – вулканический; 25 – флюидномагматический; 26 – пегматитовый; 27 – гидротермальный; 28 – фумарольный; 29 – гидротермально-пневматолитовый; 30 – осадочно-вулканогенный; 31 – вулканогенно-осадочный; 32 – скарновый; 33 – метаморфогенно-метасоматический; 34 – осадочный; 35 – россыпной; 36 – кор выветривания

Fig. 42. Unified model of the ore-magmatic root zone of mantle and crustal-mantle feeding (based on palaeovolcanological reconstruction data).

Elements of the geological and tectonic framework of the ore-magmatic system: 1 – lava-volcaniclastic unit of an Iceland-type shield volcano at the mature stage in the formation of central-type volcanism in the post-caldera period; 2 – lava sheets of cupriferous basalts (cuprobasalts); 3 – lava flows of ferrotitanium basalts; 4 – scoriaceous terminal and proximal cones; 5 – sheeted sill packets; 6 – parallel dykes; 7 – chamber-injection bodies; 8 – peripheral chamber zone (intrusion under a layered-type volcano); 9 – layered-type intrusion, probably in the peripheral chamber zone; 10 – terrigenous basal unit at the base of the plateau-basalt cover; 11 – peneplanation surface; 12 – extrusive-domal rhyodacite bodies; 13 – extrusive domes (protrusions) in caldera structure; 14 – crustal chamber domain of rhyodacite magma, caldera granitic-porphyric intrusions; 15 – tensile stress on a volcanic-tectonic arch; 16 – tensile stress on volcanic-tectonic depressions; 17 – feeder channels of mantle melts; 18 – feeder channels of crustal melts; 19 – explosion pipe fields, maar, 20 – caldera-type lacustrine deposits; 21–A – sedimentary-volcanic cover, B – crystalline basement of the cover.

Genetic classes of deposits and ore occurrences (Table 51): 22 – plutonic; 23 – volcanic-plutonic; 24 – volcanic; 25 – fluid-magmatic; 26 – pegmatitic; 27 – hydrothermal; 28 – fumarolic; 29 – hydrothermal-pneumatolitic; 30 – sedimentary-volcanic; 31 – volcanic-sedimentary; 32 – skarn; 33 – metamorphogenic-metasomatic; 34 – sedimentary; 35 – placer; 36 – crust of weathering

ЧАСТЬ II. АРЕАЛЫ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Таким образом, объемы излившихся лав в целом не могут превышать объемов расплавов во всей сумме магматических очагов, а скорее, будут значительно меньше их.

Однако, что касается зоны так называемого корово-мантийного перехода, то ее динамика в условиях неустойчивого гидростатического равновесия способна существовать неопределенно долго. В оценке объемов выплавленного материала в зонах генерации магм, а также в оценке объемов новообразованной коры переходного типа роль палеовулканологии остается неопределенной. Это, скорее, проблема качественного, а не количественного геолого-геофизического решения.

Весьма важной в морфологической вулканологии является проблема возможной предельной высоты вулканов Земных ландшафтов современной эпохи (Масуренков, 1979). Очевидно, она представляет интерес и для описания ареалов докембрийского вулкано-плутонизма. Итак, какой предельной высоты мог достигать вулкан в докембрии? Очевидно, здесь не играет роли тип вулканического сооружения. Главным остается, насколько плавучесть докембрийских лав позволяла им активно изливаться через в е р ш и н - н ы й к р а т е р , образуя вулканический конус предельной величины. Ю. П. Масуренковым выведено уравнение, выраждающее зависимость относительной высоты вулкана от высоты его фундамента:

$$v = 4,5(\pm 1) - 0,65H,$$

где v – относительная высота вулкана в км, H – высота фундамента вулкана в км над уровнем моря. Выявленная зависимость определяет для Земли абсолютный предел, выше которого расплав из недр не в состоянии излиться из вершинного кратера.

Таким образом, если признать высоту фундамента докембрийских вулканов совпадающей с отметкой существовавшего уровня моря, то тогда вулкан мог достигать предельной высоты от 3,5 до 5,5 км. Однако если вулканы были подводными, то при глубине начальных излияний в 1 км, высота их составляла в среднем около 3,0–3,5 км. Эти данные достаточно корректно сопоставляются с существующими оценками мощностей лавово-вулканокластических образований Костомушской щитовой мантийной постройки до 4,0 км, а Хаутаваарской серии в 5,5–6,0 км. Общая реконструированная мощность платобазальтов Кирьявалахтинского людиковийского вулкана составляет около 2,6 км, однако, его верхняя часть разреза денудирована. Мощности лавовых полей вулканов Суйсарской группы ливвия составляют в целом около 2 км в Онежской ВТС, но находятся в условиях достаточно глубокого эрозионного среза.

Таким образом, предельные высоты докембрийских вулканов Карелии могут считаться сопоставимыми с предельными высотами современных вулканов. Из этого следует общий вывод, высоты вулканических сооружений в истории геологического развития Земли в целом мало различались в своих предельных значениях.

А. Л. Яншин, рассматривая эволюцию геологических процессов в истории Земли, на основании ряда

наблюдений высказал сомнение в том, «а были ли в те дальние времена на Земле сколь-нибудь высокие горы?», и, продолжая обсуждение этой проблемы, предположил, что, «вероятно, даже вулканы тех древних времен были невысокими». (Яншин, 1984, с. 202–203).

Мы в целом разделяем представления об отсутствии в докембрии орогенов. Однако приведенное выше обоснование предельной высоты докембрийских лопийско-свекокарельских вулканических сооружений дает основание считать возможными высоты наиболее производительных вулканов, достигающими отметок 4,5 км от их подошвы. В последующем обсуждении этой проблемы должно обосновываться исключительно более полными и уточненными данными реконструкций действовавших в докембрии вулканов и количественными оценками их геологического эффекта.

Предельному состоянию вулканического сооружения сопутствует снижение или отмирание эруптивной деятельности через вершинный кратер. Но это состояние не означает прекращения вулканизма в ареале. Достаточно незначительных боковых сжимающих усилий, начала проседания вулканического сооружения, чтобы привести к выжиманию магмы из зоны генерации в очаговую питающую систему. Однако преодолеть сопротивление лавовой пробки в жерле вулкана возобновившийся магматический расплав не в состоянии, и внедрение магмы происходит в трещины кольцевого типа, что выражается в проявлении боковых (адвективных) извержений. Смена терминальной деятельности на аддективную – характерная черта достижения вулканом своей предельной формы. В результате образуются не только кольцевые дайки, дайки в дайке, но и силлы в силле, а в вулканическом ареале – лавово-шлаковые и шлаковые конусы.

Соосновное проседание вулканической постройки в значительной степени формируется листрическими разломами сверху и кольцевыми снизу, которые и обеспечивают прорыв остаточных магм через боковые жерла (Токарев, 1991).

В докембрии боковые прорывы фиксируются наиболее отчетливо в ареалах свекокарельского вулкано-плутонизма (Гирвасский, Кирьявалахтинский, Шидгубский и др.), вероятно, они характерны и для лавовых полей позднего архея и сариолия. Признаки их зафиксированы в пределах проксимальных зон как трубы взрыва. Таким образом, мы думаем, что докембрийские вулканические сооружения Карелии достигали в своем развитии предельной высоты как для щитового, так и для стратифицированного центрального типов. Вулканические фазы в докембрии имели полноценное развитие и достигали четкого максимума, вплоть до угасания. Все эти события зафиксированы в генетических типах изверженных пород на площадях большинства реконструированных ареалов.

Согласно аналитическим данным продуктивность современных и докембрийских вулканических построек и их групп хотя и является на протяжении всего периода их деятельности постоянной или даже более или менее выдержанной (Федотов, Горецкий,

ГЛАВА 4. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

1979, 1980; Поляк, Мелекесцев, 1981; Большое трещинное..., 1984), их суммарный геологический эффект в целом сопоставим (Светов, 1979, 1984).

Если это предположение получит подтверждение более детальными палеовулканологическими реконструкциями, тогда из него можно было бы сделать вывод о достаточно ровном и сопоставимом режиме эруптивной деятельности и в докембрии, и в современную эпоху. Однако по этому поводу существует противоположное представление об убывании вулканической активности в истории Земли (Поляк, Мелекесцев, 1979).

Совершенно очевидно, что эта проблема эволюции геологических процессов от ранних этапов развития Земли до современности не может быть решена на основании выбора того или иного мнения. Для глобального вывода отсутствуют необходимые аналитические данные. Они не могут быть получены, поскольку наука, во-первых, не обладает данными по периодизации вулкано-плутонизма ввиду значительных лакун в геологической летописи Земли, а, во-вторых, лишена каких-либо оценок не только объемов всего континентального, но и особенно океанического магматизма. С таких позиций данная проблема представляется достаточно умозрительной, лишенной доказательности.

Важными являются представления о длительности активного состояния корневой питающей системы. Общие особенности физических параметров земной коры дают основания предполагать первым угасание коровых гранитоидных очагов магмообразования. Их длительность и активность функционально связаны с режимом деятельности более глубинных промежуточных очаговых зон базитового питания. Следствием такого тесного взаимодействия разноглубинных очагов является общий факт проявлений в докембрии Карелии корового умеренно-кислого и кислого магматизма на зрелой стадии, на стадии максимума активности базальтоидного вулкано-плутонизма. Его спад немедленно отражается на прекращении излияний дацитовых, риодакитовых лав. Начало инверсии сводового воздымания вулканического ареала с достижением предельной перекомпенсации вызывает рост литостатического давления и инверсию вулкано-тектонического поднятия на компенсированное погружение. В сменившейся обстановке легкие умеренно-кислые и кислые расплавы выжимаются по системам новообразованных трещинных структур, образуя системы экструзивно-купольных, купольных, лакколитообразных интрузий, включая пояса комагматических им даек. Подобная ситуация нами достаточно полно рассмотрена на примере магматизма в Кирьявлахтинской вулканической зоне людиковия Северного Приладожья (Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1991). Таким образом, геодинамические обстановки областей активного магматизма являются атTRACTором формирования автономных вулкано-плутонических серий мантийного и корового вулкано-плутонизма. Этот принцип нами был положен в основу выделения рядов не только вулкано-плутонических комплексарных серий, но и рядов вулкано-плутонических

ассоциаций конкретного тектономагматического цикла.

Поскольку системы корневого питания и астеносферной генерации магм, безусловно, достаточно длительны и нередко превышают продолжительность бассейновой синхронной седиментации, то производными одних и тех же очаговых зон могут быть комплементарные серии изверженных пород, имеющие разное стратиграфическое положение. В случаях расчленения платобазальтовых лавовых покровов раннего, среднего и позднего ятулия, обладающих единством геохимического и петрохимического состава исходных расплавов, их необходимо рассматривать в составе единого вулканического комплекса (Светов, 1968, 1972). Подобная ситуация имеет место в ареалах совмещенного людиковийско-ливвийского вулкано-плутонизма в Онежской ВТС и в Северном Приладожье. В Северном Приладожье интервал между двумя циклами осадочного и осадочно-вулканогенного седиментогенеза сокращен до минимума. Судя по нашим данным, он меньше 3–5 млн лет. Это означает, что людиковийские и ливвийские магматические очаговые зоны являются долгоживущими и общими, а не автономными, что обусловило комплементарность вулкано-плутонических серий людиковия и ливвия.

Важнейшим следствием значительной инертности угасания очаговых зон питания, по нашему мнению, является формирование в ряде случаев интрузивных членов вулканических серий в заключительные периоды лавовых излияний, а иногда и в начальные этапы следующего седиментационного цикла. Таким образом, нами на примере Северного Приладожья была показана несостоительность литостратиграфических критериев на относительную периодизацию вулкано-плутонизма в целях обоснования объемов не только вулкано-плутонических серий, но и ассоциаций.

Инертность и особенно исключительная продолжительность существования глубинных астеносферных зон способна формировать в литолого-стратиграфическом отношении транзитные вулкано-плутонические комплексы, серии, ассоциации в ходе формирования осадочно-вулканогенных чехлов.

С позиции транзитности разноглубинных генетических типов интрузивных пород мы, в частности, считаем интрузию Кааламо и сопутствующие ей некоторые малые интрузивные формы комагматичными образованиями людиковийских лав.

Таким образом, основанием к выделению вулкано-плутонических формаций (серий, ассоциаций, комплексов) является важнейший признак их формирования из единого источника (очаговой зоны) магматических расплавов, а не последовательность их формирования, как это следует из определения сущности магматической формации (Кузнецов, 1964). Единство изверженных пород доказывается их вещественной комплементарностью, палеовулканологической периодизацией разноглубинных членов магматитовых ассоциаций пород и общностью геодинамических обстановок. Каждый из перечисленных критериев

ЧАСТЬ II. АРЕАЛЫ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

является необходимым, но недостаточным. Поэтому выделение вулканических серий в чистом виде не оправдано, как и плутонических в ареалах совместного вулкано-плутонизма, а их расчленение по тонкой геохимии является полезной операцией для выяснения эволюции расплавов в очаговой зоне.

Что касается длительности существования корневой питающей системы, то она охватывает время от одного квазистационарного состояния астеносферы до другого. Эти периоды относительного динамического покоя охватывают время стабилизации тектонической активности и, вероятно, не превышают длительности континентального выветривания, пенепленизации и седиментации. Их продолжительность может быть достаточно точно ограничена литологопалеогеографическими исследованиями.

Функциональная связь объемов магматических очагов с объемами изверженного материала в зонах активного магmatизма подчеркивается многими исследователями древнего и современного вулканизма (Лучицкий, 1971; Святловский, 1971; Святловский, Китайгородский, 1988).

Если такая связь действительно универсальна, то можно предполагать над наиболее крупными и долгоживущими периферическими очаговыми зонами существование депрессионных прогибов, седиментационных бассейнов, автономных или сопряженных вулкано-тектонических депрессий, структур кальдерного проседания. Возможно, глубина проседаний в депрессиях пропорциональна глубине размещения очаговых зон (Святловский, Китайгородский, 1988).

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Вулкано-плутонизм рассматривается как единый процесс. Впервые установленные критерии выделения центров магматизма на различных уровнях глубинности создали основу для выделения ЦЭМА и изучения его в связи с тектоническим каркасом.

2. Проведена типизация структурных форм ЦЭМА, и на примере Карельского региона выявлена направленность в их развитии (от ареальной к центральной). ЦЭМА являются индикаторами геокинематических режимов их формирования.

3. Охарактеризована цикличность в формировании ЦЭМА и многообразие их форм. Сопоставима цикличность ЦЭМА, развивающихся на раннеархейской протокоре (позднеархейский Калевальский ЦЭМА в пределах Карельского геоблока и свекокарельский Салминский ЦЭМА в пределах Све-кофенского геоблока). Для них характерен бимодальный мантийно-коровый вулкано-плутонизм и сопоставимая латеральная геохимическая зональность

корового магматизма. В начальную стадию цикла одновременно с базальтовым вулкано-плутонизмом развит коровый вулкано-плутонизм кальциево-натриевой серии (тоналит-плагиогранит-дацит-плагиориолитовая вулкано-плутоническая ассоциация). В заключительную стадию цикла вслед за базит-ультрабазитовым вулкано-плутонизмом формируются граниты нормального ряда. Им предшествовал мантийный флюидный поток, несущий в земную кору калий и сопутствующие литофильные редкие элементы и способствующий при совместном воздействии с базитовой магмой плавлению земной коры.

4. На основе изучения ЦЭМА впервые выделены и охарактеризованы главные типы вулкано-тектонических и тектономагматических морфоструктур. Охарактеризована вертикальная зональность корневых систем ареалов магматизма.

BRIEF CONCLUSIONS

1. Volcano-plutonism is understood as one process. Criteria for locating centres of magmatism at different depths were presented for the first time as a basis for identifying centres of endogenous magmatic activity (CEMA) and studying their relation to the tectonic framework.

2. The structural forms of CEMA are subdivided into types, and examples from the Karelian region are given to show that they were evolving from an areal to central form. CEMA indicate geokinematic regimes in which they were formed.

3. The formation of CEMA is shown to have a cyclic pattern, and the diversity of their forms is discussed. The cyclicity of the CEMA evolving on the Early Archean protocrust is comparable (the Late Archean Kalevala CEMA in the Karelian geoblock and the Svecokarelian Salmi CEMA in the Svecofennian geoblock). Characteristic of them are bimodal mantle-crustal volcano-plutonism and the comparable lateral geochemical zonation of crustal magmatism. At the initial stage of the cycle, basaltic volcano-plutonism was simultaneous with Ca-Na-series crustal volcano-plutonism (tonalitic-plagiogranitic-dacitic-plagioryholitic association). At the final stage of the cycle, basic-ultrabasic volcano-plutonism was followed by the formation of normal-series granites. They were preceded by mantle fluid flow, which transported potassium and accompanying lithophile rare elements to the earth crust and contributed, together with basic magma, to the melting of the earth crust.

4. Based on the study of CEMA, major types of volcano-tectonic and tectono-magmatic morphostructures were first distinguished and described. The vertical zonation of the root systems of areas affected by magmatism at different depths is discussed.

ГЛАВА 5

РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЦЕНТРОВ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

По своей сущности содержание рудно-магматической части проведенного исследования не преследует обсуждения современной теории рудообразования в докембрии. Однако многие следствия региональной палеовулканологии имеют важное значение не только для развития исторической магматической геологии, но и прикладной металлогении. Наша задача состоит в том, чтобы с позиций палеовулканологических реконструкций наметить возможные новые направления в изучении проблемы связи рудообразования с разноглубинными проявлениями магматизма.

Современная региональная металлогения в значительной степени ориентирована на изучение вещественного состава месторождений и рудопроявлений, их локализации и географии размещения в зависимости от геодинамических обстановок рудообразования и формирования разрывно-складчатых структур. В связи с этим главными приоритетами металлогенических исследований явились металлогенические эпохи, рудные формации и геодинамические обстановки их формирования с привязкой к системам структур эволюционирующего тектонического каркаса ФСЩ, что и нашло отражение в обобщающей коллективной работе «Металлогения Карелии», созданной в 1999 г.

По нашему мнению, «стратиграфическая» металлогения, построенная на геотектонической основе, более служит целям описательного фактографического осмысления всей совокупности данных, чем задачам поиска генетических связей рудообразования с процессами вулкано-плутонизма, бассейнового осадконакопления в геологической истории региона. Сов-

ременное состояние региональной металлогении таково, что проблемы научного обоснования локального прогноза выпали из ее внимания. Рудное вещество оказалось оторванным от материнского субстрата, его геологическая история рассматривается вне вулкано-плутонических событий и явлений, вне структурных преобразований ареалов активного магматизма и областей сопутствующего ему осадочного породообразования.

Очевидно, что при решении целого ряда вопросов генетической металлогении существенный вклад способны внести магматическая геология и ее историческая часть – палеовулканология. Основоположники отечественной металлогении А. Г. Бетехтин, Ю. А. Билибин, А. Н. Заварецкий, В. Н. Котляр, В. И. Смирнов, С. С. Смирнов, А. Д. Щеглов и многие другие свои научные концепции строили на практической и теоретической магматической геологии, теории вулканизма и осадочно-вулканогенного литогенеза. Ареалы активного вулкано-плутонизма, вулканические постройки в настоящее время рассматриваются как продуктивные металлогенические центры (Решение..., 1985). Все более в металлогенический анализ проникает представление об автоволновом геодинамическом поле, как энергетической основе полихронного и многостадийного рудообразования. Первостепенное значение в металлогенических исследованиях и оценке минерально-сырьевых ресурсов регионов приобрели разнообразные вулкано-тектонические структуры ЦЭМА, вулканические массивы как объекты наиболее потенциально рудоносные и перспективные.

В последующем изложении рудно-магматические системы центров активного вулкано-плутонизма, являющиеся элементами мантийных и мантийно-коровых очаговых зон и следствиями флюидодинамики силикатных расплавов, рассматриваются нами, главным образом, как объекты не столько металлогенические, сколько палеовулканологические.

5.1. ЦЕНТРЫ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Высокая производительность вулканической эruptивной деятельности минувших геологических эпох обусловила поступление в земную кору и на поверхность огромных масс мантийного и мантийно-корового материала, содержащего разнообразные рудные элементы. Вся совокупность разнофациальных и разноглубинных изверженных пород выводится из недр благодаря становлению и функционированию корневой магмовыводящей питающей системы. Ее вершинным наземным элементом является эруптивная зона, трансформирующаяся обычно из элементарной вулканической постройки в сложноорганизованный центр эндогенной магматической активности. На зрелой стадии развития эруптивной деятельности центр вулкано-плутонизма обычно перерождается в вулканотектоническую структуру с гнездовым размещением вулканических зон. Очевидно, что центры вулкано-плутонизма являются наиболее мощными и энергоемкими узлами литосферы, размещающимися на пересечении разломных структур в тектоническом каркасе суперструктуры региона.

Изверженные вулканические и разноглубинные интрузивные образования обычно формируются в обстановках высокоградиентных (до шоковых) температур и давлений. Они представляют собой крайне неравновесные ассоциации пород, подвергаются воздействию новой внешней среды и обильно выделяющихся летучих компонентов, а также глубокому фумарольному, фумарольно-гидросольфатарному, автоматасоматическому перерождению, пневматолито-гидротермальному и гидротермальному изменению и преобразованию. Вулкано-плутонические ассоциации изверженных пород ЦЭМА и вулканических построек, питающих магмоподводящих систем и корневых зон представляют собой природный реактор по глубокой переработке метастабильных пород и перераспределению всех без исключения компонентов их состава.

Магматические процессы различной глубинности различаются по физическим параметрам, поэтому уже на стадиях породообразования происходит радикальная перестройка флюидно-магматических систем и перераспределение главных породообразующих компонентов, в том числе и рудных. В результате по всей магмопроводящей колонне мантийного питания, включая и эруптивную зону, формируется сложноорганизованная рудно-магматическая система. Разнообразие способов и форм переноса металлов из магма-

тических расплавов в значительной степени затрудняет изучение системного движения вещества на путях извлечения, транспортировки, концентрации и рудоотложения.

Области аккумуляции в ареалах активного континентального или подводного вулканизма, зоны вулканических магматических камер, периферических или промежуточных очагов являются геологической средой формирования разнообразных по вещественному составу и способам образования рудных месторождений и рудопроявлений (рис. 42).

Исходя из опыта изучения ареалов активного вулкано-плутонизма, в представленную унифицированную модель включены по месту локализации наиболее важные рудные месторождения Карелии.

Вместе с тем вся совокупность известных в докембрии Карелии рудных месторождений и рудопроявлений, по нашему мнению, может быть отнесена к целому ряду генетических типов, учитывающих не только способ их образования, но и глубинность первичного залегания (табл. 51).

Ранги экзогенных и эндогенных месторождений отражают их естественные способы образования. Однако экзогенные месторождения по своим рудным компонентам являются продуктами разрушения, выветривания и переотложения рудных минералов пород эруптивных зон. Вопросы палеогеографических обстановок их формирования в дистальных или проксимальных условиях могут быть решены специальными палеовулканологическими исследованиями. Очевидно, в ареалах активного вулканизма в ходе формирования осадочно-вулканогенного чехла могут формироваться россыпные месторождения, незначительно оторванные по времени и месту от формирования экструзивных фаций изверженных пород (например, золотоносные терригенные породы риодацитового плато Лехтинской структуры, грубообломочные терригенные толщи внутри лопийских вулканогенных образований и др.). В ранге эндогенных месторождений выделенные генетические классы отражают представления авторов на рудообразующую роль разных явлений, сопутствующих активному вулкано-плутонизму, проявленных в условиях переменных глубинных фациальных обстановок.

Главными петрогенетическими процессами плутонического класса магматических месторождений и рудопроявлений следует признать флюидно-магматическое расщепление, кристаллизационную гравитационную дифференциацию (фракционирование) силикатных расплавов магматических очагов и локализацию их в интрузиях расслоенного типа (интрузии под вулканами). Не исключена возможность формирования рудопроявлений выделенных двух генетических типов этого класса и в мощных лавовых покровах, потоках в зонах их лавоводов. Явления кристаллизационного фракционирования и ликвации в микромасштабах многократно наблюдались нами не только в силлах габбро-долеритов людиковия и ятулия, но и ливвия и рифея. Однако их масштабы ограничивались минералпроявлениями и рудопроявлениями (силлы габбро-долеритов людиковия Заонежского

ГЛАВА 5. РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЦЭМА

Таблица 51. Генетические типы рудных месторождений и рудопроявлений в докембрии Карелии

Ранг	Группа	Генетический класс	Генетический тип	Характерные рудные компоненты	Типовые примеры объектов, месторождений, рудопроявлений
Эндогенный	Магматическая	Плутонический	Ликвационный	P-Fe-Ti, Cu-Ni, Fe-Ti-Pt-V, Au, Ag, Pt	Вожминское, Рыбозерский
			Кристаллизационный (сегрегационный)	Cr-Pt, Fe-Ti-V, Cu-Ni	Койкарский, Пудожгорский, Янгозерский, Валаамский и др. силлы. Бураковский массив
		Вулкано-плутонический	Ликвационный (рудные силикатные магмы)	Mgt, Cu-Ni-Pt	Платобазальтовые и долеритовые серии ятулия, людиковия, рифея
			Металлоносных лав	Cu, Au, Ag, Mo	Платобазальты ятулия, людиковия. Онежская ВТС
		Вулканический	Металлоносные туфы, шлаки	Cs, V, Cu	Геохимические следы в пирокластических отложениях протерозоя и рифея
			Флюидно-магматический	Nb, TRE, Zr, Ta, Sr, алмазы	Хибины, Ловозеро, Елетьзеро, Тикшозеро. Архангельская алмазоносная провинция
		Пегматитовый (редкометальный)	Редкометальный, мусковит-редкометальный, сподуменовый	Ta, Nb, Li, Cs	Приладожье, Водлозеро, Ветреный Пояс, Хаутаваара
		Фумарольный	Штокверковый, жильный	Mo, Cu-W-Mo, Cu-Zn, Au, Pb-Zn, Cu-Mo	Лобаш, Пяяваара, Бергаул, Хаутаваара, Ялонваара, Таловейс
		Гидротермальный	Эксграляционный	V, S, Se, Re	Геохимические признаки в отложениях фумарольно-гидросольфатарной фации
	Фумарольно-экстазиальная	Осадочно-вулканогенный (осадочно-гидротермальный)	Проксимальный (колчеданный)	S, Cu, Pb-Zn, Au	Хаутаваарское, Паандовское, Ялонваарское, Рыбозеро и др.
			Дистальный (железисто-кремнистый)	Fe кварциты, итабириты, такониты, джеспилиты	Костомушское, Совдозерское, Пялозерское
		Вулканогенно-осадочный (металлоносных осадков)	Пелито-карбонатный, терригенно-карбонатный	P, Sr, Ba, W, Pb-Zn	Приладожье, Онежская структура, Лехтинская и Куолаярвинская депрессии, оз. Кукасозеро
			Углеродисто-кремнистый (туфо-кремнистый)	Cu, Pb, Zn, U, Th, V Pt, Au-Pt	Куолаярвинская депрессия и Онежская ВТС. Полвилампи
			Туфогенно-кремнисто-карбонатный с углеродом	W, Mo, Zn, Cu, Fe, Mn, Bi, Ni, Co, U, Th, Ge, Pt	Онежская ВТС, Куолаярвинская депрессия, Приладожье
	Метаморфогенная	Скарновый (контакто-метасоматический)	Известковистый, магнезиальный	Fe, Fe-Mn, Zn, W, Sn	Приладожье, Пана-Куолаярвинская структура
		Метаморфогенно-метасоматический	Регенерированный колчеданный, метаморфогенно-метасоматический, метасоматический	Cu, Zn, Co, Ni, Pt V-Mgt Cu-Ni Cu-U-Mo-V	Кивгуба, Губа Травяная, Рыбозеро, Каменоозерская, Онежская ВТС, Средняя Падма
Экзогенный	Гипертензенный	Осадочный (хемогенный)	Эвапоритовый	фосфориты, Fe-Mn, соли	Косвенные геохимические признаки рудных образований раннего генетического типа в среднем и позднем протерозое
		Россыпной	Аллювиальный	Pt, Au, Th-V, алмазы	Северная, Центральная Карелия, Приладожье, Ветреный Пояс
			Литоральный	Th, U, Au	Плакковаара, Келдоваара
		Кор выветривания	Остаточный	Ni, каолин, боксит	Архангельская обл., возможны в Карелии
			Инфильтрационный (месторождения несогласий)	U, Fe, Pb-Zn, Ag	Архангельская обл., Сев. Приладожье, Карху

Примечание. Класс экзогенных месторождений в докембрии Карелии характеризуется наложением на них процессов метаморфических изменений разной степени интенсивности. Главными генетическими и поисковыми признаками их являются первичные осадочные, экзогенные.

полуострова, Сегозерской вулканической зоны ятулия, габбро-перидотитовые силлы ливвия Куолаярвинской структуры, Валаамский силл габбро-долеритов рифея и др.). Проявления ликвационных процессов в субвулканических силлах, дайках отмечаются и в классе вулкано-плутонических месторождений и рудопроявлений, однако масштабы их обычно незначительны.

Класс вулканических рудопроявлений включает достаточно редкие генетические типы – металлоносных лав и металлоносных пирокластических образований. Металлоносные лавы представлены лавами с медносульфидной вкрапленностью ликвационного типа (купробазальты), изученные в платобазальтовых толщах ятулия (Светов, 1968, 1972). В меньшей

степени они развиты в базальтовых лавах людиковия Онежской ВТС.

Флюидно-магматический класс рудных месторождений образуют карбонатитовый и кимберлитовый типы. Их геологическая позиция и геологические особенности хорошо изучены и охарактеризованы. Мы подчеркиваем в наименовании этого класса месторождений ту их особенность, которая связана с формированием флюидонасыщенных взрывоспособных, весьма кинематически активных силикатно-газонасыщенных расплавов.

Класс **пегматитов** с редкометалльной минерализацией имеет незначительные масштабы проявлений. Его место в классификации рудных месторождений бесспорно, но объекты этого генетического типа не являлись предметом специального изучения.

Фумарольный магматический класс рудопроявлений, основываясь на данных вулканологических исследований подобных образований в областях современного или недавнего вулканизма, играет важную роль в рудообразовании, обычно отмечая стадию газовых эмиссий. Известен большой перечень рудных элементов, которые накапливаются в пределах фумарольно-гидросольфатарных полей и термальных площадок. Наибольшие масштабы выноса установлены для пордообразующих (Al, Fe, Ti, Na, K, Mn, Mg, Ca), а также летучих (Cl, F, S, Br, Sb, As, P) элементов. Из рудных элементов значительный вынос испытывают Zn, Cu, Cs, La, Rb, Mo и Pb. Количества других элементов в разных фумаролах отмечаются в переменных содержаниях. Неожиданным оказался факт высокой подвижности в горячих фумаролах ЭПГ, Re, Au и Zr (Большое трещинное.., 1984). В последующем рудные концентрации, участвуя в позднемагматических процессах, являются источником формирования разнообразных осадочно-вулканогенных (экскальационно-гидротермальных) месторождений и рудопроявлений. В частности, чрезвычайно широкий элементный состав рудных компонентов в таких породах как углеродсодержащие, шунгитосодержащие алевролиты, глинисто-туфогенные пелиты, включающий Mo, V, U, Se, Sb, Hg, Au, Zn, Си, Ni, Co, Cr, Th, La, Ag, As, Bi, Eu, а также ЭПГ. Все без исключения перечисленные рудные элементы являются характерными компонентами металлоносных экскальаций современных действующих вулканов (Набоко, 1959, 1980; Большое трещинное.., 1984). Помимо того, в конденсатах активных фумарол постоянно отмечаются в самородном или в виде минеральных агрегатов Ga, Sn, Cd, Sc, Li, Rb, Cs, Sr, Hf, Ce, Zr, Sm, Yb и Lu.

Весьма важными в докембрии региона представляются объекты магматического гидротермального класса. Очевидно, в реальных изучаемых объектах они представляются гидротермально-метасоматическими рудоносными образованиями, как вторичными, сформированными по первичным гидротермальным рудоносным объектам «чистой линии». Для нас представляется важным сам факт возможного существования первичных гидротермальных рудных месторождений в ЦЭМА и в ВТС на раннемагматической стадии вулкано-плутонизма. Вероятно, гидро-

термально-гидратитовый класс рудных объектов в геологической истории литосферы региона не сохранился в первозданном виде, хотя следы его могут быть представлены рудными элементами (рис. 42).

Класс **осадочно-вулканогенных** рудных месторождений, нередко в генетическом отношении воспринимаемый как осадочно-гидротермальный, имеет важнейшее экономическое значение, поскольку с ним связаны наиболее крупные запасы железистых кварцитов, а также многочисленные месторождения колчеданных руд.

Все перечисленные классы рудных объектов обладают ярко выраженной локализацией в пределах ареалов активного вулкано-плутонизма, главным образом, в проксимальных зонах вулканических и вулкано-плутонических центров (рис. 42). В то же время источник рудного вещества, как это позволяет считать современная теория рудообразования, заключен во флюидно-магматические силикатные расплавы, являющиеся главной составной частью рудно-магматических систем.

Класс **вулканогенно-осадочных** месторождений и рудопроявлений включает значительное разнообразие генетических типов металлоносных осадков, которые часто достаточно латерально оторваны от центров вулканизма и поэтому трудно классифицируются. Будучи несомненным признаком влияния вулканизма на вещественное наполнение области осадочно-вулканогенного литогенеза, они содержат множество особенностей собственно осадочных гипергенных (экзогенных) месторождений. Роль проявлений рудной минерализации в разнородных собственно осадочных терригенных толщах особенно велика в палеовулканологическом отношении, поскольку они по определению ведут в своих генетических признаках к районированию седиментационных бассейнов и выявлению ареалов активного вулкано-плутонизма. Удаленные фации хемогенного осадочно-вулканогенного породообразования являются прямыми признаками далеких ареалов активного вулканизма. В частности, по этому признаку удается районировать провинции лопийского покровного базальтового вулкано-плутонизма, а также провинции свекокарельских ареалов сопряженного вулканогенного и терригенного породообразования. Особенно велика роль этих смешанных пород в целях регионального палеовулканологического районирования и оценки минерально-сырьевых ресурсов разных сегментов ареалов осадочно-вулканогенного литогенеза. Близкой по сущности является проблема оценки рудоносности свекокарелид обширной территории Приладожья, где предстоит решать проблему рудоносности существующих здесь ЦЭМА на медно-никелевое оруденение типа Оутокумпу. Более того, металлоносные осадки удаленных ареалов образования являются прямыми признаками на возможные магматогенно-гидротермальные рудные системы в ЦЭМА. Широкое развитие в составах осадочно-вулканогенных чехлов лопид и свекокарелид большого разнообразия металлоносных осадков, по нашему мнению, служит указанием на существование рудоносных гидротермальных систем во

многих еще не выявленных или слабоизученных ЦЭМА. Известно, что вулканоструктуры обычно осуществляют контроль за размещением и динамикой функционирования и глубинностью рудно-магматических систем (Власов, 1975; Егоров, 1984; Власов и др., 1986; Русинов, 1989; Иванкин, Назарова, 1991).

Скарновый и метаморфено-метасоматический классы рудных месторождений здесь не рассматриваются, поскольку они не являлись объектами палеовулканологических исследований. Они достаточно полно с позиций метаморфогенного типа их образования рассмотрены в специальных работах (Рыбаков, 1980, 1987; Иващенко, 1987; Кулешевич, 1992; Металлогения Карелии, 1999).

Следует лишь отметить, что генетические типы этих месторождений являются в абсолютном большинстве случаев регенерированными или метаморфизованными из первично-осадочных либо первично-магматических месторождений. Нет в докембрии месторождений, не испытавших ту или иную степень метаморфических преобразований. С позиций палеовулканологических реконструкций нас интересуют проблемы магматических и рудообразующих процессов в чистом виде, чем и было продиктовано создание предлагаемой генетической классификации рудных объектов Карелии.

Поскольку ВТС представляют сопряженные формы геологической организации пространства в результате взаимодействия магматических и тектонических факторов в узловых точках автоворонкового геодинамического поля напряженной литосферы и в головной (вершинной) части корневой мантийно-коровой питающей системы, то по определению они являются теми объектами тектоносферы, которые обладают наибольшей металлогенической значимостью. Здесь присутствуют центры формирования рудных месторождений самых разнообразных генетических типов и разноглубинных источников рудного вещества. ВТС являются центрами полихронных телескопированных проявлений мантийного, мантийно-корового и корового типов магматизма, совмещенных с общими корневыми системами питания, а также местом формирования рудно-магматических систем. Очевидно, рудно-магматические системы являются неотъемлемыми элементами всех ВТС.

Рудно-магматическую систему (РМС) мы определяем как систему последовательного полихронного видоизменения флюидизированных магматических силикатных расплавов под влиянием смены физико-химических параметров, приводящих к обособлению, миграции, накоплению и отложению рудных компонентов в элементах тектонического каркаса формирующих ВТС. Все рудно-магматические системы чрезвычайно чувствительны к изменению параметров физической среды и обладают не только ярко выраженной вертикальной, но и латеральной зональностью на всех уровнях глубинности их функционирования.

Таким образом, ВТС и РМС обладают общностью и взаимозависимостью своего образования. ВТС отображают, главным образом, морфоструктурные особенности организации тектонического каркаса текто-

носферы, а РМС – динамику поведения и обстановки накопления рудного компонента флюидно-магматических силикатных расплавов. Очевидно, что ВТС сами по себе не являются металлогенически специализированными, но их специализация определяется потенциальными ресурсами рудообразования тех вулкано-плутонических, как правило, бимодальных, которые составляют вещественную основу их мантийно-корового наполнения. В локализации ВТС первостепенное значение имеют прежде всего главные элементы тектонического каркаса суперструктурь литосферы, в узлах фрактальности которых осуществляется их самоорганизация, саморазвитие и взаимодействие в общей энергоструктуре литосферы.

ВТС и сопутствующие им полихронные и полигенные рудно-магматические системы имеют длительную геологическую историю. ВТС проходят несколько последовательных стадий развития, включающих сводовое вулкано-тектоническое поднятие, формирование первичной мантийно-коровой системы магматического питания, вплоть до деструкции ее, кальдеро-грабенообразование и экструзивно-купольное и купольное обновление. Всем стадиям формирования сопутствуют соответствующие стадии преобразования и усложнения РМС.

В докембрии Карелии отсутствуют примеры комплексного геолого-геофизического и палеовулканологического изучения конкретных ВТС, как нет и примеров морфоструктурного изучения отдельных выявленных руин вулканических построек и их корневых зон. Хотя имеющиеся данные по их палеовулканологическим реконструкциям убеждают в том, что в каждом случае обнаруживается множество связанных с ними гидротермальных рудно-метасоматических образований широкого вещественного состава и значительного временного диапазона образования. Состояние изученности проблемы рудоносности ВТС и ЦЭМА на объектах классических горно-рудных провинций и регионов (Урал, Алтай, Забайкалье, Камчатка, Средняя Азия, Кавказ, Казахстан) дает основание к предположению исключительно широкого развития в кристаллическом фундаменте ВЕП и ФСЩ не выявленных и не распознанных рудоносных ВТС. Многие из рудных объектов – Печенгская структура, Лехтинская краевая ВТС депрессия, Онежская брахиформная структура, Западно-Онежский прогиб и др. являются яркими, хотя и не изученными ВТС с сопутствующими им рудно-магматическими структурами.

Значительная степень эрозионно-денудационного вскрытия досвекокарельского фундамента ФСЩ, вывод на поверхность глубоких сечений целого ряда таких структур затрудняют их идентификацию, распознание и собственно весьма низкую степень изученности.

Многообразие типов гидротермально-метасоматических рудных месторождений и рудопроявлений на территории региона, по нашему мнению, служит доказательством того, что многие рудно-магматические системы могут быть уже выделены и классифицированы по генетической принадлежности. У нас отсутствуют необходимые геолого-геофизические данные и

ЧАСТЬ II. АРЕАЛЫ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

палеовулканологические сведения для того, чтобы воссоздать приближенную модель корневой зоны и вертикальной колонны древней свекокарельской гидротермальной системы, но мы обладаем многими фактами для обоснования ее реконструкции в общих чертах и предварительной качественной оценки параметров и отдельных элементов ее системы. Фрагменты кроны гидротермального «древа» зоны разгрузки гидротерм, а также некоторые признаки поверхностного стока, как и примерные размеры термальных аномалий уже имеются частично и при специальных исследованиях могут быть уточнены. В целом картирование древних гидротермальных систем имеет достаточно обоснованную методическую базу, что позволяет ее локализацию и выделение из ареалов регионального метаморфизма низких ступеней зеленосланцевой фации. Таким образом, ареалы активного вулканизма могут картироваться по признакам латеральных размещений термальных площадок, сопутствующих им гидротермальных систем с характерными для них процессами хемогенного осадконакопления и рудного минералообразования.

Литифицированные осадки из вод гидротермальных полей – гейзериты, травертины, силициты и т. д. повсеместно отмечаются среди вулканогенных толщ в виде пластовых залежей, линз или скоплений мало мощных тел в пределах разгрузки гидротермальных вод. Они являются ярким свидетельством бывших поздневулканических явлений и нередко обладают рудными концентрациями, чем и привлекают к себе внимание. Очевидно, что их современный состав, облик и распространение сохранили очень сходные geoхимические первичные особенности. Однако очевидно и то, что их ареалы, поля, площадки есть не что иное, как свидетельства фумарольно-гидросольфатарной деятельности.

Часто в проксимальной и дистальной зонах обнаруживаются высококремнистые, кремнисто-карбонатные и карбонатные породы. Они, как правило, образуют сложной формы тела в неровностях кровли лавовых потоков на фронте лавовых потоков или в местах их сочленения, а также в рыхлых обломочных образованиях – в туфах, агломератах, туфогенно-осадочных породах пачек, разделяющих лавовые потоки. Их формы обособления – отдельные тела, группа тел, заполнение неровностей потоков и покровов, глыбовые брекчии и агломераты в их кровле, а также заполнение межшаровых пространств в шаровых, шарово-подушечных и пахоэхоз базальтах.

Значительное количество этих пород отмечается на разных удалениях от центров излияний в виде составных частей осадочно-вулканогенных пород – туfov, туффитов, алевролитов, вплоть до смешанных вулканогенно-терригенных осадков.

Следует признать, что не только первичный состав этих осадков, но и их геохимия остаются практически не выявленными. В современном состоянии они сохранили лишь главные особенности состава, текстурно-структурные признаки, формы тел, в то время как их вещественный состав претерпел коренные изменения.

История их геологического изучения дает основу к заключению, что они являются в значительной степени следствием активной древней фумарольной и фумарольно-гидросольфатарной деятельности.

Не будет преувеличением утверждать, что гидротермальные системы ареалов активного вулкано-плутонизма являются в значительной степени аналогами гидротермального минералообразования и рудоотложения областей недавней или современной тектономагматической активности. Этот тезис основывается, прежде всего, на повсеместном нахождении хемогенных гидротермально-экскавационных отложений в разрезах вулканогенных толщ любого возрастного наложения.

Как было указано выше, фумарольно-гидросольфатарная деятельность является неотъемлемым процессом эruptивной деятельности всех изученных эпох докембрийского вулкано-плутонизма в Карелии.

Сопряженность полей и площадок активного хемогенного породо-рудонакопления с эruptивными зонами вулканических построек в пределах проксимальных и дистальных ареалов – выявленный и многократно изученный факт. Таким образом, можно предполагать, что изучение явлений фумарольной, гидросольфатарной синвулканической и поствулканической деятельности представляет не только научную проблему, но и имеет важное прикладное значение.

На основе многолетних исследований металлогенных областей современного и недавнего вулканизма Приморья, о. Сахалин, Дальнего Востока, полуострова Камчатки, островов Курильской гряды М. М. Васильевский с соавторами обосновал концепцию о вулканах как металлогенических центрах и ареалах рудообразования (Васильевский, 1973, 1977; Васильевский и др., 1974). Рудообразующая роль гидротермальных систем вулканических ареалов и их корневых зон достаточно глубоко обоснована отечественной и зарубежной металлогенией. Значительная часть колчеданных, колчеданно-полиметаллических, медноколчеданных, железорудных, полиметаллических и ряда других месторождений Карелии, Кольского полуострова и зарубежной части Фенноскандинавского щита в качестве первоосновы имели экскавационно-осадочное, гидротермально-осадочное происхождение и в последующие геологические эпохи трансформировались в метаморфогенные, метаморфогенно-метасоматические или скарновые.

Накопленный опыт анализа минерально-сырьевых ресурсов ареалов докембрийского вулкано-плутонизма Карелии свидетельствует о слабом научном и практическом исследовании класса гидротермальных месторождений с позиций их совместимости с ареалами активного вулкано-плутонизма и центрами эruptивной деятельности. Практически отсутствуют примеры геолого-геофизического изучения корневых зон, выявленных или предполагаемых вулканических построек. Вопросы локального прогнозирования не основаны на данных локальной и региональной палеовулканологии. Сейчас стала очевидной недостаточность общегеологических данных по вулканогенным

комплексам и их геотектоническому интерпретированию для конкретных научных прогнозов рудных и нерудных месторождений. Вместе с тем прямые признаки гидротермально измененных пород, указывающие на возможную локализацию древних термальных ареалов (от полей, зон до площадок), не исследуются в региональном масштабе. Существующие карты метаморфических фаций и формаций в своих легендах не содержат указания на локализацию полей или признаков гидротермально измененных пород эруптивных зон и центров типа пропилитов, зон автогенетических преобразований осадочно-вулканогенных и изверженных пород.

Поскольку металлоносная гидротермальная система – одна из наиболее экономически важных, ее выделение и картирование – основная проблема прикладной палеовулканологии... Она включает изучение изверженных пород, слагающих объем системы в отношении их геохимической металлоносности, степени гидротермального изменения (метаморфизма) и наиболее полные представления о гидротермальных растворах на разных уровнях глубинности. Степень концентрации рудных элементов определяется множеством важных параметров термодинамических обстановок изучаемых систем, зависит от первичного состава летучих компонентов, вариаций кислотности-щелочности в ходе минералообразования, от присутствия геохимических барьеров и катализаторов, а также от условий транспортировки растворов и их осаждения по мере охлаждения. Все эти вопросы должны быть или качественно, или количественно определены в процессе ее изучения.

Начальной задачей является локализация гидротермальной системы. Она обычно решается при палеовулканологическом картировании вулканического ареала по признакам наиболее эффективной пропилитизации, наличию гидротермальных, кварцевых, кварц-кальцитовых, кварц-адуляровых жил зон прокварцевания, карбонатизации, интенсивной эпидотизации, тремолитизации, как правило, сопровождаемых сульфидным минералообразованием.

Наиболее благоприятным размещением гидротермальных систем являются эруптивные зоны, термальные площадки, тяготеющие к проксимальной зоне. Все известные гидротермальные системы Селецкой, Сегозерской, Медвежьегорской, Шидгубской, Суйсарской и др. вулканических зон располагаются на удалении от жерловых фаций на 3–5 км, не далее. Оптимальным является удаление ~ 3,0–3,5 км.

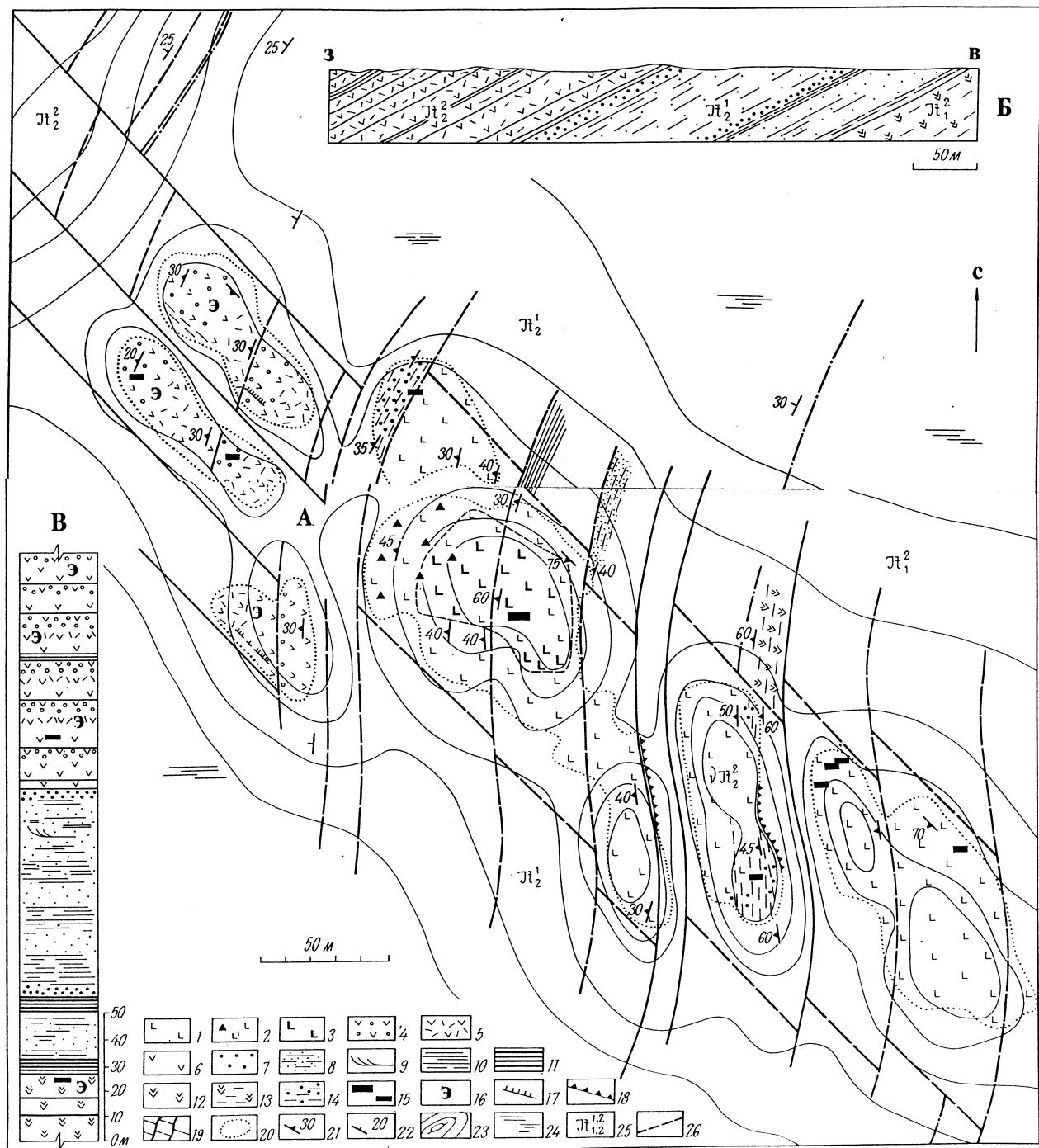
Они обычно приурочены к термальным площадкам, которые в свою очередь контролируются тектоническим каркасом эруптивных зон – трещинных и сопутствующих им радиальных и оперяющих зон, или элементами тектонического каркаса ВТС, в которых они размещены. К таким участкам приурочены наиболее крупные Вороновоборская и Хелмиярвинская гидротермальные системы. В Сегозерской вулканической зоне гидротермальные площадки, фумарольные и гидросольфатарные сифоны с полями гейзеритов, травертинов и силицитов тяготеют к оси лавового водопада. Интервал их расположения здесь составляет 3–6 км от эруптивного центра.

Поскольку в докембрии приходится иметь дело с вырожденными гидротермальными системами, следами которых являются зоны аномальных метасоматических образований, прокварцевания и кварцевых жильных полей, то их изучение, в силу значительной эродированности и плохой обнаженности, чрезвычайно сложно. Например, экструзивные купольно-лавовые образования в районе оз. Летнего – руч. Кильбо во многих случаях содержат очень значительные поля кварцево-жильного наполнения. Жилы повсеместно связаны с куполами кварцевых риодацитов и порфировидных гранитов, но все они обрываются в заболоченных участках. Здесь закартировать эти системы жил невозможно без дополнительных горных и буровых работ. Такие участки остаются слабоизученными.

Привлекают внимание гидротермальные системы среднего ятулия в центральной части Лехтинской структуры. Здесь два известных рудопроявления, Ушковское и Шуезерское, представляют гидротермальные системы, удаленные от эруптивного центра на 10 и 15 км соответственно. Они сопряжены с дайкой габбро-долеритов, пересекающей среднеятульские терригенные толщи, но перекрыты среднеятульскими платобазальтами. Эта шуезерская дайка считается национальной интрузией трещинного типа и является питающей для базальтов среднего ятулия (рис. 43). Связанное с этой дайкой на ее СЗ простирации Ушковское (Муозерское) рудопроявление (рис. 43) представляет гидротермальное кварц-сульфидное рудопроявление с халькопиритом, борнитом и вторичными минералами их окисления. Пачка разнозернистых песчаников и гравелитов, расположенная под сливными кварцитами и кварцито-песчаниками, по слоистости пропитана медносульфидной минерализацией, пласт которых вскрыт старыми выработками и небольшими карьерами. В рудах этого рудопроявления отмечаются следы золота, серебра и молибдена.

Шуезерское рудопроявление (месторождение) расположено на южном окончании поля платобазальтов и вскрыто шахтой с рассечками и несколькими скважинами. Это месторождение частично отрабатывалось, но руда складирована и не вывезена. Рудная халькопирит-халькозиновая, частично молибденит-полиметаллическая минерализация в виде гнездовой и рассеянной вкрапленности в зонах альбитизации, эпидотизации и интенсивного прокварцевания накладывается на полнокристаллические габбро-долериты Шуезерской дайки. Зоны интенсивного рассланцевания пересекают дайку во многих участках.

Таким образом, вдоль осевой линии Лехтинской ятульской структуры проходит разломная питающая магмовыводящая для среднеятульских платобазальтов зона, которая контролирует Шуезерскую и Муозерскую дайки габбро-долеритов. При этом в зоне экрана под платобазальтами на обоих концах плато отмечаются рудные проявления с золотометалльным, медноколчеданным и молибден-полиметаллическим оруднением. По нашему мнению, отмеченные факты являются свидетельством наличия в центре Лехтинской структуры ЦЭМА ятульского времени формирования. Влияние этого центра выражено не только в



ГЛАВА 5. РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЦЭМА

образовании Укшозерского, Шуезерского рудных месторождений, но и целого ряда золоторудных проявлений в параллельных системах разломов, секущих породы Лехтинской структуры. Если проблему рудоносности Лехтинской ВТС рассматривать в связи с тектоническим контролем рудовмещающих магматических образований и формирующихся совместно с ними рудно-магматических гидротермальных систем, то ее решение неизбежно выльется в магматическую геодинамику. Если к рудной проблеме подойти с позиций петрогенезиса, то это, скорее, предмет магматической петрологии. В чем же задача палеовулканологии в рассмотрении проблемы рудоносности этой ВТС?

Прежде всего здесь необходимо выделить главную сторону – влияние вулкано-плутонической деятельности на образование ВТС, поскольку ясно, что без магматизма структуры этого класса не существуют. Формы, динамика, режим магматизма, хронология вулканических и плутонических процессов дают возможность понять сущность морфологии ВТС и причины ее формирования. Способ организации пород вулкано-плутонических ассоциаций составляет начальную

и главную задачу реконструкций хода активного магmatизма. Таким образом, здесь в проблеме рудоносности сочетаются частные проблемы общей геотектоники с магматической геотектоникой, магматической петрологией, прикладной геофизикой и палеовулканологией. Палеовулканологический аспект этой проблемы еще слабо разработан.

Особенностью Лехтинской ВТС, как свидетельствует ее общее геологическое строение, является теснейшая связь металлоносности с вещественным составом изверженных пород. В связи с этим локальное металлогеническое прогнозирование на территории Лехтинской ВТС достаточно сложно, поскольку требует полной ясности о времени и последовательности проявлений магматизма, о составе и геохимической специализации. Особенно сложным является изучение корневых гидротермальных систем. Критерии закономерностей локализации оруденения остаются слишком общими (региональными), не отвечающими ситуации тектоно-магматических явлений в ВТС, и поэтому они малоэффективны. Повысить степень достоверности локального прогнозирования, как это следует из рассмотренного примера, возможно лишь

Рис. 43. Схема геологического строения Шуезерского медноколчеданного месторождения. Лехтинская структура, оз. Шуезеро, Центральная Карелия.

А – геологический план зоны контакта шуезерской дайки габбро-долеритов и платобазальтов среднего ятулия. Б – разрез переслаивания нижнеятульских базальтов, терригенных пород среднего ятулия и среднеятульских платобазальтов. В – общий разрез среднеятульских терригенных и среднеятульских осадочно-вулканогенных образований для юго-восточного борта Лехтинской структуры. Шуезерские габбро-долериты питающей дайки: 1 – мелкозернистые, эндоконтактовые; 2 – с обильной вкрапленностью магнетита; 3 – альбитизированные, эпидотизированные (пропилитовые), участками сильно трещиноватые и рассланцованные с медноколчеданным сульфидным оруденением. Среднеятульские платобазальты лавовых покровов: 4 – миндалекаменные мелкозернистые, плагиоклаз-пироксеновые микропорфировые; 5 – среднезернистые плагиоклаз-пироксеновые порфировые базальты интенсивно амфиболизированные, эпидотизированные и альбитизированные (спилиты); 6 – базальты мелкозернистые, спилитизированные. Средняя терригенная толща: 7 – грубослоистые гравелиты и крупнозернистые песчаники; 8 – слоистые разнозернистые песчаники; 9 – косослоистые серии в песчаниках; 10 – алевролиты, алевритистые песчаники; 11 – тонкослоистые до ритмично слоистых турбогенные алевролиты с прослоями кристаллокластических туфов, кремнистым цементом. Нижнеятульские базальты: 12 – амфиболизированные базальты, спилиты (пропилиты по базальтам); 13 – сильно рассланцованые спилиты, кристаллические зеленые сланцы; 14 – зоны интенсивного рассланцевания, гидротермально-метасоматического преобразования габбро-долеритов с рудной вкрапленностью халькопирита, молибденита; 15 – участки гнездового и прожилково-вкрапленного оруденения как в платобазальтах, так и дайке габбро-долеритов; 16 – участки зоны, полосы (вплоть до жильных форм) альбит-эпидотового состава, прокварцевания и карбонатизации с включениями турмалина, сульфидов меди; 17 – уступы по зонам наложенной трещиноватости в платобазальтах; 18 – уступы в габбро-долеритах, дайки по зонам сдвиговых разломных дислокаций; 19 – общая система сопряженных поперечно-продольных сдвиговых дислокаций, наложенных на зону юго-восточного обрамления Лехтинской структуры, время формирования ВТС; 20 – контуры обнажений в заболоченной местности; 21 – элементы залегания контактовых зон, зон наложенной трещиноватости; 22 – элементы залегания лавовой толщи среднего ятулия; 23 – общая гипсометрия участка, горизонтами проведения глазомерно через 2 м; 24 – заболоченные участки местности; 25 – возраст ятульских стратифицированных осадочно-вулканогенных образований; 26 – линии разломов и сдвиговых дислокаций

Fig. 43. Scheme showing the geological structure of the Shuezero chalcopyrite deposit. Lehta structure, Lake Shuezero, Central Karelia.

A – geological plan of the contact zone between the Shuezero gabbro-dolerite dyke and Middle Jatulian plateau-basalts. B – section of alternation of Lower Jatulian basalts, Middle Jatulian terrigenous rocks and Middle Jatulian plateau-basalts. C – generalized section of Middle Jatulian terrigenous and sedimentary-volcanic rocks for the southeastern flank of the Lehta structure.

Shuezero gabbro-dolerites of the feeder dyke: 1 – fine-grained, endocontact; 2 – with abundant magnetite dissemination; 3 – albitized, epidotized (propylitic), locally highly fractured and schistose, with chalcopyrite sulphide mineralization. Middle Jatulian plateau-basalts of lava sheets: 4 – amygdaloidal fine-grained plagioclase-pyroxene microporphyrhic; 5 – highly amphibolized, epidotized and albitized medium-grained plagioclase-pyroxene porphyric basalts (spilites); 6 – fine-grained, spilitized basalts. Middle terrigenous unit: 7 – coarse-bedded gravelstones and coarse-grained sandstones; 8 – bedded inequigranular sandstones; 9 – cross-bedded series in sandstones; 10 – siltstones and silty sandstones; 11 – fine-laminated to rhythmically-laminated tuffaceous siltstones with crystalloclastic tuff intercalations and a cherty matrix. Lower Jatulian basalts: 12 – amphibolized basalts and spilites (propylites after basalts); 13 – highly schistose spilites and crystalline greenschists; 14 – zones of intense schistosity and hydrothermal-metasomatic reworking of gabbro-dolerites with chalcopyrite and molybdenite ore dissemination; 15 – patches of pocket and streaky-disseminated mineralization in plateau-basalts and in a gabbro-salerite dyke; 16 – portions of a zone and a band up to veined forms of albite-epidote composition, silification and carbonatization with tourmaline and copper sulphide inclusions; 17 – scarps after multiple fracturing zones in plateau-basalts; 18 – scarps in gabbro-dolerites, dykes after fault displacement-fracture dislocation zones; 19 – general system of conjugate transverse-longitudinal fault displacements superposed on the southeastern marginal zone of the Lehta structure, the time of formation of VTS; 20 – contours of outcrops in a paludified terrain; 21 – mode of occurrence of contact zones and multiple fracturing zones; 22 – mode of occurrence of the Middle Jatulian lava unit; 23 – general hypsometry of the zone, horizons are spaced 2 m apart by eye; 24 – paludified areas; 25 – age of Jatulian strata-bound sedimentary-volcanic rocks; 26 – lines of faults and fault displacements

на основе объемного геолого-геофизического картирования структуры и углубления детальности палеовулканологических реконструкций.

5.2. ГЛУБИННОЕ СЕЧЕНИЕ РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ЦЕНТРОВ АКТИВНОГО МАГМАТИЗМА

Центры активного магматизма за геологическую историю претерпели значительную деструкцию и, как правило, не сохранили своих первичных форм. Сформированные в их эруптивных зонах вулканические, вулкано-плутонические и плутонические ассоциации изверженных пород в результате тектонических и эрозионно-денудационных процессов лишились большей части объемов не только покровных, но и субвулканических образований. На поверхность оказываются выведенными плутонические корни ареалов активного магматизма. Неполнота представительности тех или иных членов магматических серий оказывает решающее влияние на их петрохимическую классификацию. Известно, что флюидно-магматический режим центров эндогенной магматической активности определяюще влияет на формирование всех известных петрохимических типов изверженных пород, степень и характер их вторичных изменений, автометасоматических изменений и наложенных процессов перерождения.

Весьма актуальной в докембрийской магматической геологии совершенно неожиданно явилась проблема классификации изверженных пород и их номенклатура, как путь решения соотношений кайнотипных пород известных геодинамических обстановок формирования и их палеотипных аналогов. Вероятно, нет необходимости доказывать особую роль в подобных операциях представительности химических данных в идентификации пород конкретной вулканической или вулкано-плутонической серии. Очевидно, что в докембрии нет и быть не может абсолютно петрохимически неизмененных пород, как, впрочем, и в современных ареалах подводного вулканизма. Это положение имеет достаточно аргументированное рассмотрение в отечественной и зарубежной литературе.

В связи с тем, что в докембрии вулканогенные члены вулкано-плутонических серий, как правило, являются эродированными в ходе разрушения осадочно-вулканогенного чехла, то соотношение магматических дериватов, как правило, становится завышенным по отношению к первичным расплавам. Таким образом, в докембрии появляются спилит-кератофировые, известково-щелочные, щелочно-ультраосновные серии с разнообразными петрохимическими трендами, основанные исключительно на химико-аналитических данных. Как нам представляется, петрохимические серии в ранге магматических формаций могут быть обоснованно выделены, исходя из их объемного критерия и безусловного наличия их интрузивных субвулканических аналогов разных глубин сечения эруптивных зон. Этим положением мы обосновываем палеовулканологический тест на петролого-петрохимическую классификацию серий изверженных пород.

Если к номенклатуре серий изверженных пород подходит с позиций формационного анализа, то этот критерий (тест) по определению является главным (Кузнецов, 1964; Магматические формации СССР, 1979, т. 1, 2; Магматические формации раннего докембрия..., 1980, кн. 1, 2, 3).

Соблюдение принципов соответствия и ранговости в классификационно-номенклатурных процедурах является не столько достаточным, сколько необходимым. При разработке петрогенетических концепций становления и эволюции флюидно-магматических систем как в обстановках континентального, так и океанического магматизма, эти принципы особенно важны. Это обстоятельство с несколько иных позиций подчеркивали В. В. Белоусов (1978) и Б. Г. Лутц (1978, 1993), Belousov (1990).

Главной движущей силой и энергетическим источником процессов глубинной трансформации силикатных расплавов является поток транскоровых и трансмагматических флюидов. Автономные очаговые флюидно-магматические системы транзитного типа осуществляют петрогенетический контроль посредством физико-химических параметров формирования не только вулканических, субвулканических, но и камерных плутонических серий.

Вместе с тем в случае длительного существования, многофазного проявления магматизма, существования систем периферического, промежуточного питания и очагового селективного прогрессирующего плавления возрастает не только роль флюидно-магматических потоков, но и степень их метасоматического влияния на составы первичных выплавок. Длительно действующая фокусированная и в целом стабилизированная система трансмагматического потока летучих компонентов (первичных магматических газов, продуктов их реакций, летучих тугоплавких компонентов) способна существенно влиять на дифференацию магматических расплавов в местах его скопления (очаговых зонах) и вызвать эффективное флюидно-магматическое расщепление (Светов, 1984). Флюидно-магматическое расщепление как более масштабный процесс, охватывающий огромные объемы силикатных расплавов, должен оказывать сильное влияние на петрохимическое разнообразие формирующихся контрастных, последовательных или смешанных вулканических и плутонических серий.

В режиме взаимодействия трансмагматических флюидов с расплавами, участвующими в длительном эруптивном акте, происходит формирование базитовых серий чистой линии и петрохимических серий подщелоченного типа. В частности, процессы спилитового перерождения базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых серий являются результатом метамагматического взаимодействия не столько с морской водой, как это было признано в разгар обсуждения в 1970 гг. «спилитовой проблемы», а в ходе взаимодействий трансмагматического флюида, обогащенного щелочными компонентами, с первичными магмами. С позиций современного уровня развития магматической петрологии эта проблема приобретает вполне обоснованное решение.

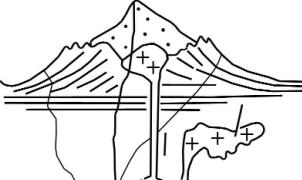
ГЛАВА 5. РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЦЭМА

В связи с проблемой спилитизации мы считаем необходимым подчеркнуть, что если она и не воспринята, то это не означает, что в докембрии спилиты отсутствуют. Нам представляется, что в докембрии отсутствуют первичные толеиты, пикрито-базальты, коматиты, андезиты и т. д., а вместо них присутствуют спилитизированные их разновидности. Именно эти ассоциации пород анализируются, классифицируются и вводятся в номенклатуру магматических серий с униформистских позиций. Таким образом, можно считать, что процессы позднемагматических автометасоматических преобразований исходных силикатных расплавов являются весьма активными, охватывающими их большую (если не всю) часть. Это приводит к трансформации их «чистых» первичных линий в разряд подщелоченных, субщелочных, а иногда, возможно, и щелочных. С целью привлечения номенклатуры кайнотипных магматитов и палеотипных необходимо выяснить причину и масштабы вторичных изменений классифицируемых пород.

Всякие попытки рассматривать совокупности комплементарных серий изверженных пород с позиций метамагматических дериватов неизбежно ведут к ошибкам в определении принадлежности их к типовым петрохимическим сериям.

Тип петрохимических первичных серий и степень их вторичных наложенных перерождений исключительно важны, поскольку они, с одной стороны, определяют ведущий рудно-вещественный профиль рудообразующих систем, а, с другой – определяют специализацию ВТС и отражают обстановки размещения конкретных рудоносных объектов в ее тектоническом каркасе. ВТС, таким образом, выступают главными элементами всей рудно-магматической системы, завершая ее головную наземную часть. Поскольку в докембрийских объектах степень эродированности ВТС разная, то на дневной срез могут быть выведены разные их уровни. Вертикальная зональность рудообразования, вскрытая эрозионно-денудационным процессом, осложняется, поскольку на одном уровне могут оказаться разноглубинные срезы РМС.

Таблица 52. Фации глубинности очаговых зон корово-мантийного питания ЦЭМА, глубинность и типы рудно-магматических систем

Уровни глубинности очаговых зон	Фации глубинности рудно-магматических систем	Морфологические особенности рудно-магматических систем и их типы	Ведущие рудные компоненты	Типы рудно-магматических систем по признаку глубинности
I Поверхностно-вулканический 0 км	– Вулканогенно-осадочная (гидротермально-осадочная) – Фумарольно-гидротермальная – Гидротермально-метасоматическая		Fe, Mn, Cr, Cu-Pb-Zn, Au-U-V, Ag-Au-Hg, Fe-Ti-V	Рудно-вулканическая
II Близповерхностно-субвулканический 5 км	– Гидротермальная – Метаморфическая (метасоматическая)		Sn, Mo-Cu-Au, W-Mo, Au-Cu-Ni, Pb-Zn, алмазы	Рудно-вулкано-плутоническая
III Гипабиссально-верхнекоровый 15 км	– Флюидно-гидротермальная		Cu-Ni, Mo-Au, Mo, Cu, Au, W-Mo	Рудно-флюидно-гидротермальная (рудно-плутоническая)
IV Абиссально-среднекоровый 20 км	– Флюидно-магматическая		Fe-Ti-V, Cr-Pt, Cu, Au	Рудно-флюидно-магматическая
V Ультраабиссальный нижнекоровый ультраметаморфический 40 км	– Зона очагового флюидно-магматического расщепления расплава (раннемагматическая дифференция)		Пегматиты TRE, Fe-Ti-Cr, Pt	Очаговая флюидно-магматическая
VI Область корово-мантийной неоднородности 60 км	– Корни рудоносных флюидно-магматических систем, – Область обособления флюидно-магматических систем		Графит, кианит	Транскоровая флюидно-магматическая (родоначальная)
VII Область селективного плавления и генерации магм (астено-сфера)	– Область зарождения флюидно-магматических систем, – Область телескопированного трансмантийного флюидного потока		?	Трансмантийная флюидно-магматическая (исходная)

Примечание. Таблица составлена по литературным данным: Ю. А. Кузнецов (1964); С. И. Набоко (1959, 1963, 1980); В. И. Смирнов (1982); В. Н. Котляр, П. Д. Яковлев (1984); Эволюция земной коры..., (1987) и личным исследованиям.

Фации глубинности очаговых зон и типы соответствующих им рудно-магматических систем (табл. 52) предусматривают, с одной стороны, глубинную эволюцию корневой питающей системы в обобщенном виде, а, с другой – размещение в ней различных типов рудообразующих систем с характерными рудными компонентами.

Как следует из представленной таблицы, типизация РМС по признаку глубинности включает рудные вулканические, вулкано-плутонические и плутонические системы I–III уровней глубинности рудообразования. Все эти уровни доступны широкому прямому геологическому изучению, поскольку блоково-глыбовое структурообразование обусловило их выведение на один уровень земной поверхности. Менее распространными являются РМС IV уровня глубинности, представленные плутоническими и реже вулкано-плутоническими типами рудных месторождений (табл. 52). Что касается рудоносности корневых зон очагового питания в ВТС, то она остается еще недостаточно изученной и в целом проблематичной. Хотя логические доводы о их рудотранспортирующем и рудоконцентрирующем значениях, обеспечивающих реализацию рудного потенциала ВТС, представляются обоснованными. Глубинности VI–VII уровней очаговых зон, как свидетельствуют теоретические следствия из экспериментальных исследований магматических систем при высоких Т и Р, являются областями активного взаимодействия трансмантийных флюидных систем с магматическими расплавами очаговых зон плавления (Летников, 1999). Здесь осуществляется метамагматическое взаимодействие флюида (как самостоятельной фазы), происходят химические реакции по перерождению исходных расплавов, их флюидизации. Однако главным процессом следует признать становление пневматолито-гидротермальных и гидротермальных систем, как самостоятельных флюидных фаз в силикатных расплавах (Флюиды..., 1982). На глубинности VI и V уровней закладываются основные качественные и количественные параметры будущих РМС. Следует подчеркнуть, что реализация потенциальных возможностей флюидно-магматических и флюидно-гидротермальных систем определяется многими физико-химическими параметрами их развития, а также геодинамикой и кинематикой формирования ВТС. В полной мере рудно-магматические системы развиваются исключительно при возрастании степени плавления мантийного субстрата и интенсивности трансмантийного флюидного потока.

При изучении перспектив минерально-сырьевых ресурсов областей докембрийского кристаллического фундамента необходимо учитывать отмеченные факты, поскольку степень зрелости ВТС определяется по совокупности, прежде всего, элементов, их формирующих.

Каждая последующая тектоно-магматическая эпоха, в том числе и присущая ей металлогеническая эпоха, вносит существенные усложнения по фактору глубинности на латеральную металлогеническую зональность. В наибольшей степени, исходя из множественности металлогенических эпох, проявленных на

одной площади или структуре, эта зональность является полихронно-конвергентной на более древних структурных этажах. Это дает надежду на основе периодизации оруденения получить необходимые признаки наложенного оруденения и прогнозировать его локализацию в последующих вышелегающих этажах. Отсюда вытекает важное следствие – рудно-магматические системы, реализовавшиеся изначально, неизбежно испытывают регенерацию в будущем, производя не только видоизменение генетического типа изучаемого объекта, но и его рудную специализацию. Это правило узывается в таких элементах классификации рудоносных объектов как полихронно-вертикальная зональность. Очевидно, отмеченные особенности, так или иначе, присутствуют практически во всех изученных метаморфических рудопроявлениях и месторождениях Карелии.

С позиций генетического изучения объектов рудоносности, классификацию их следует проводить по генетической природе и источнику рудообразующих систем конкретных петрохимических серий, вулкано-плутонических ассоциаций, но не степени их вторичных преобразований. Наложенные процессы перерождения рудоносных изверженных пород и рудных систем должны быть узнаны как вторичные признаки. В связи с этим существенно возрастает роль метаморфической петрологии, призванной выявлять такие важные объекты, как зоны спилитизации (автометаморфизма) изверженных пород, наложенной аргиллитизации, пропилитизации, пневматолито-гидротермального изменения пород и особенно площади объемного гидротермального метаморфизма. Все эти наложенные изменения – следы рудно-магматических разноглубинных изменений. Вычленение таких объектов, признаков рудоносности должно стать задачей локального фациального метаморфического картирования в первую очередь ВТС и ареалов активного вулкано-плутонизма.

Задача локального металлогенического прогнозирования или минерально-сырьевой оценки докембрийских ареалов вулкано-плутонизма чрезвычайно сложна. Мы не рассматриваем теорию эндогенного магматизма и рудообразования в целом, но подчеркиваем значимость в ней палеовулканологических подходов и реконструкций. На примере докембрийских металлоносных осадков, столь широко развитых в Карелии, можно показать их роль в формировании полигенетических рудных объектов в зависимости от их геологической истории преобразования.

Широко развиты металлоносные осадки в Приладожье, в Центральной Карелии и ВТС (табл. 53). Они все классифицированы по степени удаления от эruptивных зон и по вещественному составу металлоносных пород. Каждый вещественный тип металлоносных осадков отражает не только руднопотенциальные возможности генерированных их рудно-магматических систем, но и по набору рудных компонентов определяет возможность формирования разноглубинных рудных концентраций в ЦЭМА. Этот признак является прямым критерием рудоносности ВТС, ЦЭМА, вулканической зоны. Если в Приладожье существуют

ГЛАВА 5. РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЦЭМА

Таблица 53. Докембрийские вулканогенные металлоносные осадки Карелии и их генетические типы

Генетические типы рудопроявлений и месторождений	Объекты и главные рудные компоненты
Осадочно-вулканогенный проксимальный	
1. Колчеданоносные пелитовые осадки (стратиформный)	Хаутаваарское, Ялонваарское, Парандово, Рыбозеро: Cu, Pb, Zn.
2. Сульфидноносные алеврито-пелитовые туфогенные осадки	Приладожье: Ag, Cu, Zn, Au, Pb, Ba, W, Sn
3. Углеродсодержащие пелитовые туфогенно-кремнистые осадки	Куолаярвинская, Онежская ВТС, Попвилампи, Хоункалахти: V, Mo, Cu, Pb, Cr, Ni, Zn, Au, Pt, Th, U
4. Углеродистые (шунгитовые) пелитовые туфогенные и туфогенно-кремнистые осадки	Рудоносные площади Онежской ВТС. Приладожье: Cu, Zn, Pb, U, Th, V, Pt, Au
5. Железистые хемогенные кварциты	Костомуукшское, Гимольское, Маныгинское: Fe, Ge, Au
6. Железисто-кремнистые песчано-алевритовые осадки	Туломозерское, Пялозеро, Тивдия, Повенец: Fe
Вулканогенно-осадочный дистальный	
1. Меденоносные терригенно-карбонатные, терригенные осадки Осадочный (удаленный вулканогенно-осадочный)	Хирвинаволок (оз. Кукас), Пялозерское, Воронов Бор, Ниваярвинское, Куолаярвинское (Кайлари): Cu, Zn, Ag, Au, Se, V
1. Фосфатоносные туфогенно-карбонатные осадки	Мраморная горка (Приладожье), Куолаярвинская структура: P, Sr
2. Известково-кремнистые конкреции	Приладожье: Cu, Zn, V, Mo
3. Ураноносные терригенные осадки (месторождения несогласий)	Приладожье (Кархы): U, Pb, Zn, Ag

Примечание. Таблица составлена с использованием опубликованных данных: Попов (1979), Металлогения восточной..., (1980), Богачев и др., (1982), Иващенко, (1987), Рыбаков (1987), Кулешевич (1992), Проблемы золотоносности..., (1997), Металлогения Карелии (1999) и по материалам авторов.

меденоносные, фосфатные, ванадиеносные и др. осадки, то это означает, что этот потенциал может быть реализован на ином уровне глубинности и другом генетическом типе рудных месторождений. Подобным образом ситуация обстоит и в Лехтинской структуре, Онежской ВТС, где металлоносным осадкам сопутствуют рудные месторождения плутонического класса.

В частности, медиистые гидротермально-эксгалиционные песчаники обрамления Онежской ВТС в виде Вороновоборского месторождения являются свидетельством их возможного развития и в центральной части депрессии. Этому предположению не противоречат как палеовулканологические, так и палеогеографические данные. Более того, меденоносные отложения нижних структурных этажей могут стать индикатором переотложения ряда рудных компонентов, в случае наложения на них гидротермального метаморфизма. Гидротермальные жильные образования, таким образом, выполняют роль индикатора глубинности месторождения.

На примере Майского гидротермального кварц-золотометалльного месторождения в Куолаярвинской структуре устанавливается рудно-магматическая система, источник золота в которой не известен (рис. 44). Однако в его первичном размещении, без сомнения, играют роль золотоносные породы (rossсыпные, тонкодисперсионные в пелитовых осадках, россыпные в материнских изверженных породах). Если будет произведена идентификация рудоконтролирующих зон наложенной трещиноватости в общем тектоническом каркасе Куолаярвинской структуры, то, как нам представляется, будет раскрыта гидротермальная кварцево-жильная рудная система, и, следовательно, раскрыты перспективы локального поиска.

Множество примеров из области метаморфогенного рудообразования имеют признаки регенерации гидротермальными системами первичных рудоносных объектов, что обязывает к тщательному геохимическому изучению всего спектра рудных компонентов и

выявлению их первичного источника. Все объекты метаморфогенного класса, по нашему мнению, должны быть дополнительно изучены с позиций их первичного образования, сущности наложенных процессов, как следствия формирования рудно-магматической системы. Особенно это относится к группам оруденения смешанных генетических типов.

В связи с изложенным очевидно, что рудоносность Онежской, Лехтинской, Куолаярвинской и др. ВТС, а также Северного Приладожья остается недостаточно изученной, а перспективы их или занижены, или недооценены.

В целом следует особо подчеркнуть, что разные формы магматизма (вулканизм, вулкано-плутонизм, плутонизм) формируют собственные рудно-магматические системы, обладающие своими автономными особенностями. Однако в корневой системе мантийного питания они, как правило, формируются и развиваются во взаимодействии и тесной пространственной взаимосвязи. Часто их различия трудно идентифицируются, поскольку имеют общую флюидно-магматическую систему. Однако их значительный вертикальный диапазон приводит к образованию разнообразных минеральных ассоциаций при их сложной возрастной иерархии. Общим свойством ВТС является совмещение в единой тектонической структуре разноглубинных проявлений магматизма и, следовательно, и разных генетических типов рудных концентраций. При этом в настоящее время считается, что металлогенический анализ с позиций блоковой линейной тектоники может послужить основой для новых методических разработок в прогнозе и оценке рудоносности территории (Билибина, 1986; Савицкий и др., 1986).

В частности, особая роль в локализации рудных объектов Онежской ВТС отводится системам параллельных складчато-разрывных дислокаций (СРД), наложенных на платформенный чехол Онежского прогиба (Блоковая тектоника.., 1986; Кондаков и др., 1986). Однако, по нашему мнению, только тектонический

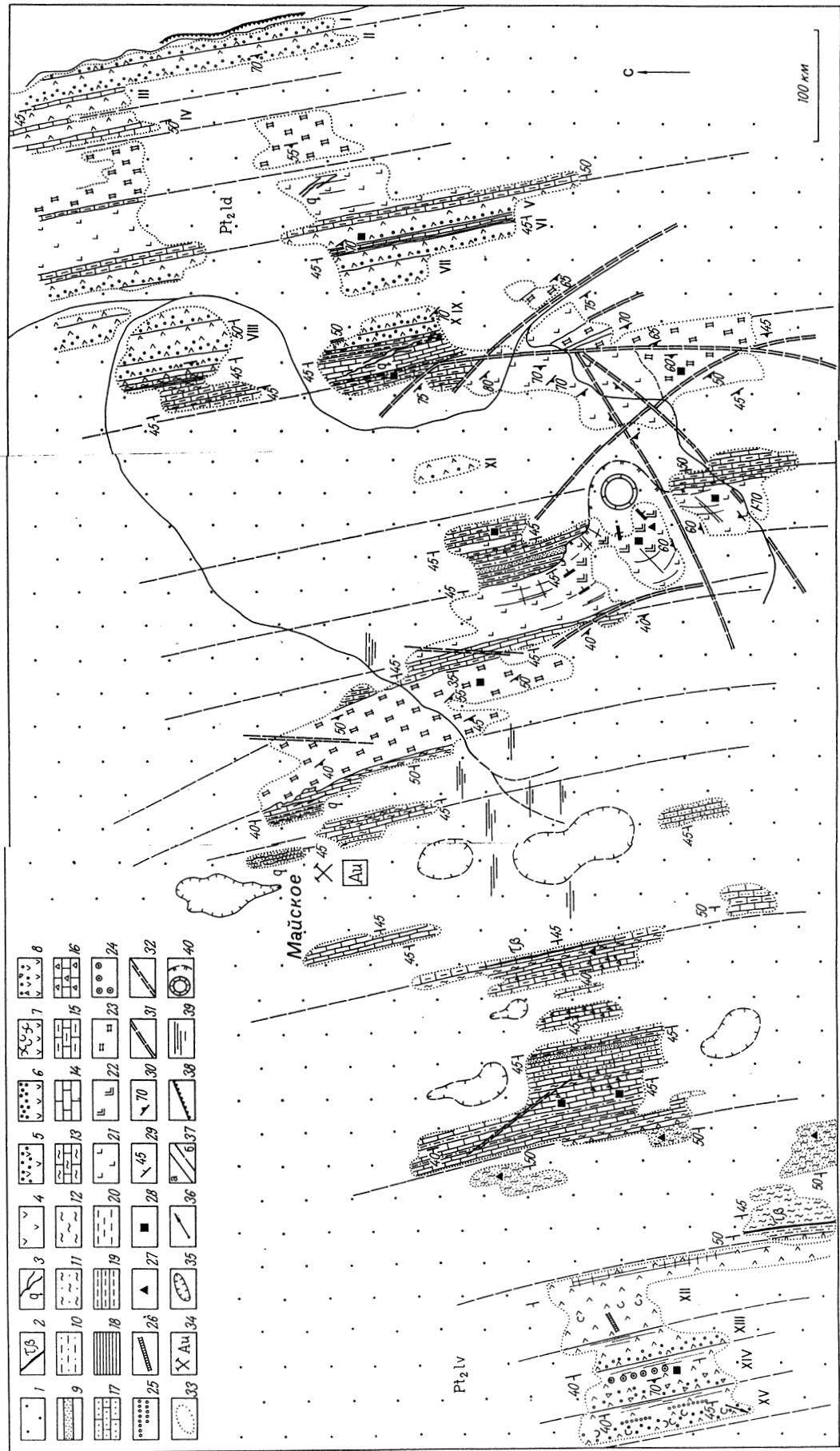


Рис. 44. Схема геологического строения Майского гидротермального (жильного золото-кварцевого) месторождения Куолаярвинской структуры (часть опорного разреза свекокарельских образований Пана-Куолаярвинской структуры).

Послойное строение осадочных терригенных пород, разделяющих лавовые толщи людиковия и ливвия (часть опорного разреза свекокарельских образований Пана-Куолаярвинской структуры).

1 – четвертично-рыхлый и эллювиально-делювиальный покров коренного ложа; 2 – пологосекущие дайки щелочных базальтов-лампрофиров, 3 – кусты кварцевых сульфидодержащих золотоносных жил штокверкового типа. Толеитовые базальты вулканогенных толщ людиковия и ливвия; 4 – массивные пироксен-плагиоклавазовые, порфироидные; 5 – миндалекаменные; 6 – вспененные до шлакообразных в верхней части лавовых покровов; 7 – кварцитовые и шарово-полупучевые лавы в кровле лавовых покровов с лавовыми покровами и алевролитами; 8 – лавобрекии и брециатированные базальты в краю лавовых покровов. Терригенно-карбонатные покровы: 9 – карбонатные песчаники, кварциты, мономинеральные, ареноиты; 10 – песчанистые алевролиты, 12 – тонкослоистые алевролиты, ритмичнослоистые с мелкими известковистыми конкрециями, обогащенные апатитом; 13 – тонкослоистые темно-серые доломиты, карбонатно-сланцевые прослои и слои алевролито-алевролитов, сульфидизированные, нередко с кремнистым материалом в цементе; 14 – доломиты полосчатые, сульфидизированные темно-серые, массивные; 15 – карбонатные породы с тuffогенным прослоем, турбокремнистыми слоями с тонкой вкрашенностью апатита, 16 – фрагментированные, кавернозные бурые карбонатные породы, сильно трещиноватые с густой сетью тонких прожилков и гнезд кварца, сильно прититизированные; 17 – кремнисто-карабонатные слои и пакеты слоев, содержащие индивидуализированные, перидотиты, интенсивно серпентинизированные, сопутствующие обособленной сеть и вкрашенность сульфидроидных кварцевых жил, прожилков и гнейсов; 24 – варниловитовые лавы ливвия в виде полосовидных освобожденных от обломочного обломочного материала в нижней части покрова; 25 – сплошность текущих – полосы миндалей и вспененных базальтов; 26 – «бескарнечные» дайки (жилы) базальта в материнском лавовом покрове; 27 – обильная вкрашенность титанистого магнетита в пропилитизированных габбро, 28 – зоны обильной сульфидной пирит-халькопиритовой вкрашенности в карбонатных и карбонатно-кремнистых породах; 29 – элементы замятия сплющенности пород, пластовой отдельности; 30 – наложенная сланцеватость; 31 – зоны локальной трещиноватости; 32 – локальные участки рассланцевания и линейной трещиноватости; 33 – контуры документированных выходов коренных пород; 34 – местоположение Майского золото-сульфидного кварцевого месторождения; 35 – депрессии в рельефе; 36 – замеренные направления течения лавовых потоков; 37 – геологические границы, прослеженные (а) и предполагаемые (б); 38 – неогеоконтактный уступ коренного плато; 39 – заболоченные участки местности; 40 – предполагаемое размещение питающего канала пластины интрузивного взаимоотношения рутильных габбро с вмещающей вулканогенно-осадочной толщей и серпентинизированными перидотитами

Fig. 44. Scheme showing the geological structure of the Maisky hydrothermal (veined gold-quartz) deposit, Kuolajärvi structure, western shore of Lake Apajärvi.

Lit-par-lit structure of sedimentary terrigenous-carbonate rocks that separate Ludicovian and Livvian lava units (part of the reference section of Sveokarelian rocks in the Pana-Kuolajärvi structure)

1 – Quaternary unconsolidated and eluvial-deluvial cover of the bed; 2 – gently cutting alkaline basal-lamprophyre dykes; 3 – clusters of stockwork-type quartz sulphide-bearing auriferous veins. Tholeiitic basalts of Ludicovian and Livvian volcanic units; 4 – massive pyroxene-plagioclase, porphyaceous; 5 – amygdaloidal; 6 – foamy to scoriaceous on top of lava sheets; 7 – spheroidal and sphaeroidal-pillow lava in the top portion of lava sheets with a lava matrix; 8 – lava-breccia and brecciated basalts at the top of lava sheets. Terrigenous-carbonate rocks: 9 – monomineral, arenitic quartzites; 10 – arenaceous siltstones, rhythmic, fine alternation of sandstones and siltstones is common; 11 – arenaceous siltstones, silty sandstones and siltstones; 12 – rhythmically layered, fine-laminated silstones, with small apatite-enriched calcareous concretions; 13 – dark-grey, fine-laminated dolomites, carbonate-schist intercalations and siltstone-silt laminae, often with cherty material in the matrix; 14 – dark-grey massive, sulphidized striaated dolomites; 15 – carbonate rocks with thin quartz laminae and pockets; 17 – cherty-carbonate beds and packets of beds containing individualized silicate, jasperoid and cherty-tuffaceous rock seams; 18 – fine-laminated tuff and tuffite beds and packets of beds often enriched in quartz, contain regenerated tourmaline grains, apatite, sphene, magnetite and fine magnetite and sulphide dissemination; 19 – tuffs and tuffaceous-cherty rocks alternating with tuffites; 20 – jasperoid silicates, jaspersoids, schists and highly pyritized tuffaceous-cherty rocks; 21 – sheeted body made up of amphibolized, highly albitized and epidotized (intense propylite regeneration zone) porphyroblastic gabbro and gabbro-dolerites, abundant copper sulphide dissemination in the silicification zones of multiple fracturing; 22 – porphyroblastic amphibolites after gabbro that form a feeder channel of a sill; 23 – highly serpentinized peridotites that contain an abundant network and dissemination of sulphide-bearing quartz and calcite veins, veinlets and pocket; serpentinites; 24 – Livvian variolitic lava occurring as isolated light-coloured striated units in the lower portion of the sheet, 25 – flow bedding – bands of amygdaloidal and foamy basalts; 26 – «rootless» basalt dykes (veins) in a parent lava sheet; 27 – abundant clastic, octahedral magnetic, which forms lenticular magnetic and dense titaniferous magnetite dissemination in propylitized gabbro; 28 – abundant sulphide pyrite-chalcocite dissemination zones in lava and pyrite-chalcocite-sphalerite-galenite dissemination zones in carbonate and carbonate-cherty rocks; 29 – mode of occurrence of rock bedding and sheet jointing; 30 – multiple schistosity; 31 – local multiple fracturing zones and shear dislocation zones in the eruptive feeder channel of intrusive sheets; 32 – local schistosity and linear fracturing sites; 33 – contours of documented bedrock exposures; 34 – contours of the Maiskoje gold-sulphide quartz-veined deposit; 35 – topographic depressions; 36 – measured lava flow directions; 37 – traced (a) and assumed (b) geological boundaries; 38 – neotectonic scarp of a bedrock plateau; 39 – paludified areas; 40 – assumed position of the feeder channel of a gabbro-dolerite intrusive sheet, a zone of documented intrusive relationship between cutting gabbro and a volcanic-sedimentary host unit and serpentinized peridotites

критерий прогностического металлогенического прогнозирования не полон и не отражает всей сложности историко-геологической эволюции таких уникальных структур, какой является Онежская радиально-концентрическая вулкано-тектоническая структура. Многие особенности геологического строения и истории формирования дают основание рассматривать ее как узловую зону пересечения разноориентированных разломно-сдвиговых структур. Подобная тектоническая позиция обусловила, с одной стороны, ее высокую магматическую активность, заложение и развитие полноразвитого ЦЭМА и, как следствие, ее замкнутую в целом форму.

Нам представляется, что Онежская морфоструктура еще не получила глубокого тектонического изучения и не имеет точной тектонической диагностики. Вопросы геодинамики формирования Онежской и некоторых других ВТС нами будут более обстоятельно рассмотрены в третьей части монографии. Здесь отметим, что вулкано-тектонические и тектоно-магматические структуры имеют исключительно важное металлогеническое значение. В настоящее время они рассматриваются не только как рудовмещающие, но и как рудоконтролирующие. Закономерная смена оруденения по уровням среза вулканоструктур позволяет проследить переход от вулканогенно-гидротермального оруденения к вулканогенно-плутоническому генетическому типу.

Все это дает основание считать, что рудный процесс в вулканоструктурах является завершающим звеном в цепи магматический очаг – вулканическая постройка. Таким образом, отдельные вулканоструктуры (кальдеры, вулкано-тектонические депрессии) необходимо рассматривать как рудно-магматические системы, соответствующие рудным узлам.

Поэтому все РМС, формирующиеся наиболее активно и в наиболее полном виде только в ВТС, обладают:

- полихронным и полигенным рудообразованием;
- сопровождают и завершают все петрогенетические процессы;
- являются комплементарными и комагматическими членами вулкано-плутонических и вулканических серий;
- флюидно-магматическая корневая система является энергетическим источником рудообразования на всех стадиях – от высокотемпературных до гидротермально-метасоматических и гидротермально-осадочных;
- тектонический каркас ВТС и система корневого магматического питания играют определенную роль в динамике становления РМС, ее функционировании и режиме вырождения;
- РМС способны одновременно и на разных уровнях генерировать чрезвычайно широкий набор рудных проявлений – от собственно магматического до метаморфогенного и россыпного генетических типов;
- обладают латеральной и вертикальной минеральной зональностью, нередко с яркими чертами регенерации.

Важнейшей задачей изучения конкретных ВТС является определение общей закономерности их построения, развития и взаимодействия с тектоничес-

ким каркасом региона, а также выявление импульсов вулкано-плутонизма как следствий флюидно-магматической геодинамики в корневых зонах мантийного питания. ВТС в металлогеническом анализе должны быть одним из первоочередных объектов по системному изучению процессов полихронного рудообразования путем объемного геолого-геофизического моделирования ареалов и центров разноглубинного магматизма. Еще предстоит оценить роль разных форм структурной организации ЦЭМА, включающих кальдеры обрушения, депрессии конседиментационного прогибания, депрессионно-кальдерные, грабенообразные, кальдерно-купольные, экструзивно-купольные и купольные. Необходимо их распознать в кристаллическом фундаменте осадочно-вулканогенных чехлов, реконструировать историю формирования и изучить динамику рудообразования.

Региональная металлогения на современном уровне исследований в Карелии призвана решать, главным образом, прикладные задачи экономической важности, а не генетические или общетеоретические. Следствием этого является вещественная (химическая) классификация рудных объектов, их минералогическая систематизация по возрастной принадлежности. Структурный и тектонический фактор, как рудоконтролирующий и рудолокализующий, используется исключительно в целях выяснения морфологии структур, но не генезиса. Вопросы сопряженности разноглубинного магматизма и полихронного рудообразования, геокинематики структур и их энергетического состояния остаются вне внимания региональной металлогении. В связи с проблемой соотношения магматизма и тектоники в решении задач металлогенического анализа нами в последующих главах рассматриваются некоторые стороны магматической геодинамики докембрия и формирования ВТС, многие из которых являются рудоносными.

5.3. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНИТОВ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ЗНАЧИМОСТЬ

Изучение процессов гранитообразования совместно с палеовулканологическим исследованием мантийного базитового магматизма оказалось плодотворным и позволило выявить специфику докембрийских эндогенных режимов, обеспечивших региональное первичное формирование земной коры континентального типа. Периодизация осадочной и платобазальтовой сопряженной цикличности в докембрии (Светов, 2003) позволила установить, что вулканализм происходил в условиях мелководных эпиконтинентальных бассейнов в обстановках полного соответствия поверхности и глубинной компенсации. Обшим свойством докембрийских седиментационных бассейнов является исключительно аренитовый тип осадконакопления, обеспечивающий в составе осадочных пород преобладание аркозовых песчаников. Именно этим объясняется широкое развитие в докембрии пород гранитного состава (Карельская гранит-зеленокаменная область).

Решению проблеме докембрийского гранитообразования способствует то обстоятельство, что в современном эрозионном срезе докембия Карелии, кроме малоглубинных гранитов (Салминский plutон), наблюдаются интрузии средней глубинности и непосредственное образование гранитных расплавов (зоны дегидратационного плавления и мигматизации). Следует отметить, что при широком распространении гранито-гнейсов, интрузивные граниты нормального ряда, по подсчетам Э. Н. Лишневского (2000), составляют не более 10% в составе раннедокембрийской сиалической коры, что существенно отражается на металлогенической значимости гранитного магмата.

Процессы гранитообразования в пределах Фенноскандинавского щита связаны с формированием континентальной земной коры, циклически нарастающей на раннеархейскую протокору (Свириденко, 1980). При этом сформированный в процессе вулканизма и осадконакопления вулканогенно-осадочный чехол (позднеархейский) в пределах Карельского геоблока и раннепротерозойский в пределах Свекофенского геоблока в завершающую стадию цикла испытывали метасоматическую гранитизацию под воздействием рассеянного мантийного флюидного потока, несущего в земную кору калий и лиофильные редкие элементы: Ba, Rb, Sr, Li, Cs. Метасоматическое воздействие мантийного флюидного потока при пониженном давлении доказано геологически и подтверждено экспериментально (Жариков, 1996). Мощный флюидный поток сквозь толщи горных пород обеспечивался тепловым разуплотнением пород. Сущность эффекта теплового разуплотнения состоит в образовании дополнительного порового пространства в результате раскрытия трещин по границам зерен. Экспериментально установлено (Граменицкий и др., 2000), что интенсивность эффекта возрастает с температурой, увеличивается от ультраосновных пород к кислым, наиболее сильно проявлена у пород, в состав которых входит кварц. Действительно, гранитизации подвержены осадочные породы, близкие по составу граниту, тогда как вулканические породы основного состава устойчивы к процессам гранитизации. Геологическим критерием существования мантийного флюидного потока в завершающую постинверсионную стадию позднеархейского тектоно-магматического цикла является низкокалиевый состав гранитов в гальке позднеархейских конгломератов на различных уровнях стратиграфического разреза (Виноградов, Свириденко, 1979). Первые плагиомикроклиновые граниты появляются в гальке субплатформенных сариолийских конгломератов Западной и Центральной Карелии, т. е. после завершения позднеархейского тектоно-магматического цикла. Необходимо отметить, что состав тоналито-гнейсов древнейшего фундамента в гальке конгломератов позднеархейской базальной толщи также отличается более низким содержанием калия от соответствующих пород древнейшего фундамента, обнажающихся в современном эрозионном срезе в составе приподнятых блоков, где встречаются микроклинизированные разновидности. Таким обра-

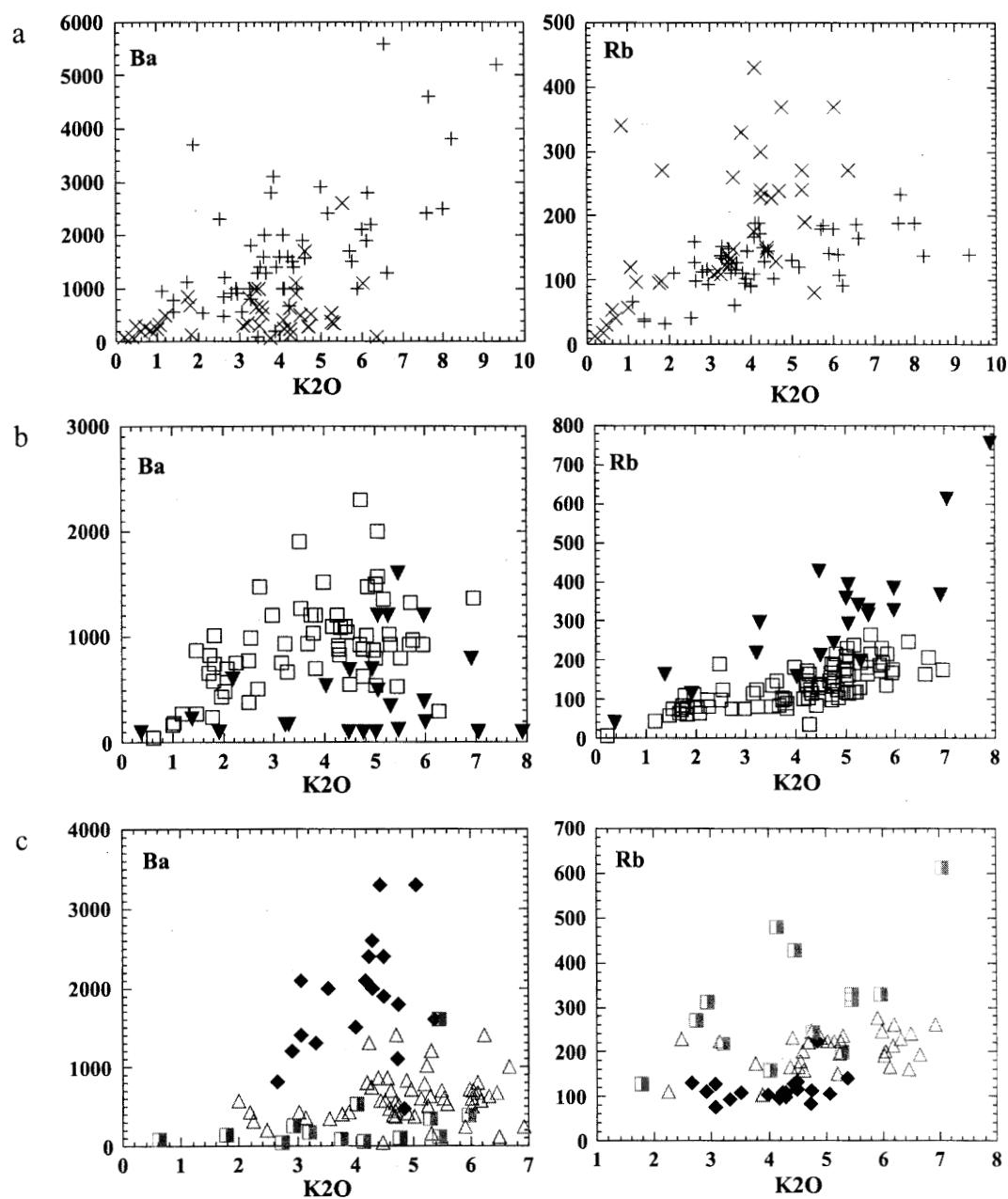
зом, мантийный флюидный поток оказывает метасоматическое воздействие не только на вулканогенно-осадочный чехол, но и на породы фундамента.

Изучение процессов гранитообразования в связи с локализацией ЦЭМА, как позднеархейского, так и раннепротерозойского возраста позволило выявить геохимическую зональность гранитообразования различных уровней глубинности. Центральная наддиапировая часть ЦЭМА характеризуется особым флюидным режимом гранитообразования, что проявляется в формировании как позднеархейских, так и раннепротерозойских высокобарийевых гранитов и мигматитов.

Центральной наддиапировой части Салминского ЦЭМА в свекокарелии соответствует дегидратационное плавление свекокарельских метаосадочных пород и локально развиты ассоциации малоглубинного гранулитового метаморфизма. При дегидратационном плавлении расплав забирает воду и оказывает гидратационное воздействие на двупироксеновые ассоциации вулканических пород основного и ультраосновного состава, производя их амфиболизацию. При дегидратационном плавлении биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов породы приобретают пятнистый облик в результате исчезновения биотита и формирования автохтонного гранатового лейкогранита, содержащего многочисленные реликты гнейсов. Химический состав автохтонных гранитов сопоставим с составом исходных гнейсов и отличается, главным образом, более высоким содержанием K и Ba. Вариации химического состава в гнейсах более высокие, чем в развивающихся по ним гранитах. Но непосредственные геологические наблюдения показывают, что интенсивнее гранитизируются те разновидности гнейсов, которые соответствуют по содержанию SiO_2 гранитам, а более меланократовые разновидности сохраняются в виде реликтовых, нередко буднированных прослоев. По удалении от центральной наддиапировой зоны Салминского ЦЭМА к его периферии в зоне метаморфизма амфиболитовой фации, при сопоставимости средних составов исходных гнейсов гранитизированные породы отличаются более высоким содержанием Rb и более низким – Ba. Аналогичная геохимическая зональность по отношению к ЦЭМА наблюдается и в интрузивных позднесвекокарельских гранитах (табл. 35, 36, 38, 39).

В гранитизированных позднеархейских метаосадочных породах центральной наддиапировой зоны (Западная Карелия) содержание Ba пропорционально K_2O и превышает 5000 г/т, в то время как содержание Rb в них не превышает 200 г/т, т. е. среднее содержание Rb в гранитах (Виноградов, 1962). Соотношение Ba и Rb в одновозрастных и однотипных породах периферической части ЦЭМА (Центральная Карелия) обратное. При этом содержание Rb превышает 400 г/т.

Главная зональность в распределении Ba и Rb относительно ЦЭМА наблюдается и в интрузивных гранитах (рис. 45). Высокобарийевые субщелочные лейкограниты зоны гранулитового метаморфизма, концентрация Ba в которых положительно коррелируется с K_2O , имеют нижекларковые концентрации Rb,



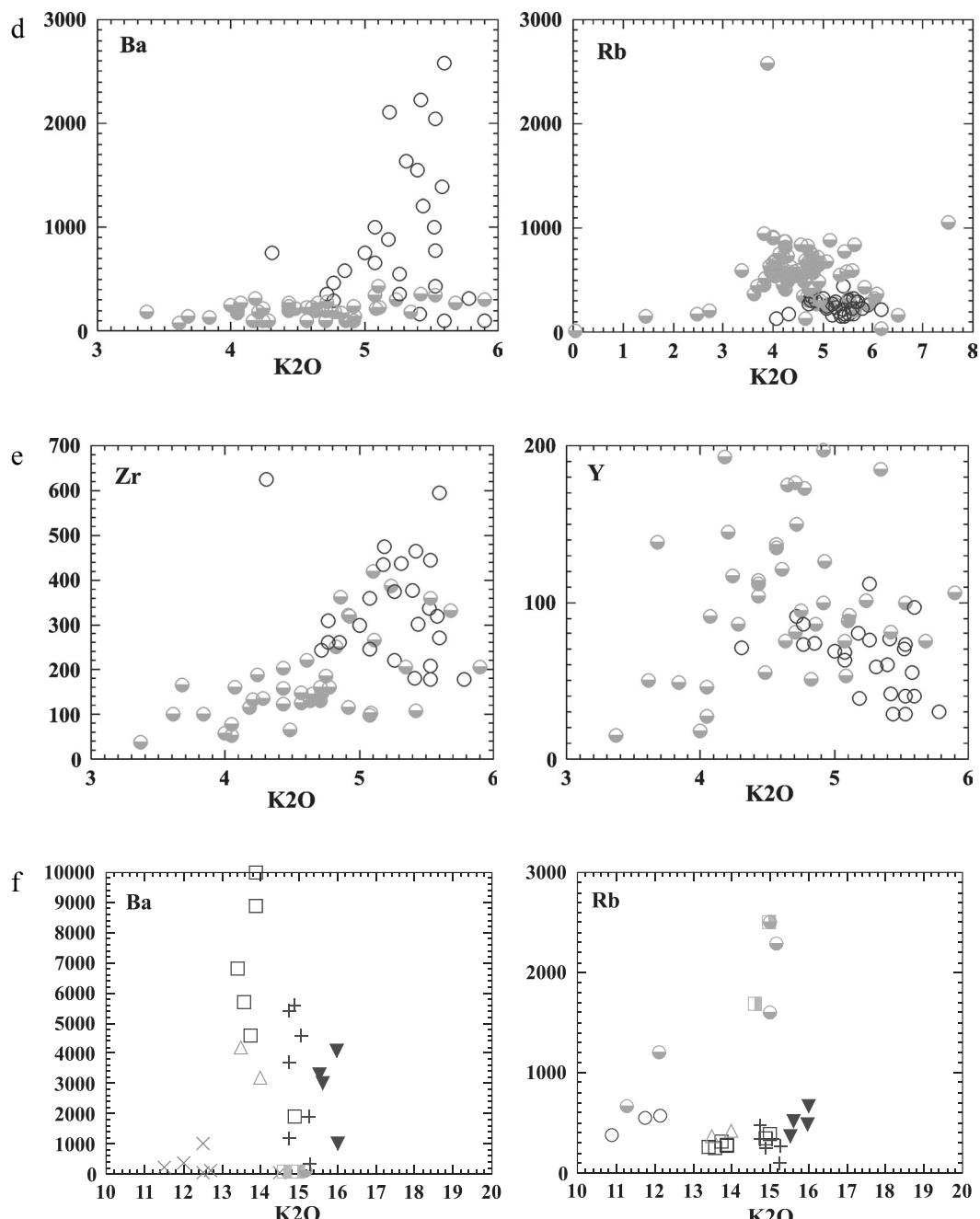


Рис. 45. Вариационные диаграммы редких элементов относительно K₂O для мигматит-гранитов и гранитов Карелии и их калиевого полевого шпата.

а – позднеархейские мигматит-граниты; б – раннепротерозойские автохтонные граниты Приладожья; в – позднесвекокарельские интрузивные граниты Приладожья; г, д – граниты Салминского plutона; ф – калиевый полевой шпат.

1 – позднеархейские биотитовые мигматит-граниты, Западная Карелия; 2 – позднеархейские биотитовые мигматит-граниты, Центральная Карелия; 3 – раннепротерозойские биотитовые и гранат-биотитовые автохтонные граниты Юго-Западного Приладожья; 4 – раннепротерозойские биотитовые и гранат-биотитовые автохтонные граниты Северного Приладожья (район Латвасюрья). Позднесвекокарельские интрузивные граниты Приладожья: 5 – граниты Путсаарского массива; 6 – граниты массива Терву; 7 – интрузивные биотито-мусковитовые граниты. Рифейские граниты Салминского plutона: 8 – граниты со структурами рапакиви; 9 – безовоидные и редкometалльные граниты

Fig. 45. Variation diagrams of elements K₂O for migmatite-granites and granites of Karelia and their K-feldspars.

a – late archean migmatite-granites; b – early Proterozoic autochthonous granites of Lake Ladoga region; c – Late Svecokarelian intrusive granites, Lake Ladoga region; d, e – granites from the Salmi pluton; f – feldspars.

1 – Late Archean biotitic migmatite-granites, West Karelia; 2 – Late Archean biotitic migmatite-granites, Central Karelia; 3 – Early Proterozoic biotitic and garnet-biotitic autochthonous granites, southwestern Lake Ladoga region; 4 – Early Proterozoic biotitic and garnet-biotitic autochthonous granites, northern Lake Ladoga region (Latvassyryja). Late Svecokarelian intrusive granites, Lake Ladoga region: 5 – granites of the Putsaari massif; 6 – granites of Tervu massif; 7 – intrusive biotitic-muscovitic granites; 8 – rapakivi-structured granites; 9 – non-ovoid and raremetals granites

не зависящие от содержания K_2O . В противоположность им периферии содержат нижекларковые концентрации Ba, которые не зависят от содержания K_2O и положительный тренд Rb– K_2O .

Постсвекокарельские раннерифейские граниты Салминского plutона, включающие граниты рапакиви и редкометалльные граниты, при близости состава также различаются по концентрации редких элементов (рис. 45). Граниты со структурами рапакиви являются высокобарийевыми, содержание Ba в которых превышает 2000 г/т, тогда как содержание Rb в них не превышает среднего содержания в гранитах (Виноградов, 1962). Безовоидные и редкометалльные граниты Салминского plutона характеризуются высоким содержанием Rb, в несколько раз превышающим его среднее содержание в гранитах. Содержание Ba в них значительно ниже среднего содержания в гранитах. Кроме того, граниты рапакиви и редкометалльные граниты Салминского plutона различаются по концентрации Zr и Y: высокобарийевые граниты рапакиви являются также высокоциркониевыми, а редкометалльные граниты – высокоиттриевыми.

Отмеченные различия в концентрации Ba и Rb в близких по составу гранитах, отличающихся по времени и условиям образования, наблюдаются и в калиевых полевых шпатах этих пород. Максимальная концентрация Ba (до 10 000 г/т) содержится в калиевом полевом шпате гранитов и мигматитов гранулитовой фации и дегидратационного плавления. Несколько ниже (до 5000 г/т) содержание Ba в калишпатах соответствующих позднеархейских пород центральной наддиапировой зоны. Содержание Rb в калишпатах этих разновозрастных пород низкое и соответствует примерно среднему содержанию в гранитах. Высокие концентрации Rb, превышающие 2000 г/т, содержатся в калиевом полевом шпате редкометалльных гранитов Салминского plutона и в биотит-мусковитовых двуполевошпатовых гранитах краевой части раннепротерозойского центра эндогенной магматической активности. Калишпаты интрузивных гранитов промежуточной зоны ЦЭМА содержат промежуточные концентрации Ba и Rb (рис. 45).

Контрастное распределение Ba и Rb в породах гранитного состава различного происхождения и образующихся в широком возрастном интервале позволяет предположить существование нескольких факторов, влияющих на их концентрацию. Максимальная концентрация Ba в калиевом полевом шпате метасоматически измененных гнейсов и мигматитов раннепротерозойской надочаговой зоны ЦЭМА, по-видимому, может быть объяснена совместным воздействием высокой температуры и специфического флюидного режима, характеризующегося низкой активностью воды и повышенной концентрацией углекислоты в поровом флюиде. Высокая концентрация Ba в позднеархейских породах гранитного состава наддиапировой зоны обязана, по-видимому, только сопоставимому флюидному режиму с низкой aH_2O , так как здесь отсутствует проявление гранулитового метаморфизма в позднеархейских метаморфических породах. Высокая концентрация Ba в гранитах рапакиви коррелируется

с высокой температурой их кристаллизации и повышенной концентрацией CO_2 , CO и CH_4 во флюиде (Sviridenko, 1996).

Высокорубидиевые граниты периферических зон центров эндогенной магматической активности и редкометалльные граниты Салминского plutона являются высоководными и характеризуются широким проявлением постмагматической грейзенизации. Соответственно магматический источник их был менее глубинным. Кроме повышенной концентрации H_2O , им присущи повышенные концентрации фтора и бора, что является причиной проявления эманационной дифференциации и широкой вариации состава от двуполевошпатовых до альбитовых гранитов.

Таким образом, установленная геохимическая зональность, связанная с развитием центров эндогенной магматической активности, может служить критерием для построения тектонической модели корово-мантийной эволюции магматических процессов. Краевые части рассмотренных ЦЭМА, выраженные в региональном магнитном поле отрицательными аномалиями, содержат рудопроявления Mo, Au, W, Sn, Pb-Zn, отсутствующие в центральной части центров эндогенной магматической активности. Высокобарийевые граниты и мигматиты центральной части ЦЭМА, характеризующиеся положительным магнитным полем, олицетворяющие «сухую» флюидную систему с низкой aH_2O , совместно с геофизическими признаками и палеовулканологически выделенными ЦЭМА являются коровым критерием развития мантийного диапира. В постребольский период в Западной Карелии в центральной части ЦЭМА был проявлен лампроитовый магматизм (Горьковец, Раевская, 1988), в постсвекокарельский период в Западном Приладожье сформировались дайки высокобарийевых лампрофиров. Это позволяет высказать предположение о возможной перспективности поисков алмазов в наддиапировых зонах Калевальского и Салминского ЦЭМА.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. С позиций палеовулканологических реконструкций мантийного магматизма намечены новые направления в изучении проблемы связи рудообразования с его разноглубинными проявлениями. Генетическая типизация рудных месторождений и рудопроявлений Карелии показала, что различные формы магматизма (вулканизм, вулкано-плутонизм и плутонизм) формируют собственные рудно-магматические системы, обладающие своими автономными особенностями.

2. Металлогеническая специализация гранитов заключительной стадии тектоно-магматических циклов позднего архея и нижнего протерозоя зависит от флюидного режима гранитообразования и генетически связана с мантийным диапиритом. В периферической части диапира локализуются редкометалльные граниты с повышенными содержаниями F и B, формирующиеся в условиях повышенной активности H_2O . К центральной наддиапировой зоне приурочены «сухие» безрудные высококалиевые граниты.

BRIEF CONCLUSIONS

1. New trends in the study of a relationship between ore formation and ore-forming events occurring at different depth are outlined from the standpoint of the palaeovolcanological reconstructions of mantle magmatism. Subdivision of Karelian ore deposits and ore occurrences into genetic types has shown that various forms of magmatism, such as volcanism, volcano-plutonism and plutonism, form their own ore-magmatic systems that have autonomous characteristics.

2. The metallogenetic specialization of granites at the final stage of the Late Archean and Lower Proterozoic tectono-magmatic cycles depends on a fluid granite formation regime and is related genetically to mantle diapirism. F- and B-rich rare-metal granites, generated in a highly active H₂O environment, occur in the peripheral portion of the diapir. Restricted to the central zone above the diapir are «dry», ore-free, K-rich granites.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение разновозрастных центров эндогенной магматической активности Карелии на разных уровнях глубинности и в различных структурно-формационных зонах позволило выявить геологические критерии проявления разноглубинного диапирисма.

Палеовулканологические исследования цикличности мантийного и корового вулкано-плутонизма показали, что полноразвитый цикл диапирисма от зарождения (возбуждения), зрелого состояния и до вырождения может соответствовать длительности тектONO-магматического цикла. Динамика развития мантийного диапира по геологическим данным с момента его первых признаков на уровне земной коры до полного вырождения распадается на ряд периодов: преддиапировыЙ, раннедиапировыЙ, зрелого диапирисма, позднедиапировыЙ и постдиапировыЙ.

В начальную стадию цикла происходит интенсивное излияние платобазальтов, распространяющихся преимущественно в периферических частях диапира. Энергетическим источником при образовании толеитовых магм служил глубинный флюид мантийного плюма, формирующийся на границе ядро-мантия, обеспечивающий спокойные массовые выплавки в обстановках термостатирования верхней мантии. С эволюцией диапира наблюдается углубление магматических очагов, формирование пикрит-базальтовых вулкано-плутонических серий, развитых в центральной части диапира. Обоснована ведущая роль мантийного платобазальтового магматизма как главной формы энергетической эволюции Земли, начиная с раннего докембра.

Коровый вулкано-плутонизм, представляющий кислую ветвь бимодального мантийно-корового магматизма в начальную стадию цикла, представлен тоналит-плагиогранит-дакит-плагиориолитовой вулкано-плутонической ассоциацией, формирующей некки, малоглубинные интрузии с сопровождающими дайками того же состава. В заключительную стадию цикла формируются граниты нормального ряда, для кото-

рых установлена геохимическая зональность, обусловленная характером флюидного режима корового магматизма и предшествовавшей региональной гранитизации. В центральной наддиапировой зоне мигматит-граниты и граниты формировались под воздействием восстановленного флюидного потока, обогащенного H₂ и с высоким содержанием углерода. Они отличаются повышенной щелочностью, повышенным содержанием бария и низкой концентрацией редких металлов. В периферической зоне развиты низкотемпературные мусковитовые граниты с повышенной концентрацией Rb, Nb, Y. С ними связаны рудопроявления Sn, Mo, W. Это свидетельствует об их формировании в условиях повышенной активности H₂O (малоглубинный источник расплавов). В постдиапировый период в центральной наддиапировой зоне разновозрастных диапиров установлены дайки лампрофиров и лампроитов с высокой концентрацией Ba и Sr. Дайки содержат большое количество разноглубинных ксенолитов. Расплав их обладает признаками глубинномантийного источника, будучи обогащенным восстановленным флюидом с высоким содержанием углерода. Геохимическая зональность, обусловленная различным флюидным режимом в центральной и краевой части диапира, позволяет прогнозировать перспективность краевых частей на обнаружение редкометалльных месторождений, а центральная часть может быть перспективной на обнаружение алмазов. Отмечено, что различие в характере магматизма центральной части диапира и его периферии может служить коровым критерием проявления диапирисма.

Применение палеовулканологических методов к изучению вулкано-плутонизма Фенноскандинавского щита позволило выявить главные черты специфики докембра. Это прежде всего сочетание платобазальтового тектонического режима и тектонического режима региональной гранитизации. Генетическая связь платобазальтового вулканизма с мелководным осадконакоплением обеспечило огромную мощность аренитов, трансформированных впоследствии в породы гранитного состава. Истинные граниты магматического происхождения как кислая ветвь бимодального магматизма развиты ограниченно.

SUMMARY

The study of the different-aged centres of endogenous magmatic activity in Karelia, located at different depths and in different structural-formation zones, has made it possible to develop geological criteria for the manifestation of different-depth diapirism.

The paleovolcanological study of the cyclicity of mantle and crustal volcano-plutonism has shown that a complete cycle of diapirism from generation (excitation) through maturity to degeneration may correspond to the length of a tectono-magmatic cycle. According to geological data, the evolution dynamics of a mantle diapir from the first signs of its birth on a crustal level to complete degeneration falls into several periods: pre-diapiric, early diapiric, mature diapiric, late diapiric and postdiapiric.

At the initial stage of the cycle, plateau-basalts that occur dominantly at the periphery of the diapir flow out vigorously. A source of energy upon the generation of tholeiitic magma was provided by the deep fluid of the mantle plume, which is formed at the core-mantle boundary and ensures quiet large-scale meltings in an upper mantle thermostating environment. As the diapir was evolving, magma chambers deepened, and picritic-basaltic volcanic-plutonic series, widespread in the central portion of the diapir, were formed. Arguments in favour of the leading role of mantle plateau-basaltic magmatism as a basic form of the energy evolution of the Earth from the Early Precambrian are provided.

At the initial stage of the cycle, crustal volcano-plutonism, a felsic branch of bimodal mantle-crustal magmatism, is represented by a tonalite-plagiogranite-dacite-plagioryholite volcanic-plutonic association, which forms necks and shallow-depth intrusions accompanied by dykes of the same composition. At the final stage of the cycle, normal-series granites show geochemical zonation, which is due to the pattern of the fluid regime of crustal magmatism and preceding regional granitization. In the central supradiapiric zone, the formation of migmatite-granites and granites was affected by reduced H₂-enriched fluid flow with high carbon content. They are rich in alkalies and barium and are poor in rare metals. Common to the peripheral zone are low-temperature muscovitic granites with high Rb, Nb and Y concentrations.

Associated with them are Sn, Mo and W ore occurrences. This shows that they were formed in a highly active H₂O environment (shallow-depth source of melts). Lamprophyre and lamproite dykes with high Ba and Sr concentrations, produced in the post-diapiric period, were identified in the central supradiapiric zone of different-aged diapirs. The dykes contain a large quantity of different-depth xenoliths. Being enriched in reduced high-carbon fluid, their melt has the characters of a deep-mantle source. Geochemical zonation, which is due to a difference in fluid regime in the central and marginal portions of the diapir, can be used to predict rare-metal deposits on the margins, whereas the central portion is likely to host diamonds. A difference in the pattern of magmatism in the central and peripheral portions of the diapir can provide a crustal criterion for the manifestation of diapirism.

The application of palaeovolcanological methods to study Precambrian volcano-plutonism of the Fennoscandian shield has made it possible to recognise the distinctive pattern of Precambrian evolution. This is, first of all, a combination of a plateau-basaltic tectonic regime and a tectonic regime of regional granitization. Genetic relation of plateau-basaltic volcanism to shallow water sedimentation provided a great thickness of arenites, transformed subsequently to the rocks of granite composition. True granites of magmatic origin as an acid branch of bimodal magmatism occur on a limited scale.