

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ РАН
ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. А. П. КАРПИНСКОГО

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ СВЕКОФЕННИД ПРИЛАДОЖЬЯ

Под редакцией чл.-кор. РАН В. А. Глебовицкого



ИЗДАТЕЛЬСТВО С.-ПЕТЕРБУРГСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
2000

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Изученный район охватывает Северо-Западное Приладожье, располагаясь на юго-восточном фланге Раахе-Ладожской зоны, которая представляет собой зону сочленения архейского Карельского кратона и раннепротерозойского Свекофеннского пояса (Korsman et al., 1988). Район занимает обширную территорию между Выборгским и Салминским плутонами рапакиви (рисунок). Большая часть этой территории расположена в низменной болотистой местности и плохо обнажена; исключение составляет лишь сравнительно узкая полоса вдоль Ладожского озера, которая отличается прекрасной обнаженностью. Эта полоса хорошо изучена и служит главным источником информации о геологическом строении Северо-Западного Приладожья. Будучи расположенной в зоне стыка двух крупнейших структурных элементов Балтийского щита, территория Северо-Западного Приладожья делится на два крупных тектонических блока — домена, принадлежащих этим структурам: Северный и Южный (рисунок).

Северный домен является частью Карельского кратона, он сложен породами архейского кристаллического фундамента и перекрывающими его породами нижнепротерозойского вулканогенно-осадочного покрова (рисунок вклейки). Домен разделяется на две зоны: Вяртсильскую, которая представляет собой выступ архейского фундамента с остатками эродированного платформенного чехла, и Сортавальскую — интенсивно ремобилизованную окраину Карельского кратона, где фундамент обнажается лишь в ядрах окаймленных гнейсовых куполов, а большая часть территории сложена интенсивно дислоцированными и зонально метаморфизованными (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации) породами нижнепротерозойского покрова.

Породы архейского фундамента в обеих зонах представлены преимущественно среднезернистыми лейко- и мезократовыми биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами и мигматитами. Гнейсам подчинены кристаллические сланцы основного и среднего состава. Породы отличаются

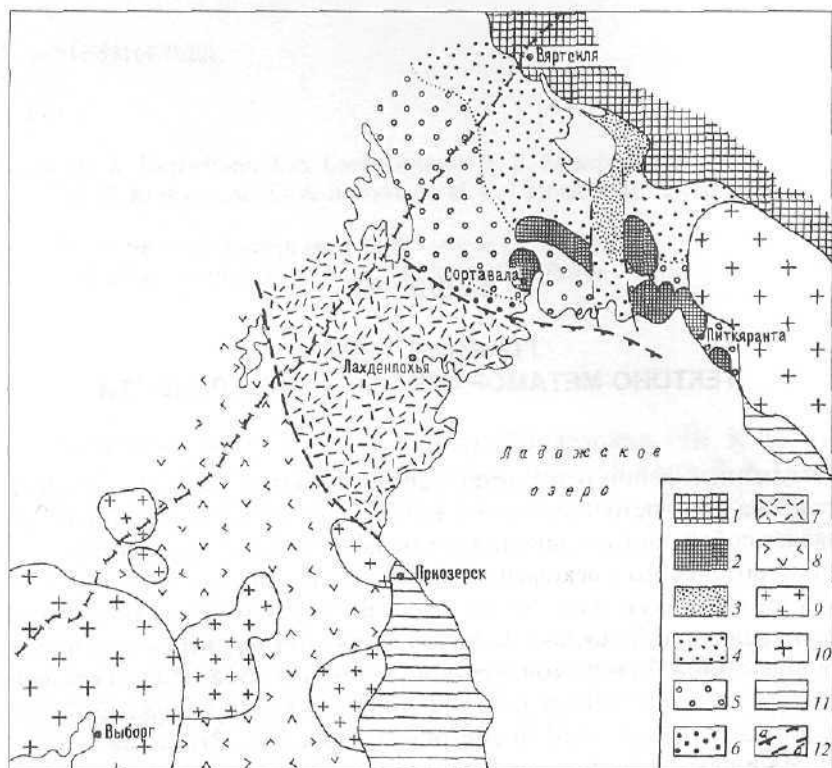


Схема тектоно-метаморфического районирования Северо-Западного Приладожья (Шульдинер и др., 1997б).

1–6 — Северный домен: 1 — Виртеильская зона, выступ архейского кристаллического фундамента; 2–6 — Сортавальская зона, архейский фундамент в ядрах окаймленных гнейсовых куполов (2) и нижнепротерозойский вулканогенно-осадочный покров, метаморфизованный в фациях биотит-хлоритовых сланцев (3), ставролитовых и андалузитовых сланцев (4), силлиманит-мусковитовых и силлиманит-ортоклазовых гнейсов (5), гранат-кордиеритовых гнейсов (6); 7–8 — Южный домен: 7 — Лаксенпохская зона, раннепротерозойские преимущественно известково-натровые гранулиты, (метаграувакки); 8 — Приозерская зона, раннепротерозойские преимущественно глиноземистые кальцевые гранулиты (метапелиты и металевродиты); 9 — крупные массивы калиевых гранитоидов; 10 — массивы рапакиви; 11 — рифейский платформенный чехол; 12 — главные разломы: Мейерский надвиг (а), Хийтольский разлом (б).

очень резко выраженной сланцеватостью, деформированной в сжатые, чаще всего изоклинальные складки разных порядков. Обычно предполагают, что гнейсы и мигматиты образовались в ходе метаморфизма и ремобилизации древних гранитов и плагиогранитов. Однако ни каких-либо реликтов исходных гранитных структур, ни признаков интрузивных контактов не сохранилось, так что магматическое происхождение протолита остается предположением, хоть и весьма вероятным. Архейский возраст протолита подтвержден изотопными определениями: в окрестностях Сортавалы и Питкяранты по цирконам из гнейсов получено значение около 2700 млн лет (Тугаринов, Бибикина, 1980).

Протерозойский разрез Вяртсильской зоны представлен платформенными отложениями нижнего карелия, преимущественно ятулия в составе его нижней, существенно кварцитово-карбонатной (Предовский и др., 1967). Платформенные отложения вмещают покровы, силлы и дайки толеитов. В Сортавальской зоне отложения ятулия почти не сохранились, здесь распространены верхнекарельские образования. Их нижние части, относимые нами к ливвию, объединены в сортавальскую серию. Она сложена преимущественно амфиболитами, образованными по толеитам; вверх по разрезу метавулканиды сменяются вулканогенно-осадочной толщей. Гораздо больше распространены в Сортавальской зоне вышележащие терригенные отложения калевия, представленные в основном турбидитами ладожской серии. Как показал Х. Хухма (Huhma et al., 1991), калевийские отложения в разных структурах Финляндии, в том числе и в недалеких от Приладожья районах, содержат обломочный циркон архейского и раннепротерозойского возраста — от 1,92 млрд лет и древнее. Это определяет возраст изученных отложений как относительно молодой, синхронный с возрастом свекофенских островодужных серий Финляндии; такая ситуация, т. е. синхронность островодужных и турбидитовых серий, вообще говоря, типична для активных окраин.

Отличительная особенность Южного домена, который входит в состав Свекофенского пояса, состоит в глубоком метаморфизме, соответствующем в основном гранулитовой фации. Метаморфизм затрудняет стратиграфическое расчленение пород Южного домена, которое до последнего времени оставалось крайне неопределенным. К настоящему времени, однако, можно считать установленным, что здесь, как и во всем Свекофенском поясе, нет архейских пород (Huhma, 1986; Vaasjoki, Sakko, 1988). Не обнаружены также породы, которые можно было бы принять за аналоги ятулийских платформенных осадков или метатолеитов. Большей частью развитые здесь отложения расцениваются как высокотемпературные аналоги терригенных осадков ладожской серии (Судовиков и др., 1970). Их верхняя возрастная граница определяется в 1,89 млрд лет (Богачев и др., 1999; Шульдинер и др., 2000).

Южный домен также делится на две зоны: Лахденпохскую и Приозерскую (рисунок вклейки, рисунок). Несмотря на глубокий метаморфизм, выявляется определенная зональность в первичном составе метаосадочной толщи. В прикратонной Лахденпохской зоне проявляются те же особенности разреза, что и в ладожской серии: преобладание граувакк с известково-натровым уклоном, повсеместное присутствие мергелистых пород, небольшая примесь вулканитов известково-щелочного ряда. В удаленной Приозерской зоне признаки ритмичности и градационной слоистости в метаосадках пропадают, из разреза исчезают породы повышенной известковистости и метавулканиды, типичными компонента-

ми становятся метапелиты и умеренно глиноземистые метаалевролиты с отчетливым калиевым уклоном. Породы обеих зон интенсивно мигматизированы, причем в Лахденпохской зоне мигматиты преимущественно натровые, в Приозерской — калиевые.

Зональность проявилась и в развитии интрузивных образований, хотя общая их последовательность в той и другой зоне одинакова. Ранне- и синорогенные интрузии *I*-типа в обеих зонах представлены норит-эндербитовым и габбро-диорит-тоналитовым комплексами, но сосредоточены эти интрузии главным образом в Лахденпохской зоне в виде сравнительно небольших массивов (Шульдинер и др., 1995). Позднеорогенные интрузии калиевых гранитов, относящиеся к *S*-типу (Шинкарев и др., 1992), распространены в Приозерской зоне, где они образуют крупные плутоны площадью сотни квадратных километров. Посторогенные интрузии также приурочены к Приозерской зоне; при пестром составе все они отличаются повышенной щелочностью. Завершают магматическую деятельность гигантские анорогенные плутоны рапакиви, которые относятся уже к постсвекофеннской эпохе и в настоящей работе не рассматриваются.

Метаморфические породы Северного и Южного доменов в совокупности образуют один зональный ареал. Вместе с этим Северный и Южный домены — структуры, разделенные Мейерским надвигом, который представлен мощной, порядка 6–7 км, зоной пологого расланцевания (Судовиков и др., 1970; Балтыбаев и др., 1996). В Южном домене существенная роль принадлежит процессам регрессивного метаморфизма гранулитового блока.

Систематическое изучение геологии Приладожья ведется с прошлого столетия. С самого начала особенно подробные сведения были получены о Северном домене, который входит в состав Карельского кратона. Геологические структуры Северного домена и соседних районов Карельского кратона послужили основой для разработки концепции окаймленных гнейсовых куполов П. Эскола (Eskola, 1949). Эта концепция появилась благодаря тому, что метаморфизованные образования здесь удалось расчленить на три разновозрастных стратиграфических подразделения: гранито-гнейсы основания и перекрывающие их супракrustальные серии — преимущественно вулканогенную и преимущественно терригенную; позднее они были датированы как архей (гранито-гнейсы) и нижний протерозой (супракrustальные серии).

Эта схема не претерпела заметных изменений до сего дня, если не считать более позднего поспитного расчленения нижнепротерозойских серий. Результаты более поздних многолетних исследований в наиболее полном виде изложены в работах А. А. Предовского и др. (1967), Н. Г. Судовикова и др. (1970), Д. А. Великославинского (1972), Ю. В. Нагайцева (1974). Полученные в последние годы новые данные позволяют

уточнить прежние схемы и дать им новую интерпретацию. Основой новых данных служат результаты геологического картирования и петрологического и геохимического изучения прибрежной полосы Ладожского озера (Мигматизация...1985; Шульдинер и др., 1995, 1996, 1997а, 1997б, 2000; Shuldiner et al., 1995; Glebovitsky, 1997; Богачев и др., 1999), а также материалы, опубликованные финскими и российскими геологами по соседним территориям (Korsman et al., 1984, 1988; Духовский, Артамонова, 1994; Kohonen, 1995; и др.).

1. СТРАТИГРАФИЯ

В стратиграфической шкале докембрия Северной Евразии (Семихатов и др., 1991) предусмотрено двучленное деление нижнего протерозоя — карелия, призванное отразить главные этапы развития Балтийского щита: ранний, относительно стабильный, и поздний этап заложения и развития Свекофеннского подвижного пояса. В качестве границы нижнего и верхнего карелия был выбран уровень 1900 ± 50 млн лет; новые данные, приведенные в настоящей работе (рис. 1. 1), позволяют уточнить его и определить как 1970 млн лет (Шульдинер и др., 2000).

1. 1. НИЖНИЙ КАРЕЛИЙ

Нижнекарельские отложения Приладожья образуют серию выходов в Вяртсильской зоне. Они представлены платформенными отложениями, наиболее детально изученными по берегам оз. Мал. Янисъярви и в прилежащих районах Финляндии. Строение их разреза не вызывает особых разногласий (Материалы...1982). Согласно выводам А. А. Предовского (1967), обобщившего данные А. Ф. Демидова, В. А. Соколова, Л. Н. Потрубович, О. Н. Онищенко, Л. Я. Харитонова, К. О. Кратца и др., этот разрез расчленяется на три подразделения, в современных схемах обозначаемых как нижний ятулий, верхний ятулий и людикий. Нижний ятулий (янгозерская свита, 800–850 м) отличается преобладанием кварцитов и кварцито-песчаников, в низах которых развиты конгломераты и гравелиты, залегающие на архейском фундаменте. Верхний ятулий (туломозерская свита, до 400 м) включает пестроцветные доломиты и известняки с подчиненными песчаниками и сланцами. Людикий (заонежская свита, сотни метров) состоит преимущественно из биотит-кварцевых сланцев и филлитов, нередко сульфид- и углеродсодержащих, с подчиненными карбонатными породами и кварцитами.

Сильно деформированные фрагменты толщ предполагаемого ятулийского и людикийского возраста известны и в Сортавальской зоне, где они при-

урочены к границам выступов архейского фундамента. Они состоят из метаморфизованных обломочных пород — аркозовых песчаников и кварцитов с подчиненными известняками. В ряде мест описано трансгрессивное, с базальным аркозовым горизонтом, налегание этих образований на гранито-гнейсы архейского фундамента (Синица, 1984; Светов, Свириденко, 1992; и др.).

Разрез ятулия—людиковия в соседних районах Финляндии близок к описанному, хотя принятые там схемы расчленения формально отличаются (Pekkarinen, 1979; Marmo et al., 1988; Kohonen, Marmo, 1992). В подошве ятулия на финской территории местами выделяются грубообломочные отложения, относимые к сариолию.

Верхняя часть ятулия характеризуется резким перепадом изотопного состава углерода — снижением содержания $\delta^{13}\text{C}$ (Karhu, 1993); этот признак может быть использован для региональной корреляции. Указанный перепад приходится, по мнению Ю. Карху, на возрастной интервал 2,11–2,06 млрд лет.

В разных частях нижнепротерозойского разреза встречаются покровы, силлы и дайки базальтоидов. Они подробно изучены на финской территории, где выделено несколько генераций основных пород (Vuollo et al., 1992). Ранние низкоглиноземистые метатолиты (каръялиты) известны в нижнем ятулии, их возраст составляет около 2,2 млрд лет. Следующая группа представлена железистыми толитами возрастом 2,10–2,12 млрд лет; к ним, в частности, относится вулканическая формация Кольола, залегающая в кварцитах верхней части нижнего ятулия (Pekkarinen, Lukkarinen, 1991). В составе верхнего ятулия выделена вулканическая формация Оттола; ее изотопный возраст не определен, но по аналогии с занимающей сходное положение в разрезе формацией Койвусари (из окрестностей Куопио) он принимается равным 2,06 млрд лет (Pekkarinen, Lukkarinen, 1991). Таким образом, верхний ятулий укладывается полностью в возрастной интервал между 2,10 и 2,06 млрд лет, и его границы хотя и не совпадают точно с названными значениями, но в определенной степени приближаются к ним. Как указывалось, этот интервал примечателен изотопными отношениями углерода в карбонатах. Самая поздняя серия толентовых даек, рассекающих ятулий, имеет возраст 1,97 млрд лет (Vuollo et al., 1992), что совпадает с возрастом известных офиолитов Оутокумпу и Йормуа, относимых нами к низам верхнего карелия.

1. 2. ВЕРХНИЙ КАРЕЛИЙ

В принятой нами схеме верхний карелий делится на три крупных подразделения: ливвий, калевий и вепсий (рис. 1. 1). В пределах изученного района выделяются отложения ливвия и нижнего калевия; к позднему калевию относятся интрузивные образования, а образования вепсийского возраста не установлены.

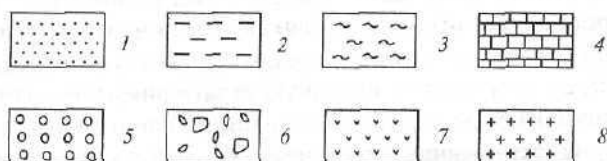
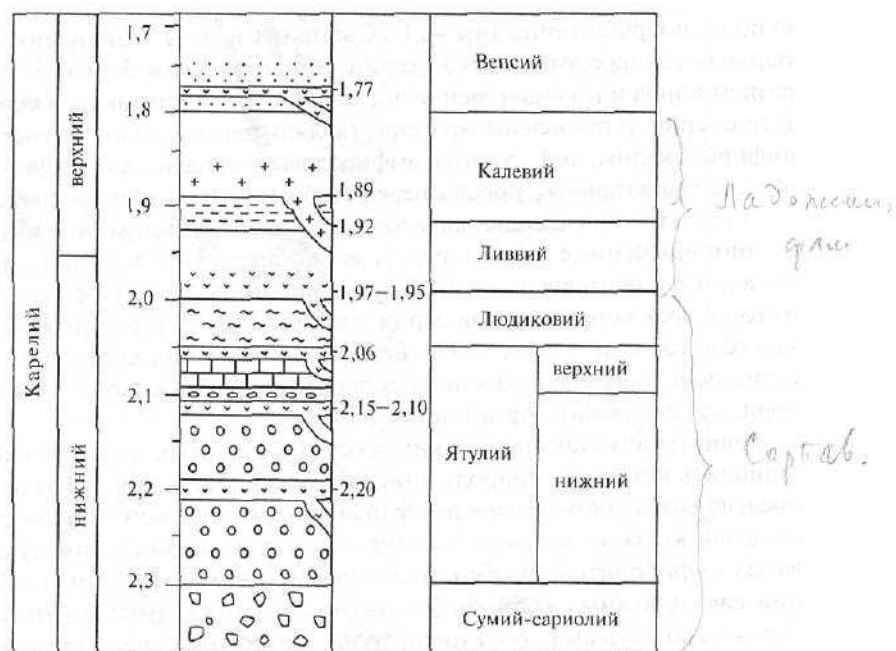


Рис. 1. 1. Стратиграфия нижнего протерозоя юго-западной Карелии и прилежащих районов Финляндии.

Характерные отложения: 1 — красные, 2 — ритмические турбидитовые, 3 — углеродсодержащие, 4 — карбонатные, 5 — кварциты, 6 — гнейсы, 7 — базальты, 8 — граниты; указан возраст, млрд лет.

Ливвий. Выделен в пределах Сортавальской зоны, где представлен сортавальской серией, обрамляющей узкой полосой выступы архейского гранито-гнейсового фундамента. В ее составе выделяют две контрастные по составу толщи (раньше к сортавальской серии относили и залегающие в ее основании осадочные породы, которые мы упоминали выше в составе нижнего карелия). Нижняя толща сложена метаморфизованными вулканитами основного состава — измененными, превращенными по большей части в амфиболиты толеитовыми базальтами и их туфами, местами с примесью андезитов и дацитов, превращенных в биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. Ее мощность достигает 2000 м. Наиболее полные разрезы толщи, расположенные в обрамлении Кирияволахтинского

купола, подробно описаны А. П. Световым и Л. П. Свириденко (1992). Верхняя толща сортавальской серии характеризуется большим разнообразием пород и весьма изменчивой мощностью, достигающей 600–700 м. В ее составе установлены мраморы (кальцитовые и доломитовые), кальцифиры, скарны, амфиболиты, амфиболовые, слюдяные, слюдяно-кварцевые сланцы, кварциты; породы нередко обогащены сульфидами и графитом.

В качестве подводящих каналов сортавальских вулканитов выделяются многочисленные дайки и силлы метабазитов. Они залегают и в вулканитах, и в подстилающих гнейсах архейского основания. Состав вулканитов и даек сортавальской серии соответствует внутриплитным толетам (Светов и др., 1990, 1992). Есть указания на присутствие в составе серии основных и ультраосновных дериватов расслоенной интрузии габброидов (Духовский, Артамонова, 1994).

Реликты дометаморфических текстур и структур, позволяющие восстановить исходную природу описываемых пород, характер залегания и последовательность в разрезах, сохранились лишь в немногих местах. По большей же части вулканиты превращены в монотонную толщу сланцеватых амфиболитов. Особенно сильно вулканиты изменены в обрамлении самых южных куполов (окрестности Питкяранты и Сортавалы). Здесь мощность амфиболитовой толщи резко уменьшена (десятки метров), что, возможно, связано с сильным ее растяжением в процессе всплывания гранито-гнейсовых куполов. Вместе с тем не вызывает сомнений принадлежность метабазитов, обрамляющих гранито-гнейсовые купола Сортавальской зоны, к единому покрову. Амфиболиты совместно с менее измененными, сохранившими исходную стратификацию сланцами составляют практически непрерывное (несмотря на свою малую мощность) плоское тело, перекрывающее гранито-гнейсовый фундамент. Контакты амфиболитов с подстилающими и перекрывающими образованиями изучены недостаточно, в большинстве случаев они имеют тектоническую природу, тогда как контакты явного седиментогенного происхождения не установлены.

С целью уточнения возраста сортавальской серии были геохронологически изучены образцы из района г. Сортавалы (рис. 1, 2). Исследованная пачка сложена метабазитами, состав которых отвечает базальтам и андезито-базальтам, с единичными маломощными прослоями метабазитов (табл. 1, 1; рис. 1, 3). По химическим свойствам породы сортавальской серии (Светов, Свириденко, 1992) отвечают внутриплитным континентальным толетам, но среди них встречены различия, которые по содержанию редких и рассеянных элементов могут быть отнесены к океаническим базальтам. Подобные породы были недавно установлены В. В. Иваниковым и др. (1997); судя по пониженным концентрациям LIL и LRE и низким значениям Ta/Nb и Th/Yb (табл. 1, 1, обр. IV, 1956-11), они могут рассматриваться как базальты не менее примитивного состава, чем базальты офиолитового комплекса Оутокумпу (Peltonen et al., 1996).

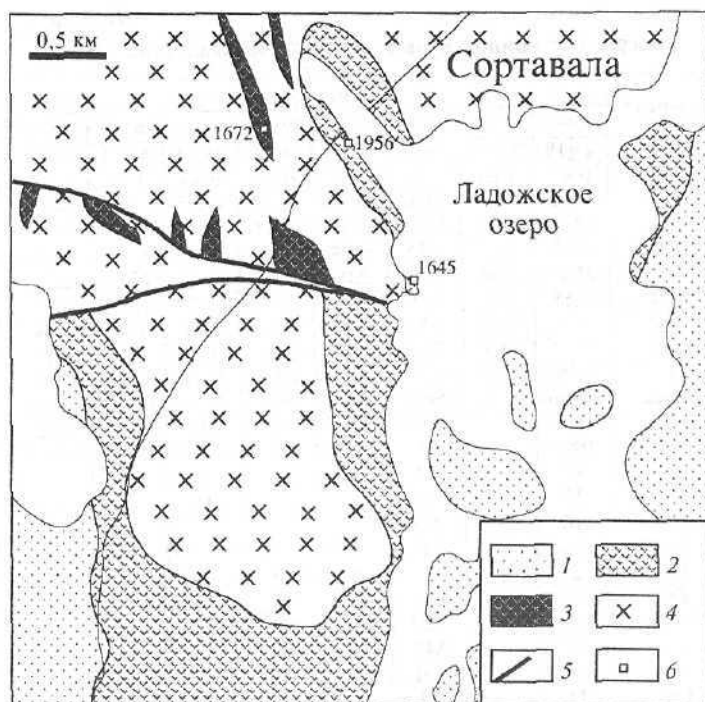


Рис. 1. 2. Геологическое строение южной окраины Сортавальского купола.

1 — ладожская серия; 2 — сортавальская серия; 3 — метабазиты; 4 — гранито-гнейсы архейского фундамента; 5 — разрывные нарушения; 6 — точки отбора геохронологических проб и их номера.

Учитывая крайне низкое содержание в базальтах сингенетичного циркона, для определения возраста были взяты образцы из маломощных (первые метры) прослоев дацитового состава (обр. 1956-4 и 1645), а также из осевой части мощной (около 80 м) дайки метагаббро, дифференцированной до состава кварцевых диоритов (обр. 1672-8). В результате исследования циркона из метадацитов не обнаружено единой изохронной зависимости, что отражает различное содержание в них древнего радиогенного свинца. Линия, проведенная по двум крайним левым точкам этой группы (фр. 7, 12), дает значение 1987 млн лет (рис. 1. 4). Эта датировка может рассматриваться в качестве ориентировочной оценки максимального возраста проанализированных цирконов.

В дайке метагаббро циркон представлен мелкими призматическими непрозрачными частично корродированными зернами. Значения возраста t ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) трех фракций колеблются в узком интервале: от 1946,5 до 1952,0 млн лет. Изохронная датировка этого циркона равна 1963 ± 19 млн лет при СКВО=2 (рис. 1. 4).

Полученные изохронные датировки протерозойских цирконов близки к возрасту офиолитов Оутокумпу и Йормуа и поздних толеитовых даек

района Коли — Кииктелюсваара (Vuollo et al., 1992; Peltonen et al., 1996); значит, возраст сортавальской серии может быть ограничен теми же рамками: 1,97–1,95 млрд лет. В более внутренних частях кратона, в Прионежье этой дате соответствует формирование вулканоплутонической ассоциации пикритобазальтов суйсарской серии (свиты), возраст которой определен Sm–Nd-методом как 1975 ± 24 и Pb–Pb-методом как 1980 ± 57 млн лет (Пухтель и др., 1995; Куликов и др., 1999).

Учитывая, что становление офиолитов в регионе знаменует начало свекофеннского этапа, это событие удобно принять соответствующим нижней границе верхнего карелия. Мы, таким образом, возвращаемся к предложению ряда исследователей (Бибикова и др., 1989) о проведении границы нижнего и верхнего карелия на уровне примерно 1,97 млрд лет. Эта датировка имеет два преимущества перед принятым в шкале 1990 г. уровнем 1,90 млрд лет: во-первых, она согласуется с естественной периодизацией геологической истории, отражая важнейшее событие — заложение Свекофеннского пояса; во-вторых, опирается на определение возраста стратифицированного объекта — сортавальской серии, тогда как значение 1,90 млрд лет «рассекает» свекофеннскую эволюцию в ее самой напряженной точке и датирует plutонические процессы, что противоречит принципам хроностратиграфии. Оба этих преимущества при составлении шкалы 1990 г. (Семихатов и др., 1991) были «принесены в жертву» соображениям коррелируемости восточноевропейских подразделений с сибирскими, но в настоящее время этот довод в значительной мере утратил свое значение, поскольку в сибирском докембрии выявляются не известные ранее события, совпадающие по времени с заложением свекофеннид (Гаврикова и др., 1991; Котов и др., 1993; и др.). Данные о таких событиях в силу их недостаточной изученности пока немногочисленны, но намечают важный рубеж в эволюции сибирского протерозоя. Вообще же уровень около 1,95 млрд лет сейчас квалифицируется как один из важнейших рубежей раннедокембрийской истории, прослеживающийся на всех континентах (Глебовицкий, Шемякин, 1996).

В действующей до сегодняшнего дня региональной схеме сортавальская и суйсарская серии включены в состав людиковия, который в результате объединил два разновозрастных и литологически резко различных подразделения: метасадочные углеродсодержащие сланцы заонежской свиты и ее аналогов и перекрывающие их метавулканы суйсарской

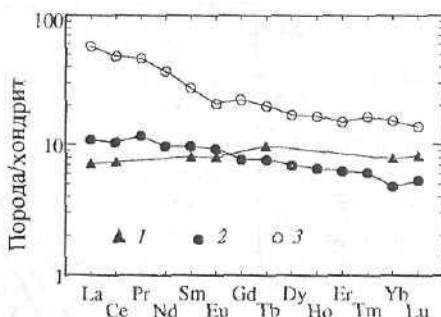


Рис. 1. 3. Распределение редкоземельных элементов в породах сортавальской серии.

Образцы: 1 — 1956-11, 2 — 1956-4, 3 — 1956-3; номера соответствуют приведенным в табл. 1. 1.

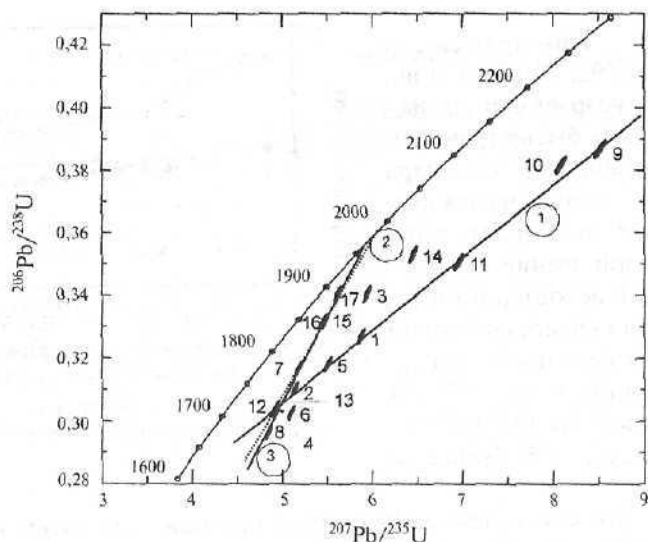


Рис. 1. 4. График Везерилла для цирконов сортавальской серии.

Изохроны для цирконов (цифры в кружках): 1 — первой группы из прослоев метадацита (обр. 1956-4 и 645), 2 — второй группы тех же пород, 3 — из дайки метабазитов (обр. 1672-8).

и, как теперь установлено, одновозрастной с ней сортавальской серии. Приведенные материалы свидетельствуют о необходимости исключения названных вулканогенных серий из состава лудиковия; такое предложение было высказано ранее В. А. Соколовым и поддержано А. П. Световым в отношении суйсарских вулканитов, выделенных в самостоятельный «отдел» — ливвий (Материалы...1982; Светов, Свириденко, 1992). Следуя этому предложению, можно рассматривать ливвий как региональное включающее сортавальскую серию подразделение, с которого начинается разрез верхнего карелия. Точные геохронометрические границы этого подразделения не установлены, но можно принять, что нижняя приблизительно соответствует уровню 1,97 млрд лет, верхняя же определяется налеганием ладожской серии, возраст которой обсуждается ниже.

Нижний калевий. В Северном домене представлен ладожской серией, которая слагает здесь обширные межкупольные пространства. Ладожская серия образует мощный (первые тысячи метров) осадочный покров, перекрывающий сортавальскую серию (Предовский и др., 1967). Интенсивная деформация препятствует однозначному пониманию стратиграфического строения этой серии и соотношений с сортавальскими вулканитами, тем не менее из рассмотрения общей структуры следует ее более высокое стратиграфическое положение. Серия имеет почти исключительно терригенный состав и образована в основном метапесчаниками и металево-ролитами. Ее разрезы отличает ритмичная градационная слоистость, что указывает на турбидитовое происхождение серии. В низах серии отмечаются редкие покровы основных и средних метавулканитов.

Породы ладожской серии метаморфизованы преимущественно в фации зеленых сланцев и в ставролитовых субфациях амфиболитовой фации и представлены филлитами, слюдяными, гранат-слюдяными, часто ставролит-, андалузит- и силлиманитсодержащими сланцами и кварцитами. По мере приближения к южной границе Северного домена метаморфизм усиливается до средних и высоких ступеней амфиболитовой фации; здесь массовое развитие получают мигматиты и черты исходной стратификации исчезают. Зоны глубокометаморфизованных пород местами в виде более или менее широких полос окружают ядра гранито-гнейсовых куполов (Духовский, Артамонова, 1994).

Монотонный состав ладожской серии, интенсивный метаморфизм и очень сложная деформационная структура препятствуют ее четкому стратиграфическому расчленению, и разными авторами были предложены существенно различающиеся стратиграфические схемы (Кратц, 1963; Предовский и др., 1967; Инина, 1977; Светов, Свириденко, 1992; см. также неопубликованные материалы Л. Н. Потрубович, Г. В. Макаровой и Р. И. Борисовой, Н. А. Артамоновой). Изученность ладожской серии далека от совершенства. До недавнего времени стратиграфические построения основывались на упрощенном представлении о складчатой структуре района. На деле она оказалась совсем не такой простой и существенно осложненной надвигами; это требует ревизии стратиграфических схем. Я. Кохонен (Kohonen, 1995) в обстоятельной работе по калевию прилегающей финской территории, по существу, отказался от его стратиграфического расчленения и рассматривает калевий как неформальное литологическое подразделение, объединяющее несколько литологических ассоциаций с неясными стратиграфическими отношениями.

В пределах Виртсильской зоны, в том числе и на ее продолжении на территории Финляндии, в подошве калевия нередко обнаруживаются базальные конгломераты, но их соотношения с подстилающими ятулийскими отложениями тектонически нарушены и не могут быть однозначно расшифрованы (Предовский и др., 1967; Kohonen, 1995). Заметим, что Я. Кохонен поставил под сомнение базальное происхождение калевийских конгломератов, развитых на контакте с ятулийскими отложениями, что дает повод усомниться в автохтонном залегании калевия на окраине кратона. Для Сортавальской зоны А. А. Предовский приводит свидетельства постепенного перехода от сортавальской серии к ладожской, но и они не кажутся убедительными вследствие интенсивных метаморфических преобразований. Я. Кохонен указывает, что калевийские осадки связаны постепенными переходами с грубозернистыми песчаниками, которые в свою очередь тесно ассоциируются с метавулканитами Тохмаярви раннеятулийского возраста (2105 млн лет). Это служит основанием для заключения автора о том, что калевий включает разновозрастные образования: самые нижние относятся к раннему ятулию, верхние же имеют постятулийский возраст и перекрывают дайки и интрузии, образовавшиеся 1,97 млрд лет назад.

Иная трактовка предложена Х. Хухмой (Huhma et al., 1991), который определил возраст калевийских метатурбидитов по возрасту содержащихся в них обломочных цирконов. Исследования велись на ионном микрозонде SHRIMP по единичным зернам циркона, самые молодые из них, как оказалось, имеют возраст 1,92 млрд лет. Такие данные были получены по разным районам Финляндии, включая район Куопио, достаточно близкий к описываемой территории. В настоящей работе принята трактовка возраста подошвы калевия по Х. Хухме. Ладожская серия образует нижнюю часть калевия, тогда как позднекалевийские образования в изученном районе представлены прорывающими ее свекофенскими интрузивными комплексами, возраст которых, как показано ниже, примерно от 1,89 до 1,80 млрд лет.

Здесь следует оговорить, что в принятых региональных схемах свекофенские интрузии обозначались как посткалевийские и относились к следующему подразделению — вепсию. Такое решение следует признать неудачным, потому что оно, во-первых, противоречит правилам определения стратиграфических границ по возрасту подошвы вышележащего подразделения, во-вторых, при этом типичные свекофенские орогенные комплексы присоединяются к постсвекофенской красноцветной серии вепсийского возраста. Возраст вепсийских метадолеритов в Прионежье определен как 1,77 млрд лет (Бибикина и др., 1990); подошва вепсийского разреза древнее, но моложе самых поздних свекофенских интрузий, т. е. ее возраст меньше чем 1,80 млрд лет.

Ливий? — нижний калевий нерасчлененные. К отложениям указанного возраста отнесены интенсивно метаморфизованные образования Южного домена, выделенные в лахденпохскую метаморфическую серию. Многочисленные реликты слоистых текстур, значительная роль пород повышенной глиноземистости, содержание кварцитов, известковистых пород говорят о преимущественно первично-осадочном происхождении серии. Распространены также породы вулканогенного происхождения. Некоторые мелкие тела, возможно, сложены метаинтрузивными породами. Несмотря на очевидное преобладание первично стратифицированных образований, создать обоснованное представление об исходном разрезе не удастся: литологические признаки сохранились лишь в мелких разрозненных фрагментах, что не позволяет достоверно идентифицировать слои и их последовательность.

Вместе с тем неоднородность состава и строения лахденпохской серии позволяет расчленить ее на литологические единицы — формации. Для удобства они поименованы кратко — по названию наиболее характерной для каждой из них породы; двойное название означает, что единицу характеризует чередование двух главных разновидностей пород. Ниже приводится краткое описание формаций в порядке их распространенности от северных районов к южным.

Биотитгнейсовая формация характеризуется существенным преобладанием биотитовых плагиогнейсов, большей частью мигматизированных. От-

мечаются также гранат-биотитовые плагиогнейсы и другие разновидности пород: силлиманит-, кордиерит-, амфиболсодержащие гнейсы и др.

Кварцитовая формация образует небольшие выходы (площадью до 1 км²), сложенные дымчатыми до черных сливными породами. Кварциты хорошо заметны в рельефе и картируются по наличию характерных грибов. Наблюдаются переходы от мономинеральных кварцитов к кварцито-сланцам.

Биотит-амфиболсланцевая формация распространена незначительно. Сложена темными мелкозернистыми биотит-амфиболовыми сланцами с прослоями биотит-гранатовых гнейсов. Преобладающий амфибол — куммингтонит, менее распространена роговая обманка.

Гранатгнейсовая формация типична для Приладожья. Сложена гранат-биотитовыми плагиогнейсами и мигматитами, которым резко подчинены другие разновидности. Очень монотонна по составу, но структурно довольно неоднородна, что обусловлено главным образом неравномерной мигматизацией, проявленной в разных формах (послойные, сетчатые, порфи-робластические и иные разновидности мигматитов).

Диопсид-биотитгнейсовая и диопсид-гранатгнейсовая формации отличаются от биотит- и гранатгнейсовой содержанием известковистых пород — диопсидовых сланцев и гнейсов, частью кальцит- и скаполитсодержащих, амфиболовых сланцев, очень редко мраморов. Известковистые сланцы и гнейсы образуют в биотитовых и гранатовых гнейсах маломощные прослои, а чаще округлые зональные включения, напоминающие конкреции в сланцах ладожской серии. Согласно многочисленным наблюдениям, однако, эти включения представляют будины. Они сложены мелко- и тонкозернистыми немигматизированными высоковязкими относительно вмещающих гнейсов породами, которые легко будинируются при растяжении.

Гиперстен-гранатгнейсовая формация распространена в окрестностях г. Лахденпохьи и пос. Куркиёки. В основном это гиперстен-гранат-биотитовые плагиогнейсы, которые местами перемежаются с гранат-биотитовыми и гиперстен-биотитовыми плагиогнейсами. Для окрестностей Лахденпохьи характерно регулярное, похожее на флиш ладожской серии тонкое переслаивание перечисленных разновидностей. В других местах гиперстеновые гнейсы образуют самостоятельные довольно мощные (десятки, сотни метров) слои.

По химическому составу гиперстенсодержащие породы формации разделяются на две группы (табл. 1, 2; рис. 1, 5). Одна из групп объединяет породы, состав которых соответствует вулканитам основного и среднего состава. В некоторых образцах этой группы Е. В. Толмачева обнаружила расплавленные стекловатые включения с высокой температурой (до 1400 °С) гомогенизации, что подтверждает их вулканогенное происхождение. Породы второй группы отличаются необычно низким содержанием Na₂O при достаточно высоких концентрациях CaO. Скорее всего, они образовались из богатых известью граувакк.

Кордиеритгнейсовая формация развита на юге Южного домена. Сложена высокоглиноземистыми преимущественно двуполевошпатовыми гнейсами и сланцами, содержащими в разных соотношениях кордиерит, гранат, силлиманит и биотит. Подчиненную роль играют гранат-биотитовые и другие гнейсы. Интенсивно проявлена мигматизация.

Мраморная формация — небольшое линзовидное тело, сложенное мраморами, закартировано в среднем течении р. Вуоксы. Мраморы имеют пестрый состав с преобладанием волластонитовых и диопсид-скаполитовых разновидностей. Они содержат прослои скарноидов и высокоглиноземистых гнейсов мощностью до 2–3 м.

На юге Северного домена отмечаются бесспорные признаки постепенного перехода от слабо метаморфизованных пород ладожской серии к высокометаморфизованным лахденпохской, что свидетельствует об их đồngовозрастности. Внутри Южного домена эти признаки теряются, и вопрос о возрасте протолита метаморфических пород не может быть решен столь определенно. Правда, не зафиксировано сколько-нибудь резкой смены состава лахденпохской серии непосредственно на границе блоков, так что, по крайней мере, часть и, скорее всего, преобладающую часть высокометаморфизованных пород Южного домена можно коррелировать с ладожской серией: сохранившиеся в метапелитовых формациях этого домена реликты характерной ритмичной градационной слоистости подтверждают такой вывод. Однако по сравнению с ладожской серией состав лахденпохской в целом разнообразнее, что может косвенно указывать на более широкий стратиграфический диапазон последней. Содержание в ней послекалевийских образований исключается, поскольку верхняя возрастная граница лахденпохской (как и ладожской) серии фиксируется ее прорыванием раннеорогенными интрузиями возрастом 1,88–1,87 млрд лет (см. ниже). Нижний же возрастной рубеж лахденпохской серии в Южном домене остается неопределенным, так как из-за отсутствия куполов с их легко распознаваемым архейским фундаментом и ятулийско-ливвийским обрамлением подошва калевия здесь не диагностируется и разрез метаморфической серии может включать подстилающие калевий образования.

В связи с этой проблемой следует подчеркнуть, что в пределах Свеккофеннского пояса досвеккофенские породы не были надежно идентифи-

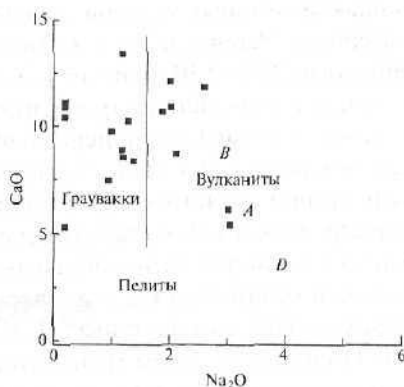


Рис. 1. 5. Химический состав гиперстенсодержащих пород (по: Шульдинер и др., 1979).

А — андезиты, В — базальты, Д — дациты (см. табл. 1. 2).

цированы (Nuhma, 1986; Vaasjoki, Sakko, 1988; и др.). Вместе с тем с помощью изотопных методов выявляется примесь докалевийского корового материала. Установлены, в частности, обломочные зерна циркона докалевийского (2,01–1,91 млрд лет), а также архейского (древнее 2,5 млрд лет) возраста в калевийских турбидитах (Nuhma et al., 1991). Эти данные указывают на возможное присутствие некогда размывавшихся нераспознаваемых докалевийских пород в высокометаморфизованных комплексах свекофеннид и, в частности, в составе лахденпохской серии. К ливвию, например, может относиться гиперстен-гранатгнейсовая свита, сложенная в значительной степени метавулканитами и не имеющая аналогов в ладожской серии. Что касается пород архея, то на их присутствии в Приладожье особенно настаивал Л. И. Салоп (1979), который относил к архею обширные выходы гранулитов и эндербитов Южного домена. К настоящему времени, однако, большая часть его аргументов отпала. Во всяком случае возраст эндербитов и метаморфизма гранулитовой фации теперь однозначно определен как свекофеннский. В составе же дометаморфического субстрата лахденпохской серии нет сколько-нибудь крупных объектов, которые можно было бы по тем или иным признакам вычленить из состава протерозоя и сопоставить с архейскими комплексами прилежащего Карельского кратона.

Изложенное дает основание датировать (с некоторой долей сомнения) лахденпохскую серию как нерасчлененные ливвий и нижний калевий.

2. ТЕКТОНИКА

Территория Северо-Западного Приладожья может быть разделена по структурным особенностям на две части (с. 4, рисунок). Структуру Северного домена определяют в основном тектонические формы гравитационного происхождения — окаймленные гнейсовые купола и серии изоклиналильных складок, находящиеся в межкупольных зонах либо наложенные на купола. В Южном домене развиты сильно сжатые и изоклиналильные близвертикальные складки преимущественно северо-западного простирания, образованные в результате тангенциального сжатия. Северный и Южный домены разделены широкой Мейерской зоной пологих деформаций, которая имеет надвиговое происхождение и представляет собой юго-восточный фрагмент региональной Раахе-Ладожской сутуры, отделяющей Свекофеннский пояс от Карельского кратона. Важно подчеркнуть, что Северный домен входит в состав так называемой Ладожско-Ботнической перикратонной структуры, тогда как Южный представляет в исследованном регионе собственно свекофениды. Рассмотрим общую последовательность деформаций, причем уделим особое внимание возрастным соотношениям главных структурных элементов Северного домена.

2.1. СТАДИИ СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Структура региона развивалась на протяжении трех главных стадий деформации супракрустальных и плутонических пород (Glebovitsky, 1997). Этим стадиям предшествовали другие геологические события, из них важнейшими были накопление вулканогенных и осадочных толщ сортавальской серии, формирование офиолитовой ассоциации Йорма (Kontinen, 1987) с последующей обдукцией ее на край Карельского кратона (Koistinen, 1981), вулканизм и накопление турбидитовых толщ калевия, ладожской серии и их аналогов в составе лахденпохской серии (см. рис. 1. 1).



Рис. 2. 1. Схематическая карта Ладожско-Ботнической зоны (с использованием данных Т. Koistinen, 1981).

- 1 — архейский инфракрустальный комплекс;
 2 — архейские супракрустальные породы зеленосланцевого пояса Иломантеи, 3 — ягулий,
 4 — метатурбидиты калевий, 5 — гнейсеновые диориты, тоналиты (энтербиты), габбро-диориты,
 6 — диориты, тоналиты и трондьемиты,
 7 — автохтонные и параавтохтонные гранитоиды,
 8 — рапакиви, 9 — древние разломы и связанные с ними дивейские складки, 10 — молодые разломы,
 11 — крутопадающие сдвиговые зоны.

гранито-гнейсы фундамента (рис. 2. 2). При такой корреляции структур система субмеридиональных складок на востоке может рассматриваться как своеобразный барьер (во фронтальной части) для двигавшегося на восток аллохтона Оутокумпу.

Вторая стадия деформаций выразилась в формировании простирающихся в широтном и северо-западном направлении складчатых структур и сопряженных с ними зон сдвиговых деформаций. Соотношения между структурами первой и второй стадий хорошо распознаются как в зоне прямых, сильно сжатых складок, так и в зоне развития пологих надвигов севернее. В первом случае из анализа геометрии складок (Мигматизация...1985) следует, что они сминают ранее возникшие формы первой и третьей генерации, шарниры которых рассеяны по большому кругу. В результате реконструкции их доскладчатой позиции установлено, что они были ориентированы полого и погружались на юг, т. е. точно так же, как ориентированы шарниры складок третьей генерации в Северном домене (рис. 2. 3; 2. 4). Обнаружено, что в Раахе-Ладожской шовной зоне

В результате *первой стадии деформации* была сформирована, в частности, на востоке района система прямых изоклинальных складок субмеридионального простираения, которые накладываются не только на толщи метатурбидитов ладожской серии, но и на купола архейского фундамента, на породы сортавальской серии и на протерозойские базитовые дайки и гранитоиды Питкярантеской группы поднятий. Согласно данным А. Н. Казакова и др. (1977), в этой части района распознаются по крайней мере три генерации разномасштабных складок. Они легко сопоставляются с тремя генерациями структур, идентифицированных внутри аллохтона Оутокумпу (Koistinen, 1981), которые были развиты в процессе его надвигания на край континента (рис. 2. 1). Структуры очень похожи на описанные нами (Балтыбаев и др., 1996) в западной части района, к югу от г. Сортавалы, где установлены изоклинальные, опрокинутые на восток или лежащие складки, наложенные на толщи ладожской и сортавальской серий и на

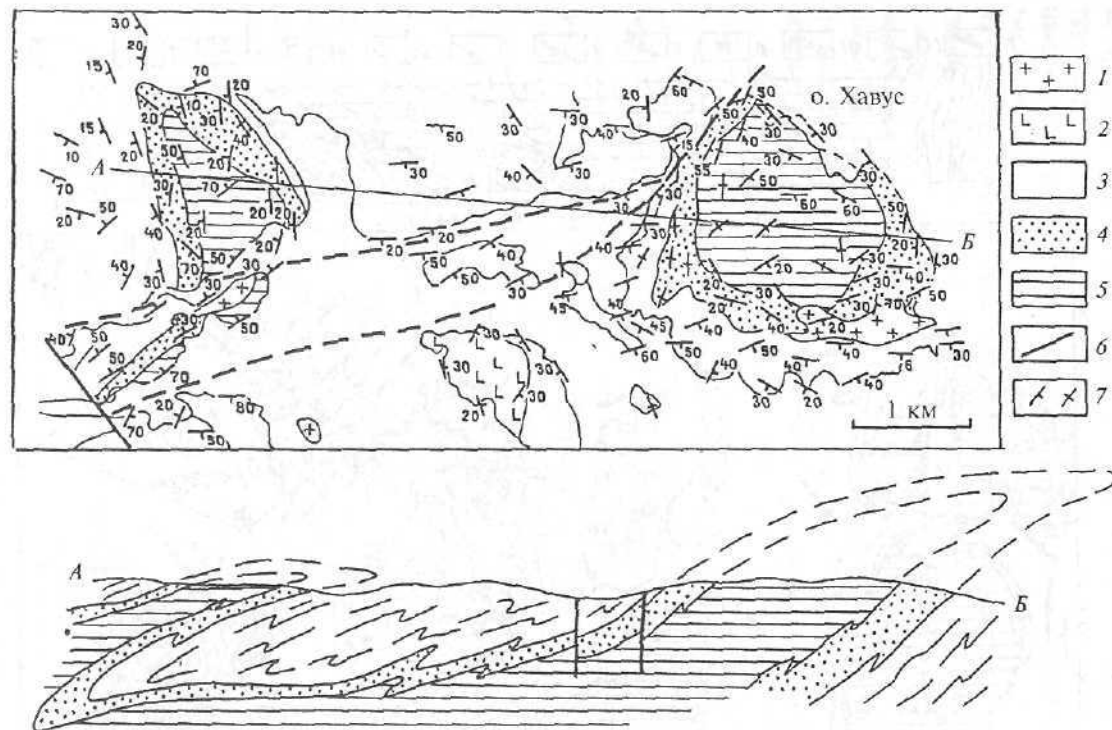


Рис. 2. 2. Геологическая карта района о. Хавус с разрезом (внизу) по линии А-В.

1 — метатоналиты и 2 — метадiorиты ранней орогенной стадии; 3 — биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы и мигматиты (ладожская серия); 4 — амфиболиты (сортавальская серия); 5 — гранито-гнейсы архейского фундамента; 6 — разломы; 7 — ориентировка сланцеватости (наклонная, вертикальная).

интенсивно метаморфизованные и мигматизированные гнейсы лахденпохской серии были надвинуты на слабее метаморфизованные турбидиты, сортавальские амфиболиты и гранито-гнейсы фундамента (рисунок вклейки). Сместители, которые представлены милонитами, перекристаллизованными в условиях амфиболитовой фации, или аналогичными по условиям метаморфизма зонами сдвиговых деформаций, несогласно пересекают структуры первой стадии деформаций, в частности опрокинутые изоклинальные складки с шарнирами, погружающимися в южном направлении. Развитие надвигов во время первой стадии деформаций местами обуславливает налегание гранито-гнейсов фундамента на амфиболиты сортавальской серии, что наблюдается, например, в районе пос. Мейери. В районе Оутокумпу (рис. 2. 1) покров Савонранта, сложенный глубокометаморфизованными (амфиболитовая и гранулитовая фации) и мигматизированными породами, а возможно, и покров Ооярви несогласно перекрывают покров Оутокумпу и в свою очередь срезаются протяженной зоной правостороннего сдвига, совпадающего с Раахе-Ладужской шовной зоной.

Рассмотрим некоторые особенности структур второй стадии в южной части Южного домена, в зоне пос. Куркиёки. Здесь закартирована система прямых, обычно изоклинальных складок, меняющих свое простирание от субширотного до северо-западного и сложенных главным образом парagneйсами: ритмично-слоистыми метаграувакками и метапелитами. Породы первоначально были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. Параллельно осевым поверхностям складок развиваются зоны сдвиговых деформаций, которые проявлены настолько интенсивно, что сохраняются только замки складок в линзах, окруженных такими зонами. Аналогично «ведут себя» массивы эндербитов куркиёкского комплекса, превращенные в линзы или в стержни в процессе рассматриваемых сдвиговых деформаций (рис. 2. 5). Обратим внимание на соотношение лейкосом мигматитов со складками и с зонами сдвиговых деформаций. Видно, что ранние генерации мигматитов сминаются в складки вместе со слоистыми породами. Причем наблюдаются как согласные их соотношения друг с другом, так и секущие. Поздние лейкосомы развиваются вдоль зон сдвиговых деформаций. Во многих местах наблюдаются рои базитовых даек, которые секут ранние мигматиты и сами подвергаются мигматизации, благодаря чему возникает так называемый эффект Се-

Рис. 2. 3. Главные структурные элементы Северо-Западного Приладожья (по материалам авторов и геологических съемок ПГО «Севзапгеология»).

- 1 — нижний протерозой, ладожская серия, метаалевролиты, метапесчаники, их глубокометаморфизованные аналоги (биотитовые, гранатовые, гиперстеновые гнейсы) и залегающие в них гранитоиды; 2 — нижний протерозой, сортавальская серия: преимущественно амфиболиты; 3 — архейские гранито-гнейсы; 4 — основные и ультраосновные породы предполагаемой глубинной интрузии; 5 — ориентировка сланцеватости: 5 — субвертикальной ($70-90^\circ$), 6 — крутопадающей ($50-70^\circ$), 7 — пологопадающей ($30-50^\circ$), 8 — субгоризонтальной ($0-30^\circ$); 9—10 — ориентировка линейности: 9 — крутой (свыше 40°), 10 — пологой (до 40°); 11 — разломы; 12 — положение главного сместителя Мейерского надвига; на врезке: 1 — архейский фундамент; 2 — нижнепротерозойские сланцы и гнейсы и их преобладающие простирания; 3 — нижнепротерозойские гранитоиды; 4 — Главная сutura Раахе-Ладужской зоны; 5 — контур описываемого участка.

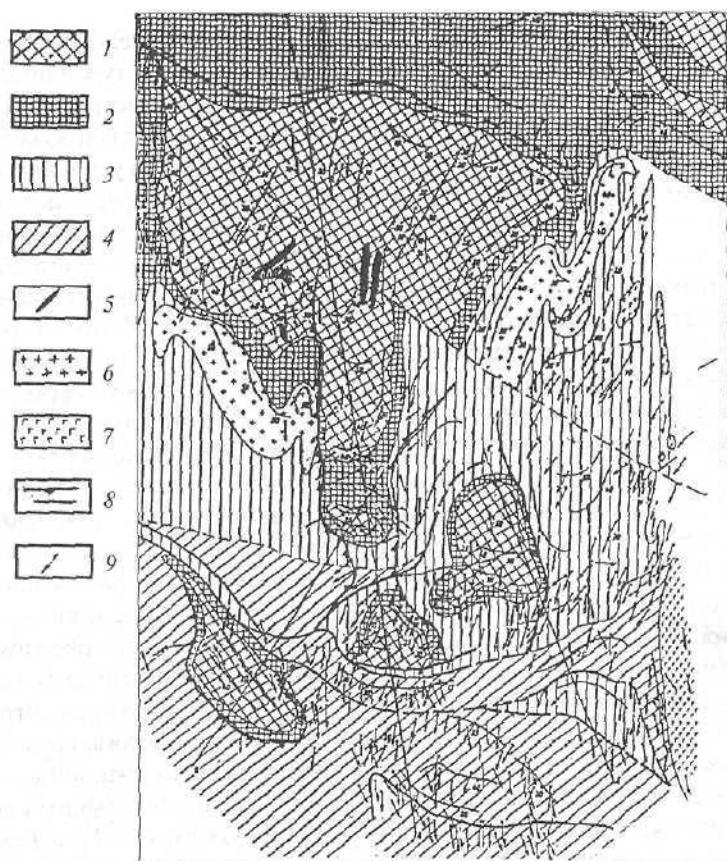


Рис. 2. 4. Схематическая карта тектонического строения района г. Сортавалы.

1 — архейские породы, 2 — породы сортавальной серии, 3 — немигматизированные породы ладожской серии, 4 — мигматизированные породы ладожской серии и ее аналогов, 5 — дайки основного состава, 6 — трондьемиты, 7 — габбро, 8 — разломы, 9 — линейность.

дерхольма. Несмотря на интенсивную деформацию массивов энтербитов местами хорошо сохраняются интрузивные контакты с гнейсами. Известны случаи, когда ранние мигматиты содержатся в энтербитах в виде ксенолитов.

Третья стадия деформаций представлена поперечными и диагональными зонами сдвиговых деформаций, сопровождающимися локальными поперечными складками и зонами агматитов, которые в исследуемом районе имеют северо-восточное простирание (рис. 2. 5). По этим направлениям развиваются наиболее поздние мигматиты, лейкосома которых часто имеет состав калиевых гранитов. Между второй и третьей стадиями деформаций происходит внедрение даек базитов, диоритов, а иногда и аплитовидных гранитов, которые подчеркивают временное разделение отмеченных только что мигматитов разных генераций. Крупные зоны

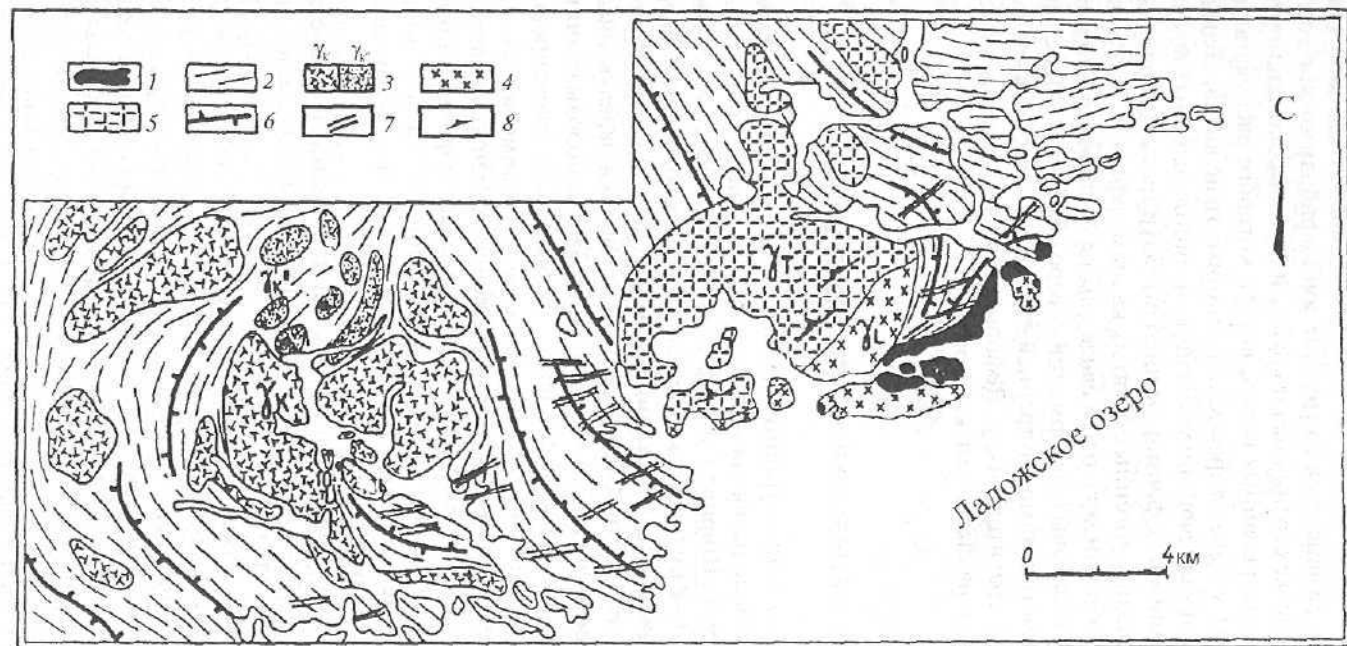


Рис. 2. 5. Геологическая карта окрестностей пос. Куркиёки (составили И. К. Козаков, Л. М. Саморукова).

1 — гнейсы с существенным количеством основных кристаллических сланцев. 2 — граиат-биотитовые (иногда с кордиеритом и сидлиманитом) гнейсы. 3 — андербиты куркиёкского комплекса главной (γ_k) и поздней (γ_p) стадии внедрения. 4 — анориты и тоналиты лаувайтсарско-импиниинского комплекса. 5 — граниты Тервуского массива. 6 — осевые поверхности складок и зоны сдвиговых деформаций второй стадии структурной эволюции. 7 — зоны сдвиговых деформаций третьей стадии. 8 — ориентировка трахитонности в гранитах Тервуского массива.

сдвиговых деформаций картируются как на исследованной нами территории, так и на смежных площадях Юго-Восточной Финляндии. Такие зоны, в частности, развиваются на границе зон амфиболитовой и гранулитовой фации. Они же ограничивают крупный блок высокометаморфизованных и гранитизированных пород, внутри которого располагаются термальный купол Сулкава с ядром малоглубинных гранулитов, подвергшихся интенсивной калиевой мигматизации, и многочисленные тела параавтохтонных гранитов. С формированием структур третьей стадии связано внедрение позднеорогенных богатых калием гранитов Тервуского плутона (возраст 1856 млн лет), о чем свидетельствуют проникновение его апофиз вдоль зон сдвиговых деформаций северо-восточного простирания и согласованность с ними внутренней структуры плутона, выраженной ориентировкой трахитоидности. Деформации продолжались и после внедрения плутона и накладывались на граниты.

2. 2. МЕЙЕРСКАЯ НАДВИГОВАЯ ЗОНА

В качестве особого структурного элемента названная зона была охарактеризована как пояс развития надвигов субширотного простирания (Судовиков и др., 1970). Ширина зоны вкрест простирания составляет около 20 км, мощность 6—8 км (рисунок вклейки). Главная особенность Мейерской зоны состоит в пологом залегании метаморфической полосчатости, сланцеватости и линейности. Структурные соотношения чередующихся пород зависят от соотношений их пластичности. Вязкие породы будинированы, причем будины далеко расташены и меняют свою ориентировку, располагаясь параллельно линейности; особенности взаиморасположения будин указывают на очень сильное растяжение исходных тел параллельно линейности. На сильное растяжение указывает и форма многих гранитоидных тел, залегающих во вмещающих гнейсах в виде маломощных (десятки, сотни метров), но сильно (на километры) вытянутых вдоль линейности линз или стержней.

Структурные отношения метаморфической полосчатости с дометаморфическими элементами затушеваны интенсивной мигматизацией, но у северного края зоны, где мигматизация проявлена слабо, они поддаются расшифровке. Здесь можно наблюдать пересечение под большими углами слоистости пород сланцеватостью, что сопровождается смятием седиментационных границ в сильно сжатые и изоклинальные складки со смещениями вдоль поверхности сланцеватости; при этом слои фрагментируются на мелкие блоки. Гранитоидные тела приобретают стержневидные формы и оказываются катаклазированными на всю свою мощность, но особенно сильно катаклаз и бластокатаклаз проявлен у контактов с вмещающими слюдяными сланцами (рис. 2. 6). Сланцы у контактов с

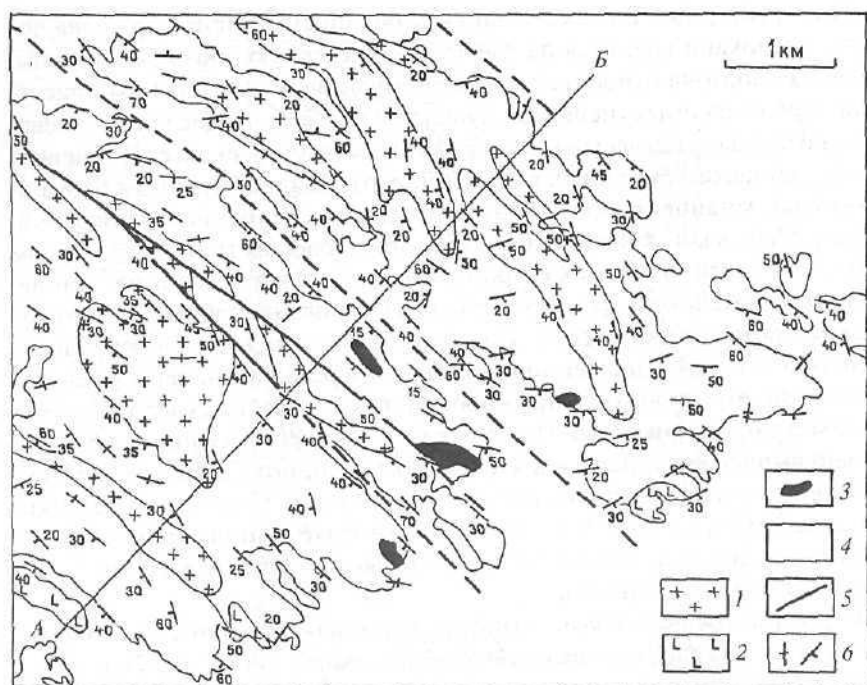


Рис. 2. 6. Схематическая карта участка о. Самматсаари и разрез (внизу) по линии А—Б.

1 — тоналиты и трондьемиты, 2 — эндрбиты, 3 — габбро, 4 — гранат-биотитовые гнейсы, 5 — разломы (подводные показаны пунктиром), 6 — ориентировка сланцеватости.

гранитами тоже интенсивно катаклазированы и рассланцованы. Все это говорит о тектоническом происхождении границ. В целом наблюдаемые здесь пологие структуры метаморфической полосчатости, рассланцевания и бластокатаклаза могут быть охарактеризованы как результат вязкого сдвигового течения, полностью или в значительной степени преобразившего исходные складчатые структуры и магматические тела. Это указывает на поздневекоффеннский возраст Мейерской зоны. Указанный вывод может быть распространен и на всю Мейерскую зону, хотя в южной ее части вследствие повышенной пластичности, обусловленной усилением метаморфизма и мигматизации, не удастся различать признаки катаклаза, поверхности сместителей и их отношения к предшествовавшим границам.

По структурным и вещественным особенностям Мейерская зона пологих дислокаций делится на две части — северную и южную подзоны. Северная подзона относится к Северному домену и отличается присутствием окаймленных гнейсовых куполов. Они немногочисленны и невелики по площади (до нескольких квадратных километров), но с их помощью можно, во-первых, уточнить положение юго-западной границы блока и, во-вторых, установить последовательность структурных преобразований. Купола Мейерской зоны по своему строению подобны типичным куполам остальной части окраины Северного домена и так же, как и последние, состоят из архейского гранито-гнейсового основания, обрамленного покровом сортавальской серии. Однако морфология куполов в пределах Мейерской зоны существенно искажена: они резко наклонены к северо-востоку вплоть до образования опрокинутых и лежащих складок. Таковы детально закартированные Иниварский и Хавусский купола (рис. 2. 2); сильно выположена также и южная стенка крупного Сортавальского купола, в отличие от сохранившей крутое залегание его северной стенки. Эти соотношения свидетельствуют об относительно позднем возрасте пологих дислокаций, наложенных на изначально крутопадающие структуры окаймленных куполов.

Строение *южной подзоны*, относящейся к Южному домену, довольно монотонно: она сложена преимущественно гранат-биотитовыми гнейсами и залегающими в них гранитоидами, среди которых нужно отметить характерные для этого участка диатектиты; кроме того, важно подчеркнуть, что здесь отмечаются, хотя и небольшие, выходы эндербитоидов. Ориентировка сланцеватости и метаморфической полосчатости в южной подзоне также монотонна: она параллельна простиранию Мейерской зоны при пологом ($20-30^\circ$) падении на юг. Монотонна и ориентировка линейности, полого погружающейся в южном направлении.

Отметим, что в пределах северной подзоны метаморфическая полосчатость и сланцеватость характеризуются неустойчивым простиранием, образуя пологие складчатые формы различной величины и конфигурации, беспорядочно сочетающиеся друг с другом. Возможно, это обусловлено гетерогенностью субстрата, подвергшегося рассланцеванию. В то же время линейность, как и в южной подзоне, всюду имеет очень устойчивую ориентировку, полого ($10-20^\circ$) погружаясь в южном или юго-западном ($180-200^\circ$) направлении (рис. 2. 4).

На границе Северного и Южного доменов резко изменяются различные, часто не связанные друг с другом свойства метаморфических комплексов (такие, например, как состав субстрата и уровень метаморфизма). Это дает основание трактовать разделяющую их границу как разрывное нарушение, хотя и не отмечено конкретных признаков поверхности сместителя, вероятно, затушеванных наложенной сланцеватостью и метаморфической перекристаллизацией и мигматизацией.

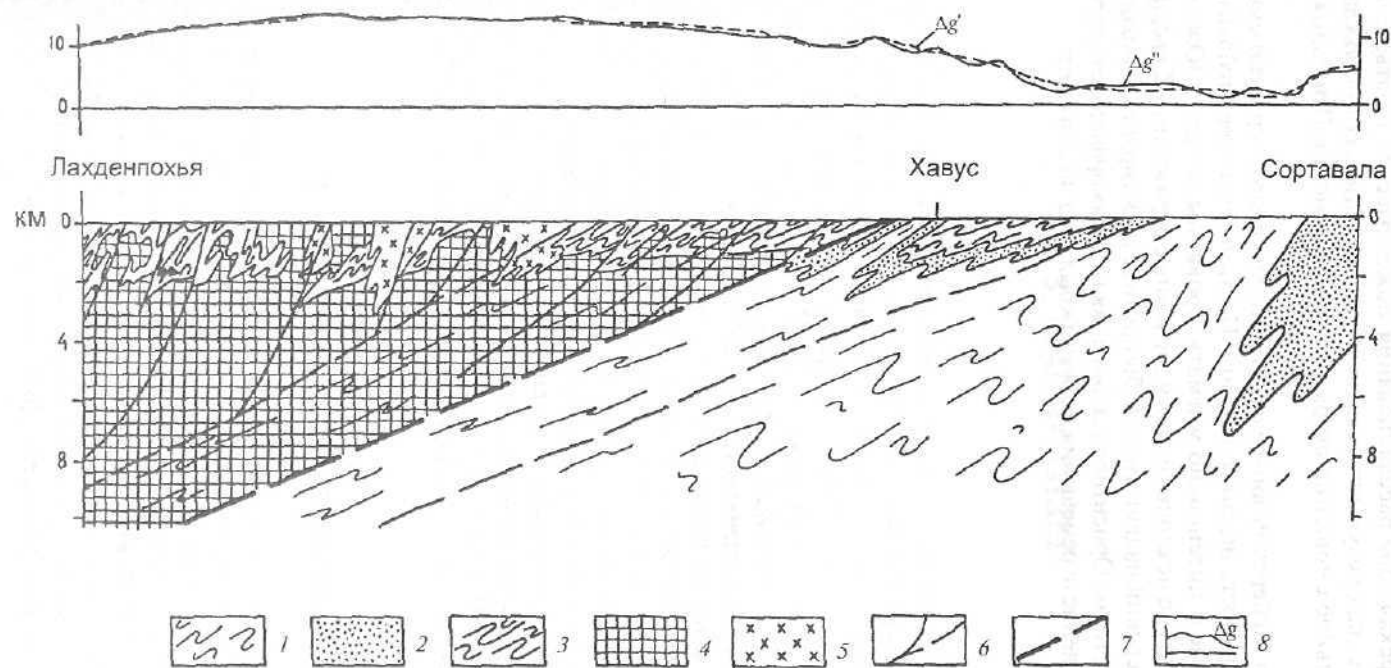


Рис. 2. 7. Геолого-геофизический разрез через Мейерскую зону.

1 — гранито-гнейсы архей; 2 — амфиболиты сортавальской серии; 3 — гнейсы ладожской и лахденпохской серий; 4 — гипотетическое тело интрузии основного-ультраосновного состава; 5 — андезиты и тоналиты; 6 — разломы; 7 — поверхность Мейерского разлома; 8 — гравитационная аномалия; установленная в результате наблюдений ($\Delta g'$) и рассчитанная ($\Delta g''$).

В целом Мейерская зона расланцевания может рассматриваться, что уже отмечалось, как результат сдвиговой деформации, сопровождавшей относительное смещение по разрыву двух доменов Приладожья (рис. 2. 7).

Морфология Мейерской зоны и ее ориентировка характеризуют сместитель как поверхность пологого надвига. По этой структуре глубокометаморфизованные и интенсивно мигматизированные породы Южного домена надвинуты на не столь сильно измененные образования Северного домена. Мейерский надвиг имеет субширотное простирание и пологое ($20-30^\circ$) падение на юг. Ориентировка линейности метаморфических пород отражает направление перемещения висячего крыла надвига на север.

4. МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфизм Северо-Западного Приладожья рассмотрен в работах Н. Г. Судовикова (1954), В. И. Кицула (1963), А. А. Предовского и др. (1967), Н. Г. Судовикова и др. (1970), Ю. В. Нагайцева (1965, 1974), Д. А. Великославинского (1972), Мигматизация... (1985), В. П. Петрова (1995) и др. Приладожье — классический район низкобарической метаморфической зональности с возрастанием степени метаморфизма от зеленых сланцев до гранулитовой фации. Одним из первых обратил внимание на существование метаморфической зональности К. Вегманн (Wegmann, 1928). Однако систематическое изучение этого явления начинается с 50-х годов. В обобщающей работе 1954 г. Н. Г. Судовиков приводит схему метаморфизма ладожских пород с выделением трех зон: Восточной, Средней и Западной.

Более подробная схема метаморфической зональности северной части Приладожья содержится в работе В. И. Кицула (1963). Он занимался исследованием карбонатных пород и предложил схему с выделением трех метаморфических зон: тремолитовой, диопсидовой, форстеритовой.

Ю. В. Нагайцев (1965, 1974) охарактеризовал зональность метаморфического комплекса по метапелитовым ассоциациям и выделил зоны: биотитовую, гранат-биотитовую, ставролит-андалузитовую, силлиманит-мусковитовую, силлиманит-калиевополевошпатовую (с биотит-силлиманитовой и кордиерит-гранатовой подзонами) и гиперстеновую.

Разносторонняя характеристика проявления метаморфической зональности и связанных с ней процессов приводится в монографии Н. Г. Судовикова и др. (1970). В ней значительное внимание уделяется стадийности метаморфического минералообразования. Предполагается, что главные метаморфические события связаны с формированием основных структур региона при втором этапе деформации. В работе Д. А. Великославинского (1972) главным образом обсуждаются результаты изучения низкотемпературной части зональности метаморфического комплекса.

Ниже мы приводим сведения о метаморфизме Северо-Западного Приладожья, полученные нами в течение последнего десятилетия. Внимание акцентируется на проблемных вопросах, возникших или обострившихся в свете новых данных. При описании метаморфической зональности используется схема минеральных фаций В. А. Глебовицкого (Фации метаморфизма... 1990). Характеристика метаморфизма приводится отдельно для Северного и Южного доменов, так как между ними существуют различия не только в условиях преобразования пород, но и в соотношениях с тектоническими структурами.

4. 1. СЕВЕРНЫЙ ДОМЕН

4. 1. 1. Метаморфическая зональность

В пределах Северного домена картируется зонально-метаморфический комплекс с последовательным возрастанием степени метаморфизма от фации зеленых сланцев в районе южного берега оз. М. Янисъярви до гранат-биотит-кордиерит-ортоклазовой субфации фации куммингтонитовых амфиболитов (Фации метаморфизма... 1990) на границе с Южным доменом (с. 4, рисунок). Отметим, что данные, полученные в последнее время, свидетельствуют о некотором осложнении этой закономерной последовательности. Южнее оз. Б. Янисъярви зеленые сланцы наблюдаются в блоке, вытянутом в субмеридиональном направлении и, по-видимому, опущенном относительно сопредельных территорий (Шульдинер и др., 1997б). На побережье Ладожского озера, в условиях хорошей обнаженности тектонические границы опущенного блока отмечены зонами интенсивного расщепления. Интенсивное кливажирование отмечается также и на границах блока на площади к югу от оз. Б. Янисъярви. Значительную часть территории Северного домена занимают породы, определяющим признаком которых служит наличие ставролита в высокоглиноземистых разностях. Эти породы, объединенные в группу ставролитовых субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов, изучались авторами в районе пос. Харлу и к западу от него, в районе пос. Лесозавод на побережье Ладожского озера, а также к востоку от пос. Импилахти. Переход к более высокотемпературной гранат-биотит-силлиманит-мусковитовой субфации наблюдается на островах Пеллотсари, Тулолансари, Риеккакалансари и к востоку от Коккасельского купола. Здесь же отмечены первые проявления мигматизации. Следующая ступень нарастающего метаморфизма, ознаменованная переходом к гранат-кордиеритовой субфации, фиксируется на берегах пролива Хассиансалми, в южной части островов Хавус и Хепосалонсари, а также в более южных районах территории, расположенной к югу от Коккасельского купола.

4. 1. 2. Петрография пород. Состав минералов

Породы фации зеленых сланцев представлены метапесчаниками и метаалевролитами с монотонно устойчивым парагенезисом: $Bt+Ms+Chl+(Pl+KFsp)+Qtz$. Различие между метаалевролитами и метапесчаниками определяется размерностью зерен и относительным количеством отмеченных минеральных фаз. В редких прослоях, обогащенных рудным веществом, т. е. в богатых железом разностях, образуется гранат. В шлифах можно наблюдать тонкую осадочную слоистость, не утраченную этими породами; при этом часто удается видеть, как метаморфическая сланцеватость сечет слои, уже смятые в складки, т. е. устанавливаются по меньшей мере две стадии деформаций.

Выход из фации зеленых сланцев отмечен исчезновением из прогрессивных парагенезисов хлорита; фоном становятся двуслюдяные сланцы. При преобладании плагиоклаз-кварц-двуслюдяных парагенезисов часты находки граната, ставролита, кордиерита, андалузита с признаками деформационного роста: характерны S-образные структуры роста гранатов, фиксированные положением включений в них, андалузит и кордиерит сминаются в складки, ставролит образует зональные порфиобласты (рис. 4. 1, а), иногда отмечаются крестообразные двойники. Изограды перечисленных минералов предельно сближены в пространстве, что и обусловило объединение всех этих пород в зону ставролитовых субфаций.

При выявлении равновесных парагенезисов в породах ставролитовых субфаций следует иметь в виду, что на этой стадии метаморфических преобразований в значительной мере сохраняется первичная литологическая неоднородность пород. Гранат по-прежнему характерен для наиболее железистых прослоев (хотя поле его сильно расширилось по сравнению с фацией зеленых сланцев), а глиноземистые минералы: ставролит, андалузит, кордиерит, формируются в прослоях и участках, обогащенных глиноземом (глиноземистых нодулях). Непосредственные контакты граната и названных минералов редки в этой зоне, кордиерит находится с андалузитом, гранат и ставролит нередко наблюдаются в пределах одного шлифа, в отдельных случаях отмечены включения граната в ставролите.

Нарастание степени метаморфизма фиксируется по исчезновению ставролита и появлению силлиманита. Параллельно идет дальнейшее укрупнение зернистости пород — слюдистые сланцы сменяются слюдистыми гнейсами. Начальная мигматизация, проявленная на этом уровне, не затушевывает ритмичной слоистости метаосадочных пород, однако постепенно собственно мигматитовые структуры начинают доминировать. Исчезновение первично осадочных структур наблюдается при переходе на гранат-биотит-кордиерит-ортоклазовую ступень фации куммингтоновых амфиболитов. На площади, расположенной к востоку от Коккасельского купола, при движении с севера на юг удается наблюдать смену

температурных породах окрестностей Савонранты (Финляндия) обнаружен реликтовый кианит (Halden, Bowes, 1984). На основании особенностей полученного тренда можно предположить, что метаморфизм пород Северного домена осуществлялся в высокобарических условиях с последующим резким спадом давления.

4. 2. ЮЖНЫЙ ДОМЕН

4. 2. 1. Петрография метаморфических пород

Общая характеристика. Состав метаморфических пород в Южном домене весьма разнообразен, но наиболее распространены среди них гранатсодержащие породы, в которых выделяются следующие главные ассоциации: $Grt+Bt+Pl\pm Kfs\pm Qtz$ (1); $Grt\pm Crd+Sil+Bt+Pl\pm Kfs\pm Qtz$ (иногда $+Spl$) (2); $Grt+Opx+Bt+Pl\pm Kfs\pm Qtz$ (3). Гиперстен и кордиерит в ассоциации друг с другом встречены не были. Во всех разновидностях пород обнаружены рудные минералы (обычно ильменит, нередко также сульфиды). Вторичные минералы — *Ms*, *And*, *Cum*, изредка *Chl* (табл. 4. 3). Породы группы (1) отличаются значительной монотонностью состава и внешнего облика; варьирует только размер зерен граната, колеблющийся от долей миллиметра до 1–2 см. Для группы (2) и особенно (3) характерно тонкое (иногда заметное в масштабе шлифа) переслаивание пород различного состава.

Значительно меньше распространены: гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы, часто с биотитом, роговой обманкой и (или) куммингтонитом (4); амфиболиты роговообманковые и куммингтонит-роговообманковые (5) и породы повышенной известковистости, включающие в разных соотношениях роговую обманку, клинопироксен, известковистый гранат, скаполит, кальцит, эпидот, сфен, биотит, основной плагиоклаз, кварц (6).

В ряде случаев структурные особенности пород позволяют установить проявление нескольких стадий деформаций. В формировании облика изученных пород главенствует сланцеватость, отвечающая пиковой стадии метаморфизма. Отчетливо проявлены также более поздние деформации, связанные с развитием бластомилонитов и трещин, выполненных поздними генерациями слюд и других вторичных минералов.

Последовательность преобразований пород. Супракрустальные породы Южного домена, по существу, следует отнести к полиметаморфическим, так как в них запечатлелось последовательное проявление метаморфизма гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Гранулитовая фация устанавливается по характерным парагенезисам $Opx-Cpx$, $Grt-Opx$ и, что особенно важно, $Opx-Kfs$. Парагенезисы высокоглинозе-

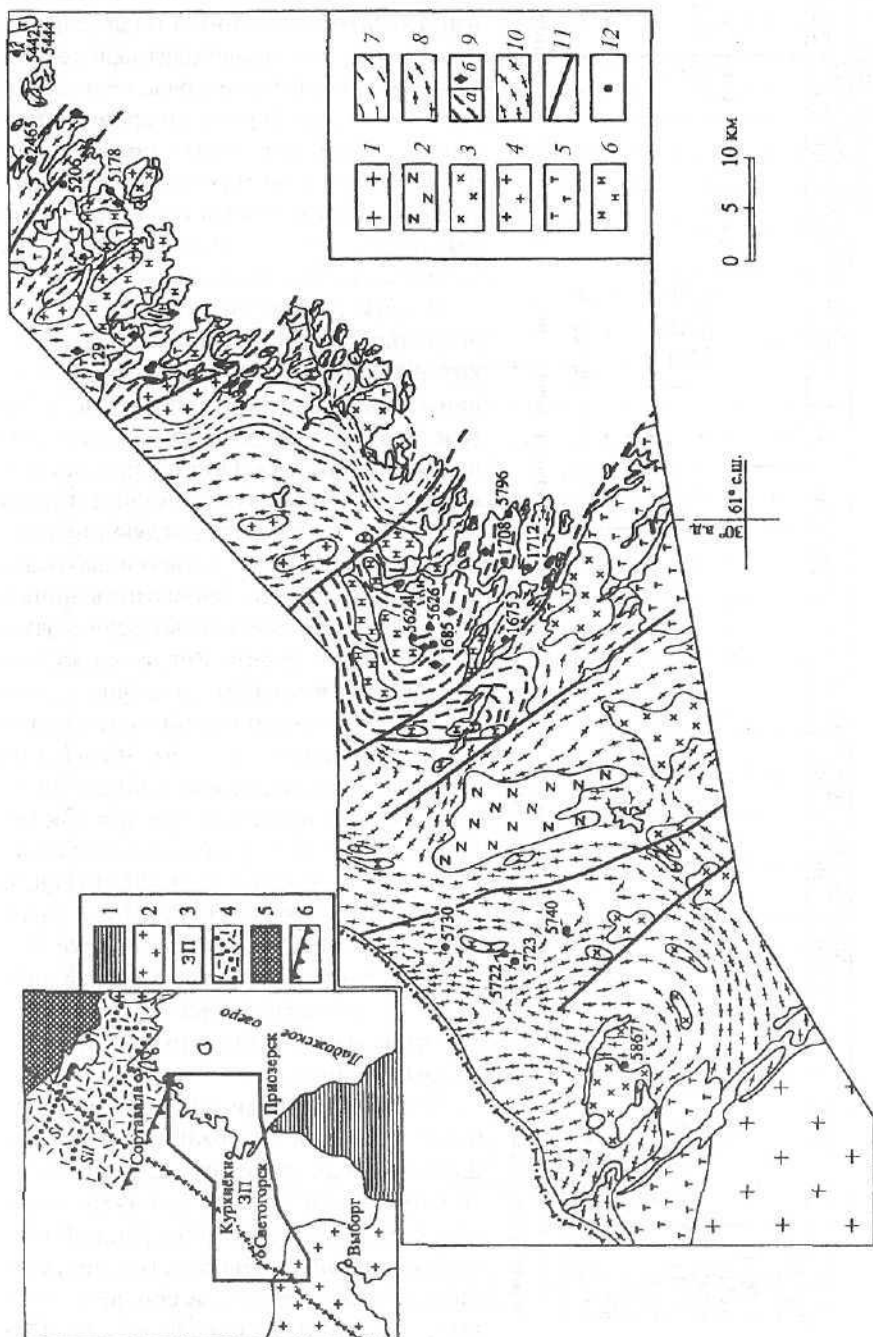
Образцы	Минералы прогрессивных стадий							Минералы регрессивных стадий						
	Grt	Orx	Cpx	Hbl	Bt	Pl	Kfs	Qtz	Ilm	Crt	Orx	Hbl	Pl	Cum
*2039v	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
1674	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
1700-1	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
5444a	1-14	1-3	+	+	+	1, 4, 9-12	+	+	+	+	+	+	+	+
5600v	1-11	1-4	+	+	1-5	4-5	+	+	+	12-18	+	+	5-8	1-2
5624a	5-12	1-15	+	+	1-7	4	+	+	+	1-2, 14-40	+	+	1-3	+
5626	1-4	1-8	+	+	1-4	1-2	+	+	+	5-6	+	+	+	+
5695a	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
5701a	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
5740v	1-19, 23-27	1-9	+	+	1-2	1-4	+	+	+	20-22, 28	+	+	+	+

Примечание. Звездочкой отмечены роговики; цифрами обозначены номера точек микрозондирования; в таблицу не вошли некоторые непрозрачные минералы (сульфиды, графит, магнетит).

мистых пород (Grt—Sil—Crd—Pl—Kfs—Qtz и др.) являются «сквозными» как для гранулитовой, так и амфиболитовой фации. Однако установленная в ряде мест тесная ассоциация этих пород с гиперстеносодержащими гнейсами и сланцами и полученные результаты определения пиковых температур их метаморфизма, приведенные ниже, говорят о том, что они также относятся к гранулитовой фации.

Особую разновидность представляют роговиковоподобные породы, реликты которых довольно широко распространены вблизи эндербитоидных массивов (рис. 4. 8). Контактные ореолы как таковые не сохранились. Они были разрушены, фрагментированы и существенно переработаны в ходе последующих преобразований, так что роговики наблюдаются среди гнейсов и мигматитов лишь в виде мелких разрозненных реликтовых включений — будин. Роговики характеризуются плотным массивным сложением и тонкозернистой идиобластовой структурой (рис. 4. 9), многим из них присущи скелетные пойкилобласты цветного минерала — граната или гиперстена. По составу они подразделяются на глиноземистые (Grt+Bt+Pl+Qtz), мафические (Orx+Pl±Qtz, Orx +Cpx+Pl±Qtz, Hbl+Cum+Pl) и известковистые (Cpx+Scp+Pl±Qtz и др.) разновидности. Судя по парагенезисам, условия метаморфизма достигали пироксен-роговиковой фации.

Более поздний метаморфизм амфиболитовой фации наложился как на вышеописанные супракрустальные образования, так и на породы plutonических комплексов: нориты, эндербиты, габбро, диориты повсеместно подверглись разгнейсованию и соответствующим минеральным превращениям. Новообразованные минералы супракру-



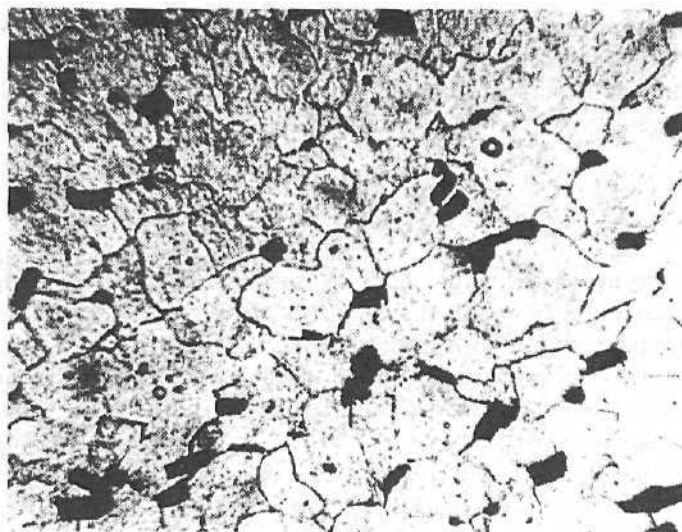


Рис. 4. 9. Гранат-гиперстен-кварц-плагноклазовый роговик.

Обр. 2039в, ширина поля зрения 6 мм.

тальных и plutонических пород представлены роговой обманкой, куммингтонитом, биотитом, гранатом, плагноклазом, кварцем, иногда микроклином.

Среднетемпературные ретроградные преобразования эпидот-амфиболовой фации еще более поздние: они наложены не только на синорогенные интрузии, но и на позднеорогенные базитовые дайки и гранитные тела. Среднетемпературный метаморфизм сопровождался формированием вторичной кристаллизационной сланцеватости и бластокатакlastических структур. Широкое развитие последних обусловлено уменьшением пластичности горных пород с понижением температуры. Практически повсеместно распространена такая форма проявления среднетемпературных преобразований как замещение гранатов биотитовым или биотит-плагноклазовым агрегатом. Во многих случаях в составе биотитовых и биотит-плагноклазовых псевдоморфоз участвуют также мусковит и (или) андалузит, причем эти минералы совместно с биотитом развиваются и по кордиериту. Довольно обычны мелкоигльчатый силлиманит и фибролит, которые (иногда совместно с андалузитом) замещают кордиерит. Метаморфические и магматические породы основного состава также подвержены

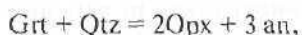
Рис. 4. 8. Геологическая карта Южного домена с точками отбора проб для термобарометрии.

1 — раннерифейские анорогенные граниты-рапакиви; 2–6 — свекофенские plutонические комплексы; 2 — посторогенные монцититы и граниты, 3 — позднеорогенные граниты, 4–6 — синорогенные тоналиты (4), диориты (5), эидербиты (6); 7–10 — нижнепротерозойские метаморфические формации преимущественно биотитовых (7), биотит-гранатовых (8), гиперстен-гранатовых (9а) и кордиерит-силлиманит-гранатовых гнейсов (10) и места находок роговиков (9б); 11 — разломы, 12 — точки отбора анализированных образцов.

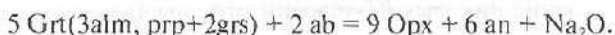
На врезке: 1 — отложения чехла, 2 — граниты-рапакиви, 3 — Западное Приладожье (Южный домен),

4 — изограды метаморфизма, 5 — окраина Карельского кратона, 6 — Майерский налив.

частично роговообманко-плагиоклазового симплектита, замещающего гранаты. Плагиоклазы в реакционной кайме местами содержат очень мелкие симплектитовые вросстки кварца. Гранаты на краях зерен имеют несколько пониженную против ядра магнезиальность, содержание кальция почти не меняется (табл. 4. 4). Гиперстен в симплектитовых каймах также отличается несколько пониженной (48%) магнезиальностью в сравнении с гиперстеном матрицы (50%). Плагиоклаз в симплектитовой кайме отличается высокой основностью (89–91% ап); плагиоклазы матрицы характеризуются зональным строением: 80–81% ап в ядрах и 88–90% ап на краях зерен. Бронированные (реликтовые) включения плагиоклаза в гранатах более кислые (до 69% ап). Соотношения минералов не могли контролироваться реакцией



согласно которой замещение граната должно сопровождаться поглощением кварца, чему с очевидностью противоречат симплектитовые вросстки кварца в новообразованном плагиоклазе. Отсюда следует, что и возникновение гиперстен- и роговообманко-плагиоклазовых кайм в данном случае могло быть связано с изменением состава породы — выносом Na_2O и разложением альбитовой составляющей, поставившей необходимый для реакции кремнезем:



Очевидно, что снижение давления должно смещать это равновесие вправо.

Биотит-плагиоклазовые каймы вокруг гранатов. Наблюдаются практически повсеместно в любых гранатсодержащих породах. Степень замещения может быть различной: от узких реакционных кайм вокруг кристаллов граната до практически полных псевдоморфоз, сохраняющих изначальную форму граната и его мелкие реликты (рис. 4. 13, а, б). Соотношения плагиоклаза и биотита также широко варьируют: от чисто биотитовых кайм до существенно плагиоклазовых. Структура кайм большей частью характеризуется симплектитовым срастанием плагиоклаза и бурого биотита, к которым иногда присоединяются зеленоватый биотит, мусковит, изредка андалузит. Минеральный состав кайм и данные гранат-биотитовой термобарометрии (табл. 4. 5) свидетельствуют о среднетемпературных условиях замещения при повышенных потенциалах воды и щелочей.

4. 2. 4. Эволюция метаморфических процессов

На основании приведенного материала в Южном домене могут быть выделены и охарактеризованы четыре стадии метаморфических превращений: докульминационная, кульминационная, посткульминационная (ранняя ретроградная) и заключительная (поздняя ретроградная).

Докульминационная стадия. К этой стадии относятся тектонические и метаморфические преобразования, которые в Южном домене пред-

шествовали становлению эндербитового комплекса. Данных об этих преобразованиях сохранилось очень мало. К ним, в частности, относятся редко наблюдаемые ксенолиты смятых в складки мигматизированных гнейсов в эндербитах — важный факт, показывающий, что еще до внедрения эндербитов супракрустальный комплекс подвергся складчатости и значительному прогреву, не менее чем до 650 и не более чем до 850 °C (местами сохранились реликты и более низкотемпературных парагенезисов силлиманит-мусковитовой субфации). Возраст докульминационной стадии складчатости и метаморфизма не определен. Возможно, в соседних районах Финляндии к этой стадии относятся ранние свекофенские граниты, возраст которых составляет 1,88–1,89 млрд лет (Vaasjoki, Sakko, 1988); в Приладожье такие ранние граниты не установлены.

Кульминационная стадия. Охватывает несколько близких по времени плутоно-метаморфических событий: внедрение норит-эндербитового магматического комплекса 1,87–1,88 млрд лет назад, образование роговиков, метаморфизм и мигматизацию в условиях гранулитовой фации. Однако ассоциация роговиков с выходами эндербитов говорит о том, что в момент их внедрения условия могли быть отличными от условий регионального метаморфизма гранулитовой фации.

Для определения пиковых *PT*-условий изучены ядра кристаллов гранат-кордиеритовых и гранат-гиперстеновых пар. Ясно выраженные химически однородные реликтовые ядра встречаются, как отмечалось, лишь в гранате, тогда как в кордиерите и гиперстене они проявлены нечетко. Поэтому приходится использовать центры относительно крупных зерен без уверенности в сохранности пиковых составов и, следовательно, в достоверности полученных оценок. Строго говоря, эти оценки могут быть интерпретированы лишь как нижний предел пиковых констант. Тем не менее сходство этих оценок и отсутствие противоречий с другими данными могут служить критерием приблизительного соответствия реальным параметрам. Использовались соответствующие версии термобарометров Л. Я. Арановича и К. К. Подлесского (Aranovich, Podlesskii, 1989). Так как состав кордиерита в отношении летучих неизвестен, для термобарометра условно взят кордиерит, насыщенный CO_2 , что характерно для высокотемпературных обстановок гранулитовой фации. Изученные образцы гранат-кордиеритовых гнейсов (табл. 4. 5, рис. 4. 14) дали сходящиеся результаты. Были получены характерные для гранулитов значения при малом разбросе: температура от 780 до 840 °C и давление от 4,8 до 6,4 кбар (исключение составляет обр. 5796, давший сомнительное значение 1005 °C)*. Следует отметить, что максимальные температуры, полученные по расплавленным включениям (в среднем 770 °C) в лейкосо-

* Некоторым указанием на возможное существование очень высокотемпературных парагенезисов служит частое присутствие шпинели в кварисодержащих гранулитах комплекса. Хотя шпинель бронирована кордиеритом и с кварцем не соприкасается, факт ее присутствия в насыщенных кремнеземом породах может указывать на начальную устойчивость шпинель-кварцевой ассоциации при пиковых температурах (Шульдинер, 1998).

ме мигматитов (Мигматизация... 1985), несколько ниже тех, которые были получены по твердофазовым термометрам. Более высокие температуры получены по гранат-гиперстеновым гнейсам, для которых большая часть определений укладывается в интервалы температуры 865–945°C и давления 5,6–6,5 кбар (значение 4,3 кбар для обр. 5626, сильно заниженное на фоне остальных определений, может оказаться недостоверным).

Обращает на себя внимание, что оценки пиковых параметров по парам Grt–Orx систематически отклоняются от Grt–Crд-оценок на 70–100 °C в сторону более высоких значений температур. Это не может быть связано с пространственными колебаниями температуры, поскольку географически породы разного состава часто совмещены. Возможно, дело в том, что полученные значения соответствуют не пику метаморфизма, а началу охлаждения, когда температура оставалась достаточно высокой, чтобы обеспечить диффузионное выравнивание составов по всему объему зерен (Герасимов, 1992).

Парагенезисы гранат-кордиеритовых и гранат-гиперстеновых пород рассчитывались по программе TWEEQU (Berman, 1988, 1991). При использовании этого метода выявлена существенная неравновесность изученных ассоциаций, лишь для некоторых образцов получены удовлетворительные пересечения равновесных кривых; в этих случаях значения температуры и давления согласуются с данными по термобарометрам Л. Я. Арановича и К. К. Подлесского (табл. 4. 5, рис. 4. 14).

Ранняя ретроградная стадия. Включает несколько плутонометаморфических событий: последовательное внедрение интрузий синорогенного габбро-диорит-тоналитового комплекса 1,86–1,87 млрд лет назад, ретроградный метаморфизм амфиболитовой фации и продолжавшуюся в условиях той же амфиболитовой фации мигматизацию.

Становление габбро-диорит-тоналитового комплекса на этой стадии, сопровождавшееся притоком тепла и флюида, могло способствовать интенсификации процессов метаморфизма и мигматизации. Судя по распространенности оптически видимых флюидных включений в тоналитах, их кристаллизация протекала в условиях большей флюидонасыщенности по сравнению с эндербитами. Отличия во флюидонасыщенности и составе флюида были, вероятно, решающим фактором, определившим эволюцию магматических и метаморфических образований ранней ретроградной стадии.

Для минеральной термобарометрии ретроградных преобразований были использованы составы минеральных пар в точках их соприкосновения. Нужно отметить, что составы всех переменных минералов в краях зерен существенно колеблются в пределах шлифа и даже в пределах одного зерна, что указывает на неравновесность изученных систем. Вместе с тем можно предполагать, что составы минералов в точках соприкосновения находились в равновесии, но разные точки отражают ступени равновесия, достигавшиеся при разных температурах; остановка реакций на

той или иной ступени охлаждения могла быть обусловлена локальными кинетическими факторами (Герасимов, 1992).

О равновесности соприкасающихся минералов косвенным образом говорит и то, что полученные по ним значения температуры и давления приблизительно линейно зависят друг от друга (рис. 4. 14) и, следовательно, не могут рассматриваться как случайные.

Для расчета параметров метаморфизма по составам кромок соприкасающихся гранатов и кордиеритов использован упоминавшийся термобарометр Л. Я. Арановича и К. К. Подлесского, но при условии водонасыщенного кордиерита, что более соответствует условиям регрессивной стадии. Как правило, состав кордиерита меняется в обратной зависимости от состава граната (т. е. с более магнизальным гранатом соприкасается менее магнизальный кордиерит). Получен значительный разброс значений температуры и давления; наиболее высокие из них: $T = 790\text{--}820^\circ\text{C}$, $P = 5,6\text{--}5,8$ кбар, близки к пиковым, самые низкие: $T = 555\text{--}560^\circ\text{C}$, $P = 3,2\text{--}4,5$ кбар.

Значения температуры, полученные по крокам соприкасающихся зерен граната и гиперстена, не выходят за пределы интервала по гранат-кордиеритовым парам: от 535 до 690°C , тогда как оценки давления оказались существенно более низкими: от $0,4$ до $1,3$ кбар, и в силу этого противоречия представляются маловероятными (в табл. 4. 5 и на рис. 4. 14 эти данные не приведены).

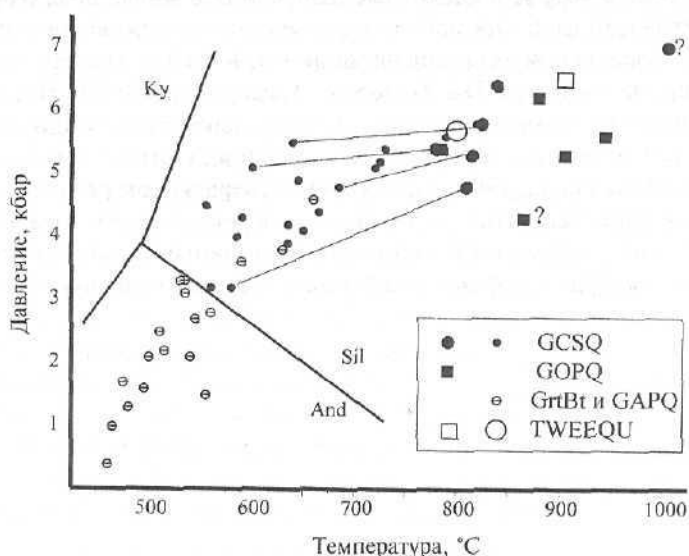


Рис. 4. 14. P - T -оценки условий метаморфизма гнейсов Южного домена.

Кружки — определения по силлиманит- и кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовым гнейсам, квадраты — по гиперстен-гранат-биотитовым гнейсам; крупные значки — по ядрам кристаллов, мелкие — по соприкасающимся крокам (см. табл. 4. 5).

Изменение параметров посткульминационного метаморфизма прослеживается достаточно надежно по гранат-кордиеритовым парам, сохранившим информацию об относительно высокотемпературном отрезке регрессивной ветви метаморфизма. На основании этой информации можно говорить о непрерывном изменении *PT*-условий от 780–700 °C при 6–5 кбар, что характеризует стадию кристаллизации тоналитов, до 600–550 °C при 4–3 кбар, что относится уже ко времени консолидации наиболее низкотемпературных мигматитов и дальнейшего остывания всего плутоно-метаморфического комплекса.

Поздняя ретроградная стадия. Переход к этой стадии ознаменовался возобновлением 1,85–1,86 млрд лет назад магматической деятельности — внедрением позднеорогенных диоритов и калиево-натровых гранитов на фоне дальнейшего снижения параметров метаморфизма. Значения температуры по составам кромок соприкасающихся гранатов и биотитов определялись на основе геотермометра Л. Л. Перчука (1989), давления — по составам кромок гранатов на основе $\text{Grt}-\text{Al}_2\text{SiO}_5-\text{Pl}-\text{Qtz}$ -геобарометра А. Козиола и Р. Ньютона (Koziol, Newton, 1989). Полученные параметры метаморфизма по гранат-биотитовым парам в основном укладываются в интервалы от 650–600 °C при 4–3 кбар до 460 °C при 1,0–0,4 кбар. Они образуют хорошо выраженный линейный тренд, который продолжает низкотемпературный тренд, полученный по гранат-кордиеритовым парам (рис. 4, 14).

Наиболее плотные углекислотные включения в жилах позднеорогенных гранитов (см. гл. 6 «Термобарогеохимия пород») позволяют оценить флюидное давление при их кристаллизации как 4–3 кбар; температура ликвидуса оценена минимум 780 °C (Котов, Саморукова, 1990). Внедрение позднеорогенных гранитов происходило в относительно холодную среду, о чем говорит отчетливо эруптивный характер их контактов и признаки закалки (Shuldiner et al., 1995). Однако на температурном режиме вмещающей метаморфической толщи это событие в региональном масштабе не отразилось, и позднеорогенные граниты в ходе их остывания были вовлечены в среднетемпературные метаморфические преобразования.

7. ЭВОЛЮЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Изученный район занимает определенное положение на Балтийском щите, будучи приуроченным к границе Карельского кратона и прилегающей части Свекофеннского подвижного пояса. Формированию Свекофеннского пояса предшествовало накопление платформенных и субплатформенных осадков ятулия и людиковия и формирование роев толеитовых даек; эти образования местами сохранились на окраине Карельского кратона. Заложение Свекофеннского пояса следует связывать со временем образования древнейшего офиолитового комплекса, остатки которого сохранились в соседних районах юго-восточной Финляндии: это офиолиты Оутокумпу и Йормуа, надвинутые в виде тектонических покровов на соседние комплексы Карельского кратона. Их возраст 1,95–1,97 млрд лет. На изученной нами территории им соответствует синхронный с офиолитами комплекс толеитовых базальтов сортавальской серии, в том числе выделенных в ее составе примитивных толеитовых вулканитов, которые сформировались на окраине кратона и перекрыли архейский фундамент, а возможно, были тектонически надвинуты на него. Эти события знаменуют границу раннего и позднего карелия. Офиолиты Свекофеннского пояса и толеиты окраины Карельского кратона были отнесены нами к самому раннему подразделению позднего карелия — ливвию. Вследствие приуроченности офиолитов к зоне, которая отделяет островодужные вулканические структуры южной Финляндии от Карельского кратона, можно предположить, что вдоль нее происходило заложение впадины как результат задугового спрединга.

В период от 1,92 до 1,89 млрд лет назад, относимый к раннему калевию, изученная территория Северо-Западного Приладожья стала местом накопления мощных осадочных толщ ладожской серии и ее аналогов. Они представлены в основном турбидитами с ясно выраженным натровым уклоном. На севере Южного домена турбидиты местами содержат пачки вулканитов базальтового и андезитового состава, которые с известной долей условности могут быть сопоставлены с островодужными сери-

ями Центральной и Южной Финляндии. В южной части Южного домена натровые турбидиты сменяются высокоглиноземистыми богатыми калием метапелитовыми толщами, которые, по-видимому, отлагались во внутренних частях тыловодужного бассейна.

Начиная с рубежа около 1,89 млрд лет назад процессы растяжения и интенсивного осадконакопления сменились латеральным тектоническим сжатием орогенной эпохи, которое привело к закрытию тыловодужной впадины и к интенсивной складчатости, глубинному магматизму и метаморфизму. В этом сравнительно коротком периоде коллизии островных дуг и края континента выделяются три существенно различных этапа.

Первый из них, отвечающий первой стадии структурной эволюции, включает в себя не только обдукцию офиолитов на край континента, но и проявление специфического магматизма активной континентальной окраины. Этот магматизм представлен габбро-норит-эндербитовым куркиёкским комплексом, контролировавшим появление положительной термической аномалии, а следовательно, и проявление зонального метаморфизма, степень которого достигала гранулитовой фазии сравнительно низкого давления, и раннюю мигматизацию в связи с прогрессирующим парциальным плавлением турбидитовых толщ. Это заключение поддерживается моделированием положительной гравитационной аномалии южнее Мейерского надвига, которая объясняется наличием на небольших глубинах значительных масс основных магматических пород, в результате дифференциации которых появились многочисленные тела эндербитоидов в зоне гранулитовой фазии. Можно предположить, что в это время субдукция океанической коры под континент продолжалась, но зоны сместились на юго-запад.

Второй этап (вторая стадия структурной эволюции) ознаменовался формированием покровно-надвиговой структуры на границе Карельского кратона и Свекофеннского пояса, проявлением синорогенного габбро-диорит-тоналитового магматизма и весьма интенсивной мигматизации, которая связана с повышением парциального плавления и гранитизации и привела к формированию значительных масс автохтонных гранитов *S*-типа.

Особого подхода требует интерпретация третьего этапа геологического развития, с которым связано проявление калиевого гранитоидного магматизма и калиевой мигматизации, типичной для Приозерской зоны Южного домена и для всей Южной Финляндии. Это наиболее поздние в исследованном регионе (1,85–1,83 млрд лет) орогенные интрузии.

За период ~40 млн лет (1,89–1,85 млрд лет) изученная область превратилась в консолидированный ороген, строение которого мы наблюдаем на современном эрозионном срезе. Подробная картина орогенной истории коры складывается в результате изучения метаморфических преобразований. В последние годы для решения этой задачи стало важным прослеживание параметров термодинамической эволюции, графически

выраженной P - T -траекторией — кривой давления и температуры и их соотношений. Этому подходу приписывают широкие возможности в плане интерпретации геотектонических условий метаморфизма (England, Thompson, 1984; Thompson, England, 1984; Bohlen, 1987, 1991; Harley, 1989 и др.).

Рассмотрим особенности метода. P - T -траектория дает возможность разделить эволюцию изучаемого метаморфического объекта на фазы, различающиеся направленностью изменений давления (P) и температуры (T) в ходе метаморфического процесса. Моноциклическая эволюция в общем случае включает две фазы: прогрессивную фазу параллельного повышения P и T , и регрессивную фазу параллельного снижения P и T (эти две фазы могут разделяться переходной фазой возрастания P при понижении T или, наоборот, понижения P при возрастании T , но переходная фаза бывает очень короткой или полностью редуцированной). Регрессивная фаза, в целом, может проявляться по-разному: приближаться либо к изобарическому охлаждению при отмирании источника энергии, либо к изотермической декомпрессии в случае восходящего конвективного теплового потока. В зависимости от соотношения скоростей изменения P и T термодинамическая эволюция может быть выражена правосторонней (clockwise) или левосторонней (anticlockwise) траекторией. Полициклическая эволюция выражается в повторении фаз.

P - T -эволюция метаморфического объекта обусловлена двумя независимыми явлениями: перемещением объекта в неоднородном P - T -поле земной коры и изменением его конфигурации. Для анализа этих сложных соотношений приходится прибегать к упрощениям. Трехмерную пространственную задачу сводят к одномерной, исключая из рассмотрения латеральные составляющие. Обычно игнорируют вещественную неоднородность земной коры по вертикали, что дает возможность принять примерно постоянными такие свойства, как плотность горных пород, их теплопроводность и радиоактивную генерацию тепла. Барическое поле земной коры считают стационарным и сводят к литостатической нагрузке, определяемой (при неизменной плотности) глубиной залегания объекта. Пренебрегают дополнительной тектонической нагрузкой, полагая ее воздействие эфемерным вследствие быстрой релаксации локальных тектонических напряжений (в действительности, даже кратковременные «сверхдавления» могут оставить в породе след в виде неравновесных реликтов, особенно в условиях относительно низких температур, но вычленив эту составляющую, как правило, невозможно).

Температурное поле, в отличие от барического, изменчиво и в пространстве и во времени, что выражается через изменение геотермического градиента, который, в свою очередь, определяется величиной теплового потока и способом переноса тепла. При кондуктивном переносе, учитывая приблизительное постоянство теплопроводности и коровой генерации радиоактивного тепла, главными факторами, контролирующими температуру

изучаемого объекта, будут глубина залегания объекта (устанавливаемая по давлению) и величина мантийного теплового потока.

Рассматривая особенности метода, необходимо оговорить, что *PT*-траектория отражает эволюцию некоторого объекта, представленного ограниченным объемом метаморфических пород, в пределах которого пространственные колебания *PT*-параметров пренебрежимо малы. В применении к такому объекту понятие «метаморфический цикл» будет означать серию метаморфических превращений горных пород в ходе их нагревания и последующего охлаждения. Важно иметь в виду, что охлаждение конкретной породы не обязательно связано с понижением теплового потока, оно может быть вызвано ее быстрым перемещением на верхние, менее прогретые горизонты при продолжающемся общем разогреве земной коры данного участка или при поддвигании холодных пластин под предварительно нагретые. Поэтому цикличность метаморфизма в объеме конкретного объекта может не совпадать с тектоно-метаморфическими циклами, обусловленными эволюцией термальных аномалий в масштабах земной коры (Геологическая съемка... 1996).

Наибольшие трудности, однако, могут быть обусловлены неполнотой информации, используемой для построения и интерпретации *PT*-траекторий. Неполная информация препятствует выявлению стадийности и цикличности метаморфизма даже в объеме конкретного объекта. Термодинамическая эволюция непрерывна, тогда как информация о ней всегда неполная и оценка параметров эндогенных процессов имеет прерывистый характер. Наиболее точные сведения об изменении *PT*-параметров дают методы твердофазной геотермобарометрии и данные изучения флюидных включений, но и их возможности в смысле восстановления всего хода *PT*-эволюции ограничены, поскольку на более поздних стадиях метаморфического процесса характерные для предшествующих стадий парагенезисы и включения утрачиваются или сохраняются лишь в виде разрозненных реликтов. Флюидные включения, в частности, плохо переживают быструю декомпрессию, так как их внутреннее давление в этом случае значительно превосходит внешнее и они взрываются. Ограничения возможностей твердофазовой термо- и барометрии связаны с кинетической стороной процесса и зависят, как показывает эмпирический материал, главным образом от трех факторов: направления изменения температуры, ее уровня и интенсивности деформации породы. Влияние этих факторов с течением времени определяет прерывистый характер сохранившейся в породах информации о величинах *P* и *T*. При построении *PT*-траекторий пробелы в информации устраняются с помощью интерполяции имеющихся данных, что дает, в общем, удовлетворительные результаты лишь в относительно простых случаях моноциклического метаморфизма, когда оказываются достаточными сведения о нескольких узловых точках.

С учетом высказанных ограничений попытаемся наметить геодинамическую модель плутоно-метаморфической эволюции Северо-Западного

Приладожья. Параметры изученных равновесий характеризуют эволюцию термодинамических условий на уровне некогда глубинного сечения земной коры (назовем его сечением S), которое обнажено и доступно изучению на современной дневной поверхности. Глубина (H_s) нахождения каждой изученной точки данного сечения на момент, определяемый тем или иным минеральным равновесием, может быть установлена по величине давления P , которое мы рассматриваем как давление литостатическое.

Условия метаморфизма Северного и Южного доменов существенно различаются. Раннеорогенный этап развития (1,88–1,87 млрд лет назад) характеризовался проявлениями складчатости и покровообразованием первой стадии структурной эволюции, а также зональным метаморфизмом, причем положительные термические аномалии появляются под задуговыми бассейнами, что вполне естественно, так как это зоны спрединга. К тому же этапу относится и становление интрузий кааламского норит-диоритового и куркиёского норит-эндербитового комплексов соответственно в пределах Северного и Южного доменов. Эти интрузии внедрялись в относительно холодную среду, о чем говорят реликты околоконтактных роговиков, сохранившиеся местами в окружении эндербитовых массивов. В то же время в эндербитах обнаружены многочисленные ксенолиты мигматизированных пород, что свидетельствует о неоднородности среды и о том, что к моменту внедрения температура метаморфизма могла достигать достаточно высоких значений. Эти факты лишний раз подчеркивают то обстоятельство, что во время формирования норит-эндербитового комплекса происходил прогрессивный прогрев метаморфизирующихся толщ. А это значит, что появление положительной термической аномалии связано с подъемом больших объемов магм, родоначальных для рассматриваемого интрузивного комплекса. Прогрессивный прогрев завершился кульминационной стадией метаморфизма, которую мы рассмотрим ниже. Здесь отметим, что к этому же раннеорогенному этапу относятся и находки ранних метаморфических минералов, возникших до кульминационной стадии и сохранившихся в виде редких реликтов в более поздних минеральных ассоциациях. Реликты ранних минералов в Южном домене свидетельствуют о том, что здесь породы проходили через гранат-биотит-силлиманит-мусковитовую субфацию, которая имеет довольно четкие ограничения в PT -поле: 600–680 °C и 3–6 кбар. Геотермический градиент можно определить лишь очень приблизительно. Судя по общей обстановке, присущей глубоководным бассейнам, он, видимо, был в Южном домене достаточно высоким, но исходя из упомянутых парагенезисов не выше 50–60 °C/км (рисунок). Что касается Северного домена, то параметры раннего метаморфизма на этом этапе определяются очень приблизительно и не дают ясной картины метаморфической эволюции.

Синорогенный этап (1,87–1,86 млрд лет назад) делится на два подэтапа. Ранний подэтап характеризовался максимальным возрастанием температуры и, следовательно, кульминацией метаморфических условий.

магматического резервуара базит-гипербазитового состава; существование крупного тела плотных пород на глубине нескольких километров от современной поверхности подтверждается гравиметрическими данными. Это гипотетическое тело можно, вероятно, рассматривать как результат кристаллизации долгоживущего, пополнявшегося за счет мантийных источников магматического резервуара, который дал жизнь сначала норит-эндербитовым, затем диоритовым и тоналитовым сравнительно небольшим интрузиям, внедрившимся в среднюю часть земной коры. Можно считать, что высокотемпературная термальная обстановка в коре определялась в главных чертах кондуктивным переносом тепла от этого резервуара, лишь локально осложнявшимся адвективными потоками, связанными с перемещением зон анатексиса.

Если исходить из этих положений и принять давление и температуру на древней дневной поверхности близкими к нулю, то можно в каждый момент рассчитать геотермический градиент G , фиксируемый минеральным равновесием на уровне HS : $G = T/HS$. Экстраполируя величину градиента на глубину, можно установить уровень залегания источника тепла H_{therm} , если известна его температура: $H_{\text{therm}} = T_{\text{therm}}/G$. Температуру базит-гипербазитового источника (T_{therm}) можно взять $\sim 1100^\circ\text{C}$.

В пределах Южного домена кульминационной стадии метаморфизма, характеризовавшейся пиковыми параметрами, соответствует геотермический градиент около $40^\circ\text{C}/\text{км}$ (рисунок). Сечение S в данном пункте было погружено на максимальную глубину: $HS = 20\text{--}22$ км; уровень $H_{\text{therm}} = 27\text{--}28$ км, что, как это и следует из гравиметрических данных, соответствует близкому залеганию под современной дневной поверхностью базит-гипербазитового тела, служившего источником тепла.

Поздний синорогенный подэтап характеризовался внедрением интрузий лауватсарско-импиниумского комплекса. Из результатов гранат-кордиеритовой термобарометрии метаморфических пород по кромкам зерен следует, что на поздней стадии уменьшались значения параметров метаморфизма; к концу подстадии в Южном домене на уровне того же среза температура опустилась примерно до 600°C и давление до $3\text{--}4$ кбар, что соответствует воздыманию до глубины около $10\text{--}14$ км. Это указывает на значительную, порядка $7\text{--}8$ км, эрозию верхней части земной коры. Возможны разные пути изменения PT -параметров. Можно предположить, что в среднем (генерализованно) этот путь проходил вдоль геотермы, так как не происходит заметного изменения геотермического градиента. Вместе с тем на рассматриваемом этапе геологического развития в зонах высокоградного метаморфизма в толщах постоянно поддерживалось частичное плавление гранитных составов (интенсивная мигматизация), т. е. значительное снижение температуры исключается (Glebovitsky, 1997). Следовательно, по крайней мере отчасти, на отдельных отрезках развитие на регрессивном этапе могло идти по пути изотермической декомпрессии. Этому соответствует подъем селективно расплавленных толщ,

где отмечается локальное увеличение вертикального градиента температуры с последующим изобарическим охлаждением и с выходом на ту же геотерму, что была в начале регрессивной стадии. Относительный геотермический градиент говорит о том, что величина теплопотока и, вероятно, температура источника сохранялись прежними.

Позднеорогенный этап (1,85–1,83 млрд лет назад) знаменуется сменой натрового интрузивного магматизма калиевым, т. е. сменой тоналитов нормальными гранитами. Ретроградные преобразования на данном этапе были связаны с резкой переменой в геодинамической обстановке. Оба домена испытали интенсивное воздымание сечения S , соответствующее перепаду от 15 до 5 (или менее) км; в обеих структурах воздымание сопровождалось лишь сравнительно небольшим остыванием на 50–100 °C. Это свидетельствует о резком уменьшении вертикального градиента на глубинах ниже 5 км: он мог снизиться до 25 °C/км, если глубина и температура источника оставались прежними, или до 10–15 °C/км, если источник погружался и (или) остывал (рисунок). Кроме того, если на глубину порядка 5 км и менее оказались выведенными сильно нагретые (до 500 °C), породы, значит, градиент резко увеличился (до 100 °C/км и более) в самых верхних частях коры, к настоящему времени эродированных.

Завершают эндогенную эволюцию свекофеннской эпохи развития посторогенные интрузии вуоксинско-элисенваарского комплекса, возраст которых приближается к 1,80 млрд лет. Посторогенные интрузии сосредоточены в Южном домене. Они представлены двумя интрузивными сериями: ультрамафит-мафитовой, включающей широкий диапазон составов от калиевых апатитоносных ультрамафитов и лампрофиров до субщелочных габброидов и кварцевых диоритов, и лейкократовой серией, представленной гранитоидами — кварцевыми монцонитами, гранодиоритами, гранитами, лейкосиенитами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Северо-Западное Приладожье расположено на юго-восточном фланге Раахе-Ладожской зоны, которая представляет собой зону сочленения архейского Карельского кратона (Северный домен) и раннепротерозойского Свекофеннского пояса (Южный домен). Поэтому исследованный регион представляет интерес как геологический эталон раннепротерозойской активной континентальной окраины и аккреционного орогена.

Стратиграфическое расчленение нижнего протерозоя Северного домена и его корреляция с разрезами сопредельных территорий не вызывают в настоящее время серьезных затруднений. Судя по последним геохронологическим данным сортавальская серия в основной своей части относится к ливвию, а ладожская серия к калевию. Первая имеет возраст 1,97–1,95 млрд лет и является примерно синхронной с офиолитами Йормуа, вторая имеет возрастные ограничения 1,92–1,89 млрд лет. Есть основания полагать, что, как и в Юго-Восточной Финляндии, с автохтонно залегающими вулканитами сортавальской серии пространственно ассоциируются примитивные базальтоиды, подобные офиолитам района Оутокумпу. Менее определенно решаются проблемы стратиграфии супракрустальных толщ Южного домена. Идентичность толщ северной его части турбидитовой ладожской серий доказывается непосредственным их прослеживанием через границу доменов. Таким же образом они могут быть сопоставлены с гнейсовыми и сланцевыми толщами Центральной Финляндии, в частности зоны Тампере, где и были найдены подобные указанным выше возрастные ограничения (1,92–1,89 млрд лет). Решение стратиграфических задач составляет цель исследований ближайшего будущего. Для этого необходимы датирование инициальных для турбидитовых разрезов вулканитов U—Pb-методом по цирконам, массовое зондирование детритовых цирконов из метатерригенных пород, Sm—Nd-систематика последних.

Несмотря на то что вся исследованная территория объединена общей последовательностью деформаций толщ, в тектоническом отношении Северный и Южный домены существенно различаются. Структу-

ра Северного домена определяется формами гравитационного и покровно-надвигового происхождением в связи с развитием двух тенденций: всплыванием гранитогнейсового архейского основания и обдукцией офиолитов на край континента. В Южном домене развиты сильно сжатые (до изоклинальных) складки, свидетельствующие о сильном тангенциальном сжатии. Домены разделены широкой зоной надвигов, которая представляет собой юго-восточное окончание Раахе-Ладожской сутуры. На северо-запад она переходит в протяженную зону левого сдвига, образующего резкую границу между архейской и протерозойской корой. Важно подчеркнуть, что эти зоны деформаций развиваются позже обдукции аллохтона Оутокумпу на край Карельского кратона и относятся ко второй стадии структурной эволюции, когда происходила эксгумация зоны гранулитов, надвигание ее на более низкотемпературные зоны.

В настоящее время имеется исчерпывающая информация о геологии и петрологии раннепротерозойских (свекофеннских) плутонов, которые были разделены по их отношению к главным тектоническим событиям на четыре главных группы. Раннеорогенные интрузии представлены кааламским норит-диоритовым и куркиёским норит-эндербитовым комплексами (*I*-тип, 1,89–1,87 млрд лет), синорогенные — лауватсарско-импиниемским габбро-диорит-тоналитовым комплексом (*I*-тип, 1,87–1,86 млрд лет), позднеорогенные — комплексами двуполевошпатовых гранитов, включая высококальциевые граниты, типичные для Южной Финляндии (*S'*-тип, 1,85–1,82 млрд лет), посторогенные — вуоксинско-элисенваарским комплексом сложного состава (около 1,80 млрд лет). К синорогенным образованиям относится комплекс мигматитов и автохтонных ультраметаморфогенных диатектических гранитоидов *S'*-типа (тоналитов и гранодиоритов). Эти процессы начинались во время первой стадии структурной эволюции, когда формировалась метаморфическая зональность, которая подчеркивалась температурной зональностью ранних мигматитов. Максимум диатексиса приходится на переход ко второй стадии, а наиболее сильная мигматизация на вторую стадию.

Сделана попытка проследить прогрессивный и регрессивный тренд эволюции метаморфических процессов. Восходящая ветвь тренда устанавливается как на основании изучения прогрессивных реакций на границах зон, так и на основании находок реликтовых низкотемпературных парагенезисов в Северном и Южном домене. Но наиболее детально исследовались регрессивные тренды. Анализ всей совокупности данных свидетельствует о декомпрессионном охлаждении. Однако при подробном рассмотрении полученных результатов выяснено, что в отдельных объемах пород осуществлялись процессы и изобарического охлаждения и изотермической декомпрессии, что естественно было ожидать в быстро воздымающихся зонах интенсивного парциального плавления.