

## ЧАСТЬ III

# ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ АРЕАЛОВ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

## ВВЕДЕНИЕ

Одной из наиболее важных научных проблем в магматической региональной геологии и исторической палеовулканологии является соотношение тектонических событий и проявлений разноглубинного вулкано-плутонизма в геологической истории становления ВТС и ЦЭМА. Исследования в этом направлении, безусловно, приведут к пониманию и объяснению главных причинно-следственных взаимосвязей ареалов активного магmatизма с основными элементами тектонического каркаса ФСЩ. В настоящее время структурная локализация магматических образований в масштабах не только Карело-Кольского региона, но и в целом всей ВЕП рассматривается в общем виде, с позиций магмоконтролирующей роли глубинных разломов, являющихся производными рифтогенеза континентальных литосферных плит или с событиями на их границах.

В палеовулканологическом районировании проблема тектонической локализации эруптивных центров остается крайне слабоизученной. Нет никаких оснований предполагать, что все ареалы активного магматизма уже известны, остается лишь их формализовать по структурному, тектоническому признакам. Признать достоверными с позиций исторической палеовулканологии выделяемые современной магматической геотектоникой вулкано-тектонические ареалы в виде постулируемых вулканических трогов или островодужных морфоструктур нельзя, по причинам, ранее обоснованным. Таким образом, решать проблему тектонического контроля ареалов активного магматизма необходимо с иных, не традиционных подходов и решений. Очевидно, и мы это неоднократно подчеркивали, существующие противоречия между региональной палеовулканологией

(магматической геотектоникой) и широко распространенными геотектоническими концепциями не могут быть разрешены с позиций современной классической тектоники, линейной геодинамики и существующих принципов геологического редукционизма. В последующем изложении проблема тектономагматических соотношений рассматривается нами с позиции автоволновой (нелинейной) геодинамики, наиболее полно отражающей главные выявленные закономерности локализаций ЦЭМА и ВТС в существующей суперструктуре ФСЩ, обусловленные их локализацией в узловых энергетических точках взаимодействия волновой структуры полей напряжений с элементами тектонического каркаса литосферы. Для обоснования новой концепции автоволновой магматической геодинамики нами широко использовались личные материалы исследований, новые опубликованные геолого-геофизические данные по щиту и его сопредельной территории, а также выводы и следствия по изучению проблемы идентификации и палеовулканологического обоснования центров активного докембрийского магматизма.

При этом обращается особое внимание на выделение, помимо линейных и дуговых геометрических форм морфоструктур, в кристаллическом фундаменте замкнутых колышевых, поликонцентрических и радиально-концентрических, включая и спиралевидные (вихревые) структуры вращения разных типов и рангов. В этом отношении особое значение отводится роли вертикальной и латеральной неоднородности литосферы региона как одного из ведущих факторов дестабилизации геоизостатического равновесия.

### ЧАСТЬ III. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

---

Волновые поля (стоячие волны геодинамического напряженного поля литосферы) являются энергетическими барьерами и рассматриваются в качестве ведущих факторов видоизменений тектонического каркаса эволюционирующей по геофизическим параметрам добротной литосферы щита. В свою очередь поля напряжений выступают как индикаторы геотектонических инверсий тектонического каркаса в системе кри-

сталлический фундамент – чехол на протяжении всей геологической истории докембрая, а также индикаторами адвективного тепломассопереноса и мантийного, мантийно-корового диапризма.

Кинематика изостатически неустойчивой литосфера региона оказывает влияние не только на формирование ВТС, но и на геологический эффект сопряженного с ними разноглубинного вулкано-плутонизма.

## ГЛАВА 6

### ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КАРКАС ЛИТОСФЕРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Одним из главных итогов длительного геологического и геолого-геофизического изучения истории формирования суперструктуры Восточно-Европейской платформы явилось установление геоблоковой и блоковой делимости ее кристаллического фундамента. Система геоблоков ВЕП нашла отражение на целом ряде специальных тектонических карт Европы и смежных областей, а также карт тектонического строения СССР. Наиболее полное обоснование блокового и геоблокового строения получено для территории Фенноскандинавского щита, что отражено в целом ряде опубликованных материалов по тектоническому строению докембрийского фундамента национальными геологическими службами скандинавских стран – Норвегии, Швеции, Дании, а также Финляндии и СССР.

Выделяемые в современной суперструктуре кристаллического фундамента ФСЩ наложенные системы геоблоков и их шовных зон являются категориями историко-геологическими и имеют длительное развитие с чертами наследованных режимов активизации.

История формирования осадочных и осадочно-вулканогенных чехлов свидетельствует о частых, нередко катастрофических тектонических преобразованиях в форме радиальных вертикальных и сопряженных с ними горизонтальных сдвигово-надвиговых колебательных (знакопеременных) глыбово-волновых и глыбовых движений. Эти движения оказывают определяющее влияние на географию и параметры заложения и развития седиментационных бассейнов, ре-

жим осадконакопления и формирование разнообразных осадочных латеральных типов пород полигенной фациальной принадлежности. Смена режимов осадконакопления находилась в тесных соотношениях с проявлениями синхронного ему вулканизма и сопутствующего осадочно-вулканогенного литогенеза. Результаты специализированных литолого-палеогеографических, палеовулканологических и региональных палеотектонических реконструкций свидетельствуют о тесной геодинамической связи двух конкурирующих аккумулятивных процессов – осадконакопления и вулкано-плутонизма. Проведенные палеогеографические и палеовулканологические реконструкции бассейновой седиментации и ареалов активного вулкано-плутонизма дали яркие примеры сопряженности вулканических ареалов с мелководными прибрежными обстановками эпиконтинентального осадконакопления (Светов, 1972, 1979). Этими фактами была впервые палеогеографическими реконструкциями доказана пространственная сопряженность центров ятульского платобазальтового вулкано-плутонизма с осевыми линиями перегибов сводового поднятия с формирующимся прогибом, т. е. с развитием флексурных изгибов на границах блоков с разнонаправленными знаками относительных движений (Светов, 1975).

Последующее районирование вулканических проявлений в целом для скандинавии подтвердило выявленную закономерность. Оказалось, что динамика полициклического осадконакопления и вулканических импульсов практически совпадают таким образом, что

вулканические проявления всегда наступают на стадиях регрессии седиментационных бассейнов, последовавших вслед за глубокой трансгрессией.

Таким образом, была установлена прямая геотектоническая связь локализации центров вулканизма с шовными зонами геоблоков современного тектонического каркаса ФСЩ. Однако многие частные вопросы сопряженности конкретных ЦЭМА и отдельных эruptивных зон оставались не достаточно изученными. Выявить их представилось возможным только после углубленных и специализированных исследований элементов тектонического каркаса реконструированных ЦЭМА и ВТС, формирование которых проходило синхронно с накоплением осадочно-вулканогенных платформенных чехлов региона.

## 6.1. ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

В наиболее полном и развернутом виде протоплатформенный палеотектонический режим карельского (ятулийского) бассейнового осадконакопления как мелководного эпиконтинентального, в условиях, близких к поверхностному компенсированию, был реконструирован и обоснован в монографии «Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии» В. А. Соколовым с соавторами (1970). Осадочные терригенные и терригенно-карбонатные отложения ятулийского циклического осадконакопления были интерпретированы как образования осадочного чехла эпиархейской платформы, имеющего региональное распространение в виде останцовых денудационно-тектонических структур, по крайней мере, на территории восточной части щита, включая Финляндию и Северную Норвегию (Соколов, 1972; Геология Карелии, 1987). На основании региональных палеовулканологических реконструкций была установлена принадлежность ятулийского магматизма к платобазальтовому (трапповому) типу, характерному для платформенных режимов ранних свекокарелид Фенноскандии (Светов, 1972, 1975; Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1995).

Результаты последующих локальных и региональных литолого-стратиграфических, палеогеографических и палеовулканологических исследований докембрийских осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных чехлов во всем возрастном диапазоне – от позднего архея до раннего палеозоя включительно – были положены в основу систематизации реконструированных тектонических режимов докембрая ВЕП (табл. 54). При составлении данной таблицы использованы результаты личных исследований, а также основные принципы классификаций эндогенных режимов древних платформ континентов, изложенные в работах В. В. Белоусова (Белоусов, 1978, 1986; Тектоносфера..., 1978).

Характерной особенностью всех древних платформ, в том числе и Восточно-Европейской, являются

их значительные размеры и выход границ за пределы современных тектонических ограничений, что неоднократно подчеркивал М. В. Муратов (Тектоника Европы..., 1978). Вторичность границ, в частности, ФСЩ, занимающего краевое положение в суперструктуре ВЕП, доказывается прежде всего выходом за его современное тектоническое обрамление палеогеографических и палеовулканологических границ седиментационных бассейнов и вулканических провинций не только архейского, но и в особенности протерозойского заложения и развития.

Осадочно-вулканогенные чехлы (структурные этажи) в Карелии, и как нами было показано ранее в целом ФСЩ, а также в ближайшем обрамлении Русской плиты ВЕП формировались в режимах циклического осадконакопления и сопутствующих им проявлений разноглубинного магматизма (Светов, Свириденко, 1991, 1993, 1995). Динамика миграций седиментационных бассейнов и трансформаций ареалов активного вулкано-плутонизма на основании проведенных палеогеографических и палеовулканологических реконструкций свидетельствует о значительных крупноволновых колебательных движениях кристаллического фундамента с тенденцией к общему сводовому вздыmanию территории Северной Карелии и Кольского полуострова (Светов, 1979; Светов, Свириденко, 1991, 1995).

Каждому осадочно-вулканогенному циклу предшествовало формирование площадных кор физического и химического выветривания, отложение мощных толщ терригенно-обломочных высокозрелых осадков в режиме, близком к полному поверхностному компенсированию. Колебательные движения, охватывавшие обширные области, способствовали формированию выдержаных фаций осадочных толщ, их латеральной устойчивости с появлением периодов формирования биогерм докембрийской биоты. Яркие следы осушения бассейнов, наличие седиментационных брекчий, синхронизированные вспышки вулканической деятельности являются свидетельствами очень устойчивых тектонических обстановок на огромных территориях, выходящих за границы изученного ФСЩ. Миграцию бассейнов седиментации и ареалов вулкано-плутонизма определяли, главным образом, сводовые поднятия и сопутствующие им поперечные и продольные перекосы кристаллического фундамента ВЕП (Светов, Свириденко, 1995).

В зависимости от места заложения сводовых поднятий (педиментов и пенепленов), формировались интра- или перикратонные прогибы типа линейных депрессий или впадины типа наследованного прогибания. В рамках этих режимов функционировали Северо-Карельский и Южно-Карельский седиментационные бассейны в ятулии, Южно-Карельский вепсийский бассейн, а также ряд прогибов в обрамлении сводовых поднятий в ятулии – Восточно-Карельский (Лехтинский) прогиб зоны Ветреного Пояса в ятулийско-людиковское время, а также наследованные прогибы (депрессии), как Онежский, Ладожско-Ботнический, Пана-Куолаярвинский, Печенгский, Имандра-Варзугский и др. На зарубежной части щита

## ГЛАВА 6. ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КАРКАС ЛИТОСФЕРЫ ВЕП И ФСЩ

к их числу могут быть отнесены прогибы рифеид области Шеллефтео, Кируна-Виттанги, Даларны, Трюсиля и частично Омоль, Веттерн и ряд других. Таким образом, платформенный (кратонный) класс тектонических движений не только определяет режим формирования осадочных чехлов с характерными чертами отложений мелководных эпиконтинентальных бассейнов, но и проявления в них платобазальтового вулкано-плутонизма на разных стадиях осадконакопления (Светов, Свириденко, 1999).

Класс тектонических режимов платформенной (протократонной) активизации, приходящий на смену платформенному (кратонному), обычно выявляется в связи с достижением наибольших амплитуд водовых вздыманий, контрастности (высоких градиентов) относительных блоковых разноамплитудных движений, что вызывает, с одной стороны, активное видоизменение фаций обломочных пород, связанных с местными регрессиями и размывами сформированных осадков, а также активизацию вулкано-

*Таблица 54. Геотектонические режимы древней Восточно-Европейской платформы (класс платформенных режимов)*

Выделенные геотектонические режимы				Наиболее важные признаки геотектонических режимов			
Классы	Типы	Этапы	Стадии	Морфоструктуры	Осадконакопление	Вулкано-плутонизм	Общегеологические особенности
ПЛАТФОРМЕННЫЙ (КРАТОННЫЙ)	Интракратонный	Сводовых поднятий (педиментов и пленепланов)	Сводовые поднятия ФСЩ, УВЩ, ВКЩ, отдельные блоки с их древними денудационными поверхностями. Горсто-грабеновые системы. Валообразные поднятия, геофлексура	Сводовые поднятия ФСЩ, УВЩ, ВКЩ, отдельные блоки с их древними денудационными поверхностями. Горсто-грабеновые системы. Валообразные поднятия, геофлексура	Коры выветривания и продукты их переотложения, аркозы, песчаники, глинисто-алевролитовые осадки, арениты	Слабо проявленный, редко в дайковой форме, туффизиты. Кимберлитовый магматизм	Циклическое формирование осадочного чехла, региональные седиментационные перерывы, колебательные знакопеременные движения, угловые несогласия и региональные размывы, значительные латеральные фациальные вариации, многоактивные проявления платобазальтового вулкано-плутонизма
			Эндогенного компенсирования (платобазальтовый)	Седиментационные прогибы бассейнового типа (синеклизы), геофлексуры, моноклинали	Терригенное песчано-глинистое, перерывы и местные размывы, вулканогенно-осадочное накопление меденосных и железистых пород (металлоносных)	Активно проявленный платобазальтовый широкого вещественно-го состава всех форм проявлений магматизма. Бимодальный магматизм, включая рапакивигранитный	
		Внутриконтинентальных прогибов	Поверхностного компенсирования (лавинной седиментации) и бассейновой седиментации	Оевые части седиментационных прогибов. Геофлексуры, моноклинали, синеклизы	Лавинная седиментация, конусы выноса конгломератов, турбидиты, фангломераты	Слабо проявлен в лавовой или силло-дайковой форме (платобазальты)	
	Перикратонный	Окраинно-континентальных прогибов	Эндогенного компенсирования	Краевые прогибы, связанные с перекосом платформ, ступенчатые грабены, геофлексуры	Лавинная седиментация, конусы выноса, турбидиты, биогермы и рифы, вулканогенно-осадочный литогенез дистальных зон	Слабый платобазальтовый, проявлен в отдельных зонах, преимущественно бимодального типа	Режим устойчивого прогибания, интенсивного лавинного осадконакопления, латеральная выдержанность фациального состава пород, заложение впадины последовательного прогибания, режим, близкий к полной поверхности компенсации. Умеренный бимодальный вулкано-плутонизм, ранние стадии прогибов в границах будущих ВТС
			Поверхностного компенсирования	Краевые прогибы, геофлексуры, осложненные горсто-грабеновыми системами	Лавинная седиментация, олигостромы, турбидиты, толщи фангломератов, известковые рифы и биогермы	Слабо проявлен, преимущественно в виде платобазальтового вулкано-плутонизма всех форм	
		—	Окраинно-континентальных экзогенальных впадин поверхностного компенсирования	Впадины длительного последовательного прогибания, осложнение горсто-грабеновыми системами	Лавинная седиментация в условиях всего периода прогибания, близкого к полному компенсированию, размывы, угловые несогласия, признаки эвапоритов. Общие признаки осадконакопления для всего чехла кратона	Слабо проявлен на стадиях частичной инверсии прогибания, состав от нормальных базальтов до щелочных базальтов. Слабо изучен	

ЧАСТЬ III. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

*Продолжение табл. 54*

Геотектонические режимы древней Восточно-Европейской платформы (класс режимов платформенной активизации)

Выделенные геотектонические режимы			Наиболее важные признаки геотектонических режимов			
Классы	Типы	Этапы	Морфоструктуры	Осадконакопление	Вулкано-плутонизм	Общегеологические особенности
ПЛАТФОРМЕННОЙ (ПРОТОКРАТОННОЙ) АКТИВИЗАЦИИ	Кратонной сегментации	Геоблоковой делимости	Высокое стояние сводовых поднятий, образование геоблоков, горсто-грабеновых систем, областей региональной пенепленизации педиментизации. Формирование ДДП и ГУВИ. Перекос щитов и плит	Коры выветривания и активный снос терригенного материала в мелководные эпиконтинентальные бассейны частично вскрыто-го кристаллического фундамента	Активизация магматизма в шовных зонах (бывших геофлексурах) разноглубинного и бимодального	Блоково-глыбовые вертикальные движения, заложение тектонического каркаса кратона, становление его границ, обособление щитов, плит, формирование трансструктурных и трансрегиональных границ платформ, обрамляющих складчатых поясов и континентально-го шельфа.
		Сводового обрушения	Катастрофическое обрушение частей плиты, платформенная деструкция и образование, в том числе континентального шельфа	Устойчивое осадконакопление в режиме лавинной седиментации	Проявление дайковой формы платобазальтового магматизма в зоне обрушения и лавовой формы на плите шельфа	Активная эндогенная и экзогенная геологическая деятельность: магматизм, осадконакопление, денудация... Формирование в активной стадии зоны коро-мантийной неоднородности. Разноглубинный бимодальный магматизм, формирование ВТС центрального и линейного типов, интрузий расслоенного и центрального типов...
		Авлакогенно-грабеновая	В ходе возвратных колебательных или устойчивых поднятий плит образование систем грабенов, реже авлакогенов как трансформированных прогибов	Развитие периодов пенепленизации и вскрытие чехла до уровня кристаллического фундамента, коры выветривания, денудация	Разноглубинный мантийно-коровьий и кимберлитовый в зонах сдвиговых деформаций	Режим резкого усиления теплового потока, разогрев верхней мантии, нижней, а затем и верхней коры, метаморфические преобразования чехла, гранитизация, ультраметаморфизм, бимодальный магматизм. Основной этап формирования сиалической коры континентального типа и наращивания ее мощности
	Региональной гранитизации	Метаморфогенно-гуполообразования	Развитие внутрикоровых магматических диапиров, активное образование куполов, мигматит-плутонов, кольцевых ВТС	В связи с разуплотнением коры – ее воздымание и резкое сокращение до полного прекращения осадконакопления. Область вступает в период формирования пенепленов и в конце режима переходит в кратонное состояние		

плутонизма. Выделенные типы геотектонических режимов и их главные этапы (в скобках) включают: кратонную сегментацию (геоблоковой делимости, сводового обрушения, авлакогенно-грабеновой) и региональной гранитизации (метаморфогенного куполообразования) и отражают, вероятно, не все возможные ранги геотектонических режимов, которые еще оказались не полностью выявленными и не достаточно обоснованными.

В качестве примера можно было бы привести обстановки кимберлитового типа магматизма, имеющего глубокие и геокинематические, и геодинамические особенности в общем режиме кратонной сегментации. Возможны и другие уточнения и дополнения представленной нами общей таблицы геотектонических режимов в докембрии ФСЩ и ВЕП.

Эндогенные режимы в докембрии – весьма актуальная мировоззренческая проблема, поскольку от ее способа решения зависит не только понимание истории геологического развития региона, но и особенно представлений о реальных событиях и явлениях, их взаимосвязях и взаимодействиях.

Эндогенные режимы не обладают полной автоматностью, обособленностью, они протекают взаимосвязанно и с переходами от одного к другому, как цепь последовательных, заранее предопределенных событий... Что является их причиной, какие эндогенные процессы порождают их? Ответ В. В. Белоусова – термическая эволюция Земли, вызывающаяся дегазацией мантии в ходе формирования внешнего ядра планеты. Это общее правило, очевидно, реализуется в разных геологических ситуациях по-разному. Общие

причины в целом гипотетичны, хотя не противоречат основным положениям существующей теории Земли. Реалистичность, например, теплового потока и связь с ним термальных аномалий в мантии и земной коре доказывается инструментальными наблюдениями. Также очевидной является связь с тепловыми потоками флюидно-магматических процессов. Следствия от этих событий оказываются грандиозными как по охвату территории, так и по геологическому эффекту.

Ход эндогенных процессов определяет все события на поверхности Земли и в ее коре. Выделяются обычно тектонические, магматические, метаморфические процессы, как ответственные за такие обстановки их совместного проявления, которые можно классифицировать как эндогенные режимы (Белоусов, 1978). Однако эндогенные режимы вызывают необратимые и сложно соподчиненные глобальные процессы с громадным геологическим эффектом. К ним относятся осадконакопление, гидродинамические обстановки бассейновой седиментации, атмосферные явления и, наконец, явления геоизостатического равновесия и устойчивого изостатического состояния. Последние глобальные процессы обычно не рассматриваются и не используются в классификациях эндогенных режимов. Следует подчеркнуть – основа (причина) эндогенного процесса и его типов скрыта в недрах планеты, а его результаты, как пути реставрации – в структурах поверхности литосферы, земной коры, которые изучаются. Такой дуализм в определении эндогенного режима соответствует логической цепи рассуждений как причинно-следственная связь. Прием общепринятый и довольно эффективный в науке.

Выделяемые на основании взаимодействия тектонических, магматических и метаморфических процессов эндогенные режимы на континентах В. В. Белоусовым классифицируются как классы режимов, которые подразделяются на целый ряд частных режимов (в скобках): геосинклинальный (мио-, эвгео-, парагеосинклинальный), орогенный (эпигеосинклинальный, эпиплатформенной тектонической активизации), рифтовый, платформенный (протоплатформенный, древних и молодых платформ), магматической активизации (платобазальтовый, центральных интрузий и трубок взрыва) и окраин материков (атлантический и тихоокеанский), обусловленные тепловым потоком планеты (Белоусов, 1978, с. 6–10).

Оставаясь сторонниками подобного подхода к выделению геотектонических режимов в истории Земли, мы предполагаем, что в случае перенесения некоторых из них или всех без исключения на геологическую ситуацию в докембрии, необходимо их непременно максимально аргументированное и всестороннее обоснование. Нельзя допускать выделение в докембрии тех или иных эндогенных режимов по определенным признакам или близким аналогиям с современностью. Уместно обратить внимание на факты весьма широкого привлечения к докембрию таких понятий тектонической классификации, как широкомасштабный рифтогенез, офиолитовые ассоциации как реликты коры океанического типа, островные вулканические дуги окраинно-континентального типа и сопутст-

вующие им кайнотипные аналоги вулканических серий повышенной и высокой щелочности. В большинстве случаев такой способ решения насущных проблем магматической геотектоники не способствует процессу геологических знаний, поскольку он уходит от обсуждения альтернативных представлений, полагая, что они несущественны.

К настоящему времени палеовулканологическими исследованиями и районированием ареалов докембрийского магматизма получены общие характеристики географии локализации центров вулкано-плутонизма и данные по динамике и палеотектоническим обстановкам их формирования. Наиболее общей формой проявлений вулканических пароксизмов свекокарелид ФСЩ в реконструированных ареалах являлась многофазная эruptивная деятельность с массовыми излияниями базальтовых лав в ходе циклического осадконакопления. В разрезах супракrustальных толщ лопия, сариолия, ятулия, людиковия, калевия и рифея пакеты лавовых потоков и покровов платобазальтового состава повсеместно на площади ФСЩ переслаиваются с терригенными и терригенно-карбонатными породами. Вспышки вулканизма обычно приурочены к регressiveным стадиям осадконакопления, при этом формирование щитовых вулканических построек исландского и переходного к гавайскому типов осуществлялось стремительно излияниями высокотекучих лав при слабой эксплозивной деятельности. Лавовые излияния сопровождались синхронными внедрениями пластово-секущих интрузивных тел малых форм.

В табл. 54 тектонические режимы древних платформ проявления вулкано-плутонизма отмечаются практически на всех стадиях платформенного режима геотектонического развития, испытывая те или иные вариации в составе петрохимических серий или в их объемных соотношениях. Максимальное развитие базальтовый вулканизм обычно приобретал при формировании наложенных внутрикратонных или, в меньшей степени, перикратонных прогибов, парных структур синхронно формировавшихся пологих сводовых поднятий. По палеовулканологическим, геологическим и вещественным особенностям этот вулканизм классифицируется как платобазальтовый древних платформ, соответствующий в формационном отношении древним траппам (Кузнецов, 1964). В отличие от представлений В. В. Белоусова (1978), наши платобазальтовый магматизм вынесен за рамки режимов класса тектоно-магматической активизации, поскольку его проявление относится к режиму формирования осадочно-вулканогенных чехлов в условиях разной подвижности кристаллического фундамента, а не к режимам наложенной активизации, часто вообще оторванной во времени от режима древней платформы.

Вопросы номенклатуры тектонических режимов разновременных типов проявлений докембрийского магматизма еще не имеют однозначного решения. Поэтому все основные доводы о платобазальтовой форме лавовых излияний в ходе формирования позднелопийского, свекокарельского и рифейско-вендинского чехлов в геодинамических обстановках древних

### ЧАСТЬ III. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

платформ мы приводим в самостоятельном разделе данной главы.

История геологического и геотектонического развития региона в настоящее время чаще всего рассматривается с позиций концепции тектоники докембрийских плит с привлечением коллизионных моделей их взаимодействия или внутриплитного рифтогенеза. Можно видеть многозначность интерпретаций палеотектонических обстановок, их невоспроизводимость, а нередко и взаимное исключение в изложенных концепциях. Создается впечатление, что решение этой главнейшей палеотектонической проблемы проводится не путем широкого привлечения нового фактического материала, а скорее, в использовании старого как основы к обоснованию моделей столь популярной тектоники докембрийских литосферных плит. В соответствии с этим используются понятия, критерии и терминология, принятые в моделях современной плейттектоники.

Обращение в современной геологической докембрийской литературе к интерпретации геотектоничес-

ких режимов докембрая, к аналогиям с современными или позднекайнозойскими режимами разноглубинного магматизма, которые обычно рассматриваются как тектонические, вызвало необходимость привести их сводную классификацию в виде табл. 55. Таблица составлена авторами с использованием материалов В. В. Белоусова (1978); Тектоносфера., (1978), В. А. Апродова (1982), а также монографий И. В. Луцицкого (1971, 1974), А. Е. Святловского (1971), А. Е. Святловского, Ю. И. Китайгородского (1988) и многих других, включая картографические.

Что же общего или какие существуют отличия между геотектоническими обстановками – режимами современной эпохи и докембрийской? Насколько островодужный тип лопийского и свекокарельского вулканализма Фенноскандии соответствует тектоническим обстановкам современных островных дуг? Есть ли какие-либо принципиальные сходства современного рифтового магматизма с тем, который подобным образом реконструирован для докембрийской истории геологического развития региона? Эти вопросы, по

**Таблица 55.** Геотектонические режимы (обстановки) позднемезозойского, кайнозойского и современного вулкано-плутонизма континентов, континентальных окраин и океанических впадин и хребтов

Типы и стадии геотектонических режимов (обстановок) магматизма и их примеры	Типы изверженных и вулканических сооружений	Состав вулканических серий и комплémentарных им комагматичных интрузий	
		1	2
1. Магматизм режима срединно-океанических хребтов долеритовая стадия (срединно-атлантический хребет) рифтовая стадия (Исландия)	Вулканические постройки щитового типа, массивные трещинные излияния базальтов	Океанические платобазальты, толеиты (ферробазальты), щелочные оливиновые базальты	Базальты, андезито-базальты, андезиты, щелочные оливиновые базальты, вплоть до риодакитов и риолитов, реже трахиты
	Вулканические сооружения в зоне рифтов конической формы, лавовые купола, группы вулканов на протяженных трещинах		
2. Магматизм режима океанических поднятий и впадин (Восточно-Тихоокеанское поднятие, Восточно-Тихоокеанская котловина и др.)	Обширные океанические базальтовые равнины, плато, компенсационные депрессии и впадины, щитовые вулканы гавайского типа	Толеиты, субщелочные базальты, реже андезиты, риодакиты. Океанические платобазальты, ферробазальты	Платобазальты, толеитовые базальты, андезито-базальты, высокоглиноземистые базальты
	Массовые трещинные излияния значительных объемов базальтов, базальтовые плато с крупными щитовыми вулканами		
3. Магматизм режима континентальных окраин в пределах островных дуг раннеостроводужная стадия (камчатская, суматринская) позднеостроводужная стадия (алеутская, курильская, японская и др.)	Стратовулканы центрального типа, вулканические цепи, шлаковые конусы, маары. Кальдеры. Обилие эксплозивных образований, включая пемзы	Андезито-базальты, андезиты, реже субщелочные базальты, риодакиты. Реже глиноzemистые базальты	Платобазальты, толеитовые базальты, андезито-базальты, андезиты, трахиты, фонолиты
	Щитовые вулканы исландского типа, вулканические массивы, кальдеры, шлаковые конусы, маары		
4. Внутриконтинентальный (внутриплитный) режим магматизма сквозовых поднятий и их обрамление древних активизированных платформ (североафриканские своды: Тибести, Дарфур, Ахаггар) рифтогенный на сквозевых поднятиях (горсто-грабеновый, кальдерный) (своды: Саяно-Байкальский и Рейнский, грабен Осло) рифтогенный на системах сквозевых поднятий (горсто-грабеновый) (Аравийско-Африканский рифтовый пояс на Нубийско-Аравийском и Восточно-Африканском сводах) межгорных впадин складчатых поясов в системах наложенных грабенов, Альпийский складчатый пояс (Альпы, Карпаты, Кавказ, Тибет и др.)	Вулканы центрального типа в горсто-грабеновых системах, обилие шлаковых конусов	Оливиновые базальты, андезито-базальты, трахиты и нефелиниты. Трахиандезиты, вплоть до риодакитов и фонолитов	Щелочные базальты, трахибазальты, трахиты, вплоть до карбонатитов
	Группы вулканов центрального типа, системы вулканов стратифицированных, моногенных и полигенных		
5. Магматизм режима глыбово-блоковой активизации древних платформ кимберлитовый (Архангельская, Якутская и др. провинции, кимберлиты Финляндии)	Разобщенные группы вулканов центрального типа, обилие вулканических построек шлакового, шлаколового типов	Оливиновые щелочные базальты, андезито-базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, вплоть до риодакитов и фонолитов	Кимберлиты (субщелочные пикрты, щелочные базальтоиды). Лампроиты (щелочные пикрты, ультраосновные фоидиты). Дайки и силлы кимберлитов. Лампроитовые дайки, штоки, силлы
	Ареалы, поля и провинции кимберлитового магматизма, группы эксплозивных центральных вулканов, трубок взрыва и мааров		

нашему мнению, должны быть рассмотрены теми авторами, которые приводят подобные аналогии (Хайн, Божю, 1992 и др.). Однако в этих и многих других работах, имеющих ссылки на перечисленные, обоснований палеотектонического и палеовулканологического содержания нет. Поэтому признать их концепцию доказанной – нет никаких оснований. Что касается некоторых изотопно-геохимических критериев, то мы их ниже рассмотрим особо.

Из приведенной таблицы следует, что в абсолютном большинстве указанных режимов современного вулкано-плутонизма преобладает мантийный, при резко подчиненной роли корового и мантийно-корового.

Магматизм дна океанов и зоны перехода континент-океан обладает двумя главными особенностями. Дно океанов выстлано платобазальтами, вулканы щитового типа создают ландшафт не только океанических равнин, но и котловин, где развиты исключительно платобазальты, оливиновые базальты, и реже андезито-базальты. Что касается островных дуг, то их фундамент образуют, как правило, терригенные обломочные, мелководные и прибрежно-морские осадки, перекрытые платобазальтовыми чехлами (Камчатка, Алеутская и Курильская вулканические островные дуги). На зрелой островодужной стадии с тектонической деструкцией базальтовых плато горсто-грабеновыми системами, на платобазальтовом цоколе формируются вулканы стратофицированного типа, сложенные продуктами существенно андезитового состава, с исключительно высокой долей андезитовой шлаковой пирокластики. При этом нередки явления кальдерообразования, явления игнимбритовых извержений и проявлений пароксизмов риодацитового и дацитового вулканизма с образованием соответствующих лавово-пирокластических и экструзивно-купольных полей. Весьма разнообразны геотектонические режимы континентальных ареалов вулкано-плутонизма.

Магматизм пологих сводовых поднятий обычно принадлежит на ранних стадиях к ареальным излияниям платобазальтов, оливиновых базальтов, андезито-базальтов, формирующих огромные единичные щитовые вулканы или их группы, в виде вулканических массивов. На стадии максимума вулканической активности преимущественно изливаются субщелочные и щелочные базальты, андезиты, вплоть до трахитов, фонолитов и карбонатитов (плато Ахаггар, Тибет Северной Африки).

В случае перекомпенсации сводового поднятия, образующие горсто-грабеновые системы трансформируются в рифтовые, что вызывает усиление роли вулканизма центрального типа, формирование полигенных и моногенных лавово-шлаковых вулканических построек. Как следствие разрастания глубинности магмообразования, усиливается роль щелочно-базальтового и щелочного магматизма.

Крайней формой инверсии систем сводовых поднятий является их трансформация в системы рифтовых впадин (Аравийско-Африканский рифтовый пояс), где в абсолютном исчислении преобладают продукты субщелочных, щелочных базальтоидов,

трахитов, фонолитов. Отличительной формой их проявления являются вулканы центрального (стратиформного) типа, ареальный характер их распространения, обилие многих генетических типов трубок взрыва, высокая степень гидротермальных изменений сформированных пород.

Орогенный вулкано-плутонизм складчатых горных поясов, их пенепленов и педиментов осуществляется в обстановках образования грабеновых систем, переходящих в межгорные рифтогенные долины. Вулканизм в них вялотекущий, небольшого геологического эффекта, а вулканические постройки шлако-лавового типа образуют небольшие ареалы и группы. Состав вулканических пород обычно соответствует андезитам, андезито-дацитам, реже риодацитам с подчиненным количеством оливиновых базальтов, трахиандезитов и трахитов.

Режиму активизации древних платформ в позднем протерозое и в фанерозое, протекающему в форме глыбово-блоковой деструкции их кристаллического фундамента, соответствует платобазальтовый вулканализм с излияниями высокожелезистых лав, а также глубинный мантийный кимберлитовый с формированием кимберлитов, лампроитов и близких им пород, отвечающих семействам щелочных пикритов, ультраосновных фойдитов и щелочных базальтоидов. Этот тип магматических образований обладает ярко выраженным индивидуальными чертами и особенно легко диагностируется. Кимберлитовый магматизм, как теперь стало известно, проявляется не только в дайковой, силловой, трубочной формах, но и в форме эруптивной вулканической деятельности с формированием моногенных (полигенных) вулканических построек, сложенных кимберлитовыми шлаковыми брекчиями, агломератовыми туфами и лавовыми потоками кимберлитовых газонасыщенных (вспененных) брекчий.

Таким образом, из представленного краткого обзора режимов современного и недавнего (палеоген-неогенового) вулканизма выявляется вполне определенная последовательность развития эруптивной деятельности и соответствующая ей смена вещественно-го состава вулканических серий.

Начальным стадиям формирования прогибов, наложенных как на кристаллический фундамент древних платформ, континентальные окраины, так и на складчатые пояса, в доинверсионную стадию присущ исключительно платобазальтовый мантийный вулканализм в форме массовых излияний высокоподвижных лав, формирующих толеитовые, высокожелезистые, высокомагнезиальные, реже высокоглиноземистые серии изверженных пород. Излияниям, как правило, предшествовали эпиконтинентальные мелководные бассейны, седиментация в которых была связана с преотложением продуктов кор физического и химического выветривания. Затем, в зависимости от величин радиальных, глыбовых и глыбово-волновых движений, углубления зон генерации магматических расплавов, приобретал все возрастающее значение щелочно-базальтовый и щелочной магматизм. На максимуме магматической активности под влиянием

взаимодействия магматических расплавов с коровым субстратом, отмечались проявления риодацитового и риолитового игнимбритового и экструзивно-купольного магматизма.

Итак, можно сделать главный вывод: в любых геотектонических режимах на начальных стадиях вулкано-плутонизм является исключительно мантийным и платобазальтовым. Это касается любых структурных тектонотипов – от континентальных, островодужных, до океанических. Платобазальты являются универсальным ложем вулканогенных толщ геосинклинальных прогибов, всех островных дуг, эпиконтинентальных рифтов и океанических котловин и поднятий. Только в ходе возрастания тектоно-магматической активности и разрастания мантийного диапирисма, усиления контрастности тектонических движений усложняется режим выплавления расплавов и формируется большое разнообразие вулкано-плутонических серий разной основности и щелочности.

В ареалах докембрийского вулкано-плутонизма островодужные и рифтогенные режимы обычно выводятся на основании изотопно-геохимических особенностей изверженных пород, на основании нормирования по хондритовой модели к недифференцированной мантии содержания некогерентных элементов, таких как K, Ti, P, Rb, Sr, Ba, Zr, Y, Ta, Th, U, Hf, редких земель: Ce, La, Nd, Sm, Eu, Pr, Gd, Dy, Ho, Ib, Lu. На основании сравнения количественных соотношений распределения этих элементов с распределением их в изверженных породах океанических островов, островных дуг, рифтовых структур океанов и континентов делаются не только важнейшие петрогенетические выводы о исходных магматических расплавах, но и о принадлежности вулканических серий докембрия к кайнотипным аналогам.

Геохимия некогерентных и особенно всех редкоземельных элементов крайне сложна. Их распределение и концентрация зависят не только от степени плавления исходного состава, но и тех процессов, которые видоизменяют этот расплав в ходе его отделения от субстрата, подъема и кристаллизации, а также метамагматических изменений, которые накладываются на него в ходе флюидно-магматического взаимодействия.

Известно, что на позднемагматической стадии высокотемпературного автометасоматического изменения кристаллизующегося расплава происходит активный вынос всех перечисленных выше элементов перегретыми фумарольными газами. Дегазация расплава на всех стадиях его существования приводит к значительному нарушению концентраций и первичного распределения не только классификационных элементов, но и породообразующих. Однако особое значение для докембрия в вопросах классификации изверженных пород любых вулкано-плутонических ассоциаций имеет степень метаморфических изменений пород. Прежде всего следует учесть влияние автометаморфизма (гидротермального и пневматолито-гидротермального), существенно преобразующего первичный состав пород, последующей объемной пропилитизации и регионального метаморфизма

любых уровней фациальной принадлежности. Щелочной метасоматоз вызывает значительные перераспределения компонентов изверженных пород и высокие степени их перерождения. Влияние термальных вторичных изменений приводит к искажению исходных составов изверженных пород, появлению среди них членов с повышенной щелочностью (проблема спилит-кератофировых серий изверженных пород), нарушению их основности, вплоть до полного метасоматического преобразования. Появление в платобазальтовых сериях докембрия трахибазальтовых, трахиандезитовых, фонолитовых, бонинит-маринитовых, офиолитовых ассоциаций в ряде случаев является основанием к «реконструкции» таких палеотектонических режимов, как рифтогенной, островодужный, океанических поднятий, срединных хребтов и т. д.

Подобного рода заключения о геотектонических режимах и первичных составах вулканических серий докембрия являются односторонними, малообоснованными в своей сущности, и, следовательно, недоказанными и дискуссионными. Нам представляется, что геотектонические модели и петрогенетические концепции следует выводить прежде всего из магматической геотектоники, региональной палеогеографии и палеовулканологии, а не только исходя из химико-аналитических данных.

Достоверность выводов о главных геотектонических режимах, впрочем, как и о главных геологических событиях в докембрии является задачей комплексных подходов, междисциплинарных решений, в которых роль докембрийской магматической геологии и палеовулканологии остается наиболее важной.

### **6.1.1. Режим платобазальтового вулкано-плутонизма Фенноскандии**

Все существующие классификации геотектонических режимов исходят из типизации разноранговых морфоструктур, а потом уже из генетического содержания их вещественного наполнения. Примат тектоники очевиден, очевидно, что седиментации, магматизму, метаморфизму, плотностной неоднородности литосферы отводится, скорее, второстепенная роль, фиксирующая стиль тектонических движений и их интенсивность, что, по существу, составляет основу современной классической геотектоники. Подобные ограничения в методологии геотектонических построений сдерживают дальнейшее развитие общей геотектоники и особенно ее наиболее содержательной части – геодинамики и геокинематики. Свидетельством тому является полный хаос в описании геодинамических обстановок кинематических моделей структурообразования, номенклатуры сменяющихся тектонических движений.

По нашему мнению, исследования в области региональной вулканологии и палеовулканологии, степень морфоструктурной изученности ареальных проявлений мантийного магматизма, бассейновой седиментации, пенепленизации и педиментизации в историко-геологическом аспекте являются подтверждением

того, что ни один из перечисленных глобальных процессов не входит в классификацию классов геотектонических режимов.

Из истории тектоники известно (Справочник по тектонической..., 1988), что магматизм остается не признанным фактором тектонических движений и структурообразования. В систематизации (классификации) морфоструктур практически нет тектономагматических структур. Недооцененной остается роль таких процессов, как покровное оледенение, эпиконтинентальная седиментация, пенепленизация и т. д. Со всеми этими явлениями приходится сталкиваться, изучая региональные особенности палеогеографии докембрийского магматизма, сопутствующего и предшествовавшего ему осадконакоплению, отвечающих эпохам формирования осадочных и осадочно-вулканических чехлов, а также их структурного преобразования. Платобазальты, по нашему мнению, являются весьма чувствительными к малейшему изменению напряженного состояния литосферы, даже к слабым проявлениям радиальных тектонических движений.

Магматическая геотектоника, находящаяся в стадии определения опорных объектов, задач и методов исследований еще не вышла на уровень геотектонических обобщений (Белоусов, 1978). Если выделение платобазального эндогенного режима, как весьма характерного развитию континентов, является состоявшимся фактом (Белоусов, 1978; Тектоносфера..., 1978), то геотектонические режимы океанов до сих пор остаются в стадии изучения, дискуссионного обсуждения или предварительного рассмотрения.

Вопросы геотектоники докембрия ФСЩ в настоящее время рассматриваются как с позиций закономерности формирования сиалической коры континентального типа, так и симатической коры океанического типа. Выделение в докембрии актуализированных геотектонических режимов, очевидно, должно быть соответствующим образом аргументировано. В данном случае имеются в виду такие геотектонические понятия, как рифтовые лопийские пояса, островодужные ассоциации изверженных пород, оphiолитовые комплексы в составах супракrustальных толщ, океаническая кора лопийского возраста.

Некоторые стороны проблемы магматической геотектоники докембрия могут быть не только уточнены при рассмотрении в контексте данной монографии на примере платобазальных обстановок мантийного вулкано-плутонизма, но и использованы в качестве критерии их диагностики.

Наиболее важной особенностью докембрийских платобазальных излияний в интервале времени от 3,5–3,8 млрд лет до раннего венда 620 млн лет является чередование их импульсов с периодами терригенного осадконакопления. По изотопному датированию интервалы между максимумами свекокарельского вулкано-плутонизма колеблются от 250 до 6 млн лет. Длительность вулканических импульсов обычно не превышала 5–6 млн лет, а в ряде случаев – 1 млн лет. Поскольку геологическая летопись имеет значительные лакуны, вызванные эпохами региональной денудации, то выявленные импульсы платобазального

вулкано-плутонизма нельзя признать исчерпывающими. В таком случае истинная их периодизация по интервалам проявлений и длительности импульсов может быть в значительной степени уточнена и дополнена в ходе последующих трансрегиональных исследований.

В настоящее время нет оснований утверждать, что докембрийские платобазальты изливались с большими интервалами, чем мезозойско-кайнозойские. В то же время длительность платобазальных пароксизмов оказывается в целом близкой. В истории Земли мантийный платобазальный магматизм, таким образом, представляет главную форму проявления эндогенных процессов на Земле. Излияния их повсеместно носили ареальный характер в режиме транзитного поступления мантийных высокоподвижных расплавов с громадным геологическим эффектом. В докембрии на каждом из реставрированных возрастных срезов ареалы платобазальтов могут рассматриваться как вулканические провинции, охватывая площадь в сотни тысяч км<sup>2</sup>. К настоящему времени остается, однако, неясным вопрос, каковы закономерности географии платобазальных синхронных излияний в границах древних платформ разных континентов. В пределах пра-Фенноскандии платобазальты обладают яркими чертами наследования границ вулканических провинций (Светов, 1984; Светов, Свириденко, 1991, 1995). Однако истинные масштабы в границах ВЕП не известны. Более того, остается совершенно не изученной проблема миграций ареалов вулкано-плутонизма и динамика вариаций их геологического эффекта в возрастной последовательности платобазальных проявлений. Выяснение этой особенности докембрийских платобазальтов, по нашему мнению, составляет одну из важнейших задач магматической геотектоники.

Выявление фактов сопряженного и синхронизированного мантийного магматизма с формированием конседиментационных прогибов, сопровождающихся поверхностным компенсированием продуктами переноса кор выветривания, свидетельствует о том, что эти два главных геологических процесса связаны общими причинами, и, вероятно, обусловлены проявлением принципа сохранения момента количества движения Земли, т. е. изостатического равновесия (Клушин, 1963). Региональная гравиметрия в качестве одного из следствий обосновала положение о том, что Земля за счет литосферы сохраняет постоянство момента количества движения, при этом уравновешивание литосферной оболочки планеты идет на глубинах залегания астеносферы – 120–150 км, т. е. в пределах глубин, в 3 раза превышающих среднюю мощность земной коры (Тектоносфера..., 1978). Поскольку и земная кора, и литосфера в целом, по данным сейсмической томографии, являются крайне латерально и вертикально неоднородными, то достижение необходимого равновесия (т. е. сохранение постоянным момента количества движения) должно быть достигнуто быстрым и эффективным перераспределением масс в тех сферах Земли, где это возможно, с минимальными затратами энергии, т. е. в зоне тектоносферы. Очевидно,

исходя из принципа саморазвития, синергетического (диссипативного) структурообразования, области устойчивого прогибания должны быть компенсированы в соответствующем массовом эквиваленте областю воздымания. В обстановке глыбово-волновых движений с длинноволновым смещением области лавинной седиментации и области континентального выветривания равновесие наступает только в случае поступления плотного глубинного (ювелирного) вещества в форме магматических расплавов. В геодинамической системе, находящейся постоянно в состоянии нарушения устойчивого равновесия, стремящейся его восстановить, равновесие регулируется скоростью континентального осадконакопления, скоростью пенепленизации и педиментизации воздымающихся пологих сводов (как и пологих седиментационных бассейнов), а также соответствующими объемами ювелирного мантийного расплава, в нашем случае платобазальтов.

На основании принципа геоизостазии мы приходим к важному выводу, заключающемуся в том, что палеогеографические границы являются проекцией на земную поверхность зон градиентов изостатической неустойчивости, которые наиболее энергоемкие, наиболее глубинные и наиболее разуплотненные, а, следовательно, и магмопроницаемые. Из этого тезиса следует представление о том, что бассейновая седиментационная система находится в глубоких причинно-следственных связях и взаимодействии с очаговой корневой магматической мантийной или корово-мантийной системой.

Таким образом, ни современные тектонические и, тем более, ни нормальные картируемые геологические границы, а только палеогеографические являются свидетелями элементов геометрии того тектонического каркаса, который формировался исключительно в осевых линиях градиентов плотностной неоднородности коры и литосфера. Поэтому гравитационное поле региона приобретает исключительное значение в исторической палеогеографии, палеовулканологии, как один из критериев формирования энергоструктуры литосферы и полей напряжений на всем интервале геологической истории. Сложность интерпретации региональных и локальных гравитационных аномалий любого знака по их времени формирования не является труднопреодолимой задачей. Методами магматической геологии и магматической геотектоники она может быть хотя и приближенно, но решена на основе данных исторической седиментологии и исторической вулканологии (палеовулканологии).

Некоторые вопросы геодинамики платобазальтового вулкано-плутонизма будут рассмотрены в последующих разделах, особенно при обсуждении и интерпретации физических волновых полей современной литосферы ФСЩ в целях реконструкций ЦЭМА и волновых полей напряженного состояния литосферы на момент формирования ВТС и ТМС Карелии.

В связи с этим приобретает важное значение периодизация вулкано-плутонизма в истории геологического развития Земли, как было отмечено выше, с интервалом импульсов в 15–25 млн лет. Она может стать ключевой в целях анализа трансрегиональных

глыбово-волновых движений, геометризации волновых полей, а, следовательно, и определения географии центров возбуждений и их энергетического источника. Если окажется, что существовало длительное, в течение нескольких тектоно-магматических эпох стационарное размещение этих центров волнового возбуждения, то необходимо будет признать длительное, стабильное стояние литосферных геоблоков без их значительных горизонтальных смещений относительно друг друга.

Другой важнейшей особенностью эндогенных режимов платобазальтового типа является охват значительных территорий, сопоставимых с размерами плит древних платформ сводовых поднятий кратонизированных областей, занимающих площадь в несколько сот тысяч км<sup>2</sup>, а иногда превышающих 1,5–2,0 млн км<sup>2</sup>.

Поскольку синхронность платобазальтового вулкано-плутонизма совпадает с инверсией конседиментационного прогибания ложа седиментационного бассейна и началом регressiveного цикла осадконакопления, то он проявляется в условиях декомпрессии коры и ее некотором разуплотнении. С этим явлением, по нашему мнению, может быть связана та особенность платобазальтового магматизма, которая заключается в крайне низкой эксплозивности эруптивных фаз, и, следовательно, низком содержании в исходных мантийных расплавах летучих компонентов. Спокойное истечение лав из трещин и вулканических жерл со слабым давлением обусловливает очень многие черты пород лавовой фации, а также редкость грубобломочных пирокластических образований в составах лавово-вулканокластических полей эруптивных зон. В чем может быть заключена причина того, что огромные массы платобазальтов изливаются в режиме устойчивого воздымания их ложа? В чем причина низких содержаний летучих компонентов в громадной массе выплавленных расплавов? В связи с чем плавление в недрах верхней мантии наступает, главным образом, в обстановке спада давления, а не температурного разогрева процессами мантийного диапиризма? Сформированные на стадии прогибания ложа седиментационного бассейна разрывные радиальные и радиально-листрнические разломы вызвали подток восстановительных флюидов, их окисления и, как следствие – стимулирование генерации магм за счет снижения температуры плавления, а также экзотермических реакций окисления флюида, заключенного в самой мантии. Разуплотнение земной коры, формирование систем разрывных нарушений «снизу» коры облегчало выведение магматических расплавов из зоны их генерации в эруптивные зоны. Растворенные в магме летучие компоненты в количественном отношении соответствовали средним содержаниям их в верхней мантии.

Из предложенной модели видно, что степень однородности транзитных магматических расплавов будет исключительно высокой, поскольку их выплавление термостатировано и степень плавления сохраняется очень долго, охватывая огромные объемы верхней мантии. Вероятно, исключительно высокая подвижность платобазальтовых лав, способных образовать

потоки мощностью в 10–15 см, может быть обусловлена весьма низкой вязкостью изливающихся расплавов. Летучие компоненты в расплаве с низким общим давлением расплава и летучих сбалансировано, и они в большом объеме остаются окклюдированными в лаве при ее спокойном излиянии. Более того, расплавы, насыщенные летучими компонентами, обладают низкой плотностью и высокой плавучестью. Такие вазикулярные расплавы легко обеспечивают транзитное поступление магм на поверхность, исключая сильные эксплозии и, следовательно, затрудняя тифрохронологические исследования. Степень дифференциации будет зависеть от режима извержений и существования промежуточных очагов. При проявлении петрохимических вариаций вулканических и вулкано-плутонических ассоциаций изверженных пород отражается специфика исходного состава субстрата плавления под каждой платобазальтовой провинцией. Этот факт известен давно, он неоднократно обсуждался и является доказанным. Таким образом, все провинциальные различия платобазальтов в тех или иных частях континентов (возможно, и океанов тоже) есть следствия первичных неоднородностей мантии Земли. С этих позиций глобальная петрохимическая систематизация на примере платобазальтовых серий еще не исчерпала себя. Однако в камерных условиях очаговых зон, интрузиях под вулканами эволюция мантийных магм протекает практически однотипно и регулируется физико-химическими обстановками на месте. С другой стороны, флюидных ресурсов самой мантии явно недостаточно для того, чтобы произвести метамагматическое перерождение однородных расплавов даже в небольшом объеме, поскольку отсутствовал поток трансмантийных и, следовательно, трансмагматических флюидов. В связи с этим платобазальты по щелочности, содержанию легких редких и некогерентных элементов достаточно однородны. Если же отмечаются признаки метасоматических процессов, то они носят наложенный характер, локальное проявление их фиксируется на стадиях стабилизации эруптивных центров в их проксимальной зоне, а в дистальной отсутствуют.

В предыдущих разделах второй части монографии мы приводили данные о гипсометрических (относительных) уровнях лавовых извержений ГУВИ и о предельных вулканах. Для платобазальтовых провинций эти данные имеют не столько иллюстративное или статистическое значение, сколько генетическое.

ГУВИ платобазальтовых ареалов позволяют определить глубину седиментационных бассейнов на месте их излияния. С выходом лавовых излияний выше уровня бассейна меняется не только режим вулканических пароксизмов, но и фациальный состав изверженных пород и их окисленность. Простейшими геометрическими построениями легко определить глубину бассейна (как величину мощности неокисленных лав массивного, однородного или шарово-подушечного сложения), а также угол наклона лавового плато и, следовательно, расчетное удаление от прибрежной зоны или эруптивного центра. Подобные расчеты легки по форме, но весьма трудоемки в подготовке исходных

данных. Более того, единичные замеры и оценки нельзя считать надежными, поэтому палеовулканологические критерии глубинности эпиконтинентальных бассейнов следует проводить на максимально большом числе полигонов. Например, для Северо-Карельского седиментационного бассейна в период 2 100 млн лет назад глубина составляла от отметки литорали до глубин 200–210 м, однако, эти глубины нельзя признать предельными. В то же время для Суйсарской древневулканической области подобным образом установлены глубины от уровня литорали до 80–100 м. Затем вулканический ареал практически весь вышел на уровень литорали и протекал в наземной обстановке.

Для всех областей, районов, зон платобазальтового свекокарельского, рифейского, вендского, лопийского, сариолийского вулкано-плутонизма нами не выявлены глубины подводных извержений больше указанных величин. Повсеместно среди лавовых толщ в пакетах туфогенно-осадочных, кремнисто-карбонатных пород мы наблюдаем седиментогенные кремнистые брекции, знаки ряби, трещины усыхания, что является свидетельством осушения эпиконтинентальных бассейнов, выхода их выше уровня вод. Это необходимо учитывать при интерпретации палеогеографических обстановок и особенно при обосновании палеотектонических режимов.

Что касается определения предельной высоты до-кембрийских вулканических сооружений, то проведенные по формуле Ю. П. Масуренкова (1977) расчеты следует рассматривать как предварительные. Последующие исследования в этом направлении вполне могут быть выведены на более высокий доказательный уровень путем специального изучения фаций проксимальных зон вулканов центрального типа Суйсарской группы в Онежской ВТС и щитовых вулканов на примере Кирьявалахтинского в Северном Приладожье. В последнем случае его высота составляла не менее 2,5–3,0 км на максимуме активности, а предельной могла быть около 3,5–4,0 км.

Одной из наиболее замечательных форм географии аккумулятивного вулканического ландшафта свекокарельского среднеятульского вулкано-плутонизма являются базальтовые плато. Лавовые покровы и потоки, практически синхронно изливавшиеся на огромной территории Фенноскандии в пределах автономных вулканических зон в режиме трещинных извержений однородных лав ферротитановой высокожелезистой серии, охватили огромные площади. Их максимальная мощность достигала 350–550 м. Разливы платобазальтовых лав затопили площади, превышающие в реконструированных границах отдельных вулканических лавовых полей от первых до десятков тыс. км<sup>2</sup>. Удивительным представляется факт общих морфологических, текстурно-структурных, петрографических, петрохимических и ряда других особенностей на всей площади Карельской и Лапландской платобазальтовых провинций. Выдержаные по простирианию и мощности базальтовые покровы в средней части их разреза, как правило, сложены темно-зелеными, пятнистыми порфиробластическими амфиболизированными породами (ортотиамбитами), в

### ЧАСТЬ III. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

значительной степени эпидотизированными и сульфидизированными. Вверх по разрезу они обычно по-всеместно переходят в миндалекаменные разновидности, вплоть до вспененных, переполненные пустотами и кавернами, заполненными кварц-эпидотовым, кварц-кальцит-эпидотовым, кварц-эпидот-альбит-гематитовым агрегатом. От крайней южной оконечности лавового поля Гирвасского вулкана далее до Медвежьегорской, а затем Лехтинской и Куолаярвинской вулканических зон среднеятулийские платобазальты сохраняют свои внешние признаки.

На территории Северной Финляндии (структуре Куусамо), в Финской Лапландии в районе городов Соданкуля, Рованиеми и Торнио, породы зеленокаменной формации, соответствующие ранне-среднеятулийским лавам (спиллы, ортоамфиболиты), также сохраняют перечисленные выше особенности (Silvennoinen, 1972). По устному сообщению финского геолога В. Пертунена, зеленокаменно измененные породы данной формации от левобережья нижнего и среднего течения р. Торнионйоки прослеживаются на территорию Швеции и широко развиты в провинции Норботтен в геологических структурах окрестностей городов Каликс, Лулео, Шеллефтео и Кируна. На всем пространстве от Южной Карелии до р. Торнионйоки в Финляндии мы имели возможность лично убедиться в достоверности стратиграфической корреляции и неизменности их структурно-вещественных особенностей (Светов, Свириденко, 1991).

Таким образом, платобазальты в современных тектонических границах Карельского геоблока занимают реставрированную площадь длиной с ЮВ от пос. Спасская Губа в Южной Карелии на СЗ до г. Кируна в провинции Норботтен Шведской Лапландии на протяжении более 2 300 км, и шириной от оз. Янисъярви в Западной Карелии до кряжа Ветреный Пояс включительно в Восточной Карелии, до 100 км. Общая площадь Лапландской и Карельской платобазальтовых провинций в общем достигает 230 тыс. км<sup>2</sup> (табл. 56).

Приведенные табличные данные по ареалам активного ятулийского платобазальтового вулкано-плутонизма на территории Фенноскандинавского щита составляют около 1,5–1,7 млн км<sup>2</sup> (Светов, 1979, 1984; Светов, Свириденко, 1991).

*Таблица 56. Платобазальтовые провинции и местные вулканические плато Фенноскандии и ее обрамления в геологической истории докембрия*

Геологический возраст	Наименование провинций	Местные вулканические плато, поля (тектонические останцовые структуры)
Венд	Свеконорвежская	Висингсё, Эгерсунд, Скания
	Байкальская	Печорская, Усть-Пинежская, Баренцевоморская
Рифей	Дальсландская	Телемарк, Даларна, Нордингра, Альмесокра
	Хопландская	Сатаакунта, Салминское, Соловецкое
	Готская	Кумпу, Западно-Онежское
Калевий, ливвий, людиковий	Свекокарельская	Печенга-Имандра-Варзугское, Куусамо-Куолаярвинское, Ладожское, Онежское, Ветреного Пояса, Оугокумпу, Йормуа, Шеллефтео и др.
Ятулий	Феннокарельская	Лапландское, Калевальское и др.
	Карельская	Сегозерско-Надвоицкое, Летненозерское, Янгозерское и др.
Сариолий	Лоппонийская	Рованиеми-(Соданкуля) и др.
	Селецкая	Лехтинское, Кумсинское, Гирвасское, Селецкое
Лопий	Ребольская	Каутокейно-Карасъёк, Кухмо-Иломантси, Хаутаваара-Койкарь, Колмозеро-Воронье, Сумозеро-Кенозеро и др.

Реконструированные ареалы сариолийских плато-базальтов еще не достигли масштабов региональных обобщений в границах ФСЩ. Однако геологический эффект сариолийских вулканических пароксизмов можно считать одним из наиболее грандиозных в докембрийской истории, возможно, не уступающим лопийскому. Поражают, прежде всего, суммарная мощность реликтов лавовых полей и масштабы руин платобазальтовых щитовых вулканов, имеющих промежуточное положение между гавайскими и исландскими типами.

Документированная мощность пакетов базальтовых и андезито-базальтовых лавовых покровов, практически лишенных продуктов эксплозивной деятельности, достигает 1,1–1,5 км (р. Кумса, Кумсинская вулканическая зона; о. Сандал – Сандальская вулканическая зона, озер Панаярви, Сиеппиярви, Кукас и т. д.) в Карелии и ряде объектов Финской Лапландии, в районе городов Рованиеми, Соданкуля и Куусамо (Silvennoinen, 1972; Коросов, 1991). На Кольском полуострове в разрезе Имандра-Варзугского ареала вулканизма мощность маярвинской и полисарской свит сариолия составляет 1,2–1,5 км (Кольская., 1998).

Морфология лавовых полей сариолия и руины их щитовых вулканов свидетельствуют о действительной мощности лав, достигающей 2,5 км. Более того, на максимуме лавовых извержений могло иметь место явление самоуничтожения лавовых толщ в проксимальных зонах в ходе пароксимальных взрывов, и вполне допустимо образование вершинных кальдер значительного диаметра. Признаки подобного явления в эруптивной деятельности очень ярко проявлены в центре Лехтинской структуры (оз. Шуезеро, северное побережье), где исключительно широко развиты обломочные породы (обычно интерпретируемые как вулканогенные тиллиты), содержащие признаки пород, имеющих игнимбритовую природу спекания, зональность ресургентных обломков, полосчатость, наличие шлаковидных масс, признаков полосчатости – флюидальности и т. д. Можно предполагать, что сариолийские лавовые плато при углубленном изучении и реставрации ареалов их распространения станут наиболее обширными в докембрии ФСЩ.

Излияния базальтов с формированием лавовых плато характерны также и для ареалов активного людиковийского вулкано-плутонизма Карелии, и ФСЩ (Светов, Свириденко, 1991, 1992). Реликты этих плато представлены лавовыми и лавово-вулканокластическими полями в Северной Карелии (Пана-Куолаярванская структура), в Онежской вулкано-тектонической структуре, на большей части Северного Приладожья и в ряде структур на территории зарубежной части щита (Бергслаген, Шеллефтео, Кируна-Витанги-Паяла и др. в Швеции; Тампере, Соданкуля-Рованиеми, Пиеллавеси, Каяни-Соткамо и др. в Финляндии). Их качественные и количественные характеристики приведены в табл. 56, а геологические данные были опубликованы нами ранее (Светов, Свириденко, 1991, 1992).

В большинстве ареалов максимум эруптивной деятельности приходился на формирование лавовых плато, на пьедесталах которых на стадии спада вулкани-

ческой активности в связи с заложением вулкано-тектонических депрессий образовывались постройки стратифицированных вулканов. Если в Северном Приладожье людиковийские излияния трещинных платобазальтов так и не достигли стадий вулканов центрального типа, то в Онежской вулкано-тектонической депрессии суйсарский вулканизм на зрелой стадии уже является вулканизмом центрального типа.

Платобазальтовый вулканизм отличается многофазностью. Импульсный режим мантийных поступлений расплавов – характерная черта платобазальтового геодинамического режима древних платформ. В зависимости от энергетического потенциала корово-мантийных очаговых зон развивается сценарий вулканического цикла и динамики эруптивной деятельности на поверхности Земли. Функциональная связь общих тектонических обстановок ареалов вулканизма с режимом колебательных движений и генераций магматических расплавов является атTRACTором типов вулкано-плутонизма и его геологического эффекта на всех стадиях: от инициальной – через максимальную – к стадии затухания и отмирания очаговой зоны.

В этом отношении ни один из всех изученных циклов свекокарельского вулкано-плутонизма, кроме людиковийского, не является столь ярким индикатором смены тектонических геодинамических режимов в ходе структурной эволюции вулканических ареалов.

Пришедший на смену ливвийскому калевийский бимодальный вулканизм менее всего подходит к определению платобазальтового. Его явно угасающий режим имеет, как следствие, очень низкий геологический эффект.

Новый импульс платобазальтового вулкано-плутонизма относится к рифейским тектоно-магматическим циклам. Вепсийский цикл, кроме ничтожной сохранности ареалов, обладает также весьма низкой энергоемкостью. Однако его геологический эффект дает слишком мало значимых фактов к региональной реконструкции (Светов, Свириденко, 1995).

Наибольшие ареалы среднерифейского вулкано-плутонизма географически размещены в юго-западной части ФСЩ. Значительная степень их денудации и позднейшей блоковой деструкции обусловили слабую сохранность лавовых полей в пределах Карелии. Салминский вулканический комплекс Пашского грабена практически скрыт в акватории Ладожского озера. В границах отдельных блоков Кандалакшской ГГС изверженные породы среднего рифея практически нигде не выходят на дневную поверхность. Палеовулканологические данные по среднерифейскому вулканизму не противоречат его принадлежности к платобазальтовому типу. Более полные данные могут быть получены по Центральной Швеции и Восточной Норвегии в ареалах Даларны, Трюсиля и Телемарка. Однако здесь их палеовулканологическая изученность столь низка, что остаются не ясными не только границы ареалов лавовых излияний, но и их вещественное наполнение. Косвенные данные по палеогеографии предшествовавшего и сопутствующего вулканизму осадконакопления и данные по вулканизму в ареале Даларны (Центральная Швеция) дают основание

относить их к числу платобазальтовых (Светов, Свириденко, 1995).

Общегеологические данные по рифейским образованиям ВЕП и ее обрамлению убеждают в том, что их следует относить к числу типичных платобазальтов. В частности, платобазальты среднего рифея формации Кивако в районе Великих озер, с которыми один из авторов имел возможность лично ознакомиться, обладают чертами эпиконтинентальных излияний трещинного типа, а сами лавовые потоки весьма сходны с окисленными лавами салминского вулканического комплекса в районе Северного Приладожья.

Проведенные региональные и локальные палеовулканологические исследования позволяют воссоздать в первом приближении морфологию и географию вулканических лавовых плато докембрийских базальтов ФСЩ (рис. 6).

На основании ятульских и людиковийских платобазальтов выяснены общие контуры как частных ареалов отдельных вулканических областей, так и в целом провинций. Известные нам данные позволяют представить платобазальтовые ареалы как лавово-вулканокластические поля эпиконтинентального обмелевшего бассейна с режимом слабой гидродинамики. Лавовые излияния в ходе весьма напряженной деятельности вначале в мелководной обстановке носили подводный режим, а по мере накопления пакетов лавовых покровов, особенно в эруптивных зонах, приобретали субаэральный и аэральный режим. Степень окисленности базальтов в разрезе очень четко фиксирует этот момент появлением окисленных краснокаменно измененных лав и туфов, а также полей гейзеритов и травертинов.

Каждая из вулканических зон явилась ячейкой формирования платобазальтовой постройки исландского типа. Трещинные излияния обусловили достаточно ярко выраженную ось растекания лавовых потоков, а секториальность их размещения только подчеркнула эту их особенность. Отношение высоты лавового поля в эруптивной зоне к радиусу подошвы вулканического сооружения (примерно как 50 : 1 в ятулии и как 50 : 2 в людиковии), характеризуют их как вулканические постройки щитового исландского типа<sup>10</sup>.

Слияние лавовых полей, по-видимому, не происходило в обязательном порядке. Имеются признаки того, что лавовые поля сочетались с поднятиями, возвышенностями, которые обтекались лавами. В Пана-Куолаярвинской вулканической зоне людиковия известны участки, где лавовые потоки перекрыты плащом полимиктовых конгломератов мощностью в одну, реже две гальки. Эти конгломераты содержат гальку гнейсов, гранито-гнейсов, разнообразных зеленокаменных пород от амфиболитов до габбро-диоритов, а также пегматитов, блочного кварца и разнообразных кристаллических сланцев. Цемент песчано-гравели-

товой размерности присутствует в очень небольшом количестве. Хорошо перемытые арениты являются следствием сноса с близко расположенной континентальной, возможно, островной суши в виде временных потоков. Конусы выноса в прибрежной зоне подверглись сильному перемыву и накоплению аренитового осадка. Последующие лавовые потоки перекрыли конгломераты и, возможно, область их сноса. Наличие конгломератов и песчанистых аркозовых аренитов как экзотических и весьма эфемерных образований наблюдается в лавовых толщах среднего ятулия Сегозерской, Медвежьегорской и особенно Гирвасской вулканических зон. Отмечены они также и в основании лавовой толщи Янисъярвинской вулканической зоны людиковия. Таким образом, формирование лавовых плато сопровождалось не только выравниванием ложа вулканического ареала, но и формированием ландшафта лавовой равнины – плато, имеющего небольшой поток (до 5–7°) в эруптивной зоне и на флангах лавовых полей.

В зависимости от напряженности лавовых излияний, общего объема излившихся лав к наступлению максимума эруптивной активности вулканический ареал напоминал надводную лавовую равнину с вздымающимися одиночными (реже двойными) вулканическими уплощенными постройками.

Фронтальные части их полей соединялись при образовании единого вулканического плато. К подобным положениям, вероятно, могла относиться разветвленная речная долина, элементы которой выявлены в Сегозерской вулканической зоне среднего ятулия. Хотя некоторые данные позволяют предполагать, что отдельные эльборги объединялись в скутулумы. Подобные сочетания эруптивных центров в вулканических ареалах наиболее вероятны для лопия, сариоля и частично людиковия.

Базальтовые плато как крупные ареальные континентальные и океанические морфоструктуры являются своего рода альтернативой линейным поясам орогенного или островодужного типа. К настоящему времени стало известно, что ареалы как континентального, так и океанического платобазальтового вулкано-плутонизма обладают целым рядом признаков сходства и различий. Они характеризуются широким развитием, главным образом, однотипных петрохимических серий высокомагнезиальных и ферротитанистых составов изверженных пород. Режим платобазальтовых излияний весьма стремителен, охватывает огромные территории и обладает исключительно высоким масопереносом и, следовательно, грандиозным геологическим эффектом. Он является одним из ведущих эндогенных процессов не только древних платформ, но и океанов. Вместе с тем этот высокоэнергетический процесс, повторяющийся в истории Земли, служит атTRACTором геодинамических разгрузок и регулятором общего энергоструктурного развития недр Земли. Подобным же образом соотносятся вулканические постройки гигантских размеров щитового (континентального или океанического) размещения соответственно исландского и гавайского типов и вулканы центрального типа. Отсюда вытекает множество

<sup>10</sup> В вулканах гавайского типа это соотношение достигает 45 : 1, а в вулканах центрального типа (стратовулканах) оно колеблется от 5 : 1 до 10 : 1 (Тиррель, 1934; Луцицкий, 1971; Макдоналд, 1975).

## ГЛАВА 6. ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КАРКАС ЛИТОСФЕРЫ ВЕП И ФСЩ

признаков, характеризующих вулканические сооружения плато или островных вулканических дуг. К их числу относятся – степень латеральной выдержанности лавовых покровов и потоков, коэффициент эксплозивности и целый ряд других особенностей, приведенных в табл. 57.

Нередко утверждается, что платобазальты на древних платформах (кратонах) приурочены к краевым частям, а время формирования совпадает с максимумом магматизма в обрамляющих их геосинклиналях. Более того, обосновывается представление о внутриплитном магматизме, как наведенном энергетическим развитием соседствующих геосинклиналей

или формирующихся рифтовых систем с корой океанического типа. В таком случае роль плиты – пассивная. Однако проведенные палеогеографические и палеовулканологические исследования свидетельствуют о том, что на территории современного ФСЩ в докембрии в результате колебательных глыбово-волновых движений смещались седиментационные бассейны, границы которых далеко выходили за его пределы. Области сводовых континентальных поднятий, сменявших бассейновые, так же, как и акватории существовавших мелководных бассейнов, подвергались неоднократному затапливанию размывами платобазальтов. Это положение нашло отражение в

*Таблица 57.* Некоторые общие физические особенности платобазальтового внутренконтинентального и островодужного окраинно-континентального вулкано-плутонизма по результатам вулканологических и палеовулканологических исследований

Характерные особенности платобазальтов	Сравниваемые типы эндогенных режимов платобазальтов		
	Внутренконтинентальный режим древних и молодых платформ	Режим современных островных вулканических дуг	
1	2	3	
1. Главные типы ареалов	Вулканические ареалы провинции и плато	Линейно-поясовые вулканические плато, поля и пояса	
2. Главные типы вулканических построек	Щитовые вулканы исландского типа (эльдборги) и переходного к гавайскому типу, формирующие платобазальтовые равнины (скутулумы)	Вулканические стратифицированные постройки центрального типа, группы вулканов центрального типа, формирующие пояса андезитовых вулканов	
3. Главные типы вулкано-плутонических серий	Платобазальты, толеитовые базальты, пикрито-базальты, коматитовые базальты, высокомагнезиальной, железисто-титанистой и реже высокоглиноземистой серий. Контрастные и «короткие» серии изверженных пород бимодального типа	Известково-щелочные серии андезитов, андезито-базальтов, высокоглиноземистых базальтов, а также риодолит-риолитов, субщелочных и щелочных пород натрового ряда. Непрерывные, «длинные» серии комплементарных изверженных пород	
4. Глубинность уровней магмообразования	Мантийный, астеносферный уровень, от 100 до 150 и более км	Мантийный, астеносферный, мантийно-коровый, частично коровый, 100–120 км, до 60–40 км	
5. Степень эксплозивности	Слабая и умеренная, от 10–15% редко до 25% и более в ареалах особо активного излияния платобазальтов	Эксплозивность около 40–50%, нередко в зрелых островных вулканах достигает 60–70%	
6. Тип земной коры вулканических провинций	Зрелая сиалическая кора континентального типа вплоть до ее предельной мощности (50–80 км)	Сокращенной мощности кора континентального или переходного к окраинно-континентальному типу (25–40 км)	
7. Режим летучих компонентов	Сильно восстановленные, высокотемпературные флюиды транскоровые и трансмантийные, режим рассеянных потоков	Оксисленные, слабо восстановленные фокусированные потоки транскоровых и трансмантийных флюидов	
8. Геологический эффект лавовых излияний, типы ландшафтов	Затопляющие излияния высокоподвижных платобазальтов, формирование лавовых равнин, платобазальтовых чехлов, лавовых «морей»	Отдельные надводные и подводные вулканические постройки, группы, цепи, массивы вулканов в пределах дискретной островной вулканической гряды (дуги)	
9. Инверсия ареалов платобазальтового вулкано-плутонизма	Конседиментационные глубинно-компенсированные впадины, горсто-грабеновые системы, рифтовые зоны, интракратонные линейные прогибы	Переход платобазальтовых ареалов в зрелые вулканические дуги окраинно-континентального типа, а в последующем в складчатые пояса и горные системы, поднятия	
10. Главные особенности сопутствующего осадконакопления	Эпиконтинентальное терригенное, терригенно-карбонатное и карбонатное осадконакопление. Зрелые толщи терригенных пород, ритмическое и полициклическое осадконакопление, прерываемое излияниями платобазальтов и слабым вулканогенно-осадочным литогенезом	Вулканомиктовые турбидитового типа толщи грубообломочных пород, обилие конусов выноса перемытой пирокластики, активный подводный вулканогенный литогенез с обилием яшмо-карбонатных отложений, металлоносных осадков, пирокластических полифациальных образований	
11. Среднестатистические объемы вулканических построек	Платобазальтовые щиты – от 200–500 км <sup>3</sup> до 5000 км <sup>3</sup>	Современные вулканы островных дуг на Земле 65 км <sup>3</sup> , а на Камчатке 180–200 км <sup>3</sup>	
12. Плотность вулканических построек на 100 тыс. км <sup>2</sup>	В докембрии в границах Карелии в среднем возможно до 10–15 щитовых вулканов для каждого из изученных импульсов эruptивной деятельности	В среднем по всем современным островным дугам Земли приходится до 164 влк. центрального стратифицированного типа	

*Примечание.* Эльдборг (eldborg – исл.) – типичный небольшой уплощенный щитовой вулкан, имеющий четко выраженный вершинный кратер, нередко усложненный кальдерой проседания (уплотнения);

скутулум (skutulum – исл.) – плато, образованное сросшимися отдельными эльдборгами и представляющее таким образом единую вулканическую равнину с невысокими вершинами лавовых и шлаковых вулканических конусов и широкими разделяющими их пологими долинами (долами);

данные по статистической обработке плотностей вулканов в современных островных дугах Ю. П. Масуренкова (1979).

классификации эндогенных режимов континентов В. В. Белоусова (1978), выделявшего режим платобазальтов древних и молодых платформ. В системе геотектонических режимов ФСЩ нами выделяется платобазальтовый режим в классе режимов активизированной эпиархейской древней платформы.

Региональный характер платобазальтовых излияний в истории Земли, их циклическое проявление – одна из характерных особенностей докембрийской и фанерозойской литосферы. Проблема геологии платобазальтов докембра еще не получила специального изучения, и она остается открытой к обсуждению. Есть ли какие-либо различия между платобазальтами провинций древних докембрийских платформ континентов и платобазальтами палеозой-мезозойских и плейстоцен-голоценовых ареалов, а если есть, то в чем они заключаются? Эта проблема до сих пор остается вне внимания современной общей и специальной магматической геотектоники.

Нельзя познать внутренние признаки взаимосвязей разных по времени и месту проявления трапповых<sup>11</sup> формаций вне ретроспективного историко-геологического рассмотрения их в ряду других формаций. Нельзя пренебречь и поисками не только сходства, но и различий базальтовых и платобазальтовых ассоциаций на региональном и локальном уровнях. Однако справедливо и то, что едва ли можно считать высокoeffективной методику изучения тектонической и магматической истории Земли через призму «траппового» критерия (Макаренко, 1997). Следует признать общий геологический кризис трапповой проблемы в магматической геологии и геотектонике докембра прежде всего в той ее части, которая касается районирования и обоснования трапповых провинций, их места и роли в пространствах глобальных континентальных структур, с позиций трансконтинентальных и трансокеанических рифтогенетических структур. Перенесение процессов рифтогенеза как фактора магматической эволюции и деструкции сиалической коры, очевидно, приводит к признанию рифтовых структур там, где есть ареалы зеленокаменных пород. Особенно сильны эти тенденции в докембрийской геологии. Едва ли не общепризнанным является утверждение об очевидном сходстве магматизма дна современных океанов и траппового магматизма континентов, при этом и тот, и другой интерпретируются с позиций модели литосферных плит.

#### **6.1.2. Эволюция представлений о тектоническом режиме корообразования Фенноскандинавского щита. Тектонический режим региональной гранитизации**

Палеовулканологическое исследование разновозрастных вулканогенно-осадочных чехлов с использо-

<sup>11</sup> trapp (швед. – лестница, ступени лестницы) – название, данное шведскими горняками основным породам с отчетливой пластовой отдельностью в их многочисленных уступах и позволяющих вести производительно и эффективно отработку карьерным способом, напоминающим ступени гигантской лестницы.

ванием охарактеризованной методики позволило определить эндогенный режим формирования этих чехлов как платобазальтовый. Но для того чтобы понять условия формирования докембрийской континентальной земной коры в целом, необходимо не только познать процессы гранитообразования, но и оценить соотношение кислого с базитовым вулкано-плутонизмом, понять сущность бимодальности мантийно-корового магматизма, а, следовательно, причинно-следственную связь мантийно-коровых процессов. Поставить такую проблему нам позволило комплексное изучение конкретных ЦЭМА, их надочаговых зон (например, Салминский ЦЭМА). Изучение этих процессов в отдельности, даже с использованием актуалистических подходов к решению проблемы, приводит к односторонним выводам и не позволяет выявить специфику геологического развития раннего докембра.

Считается общепризнанным, что в современном эрозионном срезе докембрийской земной коры ФСЩ преобладают породы гранитного состава.

За последние несколько десятилетий произошла стремительная эволюция взглядов как на природу гранитоидов, так и на характер тектонических процессов. Если ранее определение термина «гранит» в качестве главного критерия для отнесения полноクリсталлической породы к граниту принимало его состав (Геологический словарь, 1973), а не генезис, то в настоящее время к гранитам относят лишь плутонические породы (Классификация.., 1997), т. е. породы, кристаллизующиеся из магмы.

Региональные исследования 60-х годов прошлого столетия показали возможность привлечения к докембрийскому периоду геологического развития геосинклинальной теории. Этому способствовало региональное развитие ультратемпературного на завершающей стадии тектономагматического цикла, что считалось определяющим для геосинклинального тектонического режима (Шуркин, Митрофанов, 1969; Павловский, 1975; Кратц, Митрофанов, 1980; Эволюция.., 1985).

К. А. Шуркин и Ф. П. Митрофанов (1974) выделяли три главных режима в раннем докембре: прогеосинклинальный, протогеосинклинальный и этап стабилизации древних платформ. Прогеосинклинальный этап по времени и характеру коррелируется с нуклеарной стадией тектонического развития (Калеев, 1965; Павловский, 1970, 1975; Глуховский, Павловский, 1973), для которых свойственна незакономерная группировка гранито-гнейсовых куполов. Протогеосинклинальный этап соответствует позднеархейскому периоду формирования гранит-зеленокаменных областей. Точка зрения о геосинклинальном развитии в раннем докембре не утратила своей актуальности и в последующее время (Лутц, 1978; 1993). Но ведущей тектонической концепцией сейчас следует признать тектонику литосферных плит. К сожалению, применительно к докембriю Фенноскандинавского щита основные положения этой концепции большей частью декларируются без должного геологического обоснования, опираясь, главным образом, на специфику вещественного состава гранитоидов (Gaál, Gorbatsev, 1987). В последнее время выражаются сомнения в

возможности применения плейттектонических моделей к раннему докембрию (Шарков и др., 2000), по крайней мере, к периоду, древнее 2,2–2,0 млрд лет.

Региональное гранитообразование обычно связывают с орогенным процессом, что стало традиционным и в докембрии, поэтому он заслуживает специального рассмотрения. Орогенез, как ни один процесс, пережил различные тектонические парадигмы, найдя свое место и в эпигеосинклинальном периоде развития геосинклинальных областей, и в эпикратонной активизации, и в плейттектонических моделях. Впервые понятие «орогенез» было введено Г. Гильбертом (Gilbert, 1890) как тождественное понятию «горообразование», но в последующем допускалась различная трактовка этого термина. Так, например, Г. Штилле главным результатом орогенеза считает не горообразование, а складкообразование.

Различные толкования термина «орогенез» подробно рассмотрены К. В. Боголеповым (1971). Отмечая тождественность терминов «орогенез» и «горообразование», он подходит к проблеме с позиции стадийности развития земной коры и рассматривает орогенез как тектонический процесс, приводящий к образованию горного сооружения на месте ранее существовавших геосинклиналей и платформ. Выделяется также класс орогенных формаций (Кузнецов, 1964; Херасков, 1967). Установлено, что для орогенных областей (Кузнецов, 1964) характерным является базальт-андезит-липаритовый вулканализм с сильным преобладанием пород среднего состава. Эффузивные комплексы сопровождаются субвулканическими интрузиями, по составу соответствующими одновозрастным эффузивным сериям. Кульминационному моменту геосинклинального режима отвечает образование батолитовых гранитных интрузий. Последние связаны с областями напряженной складчатости.

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал по характеру и времени проявления гранитного магматизма и его соотношению с базитовым магматизмом, метаморфизмом и тектоническими структурами заставляет усомниться в развитии орогенеза в раннем докембрии. Рассмотрим эту проблему на примере палеопротерозойских образований Свекофенского геоблока.

На Фенноскандинавском щите с орогенезом традиционно связывают палеопротерозойское гранитообразование (Eskola, 1932, 1960; Sederholm, 1932; Wahl, 1936).

Граниты Южной Финляндии были классифицированы как синкинематические, позднекинематические и посткинематические (Eskola, 1932) в соответствии с их отношением к тектоническим движениям свекокарельской орогении. И. И. Седерхольм (1932) выделил 4 группы гранитов, при этом первые две группы соответствуют синкинематическим и позднекинематическим гранитам. Третья группа представляет посткинематические граниты и четвертая группа – граниты рапакиви. А. Симонен (Simonen, 1971) назвал первые три группы син-, поздне- и посторогенные граниты, а граниты рапакиви – анорогенные. Изотопный возраст этих 4 групп определен А. Нуруми и И. Хаапалой

(Nurmi, Haapala, 1986): I – 1 930–1 860 млн лет; II – 1 850–1 800 млн лет; III – менее 1 800 млн лет и IV – 1 540–1 700 млн лет.

Последующее датирование гранитоидов Финляндии (Vaasjoki, 1996) позволило несколько уточнить датировки выделенных групп: синорогенные граниты – 1,93–1,88 млрд лет, позднекорогенные граниты – 1,84–1,82 млрд лет, посткорогенные – 1,81–1,79 млрд лет и граниты рапакиви – 1,65–1,54 млрд лет. В то же время успехи изотопного датирования на всей площади Свекофенского геоблока дают основание ставить под сомнение возможность использования выделенных возрастных групп син-, поздне- и посткорогенных гранитов к Свекофенскому орогену в целом, вследствие перекрытия возрастов, равно как и усомниться в реальности существования названного орогена.

Изотопное датирование гранитоидов Центральной и Южной Финляндии, а также Центральной и Южной Швеции, относящихся к Свекофенскому геоблоку, показало отсутствие единого времени стабилизации так называемого орогена.

В Центральной Финляндии на территории развития Центрально-Финляндского гранитоидного комплекса возраст синорогенных гранитоидов преимущественно тоналитового состава соответствует возрасту 1,89–1,88 млрд лет (Vaasjoki, 1996). Но на рассматриваемой площади из общей возрастной последовательности выпадают позднекорогенные граниты нормального ряда, обычно связанные с завершением формирования орогенных тектонических структур. В настоящее время в пределах Центрально-Финляндского гранитоидного комплекса выделено 24 посткинематических plutona (Rämö et al., 1999), U-Pb возраст цирконов которых изменяется с востока на запад от 1 880 млн лет до 1 870 млн лет (Vaasjoki, 1998). Таким образом, стабилизация на площади развития Центрально-Финляндского гранитоидного комплекса произошла ранее позднекорогенного магматизма Южной Финляндии, возраста которого оценивается как 1 840–1 830 млн лет (Vaasjoki, 1996). В свою очередь посткорогенные граниты Южной Финляндии (3-й группы по Седерхольму) сформировались в интервале времени 1 810–1 790 млн лет. Следовательно, различие во времени предполагаемого завершения орогенеза на сопоставляемых площадях Центральной и Южной Финляндии составляет приблизительно около 50 млн лет.

На площади Центральной Швеции граниты района Бергслаген, относящиеся к позднекорогенным, по возрасту и составу сопоставимы с гранитами Транскандинавского постсвекофенского пояса Смоланд-Вермланд, и четкое датирование периода стабилизации отсутствует. Поэтому не случайно существует и иной подход к классификации протерозойских гранитоидов Фенноскандинавского щита (Anderson, 1991). Рассматривая их в ассоциации с когенетичными, хотя и не комагматичными одновозрастными магматическими образованиями основного состава, цитируемым автором в пределах Фенноскандинавского щита выделяются 3 периода бимодального мантийно-корового магматизма. Гранитоиды раннего периода (1 900–1 860 млн лет), имеющие тоналит-гранодиоритовый

состав, сформировали раннюю протерозойскую континентальную кору. Гранитоиды следующего периода (1 830–1 777) объединяют позднеорогенные и посторогенные гранитоиды. Бимодальность в проявлении магматических процессов в раннем протерозое Фенноскандинавского щита подчеркивалась также нами (Светов и др., 1990) на основании установления связи вулканизма и малоглубинного магматизма и выявления соответствующих вулкано-плутонических ассоциаций.

Протерозойский региональный метаморфизм Свекофенского геоблока обладает рядом специфических особенностей, не свойственных региональному метаморфизму фанерозойских орогенов. Это относится, прежде всего, к проявлению малоглубинного гранулитового метаморфизма. Как правило, он не связан с проявлением региональной метаморфической зональности. Выделявшаяся зональность на территории Северного Приладожья (Геологическое развитие..., 1970; Нагайцев, 1974 и др.) не получила подтверждения на большей, западной, части геоблока в Финляндии и Швеции (Korsman, 1977; Korsman et al., 1984, 1988; Shreurs, Westra, 1986; Hölttä, 1988, 1995).

Проявления малоглубинного гранулитового метаморфизма установлены локально в Южно-Финляндской зоне и в Центральной Финляндии параллельно Рахо-Ладожской зоне и не совпадают по времени. В Южно-Финляндской зоне и в районе Сулкава гранулитовый метаморфизм фиксируется в виде термальных куполов (Shreurs, Westra, 1986; Korsman et al., 1988) с кульминацией метаморфизма 1 840–1 810 млн лет назад. Изучение флюидных включений позволило установить (Shreurs, Westra, 1986), что для гранулитовой и амфиболитовой фаций давление было одинаковым и переход от амфиболитовой к гранулитовой фации является изобарическим. Гранулитовый домен в районе Западной Уусима Юго-Западной Финляндии, по данным цитируемых авторов, имеет диаметр около 50 км и переход от гранулитовой к амфиболитовой фации наблюдается в зоне около 1 км. Возрастание температуры происходило от 550–650 до 700–825 °C. Это свидетельствует о том, что метаморфизм связан не с изменением условий глубинности, а с локальным термальным источником.

В Центрально-Финляндской зоне пик регионального метаморфизма имел место в интервале 1 890 и 1 875 млн лет назад (Vaaejoki, Sacco, 1988) одновременно с интрузиями гиперстеновых гранитов и габбро. Неравномерность регионального метаморфизма в этом регионе связывается с блоковой тектоникой (Korsman et al., 1988; Hölttä, 1988).

В районе Пиелавеси П. Холтта (Hölttä, 1988) выделяет 6 метаморфических блоков, которые различаются условиями Т и Р, изменяясь от амфиболитовой до гранулитовой фации. Автор отмечает, что степень метаморфизма может изменяться и в пределах отдельного блока. Широко проявлены регressive реакции. Однако нельзя не заметить, что в выделенных блоках наблюдается один и тот же комплекс пород, поэтому выделение их нельзя считать строго доказанным. В то же время установлено (Marttila, 1976; Korsman et al.,

1984), что пик метаморфизма 1 890 млн лет назад в этом регионе связан с проявлением одновозрастного магматизма.

Приведенные данные о различии времени кульминации метаморфизма на площади Свекофенского геоблока и связь его с локальными термальными источниками позволяют обосновывать связь метаморфизма с центрами эндогенной магматической активности (Светов, Свириденко, 1999).

Глубинное строение земной коры Свекофенского геоблока также не соответствует строению земной коры орогенов. Здесь отсутствуют типичные для молодых орогенических поясов корни гор. Более того, в Южно-Финляндской зоне, где регионально развита мигматизация и широко распространены калиевые граниты, сформировавшиеся в интервале 1 840–1 830 млн лет и рассматривающиеся как позднеорогенные, наблюдается поднятие мантии. Глубинное строение в других районах, где развит метаморфизм гранулитовой фации, в частности, южнее г. Сортавалы, в Юго-Западном Приладожье свидетельствует об образовании мантийного диапира (Оровецкий и др., 1990).

Наш опыт геологического изучения Северного Приладожья с составлением опорного разреза сортавальской серии и изучением вулкано-плутонических ассоциаций (Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1992) позволяет внести определенные корректировки в представление о структуре и характере геологического развития. Подробнее эти вопросы рассматриваются в соответствующем разделе (Салминский центр магматической активности), здесь же необходимо отметить, что свойственная орогенам изоклинальная складчатость при формировании структуры свекокарелид отсутствовала. Прослеживание одних и тех же маркирующих горизонтов, какими явились сульфидные сланцы, сопровождающие калевийский вулканализм на десятки километров (от г. Сортавалы до п. Куркиеки), свидетельствует о пологом залегании супракrustальных толщ ладожской серии. Мелкие изоклинальные складки здесь организуются в купольные структуры. Местами отчетливо видно, как мелкая изоклинальная складчатость, свойственная пластическим слюдистым сланцам и гнейсам, «гаснет» в толще хрупких пород. На пологое залегание слоев указывает также четко выраженная пологая отдельность. Отмеченный характер структур свидетельствует о том, что хотя при региональной гранитизации метаосадочных пород ладожской серии происходило разуплотнение и некоторое вздымяние, оно не привело к горообразованию потому, что не происходило интенсивного разуплотнения, так как плотность гранитизируемых метаосадочных пород ладожской серии близка к граниту, а вулканические породы основного состава устойчивы к гранитизации.

В чем же состоит специфика соотношения мантийного вулкано-плутонизма и гранитообразования в докембрии? На этот вопрос нам помогает ответить со-поставление результатов палеовулканологических исследований свекокарельских вулканогенно-осадочных образований в различных структурно-формационных зонах, какими являются Карельский и Свеко-

финский геоблоки. Региональной гранитизации, как правило, предшествует образование вулканогенно-осадочных чехлов платформенного типа, формирующихся в условиях мелководных бассейнов. Это относится к позднеархейской гранитизации на Карельском геоблоке и к свекокарельской гранитизации – на Свекофенном. Поэтому тектонический режим, связанный с региональной гранитизацией, нами классифицируется как режим платформенной (протократонной) активизации.

Главный вклад процессов гранитообразования и гранитизации в докембрийский тектонический режим – это купольное структурообразование (рис. 35). Региональный характер куполообразования типичен лишь для докембрая и связан с рассеянным мантийным флюидным потоком, приводящим к деплелированию мантии.

На территории Карелии выделяются два типа купольных структур: блоково-купольный и купольно-диапировый. К первому типу относятся классические купольные структуры Северного Приладожья Питкярантско-Сортавальской группы и ряд блоково-купольных структур Карельского геоблока, для строения которых характерно присутствие в центральной части комплекса фундамента. Формированию этого типа куполов предшествовала регионально развитая блоковая тектоника, которая тесно связана с развитием флексур (Светов, Свириденко, 1991), трансформирующихся на поздней стадии своего развития в шовные тектонические зоны, разделяющие геоблоки Карелии (Беломорский, Карельский и Ладожский). Второй тип купольных структур связан с процессами региональной гранитизации под воздействием мантийного флюидного потока в завершающую стадию тектономагматического цикла.

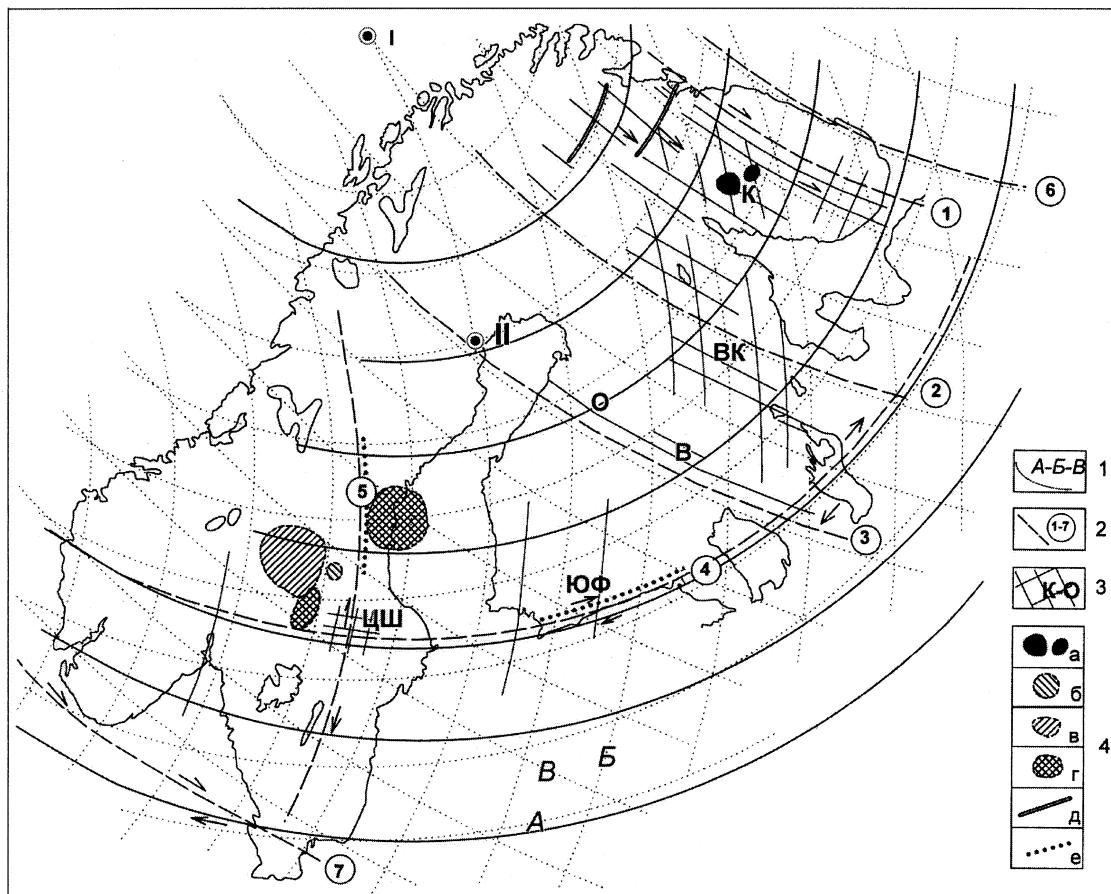
Главным энергетическим источником при гранитизации служила мантия, так же, как и при формировании вулканогенно-осадочных чехлов. Взаимосвязь кислого корового магматизма и мантийного базитового и сущность бимодальности состоит в том, что плавление коры и образование кислых коровых расплавов происходит лишь в том случае, когда мантийному магматизму сопутствует мантийный флюидный поток. Поэтому мы наблюдаем сочетание типично платформенного базитового магматизма и кислого корового (Светов и др., 1990). В интенсивно прогретой наддиапировой зоне (юго-западное Приладожье) местами наблюдается смешение магм, но известково-щелочная серия в докембре Карелии отсутствует.

Особенно отчетливо проявляется роль мантийного флюидного потока и его влияние на коровые процессы при сопоставлении свекокарельского одновозрастного вулкано-плутонизма на Карельском и Свекофенном геоблоках. На Карельском геоблоке, где флюидный мантийный поток имел место в конце позднего архея, мантия в раннем протерозое была деплелирована, и на гранитизированных позднеархейских вулканогенно-осадочных образованиях, слагающих гранито-ультраметаморфический слой, сформировался свекокарельский платформенный вулканогенно-осадочный чехол. Палеовулканологические иссле-

дований одновозрастных свекокарельских вулканогенно-осадочных образований в пределах двух сравниваемых геоблоков (Светов, 1972, 1979, 1984; Светов, Свириденко, 1992) показали, что они полностью сопоставимы и сформировались в условиях единого мелководного бассейна. Но на Свекофенном геоблоке мантийный флюидный поток и процессы гранитообразования происходили в свекокарельское время, и здесь широко развит бимодальный латерально неоднородный мантийно-коровый магматизм. В этом заключается сущность специфики первоначального формирования земной коры континентального типа, равно как и специфики тектонического режима в раннем докембре. Сам тип купольных структур при региональном гранитообразовании, когда не происходит интенсивного разуплотнения пород и горообразования, свидетельствует о том, что этот процесс протекает в стабильных (платформенных) условиях.

## 6.2. ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КАРКАС ЛИТОСФЕРЫ ФЕННОСКАНДИИ И СВЯЗЬ С НИМ АРЕАЛОВ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА

Тектонический каркас земной коры и литосферы (тектоносфера) в целом является историко-геологической категорией и в значительной степени определяет географию распространения ареалов активного вулкано-плутонизма. Его главными элементами являются не столько складчатые структуры осадочно-вулканогенных чехлов древних и молодых платформ, сколько трансструктурные разрывные дислокации в виде разноамплиудных разломов, сдвигов, надвигов, усложняющих суперструктуру кристаллического докембридского фундамента (рис. 46). Разломная тектоника является ведущим фактором проявлений блоковых движений заложения горсто-grabеновых систем, ограничений крупных элементов делимости щитов и плит в общей суперструктуре ВЕП. Многие из элементов тектонического каркаса ВЕП и ФСЩ перечислены и приведены в табл. 58, 59. Большинство из них имеет важное значение для расшифровки строения вулканических ареалов, изучения вопросов размещения магматических образований. Однако на основании проведенных исследований, лишь немногие из них могут быть признаны как элементы тектонического контроля ареалов разноглубинного магматизма, поскольку являются явно наложенным на те или иные вулкано-тектонические структуры. Рис. 47 дает представление о главных особенностях тектонического районирования ВЕП, как системы сопряженных пликативных, разломных и блоковых структур, образующих общий тектонический историко-геологический каркас. Выделенные элементы этого каркаса в палеотектоническом, палеогеографическом и палеовулканологическом отношении кратко охарактеризованы ранее (Светов, Свириденко, 1995). История формирования главных элементов ФСЩ имеет значительную библиографию, нами она рассмотрена в обобщенном виде в целом ряде работ (Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1991 и др.).



**Рис. 46.** Автоволновое геодинамическое поле напряженного состояния литосфера, реконструированное на основании тектонического каркаса ФСЩ

1 – дилатонсионные волны эффективных радиусов первичных центров возбуждений: А – Лофotenского, Б – Рокколского, В – Новоземельского. 2 – Основные геофлексурные зоны (табл. 59): 1 – Мансельско-Кейвская (Центрально-Кольская), 2 – Лапландско-Поморская, 3 – Ладожско-Ботническая, 4 – Онежско-Ладожская (А. А. Полканова), 5 – Транскандинавская, 6 – Баренцевоморская, 7 – Датско-Добруджская. 3 – Главные сдвиговые зоны: К – Кольская, ВК – Восточно-Карельская, В – Вяртсильская, ЮФ – Южно-Финляндская, О – Оулу, ЦШ – Центрально-Шведская (Кумпа). 4 – ареалы и центры вулкано-плутонизма: а – щелочные ультраосновные интрузии нефелиновых сиенитов центрального типа, б – гранит-порфириты, порфириты и граниты Даларны и Ульво, г – кольцевая структура Сильян, д – пояс гранитов Арагубского типа, е – пояса гранитов рапакиви ФСЩ

**Fig. 46.** Autowave geodynamic field of the lithosphere stressed state, reconstructed on the basis of the framework of FSS

1 – dilatonsion wave of the effective radii primary excitation centers: A – Lofoten, B – Roccaill, В – Novaya Zemlya. 2 – major geoflexural zone (table 59): 1 – Manselka-Kejvskaya (Central Kola), 2 – Laplandian-Pomorian, 3 – Ladoga-Botnian, 4 – Onega-Ladoga (A. A. Polkanov), 5 – Transscandinavian, 6 – Barents Sea, 7 – Denmark-Dobrudga. 3 – the mein shear zones: K – Kola, BK – East Karelian, В – Vyarsilya, ЮФ – Southern Finland, О – Oulu, ЦШ – Central Sweden (Kumpa). The areals and the centers of volcano-plutonisms: а – alkaline ultrabasic nepheline syenites intrusions of central type, б – granite-porphyries and granites of Dalarna and Ulvo, в – plateau-basalts of Dalarna and Ulvo, г – Siljan ring structure, д – granite belt of Uraguba type, е – rapakivi granite of FSS

В связи с неопределенностью в датировании возрастной принадлежности разрывных дислокаций, частыми явлениями активизации древних разломов, усложнениями их сдвигами, или вовлечением в горизонтальные надвиговые морфоструктуры, чрезвычайно сложным является выяснение вопросов соотношений тектоники с проявлениями вулкано-плутонизма. В таких случаях достаточно эффективными являются палеотектонические реконструкции областей синхронных проявлений осадконакопления и вулканизма. Не менее эффективно выявление структурного размещения интрузивных пород комплементарных вулкано-плутонических ассоциаций изверженных пород. Этот метод палеотектонических и палеовулканологических реконструкций позволил не только локализовать ареа-

лы вулкано-плутонизма, выстроить их общую последовательность, но и привязать к изотопной геохронологической шкале. Таким образом, была проведена периодизация свекокарельского вулкано-плутонизма ФСЩ, рассчитаны по реперным датировкам интервалы его и выявлена геодинамическая принадлежность к определенным проявлениям свекокарельских тектонических движений (Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1991, 1992, 1995, 1997). Последующие изотопные датировки актов вулканической или плутонической деятельности не противоречат, но подтверждают проведенную периодизацию.

Если бы удалось разработать методику возрастного расчленения пликативных и разрывных дислокаций, то можно было бы ожидать значительного

## ГЛАВА 6. ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КАРКАС ЛИТОСФЕРЫ ВЕП И ФСЩ

**Таблица 58.** Главные историко-геологические элементы тектонического каркаса Восточно-Европейской платформы и ее обрамления

Наименование главных элементов суперструктуры ВЕП	Элементы тектонического каркаса (морфоструктуры)
1. ВЕП и система ее структурного обрамления	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Уступ континентального склона Норвежского моря</li> <li>• Структуры континентального шельфа Баренцевоморской и Североморской плит</li> <li>• Каледонско-герцинские складчатые пояса обрамления ВЕП</li> <li>• Баренцевоморская моноклиналь</li> <li>• Шовная зона Тейссейра-Торнквиста</li> </ul>
2. ВЕП и ее суперструктура	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Щиты и плиты в ее кристаллическом фундаменте</li> <li>• Синеклизы и антеклизы в чехле ВЕП</li> <li>• Геофлексуры на границе щитов и синеклиз</li> <li>• Горсто-трабеновые системы Русской плиты</li> <li>• Авлакогены</li> <li>• Интракратонные и перикратонные прогибы</li> <li>• Экзогональные впадины (Североморская, Баренцевоморская, Северо-Каспийская, Черноморская)</li> </ul>
3. Структура Фенноскандинавского щита	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Геоблоки и их геофлексуры, трансформированные в шовные зоны</li> <li>• Блоки и их приразломные моноклинали</li> <li>• Сводовые поднятия и седиментационные прогибы</li> <li>• Горсто-трабеновые системы (Ладожская, Кандалакшская, Сатакунта, Венерн, Осло)</li> <li>• Каледонский геосинклинальный прогиб</li> <li>• Краевая радиальная флексура Полканова</li> <li>• Системы региональных и локальных сдвиговых дислокаций (см. табл. 59)</li> <li>• Системы трансструктурных наложенных складчато-разрывных дислокаций</li> <li>• Системы разрывных нарушений оперяющего типа</li> <li>• Зоны наложенной трещиноватости и региональной милонитизации</li> <li>• Системы дуговых (незамкнутых) и кольцевых (замкнутых) разломов</li> <li>• Поля наложенной трещиноватости</li> <li>• Системы разноранговых неотектонических структур пликативного и разрывного типов</li> </ul>

прогресса во всей магматической геотектонике и исторической вулканологии. Однако выделение на геологических картах вулкано-контролирующих разломов, как правило, бывает необоснованным (Светов, Свириденко, 1992).

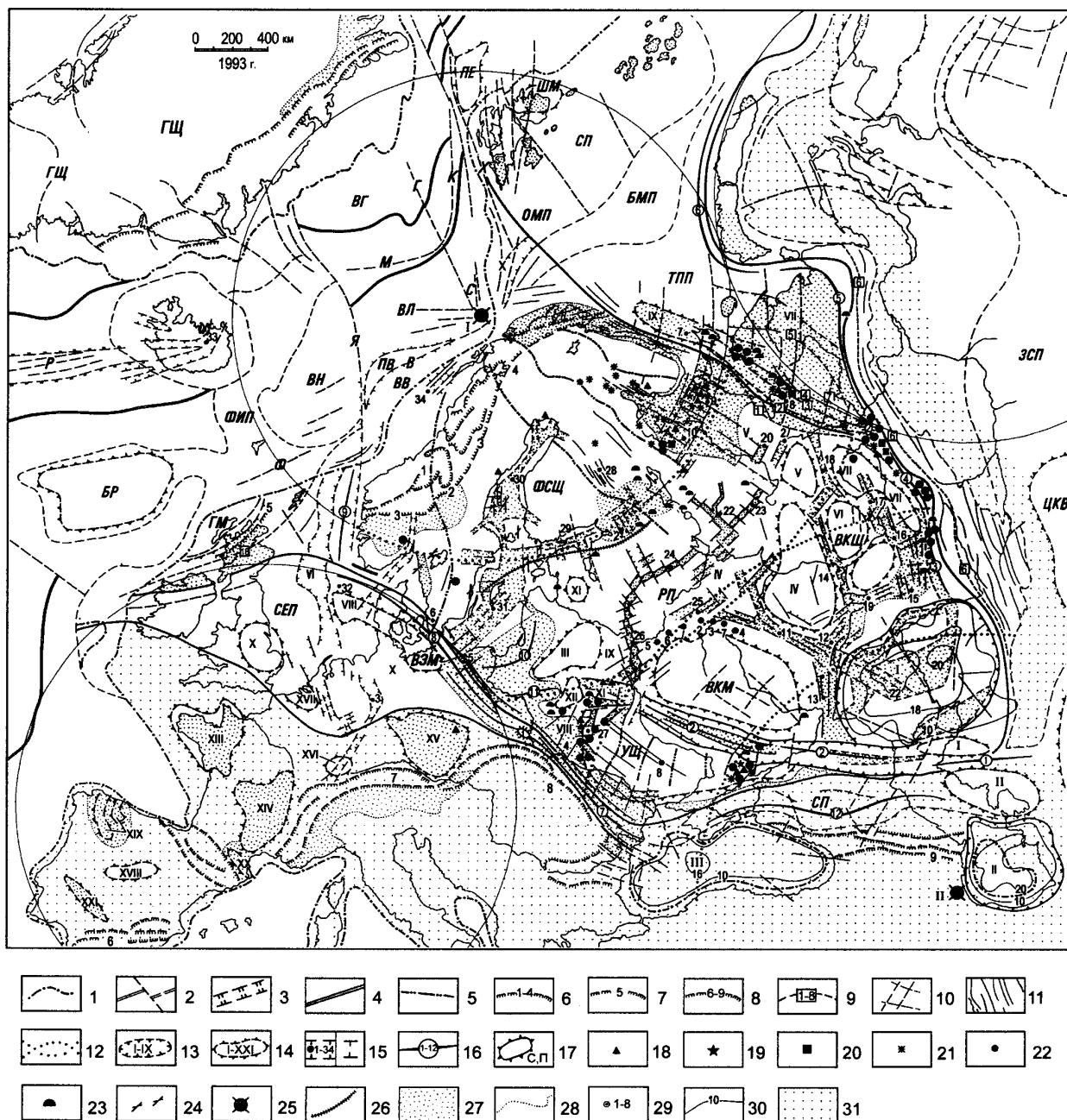
Магмоводящие и магмоконтролирующие разломы играют в тектоническом каркасе ВТС определяющую и структурообразующую роль. Значение разрывной тектоники в локализации ареалов активного вулкано-плутонизма, несомненно, велико, что доказано всем опытом изучения в отечественной и зарубежной практике глубоких сечений вулкано-плутонических образований в горнорудных районах. В областях современного и недавнего вулканизма наличие систем вулкано-контролирующих разломов доказывается комплексами геолого-геофизических исследований на Камчатке, Курильских островах, в Карпатах и на Кавказе (Эрлих, 1966, 1973; Мархинин, 1967; Масуренков, 1979; Вулканический центр., 1980; Большое трещинное., 1984; Святловский, Китайгородский, 1988).

Выделение в конкретных геологических обстановках разломов рассматриваемого ранга – задача весьма сложная и труднорешаемая. Можно было бы привести множество примеров, когда отчетливо дешифрируемые на фотоматериалах и заверенные на местности разломы рассматриваются как магмовыводящие едва ли не мантийного заложения без достаточных на то доказательств. Основанием к подобным представлениям является чаще всего линейное размещение разноглубинных интрузий, интрузивных тел малых форм или пояса даек.

Единичные докембрийские магмовыводящие или вулкано-контролирующие разломы не явны, они с большими затруднениями реставрируются, а их геометризация и трассирование на местности без специальных исследований невозможны. Это обусловлено теми обстоятельствами, что сами разломы и их системы, осуществляющие контроль за размещением вулканических и плутонических форм разноглубинного магматизма, обычно являются сложноорганизованными.

Из опыта магматической геологии известно, что протяженные и линейно выдержаные системы разломов, ограничивающие крупные морфоструктуры и имеющие ранг шовных зон трансрегионального простирания, сами по себе не являются контролирующими магматические проявления (Беломорский, Свекофенский шов, зона Карпинского и т. д.). Они обычно являются значительно оторванными во времени от главных актов вулкано-плутонизма и имеют длительную историю формирования (Светов, Свириденко, 1991).

В тех случаях, когда магматизм использует глубинные разрывные линейные структуры, плутонические породы и вулканические постройки не насыщают их по всей длине, а концентрируются в определенных условных зонах. Свидетельством этому являются питающие трещинные вулканические разломы протяженностью свыше сотен километров, которые в ареалах платобазальтового вулкано-плутонизма имеют ограниченное число стабилизованных центров извержений. В этих очаговых зонах не только локализуются корневые вулканические системы, но и питающие каналы малоглубинных интрузий и центры дайковых полей. Вероятно, такой режим стабилизированного



**Рис. 47.** Схема тектонического районирования фундамента Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления. Составлена А. П. Световым на основе «Тектонической карты Европы и смежных областей», 1975. Масштаб 1 : 10 000 000. Ред. В. Е. Хайн, Ю. Г. Леонов. М., 1979. «Международной тектонической карты Европы и смежных областей». Масштаб 1 : 2500 000. Ред. А. В. Пейве, В. Е. Хайн, М. В. Муратов. М., 1978. Объяснительной записки к ней (Тектоника Европы.., 1978), а также с использованием личных материалов и опубликованных литературных данных.

1 – границы современного континентального шельфа; 2 – границы Срединно-Атлантического хребта; 3 – современные рифтовые системы; 4 – границы Восточно-Европейской платформы и ее плит; 5 – границы геоблоков щитов. Границы каледонских надвигов и покровов: 6 – каледонид Фенноскандинавского щита: 1 – Ютун, 2 – Кварцитовых, 3 – Емтландских, 4 – Большого покрова Сёве; 7 – Гебридского массива; 5 – Льюисских; 8 – Средиземноморского альпийского складчатого пояса: 6 – Пиреней, 7 – Альп, 8 – Карпат, 9 – Кавказа; 9 – сквозькрововые наименее крупные разломы: 1 – Мезенско-Вичегодский, 2 – Западно-Тиманский, 3 – Центрально-Тиманский, 4 – Восточно-Тиманский, 5 – Припечорский, 6 – Главный Западно-Уральский, 7 – Верхневичегодский, 8 – Грейт-Глен; 10 – разломы и зоны разломов вне горсто-грабеновых систем; 11 – разломы и их системы в сочетании с горстами и грабенами; 12 – дуги больших радиальных флексур краевых ограничений водовых поднятий; 13 – границы тектонических впадин: I – Северо-Каспийская, II – Южно-Каспийская, III – Черноморская, IV – Московская синеклиза, V – Мезенская синеклиза, VI – Североморская синеклиза, VII – Печорская синеклиза, VIII – Волынский прогиб, IX – Полесский прогиб, X – Немецкий бассейн, XI – Приятский прогиб; 14 – границы тектонических поднятий: I – Кряжа Карпинского, II – Кара-Богаз-Гольского, III – Белорусско-Литовская антеклиза, IV – Токмовский свод, V – Сысольский свод, VI – Татарский свод, VII – Коми-Пермяцкий свод, VIII – Рингбейнг-Фюн, IX – Тимано-Канинский кряж, X – Средне-английское (Лондонское) плато, XI – Локновское, XII – Полесская седловина, XIII – Армориканский массив, XIV – Центрально-Французский массив, XV – Богемский (Молданубийский) массив.

## ГЛАВА 6. ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КАРКАС ЛИТОСФЕРЫ ВЕП И ФСЩ

ский) массив, XVI – Шварцвальд и Вогезы, XVII – Брабантский массив, XVIII – Центрально-Иберийское, XIX – Западной Астурии и Леона, XX – Мутуме, XXI – Осса-Морена; 15 – грабены и горсто-грабеновые системы (авлакогены): 1 – Турьего мыса, 2 – Ладожского озера, 3 – Рейнский, 4 – Рава-Русская, 5 – Колобжегская, 6 – Альнарг, 7 – полуострова Канин, 8 – Тиманского кряжа, 9 – Зимнего берега Белого моря, 10 – Онежского п-ова и Кандалакшского залива Белого моря, 11 – Пачелмский, 12 – Пугачевский, 13 – Доно-Медведицкий, 14 – Камско-Бельский, 15 – Бузулукская, 16 – Шугуровская, 17 – Куличинская, 18 – Вятский, 19 – Сергиево-Абдулинский, 20 – Северо-Двинский, 21 – Котласский, 22 – Воже-Лачская, 23 – Солигалич-Рослятинская, 24 – Средне-русский, 25 – Московский, 26 – Полесский, 27 – Волынский, 28 – глубокого сечения Янисьярвиинская, 29 – Финского залива, 30 – Ботнического залива, 31 – Балтийского моря, 32 – Северного моря, 33 – Исландии, 34 – Лофotenская; 16 – линейные интракратонные прогибы: 1 – Северо-Туркменская система прогибов, 2 – Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена (Днепровско-Донецкая геосинклиналь), 3 – Южно-Предуральский, 4 – Средне-Предуральский, 5 – Северо-Предуральский, 6 – Предновоземельский, 7 – Галицкого-Добруджинский (Галицкого-Добруджинская мио-геосинклиналь), 8 – Датско-Польский прогиб, 9 – Норвежский прогиб, 10 – Балтийская синеклиза, 11 – Подляско-Брестская впадина, 12 – Бориевксинская геосинклиналь; 17 – локальные тектонические поднятия (С – Свентокшинское, П – Полюдов кряж). Ареалы кимберлитового вулкано-плутонизма и их минералов-спутников (по Ю. Д. Смирнову, 1992): 18 – кимберлитов неалмазоносных; 19 – алмазоносных кимберлитовых трубок; 20 – щелочных ультрабазитов и базальтоидов с алмазами; 21 – щелочных ультрабазитов и базальтоидов с минералами-спутниками; 22 – дочетвертичных терригенных толщ с алмазами; 23 – дочетвертичных терригенных толщ с минералами-спутниками; 24 – кластические дайки кембрийских песчаников Юго-Западной Швеции; 25 – геометрические центры региональных сводовых поднятий: (I – Сеня-Ладожский, II – Южно-Каспийский); 26 – ордовикский глинт; 27 – позднепротерозойские осадочные и вулканогенно-осадочные ассоциации пород горсто-грабеновых систем; 28 – границы осадочного рифейско-вендинского чехла платформы вне горсто-грабеновых систем; 29 – рифейско-позднедевонские кальдерообразные депрессии (1 – Юхновская, 2 – Калужская, 3 – Алексинская, 4 – Донская, 5 – Баскаковская, 6 – Спаск-Демьянская, 7 – Болховская, 8 – Уманьская); 30 – изопахиты осадочного заполнения Северо-Каспийской и Черноморской впадин (в км); 31 – области складчатого обрамления Восточно-Европейской платформы.

Буквенные обозначения на схеме: ВГ – впадина Гренландская, ВЛ – впадина Лофотенская, ВН – впадина Воринга, ГЩ – Гренландский щит, БР – Банка Роколл, ПВ – плато Воринга, ПЕ – плато Ермака, БМП – Баренцевоморская плита (Баренция), МП – Медвежинское поднятие, СП – Свальбардская платформа, БЕА – бассейн Евразийский, ВЭМ – Восточно-Эльбский погребенный массив, ГМ – Гебридский массив – льюисский комплекс, ЗСП – Западно-Сибирская плита, ВМП – Восточно-Мугоджарское поднятие, ВКМ – Воронежский кристаллический массив, ВКЩ – Волго-Камский щит, РП – Русская плита, ТПП – Тимано-Печорская плита, СП – Скифская плита, СЕП – Средне-Европейская плита, УЦ – Украинский щит, ФСЩ – Фенноскандинавский щит, ЦКВ – Центрально-Кокчетавский выступ, ШМ – Шпицбергенский массив, ФИП – Фареро-Исландский прогор

Индексация разломов и разломных зон: В – эскарп Воринг, Г – Гренландская, К – хребта Книповича, М – хребта Мона, Р – хребта Рейкьянес, С – Сеня, Ф – Фареро-Шотландский эскарп, Х – Хорпсунк, Я – Янмайенский

**Fig. 47.** Scheme showing the tectonic zonation of the East European Platform basement and the folded margin of the Platform. Made by A. P. Svetov on the basis of «A tectonic map of Europe and adjacent regions», (1975). Scale 1 : 10 000 000. Ed. by V. E. Khain and Y. G. Leonov. Moscow, 1979, and «An international tectonic map of Europe and adjacent areas». Scale 1 : 2500 000. Ed. by A. V. Peive, V. E. Khain and M. V. Muratov. Moscow, 1978 and an Explanatory Note to it (Tectonics of Europe., 1978); personal materials and data published in the literature were also used.

1 – boundaries of modern continental shelf; 2 – boundaries of the Mid-Atlantic Ridge; 3 – modern rift systems; 4 – boundaries of the East European Platform and its plates; 5 – boundaries of shield geoblocks. Boundaries of Caledonian thrusts and covers of: 6 – Caledonides of the Fennoscandian Shield: 1 – Yutun, 2 – Quartzitic, 3 – Emtland, 4 – Syvoe Great Cover; 7 – Hebride massif: 5 – Lewis; 8 – Mediterranean Alpine fold belt: 6 – the Pyrenees, 7 – the Alps, 8 – the Carpathians, 9 – the Caucasus; 9 – largest crust-cutting faults: 1 – Mezen-Vychege, 2 – West Timan, 3 – Central Timan, 4 – East Timan, 5 – Pechora, 6 – Main West Uralian, 7 – Upper Vychege, 8 – Great Glen; 10 – faults and fault zones outside horst-graben systems; 11 – faults and systems of faults combined with horsts and grabens; 12 – arcs of large radial flexures of the marginal limits of arched uplifts; 13 – boundaries of tectonic depressions: I – North Caspian, II – South Caspian, III – Black Sea, IV – Moscow syncline, V – Mezen syncline, VI – North Sea syncline, VII – Pechora syncline, VIII – Volyn trough, IX – Polessky trough, X – Nemetsky basin, XI – Pripyat trough; 14 – boundaries of tectonic uplifts: I – Karpinsky Ridge, II – Kara-Bogaz-Gol, III – Byelorussian-Lithuanian antecline, IV – Tokmovian arch, V – Sysolian arch, VI – Tatar arch, VII – Komi-Perma arch, VIII – Ringkoebing-Fün, IX – Timan-Kaninskian ridge, X – Mid-English (London) plateau, XI – Loknovian, XII – Polessian saddle, XIII – Armorican massif, XIV – Central French massif, XV – Bohemian (Moldanubean) massif, XVI – Schwarzwold and Wagesy, XVII – Brabant massif, XVIII – Central Iberian, XIX – West Asturia and Leona, XX – Mutume, XXI – Ossa-Morena; 15 – grabens and horst-graben systems (aulacogens): of: 1 – Point Tury, 2 – Lake Ladoga, 3 – Rhein, 4 – Rava-Russian, 5 – Kolobzhegian, 6 – Alnarg, 7 – Kanin Peninsula, 8 – Timan ridge, 9 – Zimny coast of the White Sea, 10 – Onega Peninsula and the Bay of Kandalaksha, White Sea, 11 – Pachelmian, 12 – Pugachevian, 13 – Dono-Medveditsky, 14 – Kama-Belsky, 15 – Buzulukskaya, 16 – Shugurovskaya, 17 – Kulichinskaya, 18 – Vyatsky, 19 – Sergeevoo-Abdulinsky, 20 – Severo-Dvinsky, 21 – Kotlas, 22 – Vozhe-Lochskaya, 23 – Soligalich-Roslyatinskaya, 24 – Sredne-Russky, 25 – Moskovsky, 26 – Polessky, 27 – Volynsky, 28 – deep-structural Janisjärvi, 29 – Bay of Finland, 30 – Bay of Bothnia, 31 – Baltic Sea, 32 – North Sea, 33 – Iceland, 34 – Lofoten; 16 – linear intracratonic troughs: 1 – North Turkmenian trough system, 2 – Pripyat-Dnieper-Donets aulacogen (Dnieper-Donetsk geosyncline), 3 – Yuzhno-Preduralsky, 4 – Sredne-Preduralsky, 5 – Severo-Preduralsky, 6 – Prednovozemelsky, 7 – Galitsyysko-Dobrudzhinsky (Galitsyysko-Dobrudzhinskaya myogeosyncline), 8 – Datsko-Polsky trough, 9 – Norwegian trough, 10 – Baltic syncline, 11 – Podlyassko-Brestskaya depression, 12 – Borievskinskaya geosyncline, 17 – local tectonic uplifts (S – Sventokshinskoe, P – Polyudov ridge). Areas of kimberlitic volcano-plutonism and their satellite-minerals (after Y. D. Smirnov, 1992): 18 – nondiamondiferous kimberlites; 19 – diamondiferous kimberlite pipes; 20 – alkaline ultrabasic rocks and basalts with diamonds; 21 – alkaline ultrabasic rocks and basalts with satellite-minerals; 22 – pre-Quaternary terrigenous units with diamonds; 23 – pre-Quaternary terrigenous units with satellite-minerals; 24 – clastic Cambrian sandstone dykes, Southwest Sweden; 25 – geometric centres of regional arched uplifts: (I – Senya-Ladzhsky, II – South Caspian); 26 – Ordovician cline; 27 – Late Proterozoic sedimentary and volcanic-sedimentary rock associations of horst-graben systems; 28 – boundaries of the sedimentary Riphean-Vendian platform cover outside the horst-graben systems; 29 – Riphean-Late Devonian caldera-like depressions (1 – Yukhnovskaya, 2 – Kaluzhskaya, 3 – Alexinskaya, 4 – Donskaya, 5 – Baskakovskaya, 6 – Spaek-Demyanskaya, 7 – Bolokhovskaya, 8 – Umanskaya); 30 – isopachs of the sediments that fill the North Caspian and Black Sea depressions (km); 31 – folded marginal domains of the East European Platform.

Letter symbols used in the scheme: ВГ – Greenland Depression, ВЛ – Lofoten Depression, ВН – Norwegian Depression, ВВ – Waring Depression, ГЩ – Greenland Shield, БР – Roccaill Bank, ПВ – Waring Plateau, ПЕ – Yermak Plateau, БМП – Barents Sea Plate (Barentsia), МП – Medvezhin-skoye Uplift, СП – Svalbard Platform, БЕА – Eurasian Basin, ВЭМ – East Elbe Buried Massif, ГМ – Hebrides Massif - Lewis Complex, ЗСП – West Siberian Plate, ВМП – East Mugodzhary Uplift, ВКМ – Voronezh Crystalline Massif, ВКЩ – Volga-Kama Shield, РП – Russian Plate, ТПП – Timan-Pechora Plate, СП – Skifskaya Plate, СЕП – Central European Plate, УЦ – Ukrainian Shield, ФСЩ – Fennoscandian Shield, ЦКВ – Central Kokchetav Scarp, IIIМ – Spitzbergen Massif, ФИП – Faroe-Iceland Threshold.

Indices used for faults and fault zones: В – Waring scarp, Г – Greenland, К – Knipovich Ridge, М – Mon Ridge, Р – Reykjanes Ridge, С – Senya, Ф – Faroes-Shetland scarp, Х – Horpsunk, Я – Yanmayensky

единого центра вулканизма является наиболее энергетически выгодным, наименее энергоемким и структурно оптимальным.

В ареалах активного вулканизма, где обычно бывают сосредоточены полихронные интрузивные образования и вулканогенные толщи разных фаз эруптивной деятельности, практически невозможно определить систему (или системы) их глубинного питания. Хотя совмещение многоэтажных камерно-инъекционных интрузий, полей даек, а также вулканических построек весьма распространено явление, однако выстраивать магмоконтролирующие разломы без палеотектонических реконструкций практически невозможно. В то же время очевидно, что шовные тектонические зоны, как главные элементы тектонического каркаса, обычно сопровождаются системами сопряженных разломов с яркими следами сдвиговых дислокаций. К этим оперяющим разрывным структурам чаще всего оказываются приуроченными зоны мантийного и корово-мантийного вулкано-плутонизма.

Геотектонические геолого-геофизические исследования структур континентальных окраин или рифтогенных систем интракратонного заложения свидетельствуют о сопряженности магмовыводящих зон с разломами исключительно вертикального залегания и их оперяющими трещинными структурами, в то время как листрические разломы и даже столь активные сейсмофокальные зоны являются, как правило, амагматичными. В целом выясняется общее правило размещения полей, поясов магматических образований вне шовных зон. Шовные зоны лишь экранируют их, ограничивая ареалы со стороны висячего блока земной коры.

На современной стадии изученности проблемы глубинного питания надочаговых зон активного магmatизма нет ее удовлетворительного решения. Все частные решения и выводы в данном направлении лежат пока в сфере предположений, даже если они кажутся вполне очевидными.

Поскольку тектонический каркас литосферы ФСЩ является геоисторической категорией, то изучение его роли в локализации ареалов магматизма следует проводить исходя из палеотектонических и палеогеографических обстановок ареалов активных проявлений вулкано-плутонизма. С этих позиций обычно удается выявить сопряженность эруптивных центров с областями наиболее значительных градиентов тектонических знакопеременных движений, которые могут быть интерпретированы как волновые изгибы кристаллического фундамента седиментационных областей типа флексур, как зоны системы пологий свод – интракратонный прогиб, формирующуюся в условиях колебательных волновых движений. На примере свекокарельских платобазальтов в Центральной Карелии удалось выявить наследование зон ранне-средне-позднеятулийских излияний и, таким образом, установить их связь с осью региональной флексуры. Однако каждый последующий – людиковийский, ливийский и калевийский вулкано-плутонизм, как правило, не совпадал с ареалами ятулийского вулкано-плутонизма. Мы отмечаем в докембрии Карелии не

только постоянную смену географии эруптивных центров от одного вулканического цикла к другому, но и изменение ориентировок палеотектонических границ седиментационных бассейнов, платобазальтовых областей и провинций. Совершенно очевидной является палеовулканологическая автономность областей лопийского, сариолийского, свекокарельского и рифейского тектоно-магматических этапов. Важен несомненный факт значительной автономности ареалов отдельных вулкано-плутонических фаз и циклов для каждого из перечисленных тектоно-магматических этапов.

Мы обращаем внимание на полную автономию всех седиментационных бассейнов и связанных с ними ареалов вулкано-плутонизма на изученной части ФСЩ. Они могут быть интерпретированы как интракратонные прогибы. Это находит отражение в отсутствии геоисторической наследованности в формировании на щите за всю геологическую историю таких седиментационных бассейнов поверхностного и глубинного компенсирования, которые бы переходили с одного этапа в другой. Опорные стратотипические полигоны с наиболее полными мощностями супракrustальных толщ пространственно не совпадают для всей геологической истории докембра. Это есть яркое доказательство того, что геотектонические режимы являлись исключительно режимами платформенного класса, с характерными для них вертикальными волновыми колебательными движениями. Не менее важным является другой вывод палеотектонического содержания, заключающийся в том, что эти движения постоянно осуществляются в режимах, максимально близких к состоянию изостатического равновесия. Миграция палеотектонических границ седиментационных бассейнов, областей континентального выветривания, ареалов платобазальтового вулкано-плутонизма за всю рассмотренную историю докембрийского геологического развития региона, а также общая направленность необратимого поступательного развития региона от позднего архея до раннего палеозоя не фиксирует событий распада эписаамской протокоры на отдельные плиты с самостоятельным геологическим развитием в последующем. На всем щите супракrustальные толщи устойчиво коррелируются, их возрастные границы едины, как и един стиль геодинамических обстановок как эпиконтинентального осадконакопления, так и внутриплатформенного платобазальтового вулкано-плутонизма.

Задачи магматической геотектоники и исторической вулканологии в изучении ранних этапов магматической истории Земли чрезвычайно сложны и особенно актуальны в современном кризисном состоянии докембрийской геологии. Пути решения проблем связи проявлений магматизма и активизации тектонических движений литосферы требуют новых нетрадиционных подходов. В этом отношении привлечение наложенной автогеновой нелинейной геодинамики представляется наиболее перспективным.

Важным моментом в формировании новой геотектонической парадигмы могут стать представления о системном движении материи как основы новой физической теории становления и развития Земли

(Дмитриевский и др., 1993). В разработке этой новой парадигмы, без сомнения, исключительное значение приобретают концепции вариаций полей напряжений в литосфере и ее энергоструктурной эволюции в геологической истории Земли (Дмитриевский, 1997).

### 6.2.1. Шовные зоны геоблоков как трансформированные геофлексуры

Тектонический каркас ФСЩ представляет сложную систему разноранговых складчатых и разрывных дислокаций, в которой в неизвестном нам порядке размещаются центры вулкано-плутонизма, имеющие свою собственную иерархию. Было бы весьма важным выяснить принципиальные условия сопряженности этих центров магматизма с конкретными элементами тектонической рамы. Поскольку плотность вулканических и плутонических центров на единицу площади, как Карелии, так и всей территории ФСЩ низка, то решение проблемы тектонического контроля размещения эруптивных центров затруднено и не очевидно. К решению этой проблемы возможно подойти лишь путем рассмотрения частных случаев по локализации уже известных ЦЭМА в ареалах вулкано-плутонизма с привлечением достаточно многочисленных примеров по географии распределения интрузивных комплексов, крупных разноглубинных плутонических массивов и полей (поясов) даек. Сам факт наличия крупных интрузий или их групп, как и факт присутствия разнообразных по составу и морфологии ареалов дайковых ассоциаций, является свидетельством наличия магмоподводящих зон, хотя эруптивные центры их, как правило, не установлены. Различная фациальная глубинность размещения малых интрузивных форм должна быть учтена при локализации ЦЭМА как вспомогательный критерий.

Задача поиска не только самих ЦЭМА, но и особенно выявления системы их пространственной локализации затруднена отсутствием площадей, лишенных тех или иных интрузивных тел. Кроме того, огромное их число не выходит на дневную поверхность. Ранее нами уже подчеркивалось, что центры мантийного и корово-мантийного магматизма, как правило, сопровождаются ареалом разнообразных малых интрузивных тел, которые в значительной степени затушевывают общую картину размещения корневых очаговых магмоподводящих зон.

Примеры пластовых интрузий и силлов, залегающих среди складчатых осадочно-вулканогенных пород, не могут быть без дополнительных исследований идентифицированы как корневые, поскольку ареал среднего по размерам силла превышает площади в сотни до тысяч км<sup>2</sup>. Несмотря на детальное геолого-petрологическое изучение таких крупных силлов, как Койкарский, Ропучейский, Кондопожский, Валаамский и огромное число других, более мелких, их питающие каналы остаются не выявленными. Основными достоверными образованиями, интерпретируемыми как эруптивные центры, являются реконструированные вулканические постройки, трубы кимберлитов, щелочно-ультраосновные интрузии центрального

типа, массивы гранитов рапакиви и ассоциирующие с ними пластовые интрузии габбро-анортозитов, а также небольшое число интрузий основного-ультраосновного состава, для которых предполагается на основании некоторых геолого-геофизических данных наличие установленного места размещения питающего канала (Бураковская, Велимяки, Кааламо), интрузии кольцевых габбро в финской Лапландии и ряд других. Всего насчитывается более 250 центров магматизма, включая до 20 интрузий в составе каледонских покровов в осевой части Скандинавского нагорья. Таким образом, на всю Фенноскандию, имеющую площадь около 1,5 млн км<sup>2</sup>, приходится не более 300 центров вулкано-плутонизма. Их число может быть увеличено до 400 за счет предполагаемых вулканических построек в ареалах с яркими признаками изверженных пород проксимальных зон эруптивных центров. Следует признать более низкую степень палеовулканологической изученности вулкано-плутонических ассоциаций зарубежной части щита, где число выявленных эруптивных зон и вулканических построек едва достигает полутора десятков.

Таким образом, отсутствие достаточной плотности корневых питающих разноглубинных зон мантийного и корово-мантийного заложения не дает оснований к прямому выявлению их тектонического размещения. Однако решение этой важнейшей проблемы магматической геотектоники, по нашему мнению, все же может быть найдено с позиций палеотектонических и палеогеографических реконструкций.

Известным фактом, выявленным на примерах ятульского платобазальтового вулкано-плутонизма в Центральной Карелии, явилось установление эруптивных зон в осевых линиях перегибов континентальных областей и соседствующих с ними седиментационных прогибов (Светов, 1972, 1979). Кроме того, вулканические постройки и центры разноглубинного плутонизма выявлены во многих прогибах Кольского полуострова (Вулканиты раннего докембрия..., 1980; Загородный и др., 1982; Мележик, Предовский, 1982; Федотов, 1985; Эволюция земной коры..., 1987). В целях решения рассматриваемой проблемы могут быть использованы площади распространения разнофациальных изверженных пород в составах эрозионно-останцовых структур древних чехлов, которые имеют несомненные признаки наличия в них вулканических фаций проксимальных зон.

Однако особое значение в выявлении географии эруптивных центров имеют такие элементы тектонического каркаса ФСЩ, как палеогеографически реконструируемые системы сводовых поднятий, интрапратонных (или перикратонных) прогибов, а также разделяющие их геофлексуры. После того, как было показано, что современные в суперструктуре ФСЩ шовные межгеоблоковые зоны представляют собой трансформированные геофлексуры (Светов, Свириденко, 1991), их роль в изучении локализации ареалов активного вулкано-плутонизма в значительной степени возросла. С позиций вулкано-контролирующего значения приобрели особое внимание такие

### ЧАСТЬ III. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

тектонические морфоструктуры, как горсто-грабеновые системы региона, а также выделяемые в его границах структуры рифтогенного типа.

Таким образом, для решения общей проблемы локализации центров вулкано-плутонизма оказался весьма важным геоисторический анализ существующего тектонического каркаса литосферы щита.

Следует особо подчеркнуть роль пологих сводовых поднятий и пологих прогибов в заложении разделяющих их геофлексур. Палеогеографическими исследованиями цикличности докембрийского осадконакопления реконструированы границы седиментационных бассейнов и их миграции. Главный вывод состоит в том, что северо-восточная часть ФСЩ испытывала наиболее длительные эпизоды воздымания на протяжении всего докембра. Осевые линии перегибов отмечаются типоморфными фациями осадков прибрежных типов литоральных зон – конусами выноса конгломератов, грубообломочными фациями гравелитов и песчаников, полями строматолитовых биогерм, образованиями калькредитов, конкреций, а также эрозионных врезов в лавово-пирокластические образования полей платобазальтов и окисленностью лав с краснокаменным перерождением. Зоны осевого перегиба в большинстве изученных геофлексур на нижнем крыле обычно испытывали более значительные прогибания, а мощность осадочных толщ здесь резко возрастила. С этими прогибами на фронте геофлексур обычно связаны окончания временных потоков, скопления полимиктовых конгломератов, а также активный рост строматолитовых построек. Таким образом, ограничения сводов – это прежде всего линии прохождения геофлексур. К их осевым линиям обычно примыкают поля докембрийских платобазальтов, а, сле-

довательно, и их эруптивные зоны (Светов, 1979). В современной структуре ФСЩ с позиций региональной геотектоники могут быть выделены геофлексуры интракратонного и перикратонного заложения. Поскольку радиальные тектонические движения проходили в режиме возвратных глыбово-волновых и колебательных, то геофлексуры формировались в достаточно-чично длительном интервале времени, а их морфология определялась системами параллельных зон растяжения и сжатия, соответствующих границе свод-прогиб. В связи с этим современные геофлексуры обнаруживают системы продольных разломов, образующих эшелонированные по простирианию зоны. Ширина геофлексурных инвертированных прогибов – поднятий составляет первые десятки километров и достигает 60–80 км. Положение их осей и границы верхнего и нижнего крыльев реконструируются по литологопалеогеографическим и палеовулканологическим данным размещения фаций литоральной (прибрежной) зоны. Перечень геофлексур ФСЩ и время их наиболее активного развития представлены в табл. 59.

Характерной особенностью большинства геофлексур является их продольная делимость, которая впервые была отмечена А. А. Полкановым (1956). Однопорядковая делимость их заключается в чередовании в осевой части геофлексуры со стороны ее фронта систем чередующихся впадин и поднятий. Она особенно отчетливо проявлена в Лапландско-Поморской геофлексуре (Беломорский шов) и Онежско-Ладожской (Свекофенский шов). В первом случае с севера на юг выделяются поднятие Инари, Пана-Куолаярвинский прогиб, Калевальское поднятие, Ветреного Пояса прогиб и Вычегодское поднятие. В зоне краевой флексуры Полканова наблюдается размещение с запада

Таблица 59. Геофлексуры ФСЩ и его обрамления

Название геофлексур	Элементы тектонического каркаса литосферы щита	Интервалы времени активного развития
Геофлексуры внутрикратонные (интракратонные)		
1. Мансельская-Кейвская (Центрально-Кольская)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Колмозеро-Воронье шовная зона</li> <li>• Терско-Аллареченская шовная зона</li> <li>• Печенга-Варзугская шовная зона</li> </ul>	Лопий, свекокарелий, рифей, ранний палеозой
2. Лапландско-Поморская	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс</li> <li>• Беломорская шовная зона</li> <li>• Ветреного Пояса шовная зона</li> <li>• Кандалакшская горсто-грабеновая система</li> </ul>	Лопий, свекокарелий
3. Ладожско-Ботническая (Главная свекофенская)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Рахе-Ладожская (Свекофенская) шовная зона</li> <li>• Ладожско-Пашская горсто-грабеновая система</li> </ul>	Свекокарелий, рифей, венд
4. Онежско-Ладожская (краевая) А. А. Полканова	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Южное ограничение ФСЩ в структуре ВЕП</li> <li>• Ладожско-Пашская горсто-грабеновая система</li> <li>• Зимнебережная горсто-грабеновая система</li> </ul>	Свекокарелий, рифей, венд, ранний палеозой
5. Транскандинавская (Западно-Скандинавская)	<ul style="list-style-type: none"> <li>Дальсландская система шовных зон</li> <li>• Протоджин зона</li> <li>• Милонитовая зона</li> <li>• Гёта-Эльв зона</li> <li>• Грабены Осло и Веттерн</li> </ul>	Рифей, венд, палеозой
Геофлексуры перикратонные		
6. Баренцевоморская (А. П. Карпинского)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Кольско-Канинская моноклиналь</li> <li>• Тимано-Варангерский краевой шов</li> <li>• Тролльфьорд-комагельв разлом</li> </ul>	Рифей, венд, ранний палеозой
7. Датско-Добруджская (Черноморско-Балтийская)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Торнквиста-Тейссейра шовная зона</li> <li>• Горсто-грабеновая система южной Скандинавии</li> <li>• Горсто-грабеновая система Викинг</li> </ul>	Рифей, венд, палеозой

на восток Выборгского поднятия, Ладожского прогиба, Онежско-Ладожского поднятия, Онежского прогиба, Онежско-Беломорского поднятия и Куйского прогиба (рис. 46). История формирования выделенных геофлексур свидетельствует о связи с ними ареалов разновременных проявлений магматизма. Время начала их развития относится, вероятно, к раннему лопию, а окончание – к среднему палеозою (Светов, Свириденко, 1991).

Мансельская-Кейвская геофлексура контролировала активное проявление лопийского и свекокарельского вулкано-плутонизма. Лапландско-Поморская и Онежско-Ладожская геофлексуры активно развивались в позднем лопии и раннем свекокарелии, однако, максимума достигли к среднему свекокарелию. В ходе позднего свекокареля тектоно-магматическая активность в них резко снизилась и вновь возросла в раннем рифее в эпоху становления интрузий гранитов рапакиви (Светов, Свириденко, 1991, 1992, 1995).

Можно отметить одну важную особенность геофлексур и сопряженных с ними морфоструктур, которая заключается в том, что ареалы активного магматизма локализованы обычно на их опущенных крыльях, испытывающих чаще всего горизонтальное и вертикальное растяжение. Вероятно, эта особенность характерна и для всех других геофлексур. В частности, Транскандинавский вулкано-плутонический пояс Смоланд-Вермланд является соосным с прогибом на фронте Западно-Скандинавской геофлексуры.

Сложнопостроенная Мансельская-Кейвская геофлексура, трассирующая Мурманский тектонический шов, также обнаруживает продольную делимость. В ее морфоструктуре выделяются Печенгско-Паевикский прогиб, Мурманское поднятие и Кейвский прогиб, а также система соосных продольных структур типа глубинно-компенсированных прогибов Печенгско-Имандра-Варзугского и Колмозеро-Вороньинского с разделяющим их Терско-Алларченским поднятием. Каждая из них обладала не только высокой тектонической подвижностью, но и полихронными проявлениями активного вулкано-плутонизма начиная с лопия и кончая ранним палеозоем.

Что касается Баренцевоморской и Датско-Добруджской геофлексур перикратонного размещения, то они формировались начиная с позднего рифея, ограничивали ФСЩ как активно растущий свод, и на их опущенных крыльях осуществлялся в докембрии режим лавинной седimentации в эпиконтинентальных бассейнах устойчивого и очень активного прогибания, в пределах которых магматизм всегда отличается слабой активностью.

Следует подчеркнуть тесную тектоническую сопряженность со всеми перечисленными геофлексурами большинства из выделяемых ареалов и центров активного вулкано-плутонизма, отвечающих мантийному и коромантиному питанию.

### **6.2.2. Тектонический каркас ФСЩ, ареалы активного вулкано-плутонизма и ЦЭМА**

Рассмотренная система геофлексур в суперструктуре ФСЩ, бесспорно, является основой геоисториче-

ского тектонического каркаса ФСЩ. Прежде всего они не только влияют на делимость литосферы, но и оказывают ведущую роль в формировании общей системы складчатых структур в пределах всех выделяемых геоблоков. Такое согласованное развитие разрывных и складчатых морфоструктур, формировавшихся в интервале практически всего докембра в режиме тесного кооперативного взаимодействия, приводит к выводу о их сопряженном саморегулируемом развитии.

Отметим тот факт, что Центрально-Кольская, Лапландско-Поморская и Ладожско-Ботническая геофлексуры являются дугами больших радиусов с общим геометрическим центром. Они отстоят на равном расстоянии в 300 км и своим влиянием охватывают всю Северо-восточную часть ФСЩ, вплоть до его геометрического центра в Ботническом заливе. Отмеченная выше делимость (фрактальность) этих геофлексур определяет границы и морфологию складчатых структур, размещающихся между их осевыми линиями. При этом обнаруживается близкий и равный примерно 50 км шаг размерности сформированных пликативных структур. Их морфология, тектонические ограничения и пространственное размещение в межфлексурном поле дают основание предполагать, что параллельно осевым линиям главных геофлексур существуют с шагом 50 км дополнительные линии. Таким образом, практически во всей Северо-восточной части щита геологическое пространство заполнено складчато-разрывными морфоструктурами, образующими общий мозаично-блочный узор. С осевыми дуговыми линиями второго порядка здесь совмещается большинство известных и геологически значимых тектонических элементов, таких, как горсто-грабеновые системы, крупные разломные зоны, реликты осадочно-вулканогенных чехлов в виде эрозионно-тектонических останцовых структур, а также наиболее важные брахиформные и приразломные линейные однокрылые структуры, перегибы ундулирующих складок и т. д. Большинство морфоструктур содержит разнообразные тела изверженных пород. В ряде случаев среди них выделяются интрузии центрального типа, а также места расположения предполагаемых вулканических построек.

Краевая геофлексура А. А. Полканова, ограничивающая с юга ФСЩ, имеет несколько структурных линий, которые нами ранее относились к числу геофлексурных линий второго порядка и назывались внутренними геофлексурами (Светов, 1975, 1979). Их значимость столь велика, что они практически осуществляют контроль структурообразования в пределах всего ФСЩ, его обрамления, включая континентальный шельф (Светов, Свириденко, 1995).

Влияние этих геофлексур первого и второго порядка прослеживается от Скании (Южная Швеция) через все ее провинции вплоть до Лофотенских островов, а также по всей территории Норвегии и Финляндии. С межгеофлексурными пространствами связаны все наиболее крупные седиментационные бассейны Телемарк, Даларна, Дальсланд (Омоль), сланцевые пояса Грютхюттан, Фалун, Лудвика, а также седиментационные

бассейны Центрального Нормланда и Норботтена с присущими им ареалами свекокарельского и свекофенского активного вулкано-плутонизма – Кируна, Виттанги, Каликс, Шеллефтео и многих других (Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1995). В Финляндии в систему межгеофлексурных линий «вписывают-ся» сланцевые пояса Уусимы, Тампере, Оулуярви, Оутокумпу, Кииминки, а также Финской Лапландии – Куусамо, Рованиеми, Соданкуля и территории Колари-Киттем, а также ряд более мелких брахиформных структур. В пределах финских сланцевых поясов известны ареалы весьма активного вулкано-плутонизма, хотя их масштабы еще не оценены.

И, наконец, важное значение, как это было установлено в последние годы, имела система геофлексур первого и второго порядков, связанная с Трансскандинавской сутурой (Светов, Свириденко, 1991). Истинную роль этой системы дуговых, сопряженных разломно-складчатых линейных структур еще предстоит выяснить, однако ясно, что с нею отчетливо коррелируются такие тектонические элементы структурного каркаса ФСЩ, как грабен Осло и его ЮЗ продолжение в виде системы горсто-грабеновых структур, наложенных на Нижнерейнский свод. На главной оси Западно-Скандинавской геофлексуры размещаются дальсландские системы шовных зон, а также Трансскандинавский пояс гранитов Смоланд-Вермланд и ряд других эруптивных зон основного, ультраосновного и гранитоидного составов. Влияние этой системы геофлексур ощущается на всей территории ФСЩ, включая территорию Кольского полуострова и полуострова Канин. Необходимо подчеркнуть, что для всех геофлексурных зон ФСЩ палеогеографическими и палеовулканологическими реконструкциями проведена идентификация границ седиментационных бассейнов, миграций береговых линий, а также обосновано ограничение платобазальтовых ареалов. Палеогеографические и палеовулканологические карты по 22 возрастным срезам докембрийских осадочно-вулканогенных чехлов приведены в обобщающих монографиях (Светов, 1972, 1979; Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1991, 1992, 1995).

Базальтовые плато и лавово-вулканокластические поля эруптивных зон обычно примыкают к геофлексурам. По палеогеографическим и палеовулканологическим данным их ареалы, как правило, перекрывают зоны пологих флексур, как в настоящее время платобазальты и андезито-базальты Исландии перекрывают рифтовую зону острова, расположенную по оси САХ. Современные останцевые палеоплато докембрийских базальтов – только фрагменты первичных ареалов и провинций, сохранившихся в депрессии при структурообразовании, а на поднятиях они практически полностью эродированы. Пример Сегозерской и Медвежьегорской вулканических зон среднего ятулия в этом отношении не столько ярок, сколько типичен для свекокарелии. Это является свидетельством того, что начальные стадии платобазальтового вулкано-плутонизма, сопряженные с начальными стадиями тектонических глыбово-волновых движений, имели изначально ареальный режим эруптивной деятельности и ох-

ватывали всю зону геофлексуры, выходя далеко за ее пределы. Последующее усиление амплитуд вертикальных движений соизмеримо с наращиванием интенсивности платобазальтовых излияний. После завершения структурно-тектонических перестроек и с наступлением гомеостатического равновесия денудационно-эрзационные процессы привели к значительному видоизменению структурных ансамблей, их разноглубинному вскрытию, захоронению или уничтожению, в значительной степени преобразовав первичный морфоструктурный узор.

Важным элементом тектонического каркаса в дальнейшем должны стать глубинные системы магмовыводящих разломов, осуществлявших контроль размещения ареалов активного вулкано-плутонизма и их корневых питающих систем. Мы обращали уже внимание на эту проблему. Предполагается, что истинные вулкано-контролирующие разломы лопийского, свекокарельского и частично рифейского тектономагматических этапов залечены в ходе региональной гранитизации. Отсутствие методик полевой идентификации таких разрывных нарушений отодвигает задачу их выделения. Можно, разумеется, предполагать, что цепочки интрузивных тел могут служить их трассерами. Однако известно, что в динамически активных разрывных системах проявления разноглубинного вулкано-плутонизма чрезвычайно редки. Они имеют обыкновение концентрироваться в соудивовых опирающихся разломах. Имея в виду эту общую закономерность, мы обратили внимание на яркие примеры широкого развития в регионе разномасштабных сдвиговых дислокаций с явлениями кручения в отдельных блоках. Внешним признаком таких зон являются структуры кольцевого, концентрического, радиально-концентрического строения с признаками соосного вращения (табл. 60).

Сдвиговые зоны (shear zone) являются весьма важным элементом разномасштабных структур тектонического каркаса ФСЩ замкнутого (кольцевого) или полузамкнутого типов с яркими признаками вращательных движений (вихревых, спиралевидных). Эти морфоструктуры следует рассматривать как самостоятельный класс тектонических структур, остающихся практически не изученными. Одной из главных особенностей их узоров является S-образная форма деформаций в зонах соосных вращательных движений. Поэтому они чаще всего размещаются в зонах главных осей региональных геофлексур на участках их фрактальной делимости. Сдвиговые зоны, перечисленные в табл. 60, относятся исключительно к этому типу. Главной их особенностью являются характерные ромбовидные структуры с яркими соудивовыми деформациями хрупко-пластического типа на их углах. Подобные структуры отмечаются на Кольском полуострове в районе щелочно-ультраосновных Хибинской и Ловозерской интрузий центрального типа, в Карелии в границах Лехтинской структуры, выполненной платобазальтовыми сериями сариоля, ятулия и людиковия, а также контрастными сериями коматит-базальт-риодицитового состава с ареалом экструдтивно-купольных образований кварцевых порфиров.

## ГЛАВА 6. ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КАРКАС ЛИТОСФЕРЫ ВЕП И ФСЩ

*Таблица 60. Сдвиговые зоны ФСЩ и их главные особенности*

Наименование зон и их местоположение	Главные особенности, литературный источник
1. Центрально-Кольская (Мончегорск – Умбозеро – Ловозеро)	Зона соединенных ромбовидных структур, усложненных S-образными структурами с признаками левостороннего вращения. Общая протяженность до 300 км, ширина до 100 км. Геологическая карта Мурманской области. Составлена Л. Н. Потрубович. Ред. Л. Я. Харитонов. 1958 г. Масштаб 1: 1 000 000
2. Лехтинская (Кепа – Панозеро – Лехта)	Зона соединенных ромбовидных структур длиной 350 км и шириной 100 км, разделена продольными линиями на два-три ряда соединенных зон (Светов, Свириденко, 1991, 1996). Геологическая карта Карельской АССР. Составитель В. А. Перевозчикова. Редактор К. О. Кратц. 1959 г. Масштаб 1: 1 000 000
3. Центрально-Финляндская (Оулуярви – Пуолунка)	Сдвиговая зона с S-образным левосторонним вращением, осложненная сдвигами вдоль осевой линии с амплитудами по горизонтали на видимое расстояние до 60 км. Общая длина зоны сдвиговых деформаций до 300 км. R – около 90–100 км. Bedrock Map of Finland. Geological Survey of Finland. Espoo, Finland, 1997. 1: 1 000 000 Editors: K. Korsman et al.
4. Южно-Финляндская (Турку – Сомера – Лахти)	Зона соединенных ромбовидных структур, общая длина до 300 км, ширина до 100 км, разделена продольными линиями на три ряда вязких сдвигов (Tuominen, 1965; Ehlers et al., 1993). Bedrock Map of Finland. Espoo, 1997. 1: 1 000 000. Editors: K. Korsman et al.
5. Центрально-Шведская (Гевле – Кумпа – Норрчёпинг)	Зона соединенных вращательных деформаций с максимальным R = 150–175 км и минимальным R = 50–60 км (Karta over Sveriges Berggrund. SGU, Stockholm, 1958, 1: 1 000 000). Международная тектоническая карта Европы и смежных областей. М., Наука, 1978, масштаб 1: 2 500 000
6. Северо-Шведская (Карасьёк–Витанги)	Зона соединенных вращательных деформаций с максимальным R = 175 и с минимальным R ≈ 50 км. Материалы SGU, NGU разных лет (Светов, Свириденко, 1995)
7. Северо-Норвежская (п-ва Варангер)	Зона сдвиговых хрупких и хрупко-пластичных деформаций шириной около 75 км с системами разноранговых ромбовидных структур с признаками левостороннего вращения. Материалы SGU разных лет (Светов, Свириденко, 1995)

Весьма известной, пока еще слабо изученной, является Южно-Финляндская зона ромбовидных структур Туоминена, а также сопряженная с ней сдвиговая структура района прогиба Тампере. В Швеции наиболее выразительной является Главная центрально-шведская сдвиговая зона в обрамлении сводового поднятия Бергслагена.

Однако наиболее крупной сдвиговой структурой левостороннего вращения является Оулуярванская. Она сопряжена с одной из наиболее крупных на ФСЩ кольцевых структур с центром в районе оз. Нюк. В геологической литературе известна под названием Калевальской кольцевой структуры. Большая часть ее расположена на территории Карелии, хотя наиболее яркие элементы ее соединенных дислокаций откартированы на территории Финляндии (Bedrock Map., 1997). Главной геологической ее особенностью является размещение в пространстве между Лапландско-Поморской и Ладожско-Ботнической геофлексурами, т. е. в пределах поперечных границ Карельского геоблока ФСЩ. Поэтому ее размеры в диаметре составляют около 300 км, и она может рассматриваться как уникальная структура в своем классе. Однако следует подчеркнуть, что класс кольцевых структур с радиусом до 750 км – явление обычное. Между тем ни одно из них не сопровождается столь значительными и вертикальными, и горизонтальными смещениями в ходе вращательных левосторонних движений. С ее краевыми ограничениями сопряжены такие известные образования ливвия, как пикрито-базальтовые ареалы Пана-Куолаярванская структура, изверженные породы комплекса Йормуа, эruptивные зоны Оутокумпу, а также известная в Карелии Лехтинская вулкано-тектоническая структура. Значимость структур подобного типа в магматической геологии и региональной металлогении трудно переоценить. Очевидна их исключительная роль в формировании не только тектони-

ского каркаса ФСЩ, но и в расшифровке его общей энергоструктуры на этапах докембрийской геологической истории региона. Многие вопросы кинематики этих структур, их геодинамической принадлежности нами будут рассмотрены в разделах восьмой главы.

Важную роль в тектоническом каркасе ФСЩ имеют структуры кольцевого типа, иначе иногда называемые как кольцевые вулкано-тектонические структуры (КВТС). Они немногочисленны, однако их типоморфная роль очевидна в распознании подобных среди других структурных ансамблей, или в условиях их глубокого эрозионного среза. Отмечаем сожалением, что и этот класс структур с их очевидной металлогенической значимостью совершенно не изучен. Современная интерпретация их как седиментационные прогибы, мульды и, наконец, как грабенообразные структуры, не верна ни по содержанию, ни по форме.

Наиболее типичной и уникальной в этом отношении является Онежская КВТС. Во-первых, она имеет идеальную кольцевую форму, полихронное вулкано-плутоническое наполнение, сопровождается элементами радиально-кольцевого (концентрического?) строения, отчетливо выделяется в геофизических потенциальных полях, практически не эродирована. В ее морфоструктуре выявлены многие важные геокинематические особенности, выдигающие ее в разряд феноменологических природных образований, позволяющий ее рассматривать как структурный тектонотип. Кольцевые структуры слишком многочисленны в суперструктуре ФСЩ и их еще предстоит распознать и изучить. Большинство из кольцевых, радиально-кольцевых, концентрических, спиралевидных или вихревых структур отчетливо вписывается в тектонический каркас региона, обнаруживая их очаговую геодинамическую природу. Они достаточно уверенно могут быть распознаны на фотоматериалах дистанционных фоторадарных съемок, дешифрированы на крупно-

### ЧАСТЬ III. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

масштабных топографических картах, выделены на геологических картах по целому ряду категорий (классов) признаков (табл. 61). Нами эти признаки были систематизированы и применены в ходе тематических исследований в регионе и при интерпретации геологических материалов по зарубежной части ФСШ.

Важную часть тектонического каркаса региона составляют зоны взаимодействия различных структурных элементов, точки ветвления (бифуркации), а также узлы пересечения пликативных и разрывных структур. Однако структурные узлы, как и сдвиговые зоны, остаются практически не изученными. Их роль в

локализации вулканических и плутонических очаговых зон считается, тем не менее, общепризнанной. К сожалению, нам известны лишь очевидные, немногочисленные примеры этих ситуаций, хотя задачи проведенных исследований предполагают их идентификацию в значительном числе случаев. Решение этой проблемы в целом зависит исключительно от прямых полевых наблюдений и специальных исследований.

Еще более сложным в методическом и особенно в аналитическом отношении является анализ согласованных (когерентных) структур. Диссипативная основа их формирования очевидна и легко расшифровывается в полевых условиях. Мы в этом могли убедиться,

*Таблица 61. Категории (классы) признаков и признаки выделения систем кольцевых и радиально-концентрических структур*

Классы признаков	Категории признаков замкнутых структур
1	2
Историко-геологический	1 – Палеогеографическое районирование седиментационных бассейнов; 2 – палеовулканологическое районирование ареалов вулкано-плутонизма; 3 – палеотектоническое районирование и степень эрозионного среза щита; 4 – элементы палеотектонического каркаса литосферы Фенноскандии и их реконструкция
Геофизический	1 – Аномальное гравитационное поле; 2 – аномальное магнитное поле; 3 – региональное тепловое поле; 4 – сейсмическое районирование, профилирование, сейсмическая томография; 5 – электропроводность литосферы; 6 – латеральная и вертикальная неоднородность литосферы; 7 – электропроводимость нижней коры и зоны перехода кmantии; 8 – общая мощность земной коры Фенноскандии и ее латеральные вариации; 9 – формы поверхности Конрада и Мохо; 10 – форма поверхности основания высокоскоростного слоя в коре; 11 – горизонтальное растяжение земной коры Финляндии; 12 – эпицентры землетрясений и данные сейсмического районирования; 13 – узоры горных напряжений в литосфере Фенноскандии
Тектонический	1 – Современный тектонический каркас, неотектонические дислокации и структуры; 2 – сдвиговые дислокации; 3 – горсто-грабеновые системы; 4 – тектоническое ограничение щита и Восточно-Европейской платформы; 5 – системы региональных геофлексур, шовные зоны геоблоков; 6 – астроблемы; 7 – региональная наложенная трещиноватость и узлы ее пересечений; 8 – трещины первичной отдельности кристаллических пород
Магматической геологии и магматической геотектоники	1 – Мантийный и корово-мантийный диапирism; 2 – ареалы совмещенного бимодального вулкано-плутонизма; 3 – дайковые и дайково-силловые ареалы поля и пояса; 4 – вулканические постройки и их группы; 5 – массивы гранитов рапакиви и сопутствующие им породы; 6 – щелочно-ультраосновные интрузии центрального типа; 7 – ареалы разноглубинного основного и гранитного плутонизма; 8 – ареалы кимберлитового магматизма; 9 – базальтовые и риодазитовые плато; 10 – ареалы и объекты криптовулканизма (туффиты, агматиты); 11 – вулканические и вулкано-плутонические надочаговые структуры; 12 – кальдеры и структуры проседания; 13 – магмоподводящие и вулкано-контролирующие разломы; 14 – магматические камеры и магматические очаги; 15 – системы жильных гидротермальных образований
Общегеологический	1 – Гнейевые и гранитогнейевые купольные структуры; 2 – ареалы гранулитового метаморфизма термальных куполов; 3 – пропилиты, поля и зоны гидротермального метаморфизма; 4 – региональное гляциоизостатическое воздымание Фенноскандии
Физико-географический (геоморфологический)	1 – Формы линий берегов морей и озер; 2 – элементы тектонического каркаса складчатых поясов обрамления ФСШ; 3 – формы речной сети и линий водоразделов; 4 – радиальные и концентрические элементы неотектонического рельефа; 5 – морфоструктура и морфоскульптура земной поверхности; 6 – морфоструктура и морфоскульптура дна морей и озер

изучая сложноорганизованные ансамбли структур областей объемной гранитизации и ультратрансформации. При этом оказался неожиданным факт согласованности всего ансамбля структурных форм Северного Приладожья и ряда районов Восточной и Западной Карелии как в полях интенсивной ультратрансформационной переработки, так и вне их. Все изученные ансамбли структур оказались диссипативными, взаимосвязанными. В этом мы видим не последовательность разорванных во времени событий, а их синхронность.

Ранее, на уровне структуры первого порядка, какой является ВЕП, нами было показано симметрично-мозаичное строение ее тектонического каркаса. При этом его разноранговые элементы являются адаптивной средой локализации разноглубинных магматических тел. Несомнена роль этого каркаса в формировании ограничений вулкано-плутонических ареалов, особенно в размещении корневых магматических систем.

Выявленные элементы симметрии тектонического каркаса ВЕП и ФСЩ, а также их складчатого обрамления морфоструктур континентального шельфа, включая строение Западного сектора Арктики, настолько поразительны, что едва ли могут быть случайны (рис. 47). Дальний порядок и ранговость главных линейных ограничений, а также узоры глубинных структур образуют гармоничные взаимосвязанные ансамбли с равнопорядковыми размерностями, в связи с чем они воспринимаются как самоорганизованные и кооперативные элементы единой литосферной суперструктуры. Это дает нам основание рассматривать формирование тектонического каркаса не в строгой последовательности тектономагматических событий, а как проявление сопряженных во времени и пространстве событий разнорангового структурообразования. Разноглубинные проявления магматизма гармонично вписываются в историко-геологическую канву. Поэтому дихотомическое деление морфоструктурных элементов по принципу поднятие-погружение, синеклиза-антеклиза, зона сжатия-зона растяжения, горст-грабен, грабен-рифт и т. д. не следует рассматривать как два события, поскольку они являются отражением единого процесса структурной организации при взаимодействии, самоструктурировании и саморазвитии.

Новые подходы для решения старых геологических задач в ходе региональных исследований докембрия были продиктованы не привлечением их к «тестированию» изучаемых объектов и как бы наложением «сверху» на имеющуюся фактическую базу, но они возникали в недрах геономических реконструкций, и, следовательно, вытекали из тех противоречий, в которые вступали полученные нами данные с существующими каноническими способами их объяснения. Выход из этих противоречий касался не решения вопросов «где», «что» и «когда», а объяснения причин и следствий происходивших событий и явлений, и выводил на путь пересмотра традиционных концепций и поиска новых решений на основе совершенствования и расширения методов полевых исследований и аналитических обобщений.

## КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Докембрийский разновозрастный платобазальтовый вулкано-плутонизм Фенноскандии тесно связан с циклическим осадконакоплением. Глубина Северо-Карельского седиментационного бассейна 2 100 млн лет назад составляла 200–210 м. Глубины подводных извержений больше указанных не выявлены. Глубина бассейна для суйсарской древневулканической области составляла 80–100 м. В результате колебательных глыбово-волновых движений седиментационные бассейны смешались и границы их выходили за пределы ФСЩ. Платобазальтовый вулкано-плутонизм проявлялся в условиях инверсии конседиментационного прогибания ложа бассейна, а следовательно, в условиях декомпрессии коры и ее некотором разуплотнении, что способствовало повышению проницаемости. Плавление верхней мантии происходило в результате спада давления, а не температурного разогрева, что объясняет большие объемы выплавляющихся базальтов и их низкую эксплозивность. Сочетание высокой проницаемости коры и больших объемов расплава способствовало транзитному поступлению толеитовых базальтов на поверхность и формированию обширных плато. Сформированные разновозрастные супракрустальные толщи устойчиво коррелируются на всем щите. Их возрастные границы едины, как и един стиль геодинамических обстановок (эпиконтинентального осадконакопления и внутриплатформенного платобазальтового вулкано-плутонизма).

2. Геотектонические режимы докембра ФСЩ были исключительно режимами платформенного класса с характерными волновыми колебательными движениями, которые осуществлялись в режимах, максимально близких к состоянию изостатического равновесия.

3. Тектонический каркас ФСЩ сформировался в интервале докембра в результате согласованного развития различного типа морфоструктур. Его основой является система геофлексур, трансформировавшихся в шовные зоны, которые обычно сопровождаются системами сопряженных разломов со следами сдвиговых дислокаций и проявлениями мантийного и корово-мантийного вулкано-плутонизма. В докембре отсутствуют столь типичные для фанерозоя магмоконтролирующие глубинные разломы. Элементы тектонического каркаса обычно являются наложенными на те или иные вулкано-тектонические структуры. Важную часть тектонического каркаса составляют узлы пересечения пликативных и разрывных структур, кольцевые структуры. Формирование тектонического каркаса рассматривается не как строгая последовательность тектономагматических событий, а как проявление сопряженных во времени и пространстве событий разнорангового структурообразования. Ярким примером когерентности являются купольные ансамбли структур областей региональной гранитизации.

## BRIEF CONCLUSIONS

1. Precambrian different-aged plateau-basaltic volcano-plutonism in Fennoscandia is closely related to cyclic sedimentation. The depth of the North Karelian

depositional basin 2100 Ma ago was 200–210 m. Greater depths of submarine eruptions have not been revealed. The basin for the old Suisari volcanic domain was 80–100 m deep. As a result of oscillatory blocky-undulatory movements, depositional basins were displaced and their boundaries extended outside the Fennoscandian Shield (FSS). Plateau-basaltic volcano-plutonism occurred under syndepositional basin floor sagging inversion conditions and, consequently, under crustal decompression and slight decompression conditions, which contributed to permeability. Melting of the upper mantle resulted from a drop in pressure, rather than a rise in temperature; this explains large volumes of molten basalts and their low explosiveness. High crustal permeability combined with large volumes of melt contributed to the transport of tholeiitic basalts onto the surface and the formation of extensive plateaus. The different-aged supracrustal units thus formed are steadily correlated throughout the shield. They have common age boundaries and a common style of geodynamic settings (epicontinental sedimentation and intraplatform plateau-basaltic volcano-plutonism).

2. Precambrian geotectonic regimes in FSS were solely platform-class regimes with characteristic undulatory movements in regimes closest to an isostatic equilibrium state.

3. The tectonic framework of FSS arose in Precambrian time from the concordant evolution of various types of morphostructures. It is based on a system of geoflexures transformed to suture zones accompanied typically by conjugate fault systems with traces of shear dislocations and mantle and crustal-mantle volcano-plutonic events. In Precambrian units, there are no magma-controlling deep faults typical of Phanerozoic units. Tectonic framework elements are commonly superposed on volcano-tectonic structures. Zones of intersection of plicative and rupture structures, as well as ring structures, form an important part of the tectonic framework. The formation of the tectonic framework is interpreted as structure-forming events related in time and space but differing in order of magnitude, rather than a strict sequence of tectono-magmatic events. A convincing example of coherence is domal ensembles of structures in regional granitization domains.

## ГЛАВА 7

### ГЛУБИНОЕ СТРОЕНИЕ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В решении большинства проблем палеовулканологического районирования областей и провинций докембрийского магматизма исключительную значимость могут иметь комплексные геолого-геофизические исследования. Состояние методической основы и технической оснащенности современной геофизики таково, что она способна внести существенный вклад в изучение одной из главных проблем магматической геотектоники – структурирование литосфера. Наиболее важной является задача дистанционного изучения эруптивных центров разновозрастных проявлений докембрийского вулкано-плутонизма и сопутствующих им рудно-магматических систем. Опыт изучения разведочной геофизикой целого класса рудных месторождений, локализованных в зонах жерловых фаций вулканических построек, а также в разноглубинных плутонах во многих регионах нашей страны в том числе и в Карело-Кольском является достаточно убедительным доводом в эффективности комплексных геолого-геофизических исследований в решении проблем региональной металлогении.

Мы не ставим целью настоящего обзора оценку эффективности тех или иных геофизических методов в изучении глубинного строения региона. Наша задача заключается в формулировании главных проблем комплексных геолого-геофизических исследований: проблемы сопряженности центров разноглубинного магматизма с элементами тектонического каркаса региона и обоснования конкретных объектов первоочередных исследований.

В настоящее время отсутствуют примеры специализированного изучения вулканических построек или комплексного анализа вулкано-тектонических структур. В связи с этим отсутствует какая-либо основа для разработки глубинных моделей корневых питающих систем ареалов активного вулкано-плутонизма. Существующие представления по типизации ареалов и геодинамических обстановок их становления представляются не обоснованными и палеовулканологически не тестированными. В данной ситуации успешное решение главной задачи современной магматической геологии, магматической геотектоники и региональной палеовулканологии возможно лишь в условиях совместных комплексных геолого-геофизических исследований.

#### 7.1. ЗЕМНАЯ КОРА ФСЩ, ЕЕ ЛАТЕРАЛЬНАЯ И ВЕРТИКАЛЬНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Существующие представления о строении земной коры ФСЩ, нашедшие отражение в картографическом выражении ее общей мощности, в скоростных характеристиках, гравитационной, магнитной, тепловой и геоэлектрической анизотропии и петрофизических характеристиках, предоставляют возможность перейти к решению обратной геофизической задачи – овеществлению разрезов земной коры по глубинности, выяснению тектонической истории и соотношений эндогенных и экзогенных процессов при ее формировании.

Эта фундаментальная проблема региональной геофизики не может быть решена без привлечения исследований геономического содержания. Важную роль в изучении конкретных задач в этом направлении имеет магматическая геология, в том числе и палеовулканология.

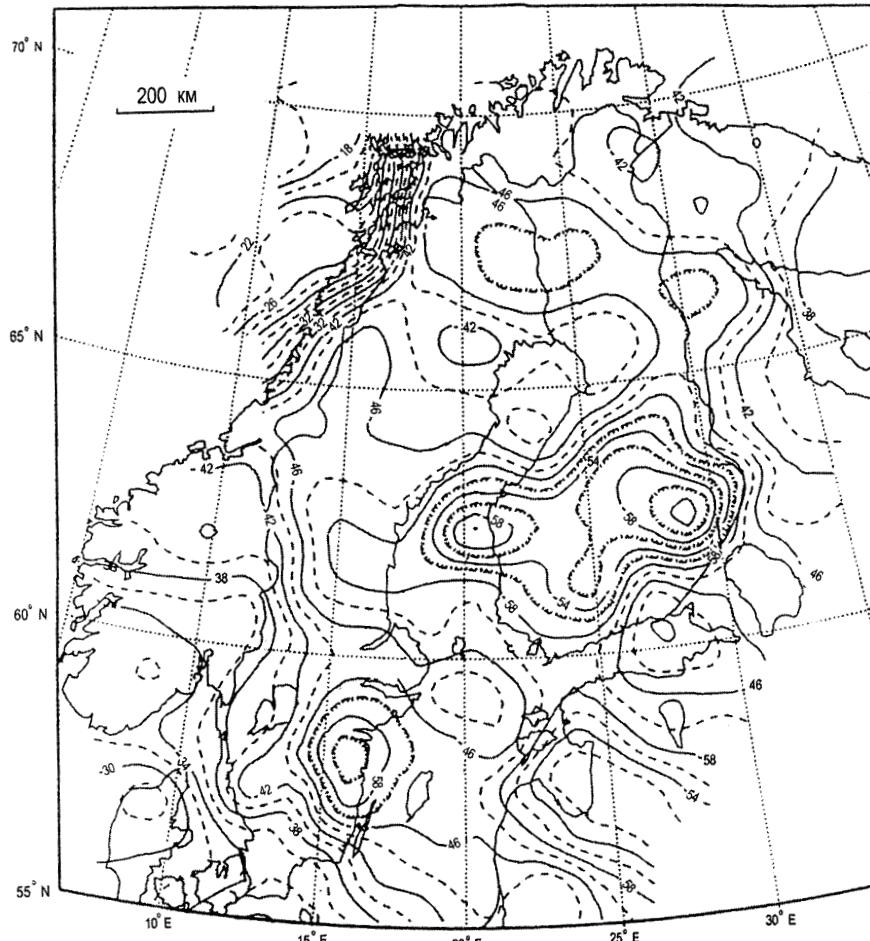
Геофизические методы исследований земной коры ФСЩ являются одними из важнейших для реконструкции ареалов активного вулкано-плутонизма, локализации эруптивных центров и определения суммарного геологического эффекта магматических проявлений.

Скоростные разрезы земной коры несут важную информацию о степени ее насыщенности на тех или иных глубинах магматическими образованиями.

Мощность земной коры ФСЩ изменяется в весьма значительных пределах от 28 до 64 км, при среднем значении около 44,5 км. Форма поверхности Мохо обнаруживает достаточно отчетливую связь с трансрегиональным тектоническим каркасом. Градиентной линией мощностей в 46 км очерчивается граница Све-кофеннского и Свеконорвежского геоблока (Западно-

Шведская геофлексура, зона шовных структур) на всем протяжении от Скании до Каледонских покровов. Отчетливо проявлены краевая радиальная флексура Полканова по изолинии 46 км от Бергслагена (Швеция) до границы с Беломорской шовной зоной. Достаточно определенная граничная линия мощностей по 46 км проходит по Ладожско-Ботнической геофлексуре на всем протяжении от палеозойского чехла в ЮВ части Ладожского озера до Каледонских покровов (рис. 48). Отсутствуют заметные различия по мощности коры Беломорского геоблока на всем пространстве от Лапландско-Поморской геофлексуры до флексуры А. П. Карпинского. Слабопеременной, близкой к средней, является мощность коры под Каледонскими покровами.

Аномальные повышенные мощности коры зафиксированы в Финляндии в районе Центрально-Финляндского гранитного массива, где она достигает 58 км. На территории Швеции отмечается одна крупная трансформовая аномалия в зоне Смоланд-Верmland, где имеет 52–53 км мощности. Территория Карело-Кольского региона не имеет ярко выраженных



**Рис. 48.** Схема распределения глубины поверхности Мохо в Фенноскандии (по Luosto, 1997). Глубины даны в км как отрицательные величины от земной поверхности

**Fig. 48.** Scheme showing the depth distribution of M-discontinuity in Fennoscandia (Luosto, 1997). Depths are shown in kilometres (km) as negative values from the earth surface

аномалий, и ее мощность соответствует средней или даже ниже (Luosto, 1997). В целом мощность земной коры ФСЩ устойчиво сокращается к его краям.

Для магматической геологии щита важное значение имеет величина высокоскоростного слоя в основании земной коры, имеющая значение скорости волн  $V_p = 7,0\text{--}7,4$  км/сек (рис. 49). При этом зона раздела Мохоровичча обладает в регионе скоростью  $V_p = 7,4\text{--}7,8$  км/сек, а верхняя мантия имеет  $V_p = 7,8\text{--}8,2$  км/сек. Важно в этой связи подчеркнуть, что нередко на профилях ГСЗ устанавливаются сейсмические границы как по преломленным, так и закритическим отраженным волнам. Высокоскоростные слои выявлены на значительных интервалах Свеко-финской Ладожско-Ботнической и свекокарельской Карельско-Беломорской шовных зон, где скорость в нижней коре с  $V_p = 6,8073$  км (в обычных случаях) возрастает до  $7,3\text{--}7,5$  км/сек. А скорость в верхней мантии здесь возрастает с  $7,4\text{--}8,4$  км/сек до  $8,2\text{--}8,5$  км/сек. В нижних частях земной коры на профилях ГСЗ Феннолора, Балтик, Свека, Полар, Печенга-Костомукша в ряде участков выявлен высокоскор-

остной слой с  $V_p = 7,3\text{--}7,5$  км/сек как по преломленным, так и закритическим отраженным волнам. Этот высокоскоростной нижнекоровый слой установлен, главным образом, на отрезках Ладожско-Ботнической и Беломорско-Карельской шовных зон (осей геофлексур). Здесь же повышенные скорости отмечаются и в подстилающей верхней мантии  $V_p = 8,2\text{--}8,5$  км/сек (Сейсмогеологическая модель..., 1998).

Наличие зон высокой скоростной проводимости в разрезах земной коры и ее нижней части обычно обусловлено присутствием магматических образований – пакетов лавовых потоков, силлов и камерно-инъекционных, пластовых интрузий, а также обилием малых интрузивных тел штокового и дайкового типов. Мощность аномального высокоскоростного слоя, таким образом, очевидно, функционально связана не только с ареалами активного мантийного вулкано-плутонизма, но более всего с их корневыми питающими системами, периферическими магматическими камерами и очагами (рис. 49).

По данным С. Т. Балесты, зона корово-мантийного перехода хорошо сейсмологически изучена на

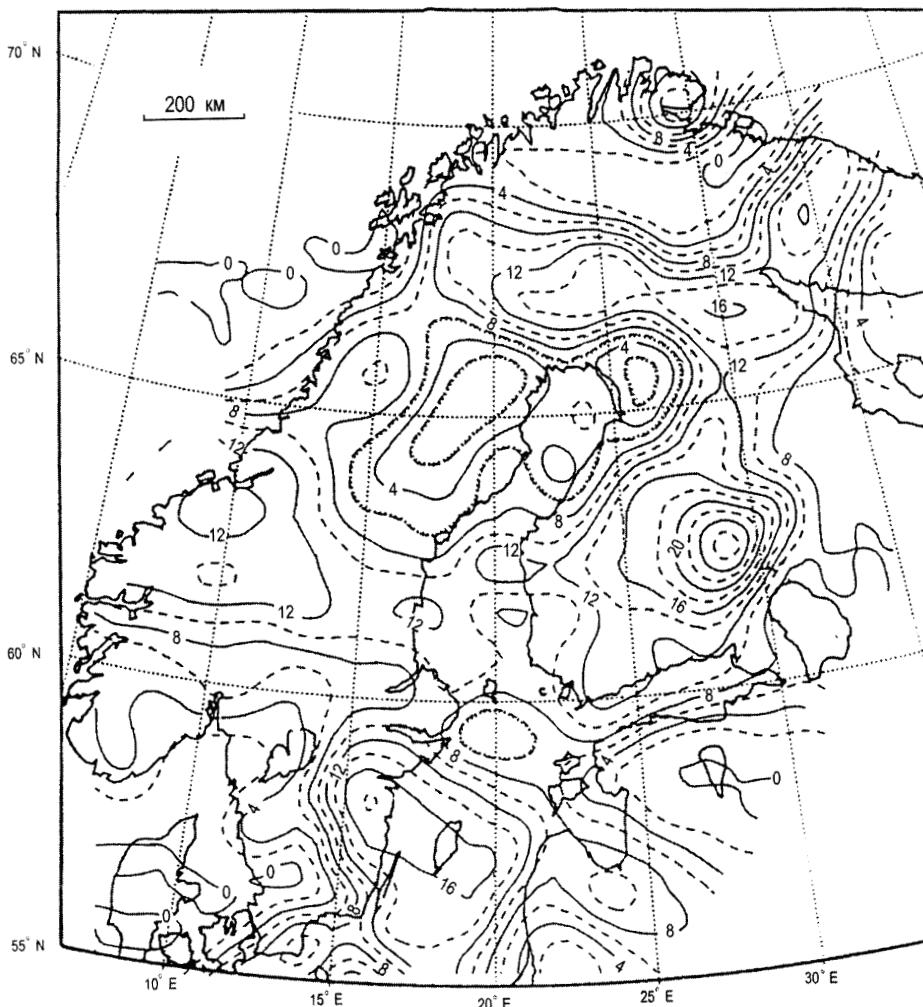


Рис. 49. Мощность высокоскоростного слоя в основании земной коры в Фенноскандии (по Luosto, 1997)

Fig. 49. Thickness of a high-velocity layer at the base of the earth crust in Fennoscandia (Luosto, 1997)

Камчатке в пределах пояса действующих вулканов (Балеста, 1981). Она здесь достигает мощности 7–8 км под Ключевским вулканом и 20 км под Авачинской сопкой. Увеличивается зона корово-мантийного перехода, установленного также под Срединным хребтом Камчатки и вдоль оси Курило-Камчатской островной гряды.

Высокоскоростная земная кора в аномальных точках ФСЩ не только присутствует, но может быть выделена в виде высокоскоростной линзы мощностью до 20–25 км. Именно в таких зонах земная кора региона достигает суммарной мощности 50 км, а иногда и до 65 км (Шаров, 1993). Исходя из узоров высокоскоростного слоя в основании земной коры ФСЩ (Luosto, 1997), можно предполагать его заметное влияние на общую мощность коры региона в зоне Ладожско-Ботнической флексуры, Йоэнсуу-Оутокумпу-Куопио, частично вдоль краевой радиальной флексуры А. А. Полканова и особенно в осевой линии вторичной (внутренней) геофлексуры, ось которой проходит через южное окончание о-вов Лофотенских, провинции Каликс в Швеции и по линии Кандалакша-Хибины-Контозерская структура – р. Харловка.

Зона повышенной скорости отмечается в пределах провинции Смоланд-Верmland с весьма значительными мощностями нижнего слоя земной коры (до 16 км).

Таким образом, сейсмологические данные скоростных характеристик пород нижних частей земной коры, обладающих скоростью  $V_p = 7,0\text{--}7,4$  км/с, являются прямыми индикаторами тектонического каркаса региона. Они позволяют выделить линейные и ареальные протяженные зоны, которые возможно интерпретировать как зоны мантийно-корового магматического насыщения. Сейсмоакустические исследования имеют прямой выход в реконструирование ареалов докембрийского магматизма и могут стать основой для создания объемных моделей разноглубинного магматизма.

Развитие методической базы и технического оснащения открывают большие возможности решения проблем магматической геологии методом сейсмической томографии. Переходя от масштабов региональных исследований на локальные крупномасштабные, стало возможным выявлять как латеральные, так и вертикальные неоднородности не только всей литосферы, но и верхней мантии. Сейсмотомография, таким образом, выступает как один из наиболее эффективных геофизических методов изучения глубоких сечений земной коры и выявления неоднородностей в их вещественном составе.

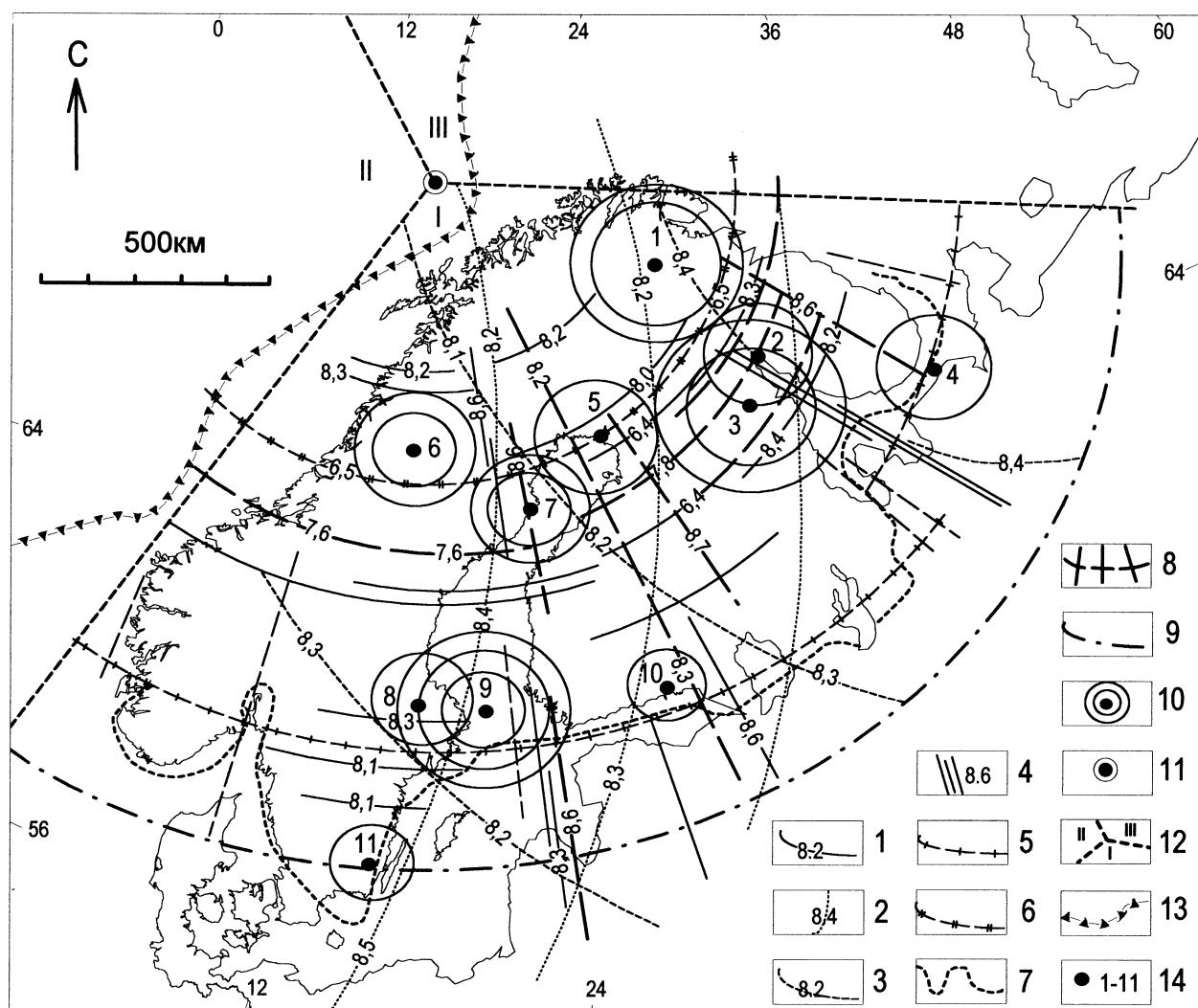
Сейсмоакустическое поле ФСЩ весьма переменно по своим скоростным характеристикам, что позволяет выделять так называемые «сейсмокомплексы». Геометрические формы «сейсмокомплексов» определяют вертикальную и латеральную неоднородность земной коры. Вероятно, скоростные, плотностные, магнитные, геоэлектрические, тепловые характеристики земной коры и верхней мантии содержат некий код геисторического формирования наружной оболочки планеты, а также сведения о генетических преобразованиях субстрата в ходе последовательной кратонизации

ФСЩ. Очевидно, что возрастные параметры слоисто-блочной суперструктуре региона геофизическими методами не решаются, тем не менее, если будет найдена связь геофлексур литосферы с геофизическими полями, то, несомненно, могут быть сделаны обобщения по временным этапам наращивания объемов земной коры в историко-геологическом масштабе. Нам предоставляются большие возможности томографических исследований в одном из фундаментальных направлений – изучение ранних этапов развития Земли и выяснение их главных отличий от современного состояния, т. е. выявление тех особенностей, которые составляют суть «специфики» докембра.

Неоднородное распределение упругих свойств земной коры и верхней мантии обнаруживает четко выраженную их сопряженность с главными элементами тектонического каркаса ФСЩ, проявляя при этом концентрически зональную и радиальную организацию, а также образование разномасштабных аномальных зон. Совмещение результатов обработки сейсмических исследований литосферы ФСЩ при их значительной сходимости (Шаров и др., 1998; Сейсмогеологическая модель..., 1998 (с. 84–89) и др.) позволяет предлагаемую геофизическую интерпретацию дополнить следствиями историко-геологического содержания (рис. 50).

Прежде всего в достаточно яркой форме на интегрированной схеме скоростных характеристик ФСЩ проявлен поликонцентрический характер аномально-го скоростного поля, относящегося, главным образом, к свекокарельскому тектономагматическому этапу. Свидетельством этому является сопряжение линий градиентов скоростных полей с осями трансрегиональной геофлексуры А. А. Полканова и параллельных ей линий, которые отчетливо дугами нисходящего радиуса заполняют пространство от Финского залива и Горла Белого моря до Финнмарка.

Сейсмической томографией выделяются скоростные аномалии размерами по вертикали 10–40 км и латерали 50–500 км одинаково отчетливо, как в пределах земной коры, так и верхней мантии. Здесь скорость продольных акустических волн достигает 8,4–8,8 км/с. Например, осевая линия краевой региональной геофлексуры А. А. Полканова по сейсмической томографии соответствует субвертикальной зоне пониженной скорости, прослеженной более чем на 100 км. Таким образом, геофлексура южного обрамления щита является тектонически активной шовной структурой, оказывающей влияние на современные неотектонические события (Светов, 1998; Сейсмогеологическая модель..., 1998. Ч. 2. С. 192). Отчетливо также выражены радиальные элементы скоростного поля литосферы щита, соответствующие элементам рифей-палеозойской делимости (геофлексура А. П. Карпинского, Кандалакшская горсто-грабеновая система, грабен Осло). Однако наиболее четко проявлен сектор с углом 30° гранит-габбро-анортозитовых интрузий рифея, ось Ладожско-Ботнической геофлексуры, а также линия поперечного перекоса Фенносканди-навского щита и ВЕП Южно-Каспийская впадина –



**Рис. 50.** Схема размещения градиентов и локальных аномалий скоростных акустических полей территории Фенноскандианского щита (составлена А. П. Световым с использованием материалов З. Р. Мишенькиной и др., 1998; К. С. Осипова, Н. В. Шарова, 1998; И. А. Курилович, Н. В. Шарова, 1998; Сейсмологическая модель..., 1998. Ч. 1. С. 83–89).

Градиенты и значения скорости продольных волн, скоростных полей, сопряженных с линиями концентрической структуры ФСЩ: 1 – осевые линии, параллельные геофлексурной оси Лофотенского мегасвода; 2 – линии сопряжения с полями напряжений Роккольского мегасвода и значений скоростей акустических волн; 3 – оси градиентных полей и значения скоростей сейсмических волн, сопряженных с Новоземельским мегасводом; 4 – радиальные элементы делимости ФСЩ и значения градиентов скоростей сейсмических волн; 5 – ось региональной краевой геофлексуры Полканова; 6 – ось внутренней геофлексуры в центральной части свода; 7 – граница фанерозойского чехла на континентальной части ФСЩ; 8 – элементы радиальной и концентрической делимости свода ФСЩ; 9 – положение внешнего ограничения эффективного влияния структуры Лофотенского мегасвода; 10 – локальные акустические аномалии и радиус их эффективного влияния; 11 – Лофотенский центр возбуждения полей напряжений Западно-Арктического мегасвода; 12 – секторы Западно-Арктического мегасвода: I – Фенноскандия, II – Туле, III – Баренция; 13 – граница континентального шельфа; 14 – центры локальных сейсмоакустических аномалий: 1 – Инари, 2 – Северо-Кандалакшская, 3 – Калевальская, 4 – Горло Белого моря, 5 – Каликс, 6 – покровы Сёва, 7 – Шеллефтео, 8 – Бергслаген, 9 – Аланд, 10 – Выборгский, 11 – Оскарсхамн

**Fig. 50.** Scheme showing the distribution of the gradients and local anomalies of velocity acoustic fields in the Fennoscandian Shield (made by A. P. Svetov, using the data of Z. R. Mishenkina et al., 1998; K. S. Osipov & N. V. Sharov; 1998; I. A. Kurilovich & N. V. Sharov, 1998; Seismogeological model., 1998. Part 1. P. 83–89).

The gradients and values of the longitudinal wave velocities of velocity fields related to the concentric structure lines of FSS: 1 – axial lines parallel to the geoflexural axis of the Lofoten mega-arch; 2 – lines of conjugation with the stress fields of the Roccol mega-arch and acoustic wave velocity values; 3 – axes of gradient fields and seismic wave velocity values related to the Novaya Zemlya mega-arch; 4 – radial elements of the divisibility of FSS and seismic wave velocity gradient values; 5 – axis of Polkanov's regional marginal geoflexure; 6 – axis of internal geoflexure in the central portion of the arch; 7 – boundary of the Phanerozoic cover in the continental portion of FSS; 8 – elements of the radial and concentric divisibility of the FSS arch; 9 – position of the external limitation of the effective influence of the Lofoten mega-arch structure; 10 – local acoustic anomalies and the radius of their effective influence; 11 – Lofoten centre of excitation of the stress fields of the West Arctic mega-arch; 12 – sectors of the West Arctic mega-arch: I – Fennoscandia, II – Tule, III – Barentsia; 13 – continental shelf boundary; 14 – centres of local seismoacoustic anomalies: 1 – Inari, 2 – North Kandalaksha, 3 – Kalevala, 4 – White Sea throat, 5 – Kaliks, 6 – Söva covers, 7 – Skellefteå, 8 – Bergslagen, 9 – Åland, 10 – Vyborg, 11 – Oscars-hamn

Лофотенские острова – Гренландская зона разломов Юго-Западной Арктики. Поскольку высокоскоростные зоны в разрезе земной коры определяются преимущественно однородными инъекционно-магматическими пластовыми и секущими телами, то их узоры обладают важной палеовулканологической информацией.

Обращает внимание совпадение радиальной системы линий высокоскоростных полей с общим центром в районе Лофотенских островов. Отмеченный радиально-кольцевой узор скоростного поля имеет ячеистую структуру, определенным образом сопряженную с ячеистым расположением диапировых магматических центров. Некоторые из них показаны на рис. 50. Эти аномальные зоны имеют сложное, воспринимаемое как случайное «хаотическое», ячеистое распределение по всей площади ФСЩ и его обрамления, что свидетельствует о полихронности их формирования на всем интервале геологической истории от раннего архея до современности. Отсюда следует, что геометризация этих ареалов представляет сложнейшую, не столько геологическую или геофизическую, сколько комплексную геолого-геофизическую (геоморфическую) задачу.

Важные следствия историко-геологического содержания вытекают из рассмотрения двухмерных скоростных томографических моделей по профилям «Рубин» и «Кварц» (Сейсмогеологическая модель., 1998. Ч. I. С. 76–77). На рис. 51 представлена наша интерпретация, исходя из представлений мантийного диапирозма в связи с мегасводовыми поднятиями. Вертикальная и горизонтальная скоростная неоднородность литосферы по указанным профилям обнаруживает четкую связь с элементами прогибов земной коры и явлениями ее «базификации». Геометризация этих прогибов по профилю «Рубин» совпадает с вероятным геоисторическим прогибанием ФСЩ, и форма скоростного аномального поля имеет радиально-концентрическую организацию с четко выраженным геофлексурными ограничениями и радиусом магматической «базификации» нижней коры. Максимальные значения скоростей, ограниченные локальными разноглубинными аномалиями, вероятно, следует интерпретировать как области сосредоточения однородных магматических образований. Можно предполагать, что эти аномалии соответствуют гипоцентрам корневых магматических систем, и их в первом приближении можно интерпретировать как периферические и промежуточные магматические очаги. Однако решение этого кардинального вопроса магматической геологии должно быть обосновано объемными сейсмотомографическими и другими геофизическими исследованиями. Необходимость этого демонстрируют данные по профилю «Кварц», где явно недостаточно одного профиля для решения обратной геофизической задачи.

Возможности региональной и трансрегиональной взрывной сейсмологии и телесейсмотомографии в интерпретации общих неоднородностей строения литосферы практически не ограничены. Для выявления глубинных неоднородностей известных ЦЭМА и наиболее ярких ВТС необходимы объемные геолого-гео-

физические исследования по сгущенной сетке. В этом направлении открываются прямые возможности для изучения глубинных корней вулканических ареалов и геометризации морфоструктур мантийных диапиров. Объектами локальной взрывной сейсмотомографии могли бы стать: Онежская ВТС и ее обрамление, Кирьявалахтинская вулканическая платобазальтовая постройка и ряд других.

Выявленные сейсмической томографией латеральные и вертикальные акустические неоднородности на всем объеме верхней мантии (рис. 52) являются свидетельством того, что они обусловлены не поверхностью явлениями складчатости чехла и верхней коры, а являются следствиями глубинных процессов стадии общего расширения Земли. Размещение очаговых зон в литосфере и мантии явно обнаруживает тенденцию по радиусам.

В заключение, принимая во внимание данные региональной палеотектоники и результаты сейсмоакустических исследований ФСЩ, представляется возможным его современную суперструктуру рассматривать как элементы деструкции более обширной структуры. Геолого-геофизические границы, как это подчеркивалось ранее, выходят за пределы современных окраинных структур на северо-востоке, севере и северо-западе, и они прослеживаются частично на континентальном Арктическом шельфе, акватории Норвежского и Северного морей, равно как и с южной части они геофизически трассируются на Русскую плиту ВЕП. Здесь ФСЩ воспринимается как элемент тектонического строения ВЕП. В целом ФСЩ представляется в настоящее время лишь часть более крупного свода и является его юго-восточным сектором, составляющим одну треть первоначального Западно-Арктического (Лофотенского) свода. Его геометрический центр определен на основании структур складчатого обрамления ВЕП и элементов геоисторического тектонического каркаса суперструктуры Фенноскандии (рис. 53).

Вероятно, Западно-Арктический (Лофотенский) мегасвод существовал как единая с ВЕП структура первого порядка от раннеархейского периода геологической истории до позднего рифея. В ходе байкальского тектоногенеза началась необратимая деструкция северного обрамления ВЕП. Позднерифейские – вендские образования испытали сильные деформации и общее погружение в основной части Кольско-Канинской моноклиниали.

В раннем палеозое погружение охватило большую часть ФСЩ, Баренцевоморской, Русской плиты в составе ВЕП. В пределах Баренцевоморско-Карского шельфа нисходящие движения, как и на Русской плите, оказались максимальными, что отмечено устойчивым ранне-среднепалеозойским осадконакоплением. В ходе формирования мезозойского ложа Северного Ледовитого и Атлантического океанов произошел распад северного шельфа в северо-западной части Лофотенского мегасвода. Оставшаяся юго-восточная часть мегасвода с рифея развивалась как самостоятельное жесткое ядро (ФСЩ) в суперструктуре, сохранившей свои размеры ВЕП (Светов, Свириденко, 1995).

## ГЛАВА 7. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ФСЩ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

---

Использование современного теплового поля ФСЩ и его обрамления в настоящем изложении преследует две цели: во-первых, выяснить, существует ли какая-либо связь теплового поля с геоисторическим тектоническим каркасом пра-Фенноскандии, и, во-вторых, если она есть, то с какими элементами глубинной структуры щита она пространственно совпадает. Сведения по современному тепловому полю имеют важное значение в интерпретации общей энергоструктуры ФСЩ и его обрамления. Интенсивность теплового потока отражает не только современную степень тектонической активности, но и тепловой режим земной коры и особенно верхней мантии. Мелкомасштабная схема теплового потока Европейского Севера России, по нашему мнению, достаточно наглядно показывает его связь с шовными тектоническими зонами блоковой и геоблоковой делимости щита и прилегающих частей Русской и Баренцевоморской плит (рис. 54). В целом, по данным Н. В. Шарова и Л. А. Цибули, Восточно-Европейская платформа характеризуется весьма низким тепловым потоком в 20–50 м Вт/м<sup>2</sup>, на фоне которого отмечаются аномальные достаточно локальные поля повышенных, так и пониженных его значений (Сейсмогеологическая модель..., 1998, с. 61–66). Несколько повышенным является тепловой поток на Западно-Арктическом шельфе Баренцевоморской плиты. Считаем, что современные и новейшие геодинамические и флюидодинамические процессы проявляют связь с деструктивными тектоническими событиями, активностью верхней мантии и зависят от мощности земной коры. Чем земная кора мощнее, тем меньше на ней тепловой поток. Это правило подтверждается и в случае ФСЩ и его ближайшего обрамления.

Важной представляется достаточно определенная связь аномальных значений теплового поля с главными элементами делимости суперструктуры щита, а именно – с геофлексурами, трансформированными в шовные зоны геологов (табл. 62).

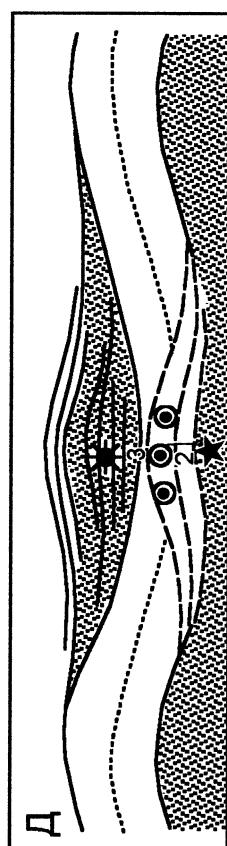
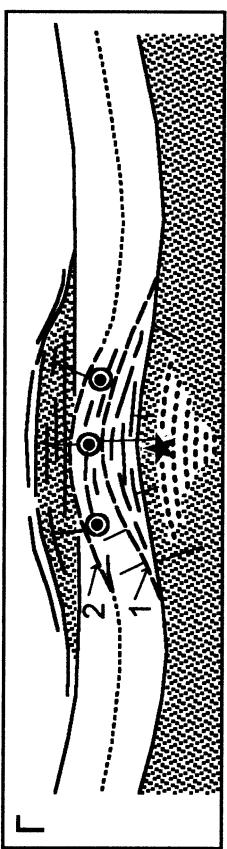
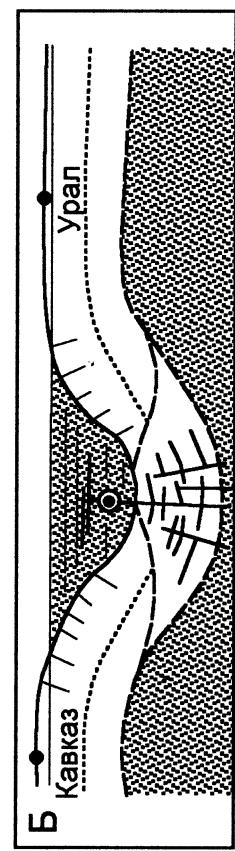
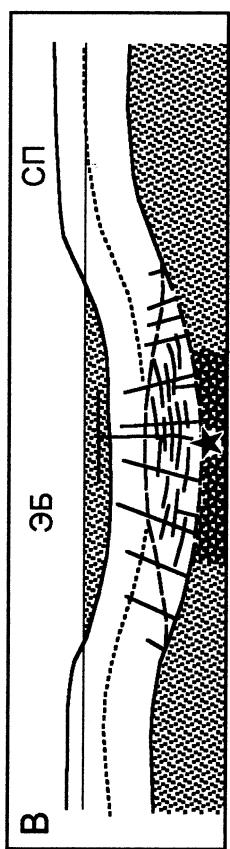
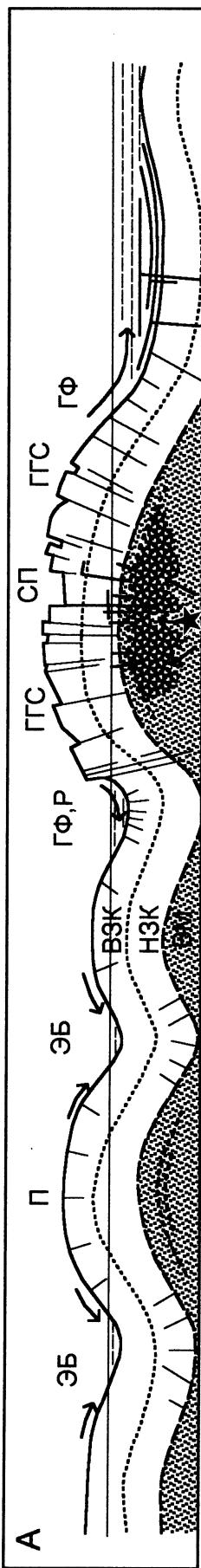
В целом геофлексуры и шовные геоблоковые зоны являются главными структурными элементами, в которых отмечается повышенный ТП. Особенno это проявленo в осевой линии краевой геофлексуры Полканова, с осью которой совпадают известная Санкт-Петербургская аномалия с 75 м Вт/м<sup>2</sup>, а также аномалия ЮЗ Финляндии (Сейсмогеологическая модель..., 1998; Vanyan, Gordienko, 1998). В частности, Санкт-

Петербургская тепловая аномалия, как отмечают Н. В. Шаров и Л. А. Цибуля, «расположена в области унаследованных дифференцированных неотектонических движений, приуроченных к региональной линейной флексуре на южных склонах Балтийского щита», на которую, по мнению В. В. Гордиенко с соавторами, «активное влияние оказывает гидрогеологический фактор» (Гордиенко и др., 1984; Сейсмогеологическая модель..., 1998. Ч. 1. С. 66). Точечные слабоповышенные аномалии ТП трассируют практически все геофлексуры и сопровождающие их разрывные дислокации в зонах Печенгско-Имандра-Варзугского прогиба, Ладожско-Ботнической и Центрально-Кольской геофлексур. В пределах полос шириной до 80–100 км здесь концентрируются большинство установленных аномалий ТП, образующих локальные поля. Вместе с тем аномальные зоны высокого ТП чередуются с зонами резко пониженного ТП. В пределах осевой линии геофлексуры А. А. Полканова наиболее тепловыделяющим является сектор, соответствующий размещению субширотного пояса гранитов рапакиви и сопутствующих им габбро-анортозитов северного пояса (Аланский-Выборгский-Салминский массивы) и южного пояса (Рижский-Лужский-Белозерский массивы). С этим вторым южным поясом интрузий связаны аномалии в районе Рыбинского водохранилища, а также их градиентные зоны на северо-восточном продолжении оси, вплоть до сочленения с регионально повышенным ТП Печорской синеклизы Баренцевоморской плиты.

Вместе с тем редкая сеть станций теплового потока (немногим более 200) не раскрывает всей сложной картины размещения тепловых аномалий в породах кристаллического фундамента ВЕП, и тем более нет оснований к выявлению роли узловых точек пересечения элементов тектонического каркаса. В связи с этим Северо-Онежская ВТС с весьма низким тепловым потоком представляет собой неожиданное явление. В то же время и ареал – тепловая аномалия в центре Кольского полуострова в зоне центральных интрузий щелочного типа также не отличается заметно повышенным тепловым потоком. Следовательно, радиогенное тепло, которое могло бы обеспечить некоторый «разогрев» этих структур, практически не проявлено, хотя и Онежская ВТС, и щелочно-ультраосновные интрузии обладают достаточным содержанием радиоактивных элементов U, Th и K. Факт повышенного ТП над зоной

**Таблица 62.** Тепловой поток (ТП) ФСЩ и его ближайшего обрамления (составлена по данным Н. В. Шарова и Л. А. Цибули, Сейсмогеологическая модель..., 1998, с. 63)

Наименование объекта и аномальной части	Величина теплового потока, Вт/м <sup>2</sup>		Элементы тектонического каркаса
	Фоновое значение	Аномальное значение	
ФСЩ			
1. Санкт-Петербургская аномалия	20–40	68–75	Геофлексура Полканова
2. Юго-Западной Финляндии	- " -	61	- " -
3. Кольская Баренцевоморская плита	- " -	61	Геофлексура Карпинского
4. Северная впадина	50–80	92	Перикратонный прогиб
5. Южная впадина	- " -	109, 114, 163	- " -
6. Печорская синеклиза	- " -	67–71	- " -
ВЕП			
7. Даниловская	20–50	59	Горсто-грабеновая система
8. Галичская	20–50	59	Русской плиты



- |   |    |    |    |    |    |    |    |
|---|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2  | 3  | 4  | 5  | 6  | 7  | 8  |
| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |

**Рис. 51.** Геолого-геофизическая модель структурно-вещественного преобразования континентальной земной коры и ее базификации в центрах эндогенной магматической активности с трансформацией в высокогористную кору корово-мантийного «океанического» типа.

А – Внешнейтаблья модель сводового поднятия и его обрамления. Б – Схема строения «экзогональной впадины», локального глубокого прогиба, локальной депрессии и ее фундамента. Исключительность с трансформацией поверхности компенсированного противоположного и начального формирования сводового поднятия с глубиной. Г – Инверсия седиментационного прогиба и начального формирования противоположного и начального компенсированного противоположного. Обстановки разуплотнения нижней коры, верхней мантии при прогрессивном развитии процесса мантийного диффузии. Нарастание роли глубинного компенсированного противоположного и начального формирования сводового поднятия с глубиной. Д – Общая схематическая модель зоны базификации – океанизации земной коры континентального типа в условиях наследованного пульсационного развития мантийного диапира в зоне центра магматической активности (вне масштаба). Отсутствуют явные признаки первичной спаечной коры... Зона преобладания зрелого развития мантийного и корово-мантийного вулкано-плутонизма с существенно глубинным компенсированием проселания ареалов активного вулканизма... Обстановки скатия и телескопирования магматической корневой системы. «Изменение» или утонение спаечной коры без горизонтального растяжения. Е – верхняя граница нижней коры; 2 – нижняя граница земной коры; 3 – условная граница нижней и верхней земной коры; 4 – «слой» базификации, так называемых зон корово-мантийной неоднородности и их последовательность наращивания «сверху»; 5 – эпиконтинентальный морской бассейн селективный; 6 – верхняя мантия; 7 – мантийный тепломассонгот; 8 – линза «астенолит»; 9 – мантийный диапир возбужденной мантии; 10 – снос терригенного материала в бассейн седиментации; 11 – горсто-трабеновые системы на сподолом поднятия; 12 – пытающие канавы, пластовые силы и покровы платообразальтов; 13 – компенсированный прорыв типа «экзогональной» впадины; 14 – коровые магматические очаги (промежуточные); 16 – магматические камеры в пределах вулканических построек. Аббревиатуры. ЭБ – эпиконтинентальный (седиментационный) бассейн, П – поднятие, ГФ – геофлексура, Р – рамы, ГТС – горсто-трабеновая система, СП – сводовое поднятие, ВЗК – верхняя земная кора, НЗК – нижняя земная кора, ВМ – верхняя мантия

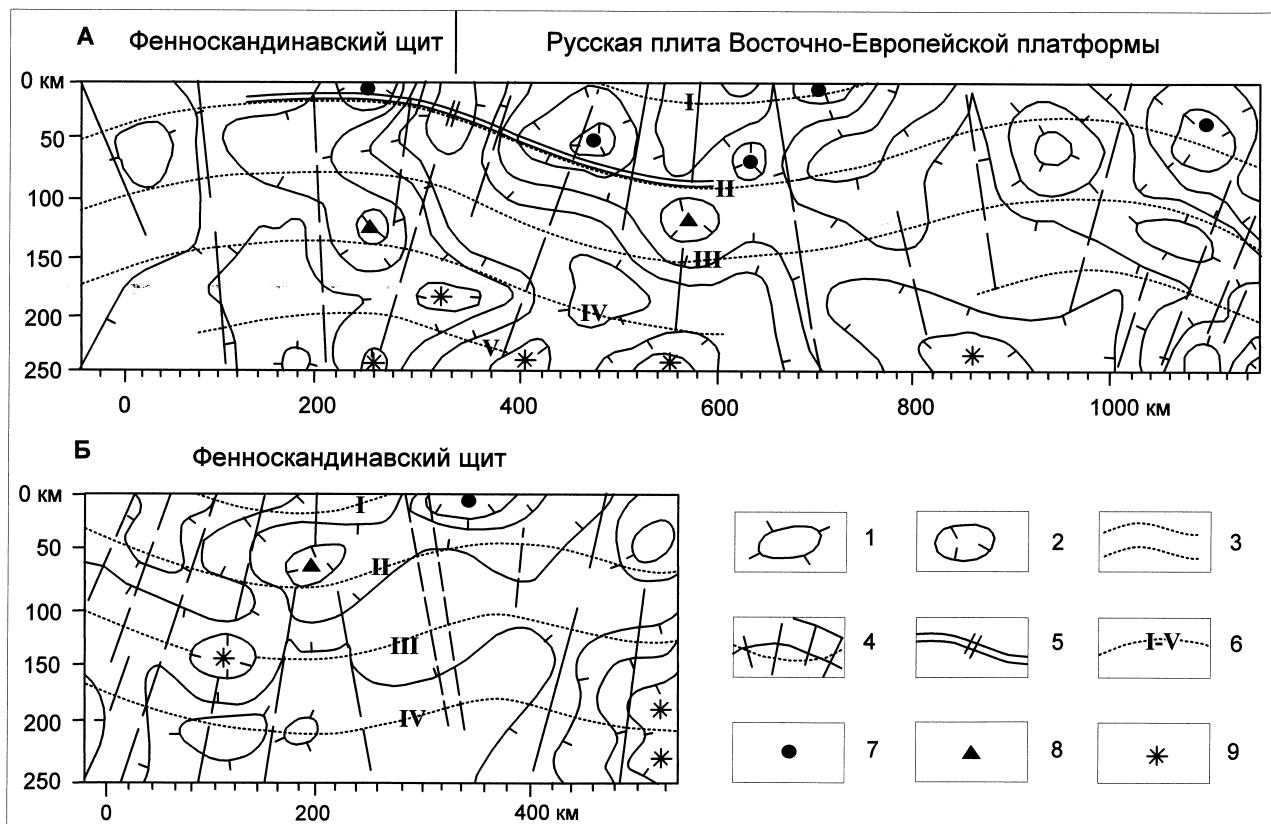
**Fig. 51.** Geological-geophysical model of the structural-mineralogical transformation of the continental earth crust and its basification at centres of endogenous magmatic activity with transformation to a high-velocity crust of crustal-mantle «oceanic» type.

А – Model of an arched uplift and its margin (out of scale). Б – Scheme showing the structure of an «exogenous depression», a local deep trough, a local depression and its basement. Exceptionally superficial compensation of warping. С – Early, initial stage in the evolution of the mantle diapir and the formation of a so-called crust-mantle heterogeneity layer under crustal warping conditions. Combination of compensated surface warping with deep warping. Д – Inversion of sedimentary warping and the beginning of the formation of an arched uplift, resulting from the decompression of the lower crust and the upper mantle upon, mantle diapirism continuing progressively. Deep compensated warping becomes more significant. Decompression-decompaction environments.

Е – General schematic model of the basification-oceanization zone of the continental-type earth crust under conditions of the inherited pulse-like evolution of the mantle diapir in the centre of magmatic activity (out of scale). No clear indications of a primary sialic crust... Zone of predominance of the mature evolution of mantle and crustal-mantle heterogeneity with largely deep compensation of the warping of areas of active volcanism... Environments in which the magmatic root system is compressed and telescoped. The «disappearances» or thinning of the sialic crust without horizontal extension.

1 – upper boundary of the earth crust without a sedimentary cover; 2 – lower boundary of the earth crust; 3 – arbitrary boundary of the lower and upper earth crusts; 4 – basification «layers», so-called crustal-mantle heterogeneity zones and the sequence of their accretion «from the top»; 5 – epicontinental sedimentary sea basin; 6 – upper mantle; 7 – mantle thermal mass flow; 8 – «asthenolith» lens; 9 – mantle diapir of the excited mantle; 10 – transport of terrigenous material into the sedimentary basin; 11 – horst-graben systems on an arched uplift; 12 – feeder channels, sheeted sills and plateau-basaltic sheets; 13 – compensated warping of «exogenous» depression type; 14 – (peripheral) crustal magmatic chambers; 15 – (intermediate) mantle magmatic chambers; 16 – magmatic chambers in side the volcanic edifices.

Abbreviations. ЭБ – эпиконтинентальный (седиментационный) бассейн, П – поднятия, ГФ – геофлексура, Р – рамы, ГТС – горсто-трабеновая система, СП – сводовое поднятие, ВЗК – верхняя земная кора, НЗК – нижняя земная кора, ВМ – верхняя мантия

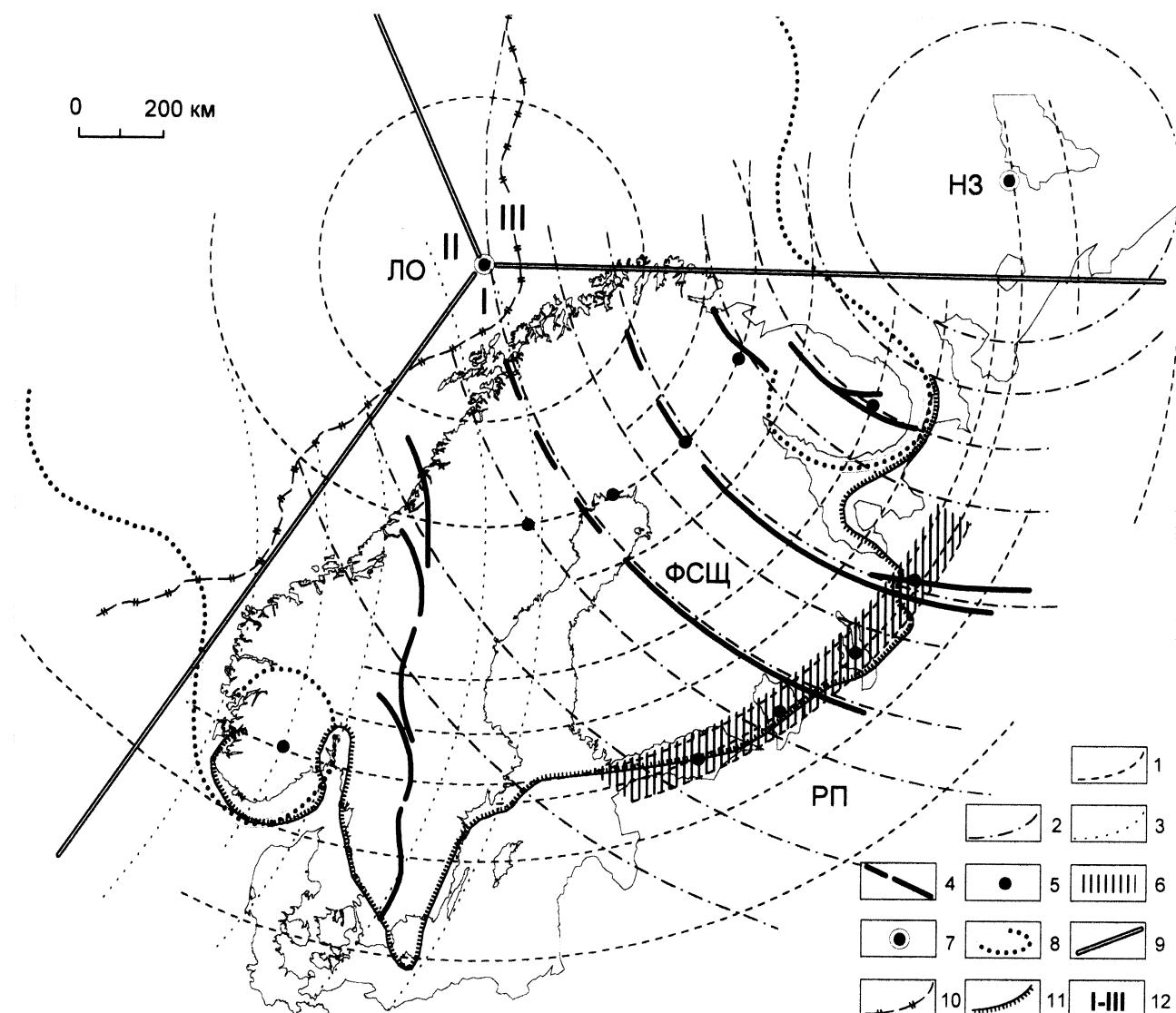


**Рис. 52.** Двухмерные скоростные томографические модели вдоль профилей «Рубин» (А: Западная Карелия – Ведлозеро – Волго-Уральская антеклиза с пересечением краевой геофлексуры А. А. Полканова) и «Кварц» (Б: Кольская сверхглубокая скважина СГ-3 – Горло Белого моря, с продольным пересечением Имандра-Варзугской структуры) (Составлено по материалам: Сейсмогеологическая модель..., 1998. Ч. 1. С. 76, упрощенно).

Модель геологической интерпретации скоростных разрезов краевой зоны ФСЩ и зоны сочленения с РП ВЕП с геометризацией: стоячих волн напряжений и их радиусов, морфологии геофлексуры Полканова, корневых очаговых зон радиального мантийного питания. Вариации скоростей продольных волн: 1 – области минимальных значений; 2 – области максимальных значений, км/сек; 3 – линии напряженного состояния (стоячие волны) литосферы и верхней мантии, предполагаемые; 4 – сопряженные с волновыми полями зоны хрупко-пластических деформаций и разрывов; 5 – положение в разрезе поверхности краевой радиальной флексуры А. А. Полканова; 6 – сопряжение с волновым полем геофизических границ и разделов в земной коре, литосфере в целом и верхней мантии: I – граница вулканогенно-осадочного слоя, раздел Форша или верхняя граница раздела А по Н. К. Булину, II – нижняя граница земной коры, раздел Мохоровичича, III – раздел уровня пониженных скоростей, раздел Н. И. Павленковой, IV – уровень локальных пониженных скоростей верхней мантии, V – раздел Л. Ирмы Лемман. Магматические очаги как элементы корневой вулкано-плутонической системы, предполагаемые: 7 – внутрикоровые как центры вулканизма; 8 – периферийные как уровни мантийных плутонов; 9 – очаги промежуточные, в том числе области генерации и отделение магм от субстрата с высокой однородностью

**Fig. 52.** Two-dimensional velocity tomographic models along the Rubin (A: West Karelia – Vedlозero – Volga-Urals anteclise with intersection of the A. A. Polkanov marginal geoflexure) and Quartz (B: Kola Superdeep Borehole SD-3 – White Sea throat, with longitudinal intersection of the Imandra-Varzuga structure) profiles (developed using A Seismogeological model., 1998. Part 1. P. 76, simplified).

Model of the geological interpretation of the velocity sections of the marginal zone of FSS and the zone of juncture with RP VEP with geometrization of standing stress waves and their radii, the morphology of the Polkanov geoflexure and root chamber zones of radial mantle feeding. Variations in longitudinal wave velocity: 1 – minimum velocity range; 2 – maximum velocity range, km/s; 3 – assumed lines of the stressed state (standing waves) of the lithosphere and the upper mantle; 4 – brittle-plastic deformation and rupture zones associated with wave fields; 5 – position of the surface of the A. A. Polkanov marginal radial flexure in the section; 6 – juncture with the wave field of geophysical boundaries and interfaces in the earth crust, the entire lithosphere and the upper mantle: I – boundary of a volcanic-sedimentary layer, Forsh section or upper interface A after N. K. Bulin, II – lower boundary of the earth crust, M-discontinuity, III – low velocity level section, section N after N. I. Pavlenkova, IV – local low velocity level of the upper mantle, V – section L after Irma Lemman. Magmatic chambers as the assumed elements of a root volcano-plutonic root system: 7 – intracrustal elements as centres of volcanism; 8 – peripheral elements as mantle pluton levels; 9 – chambers of intermediate elements, including domains of generation and separation of magma from substrate with a high homogeneity

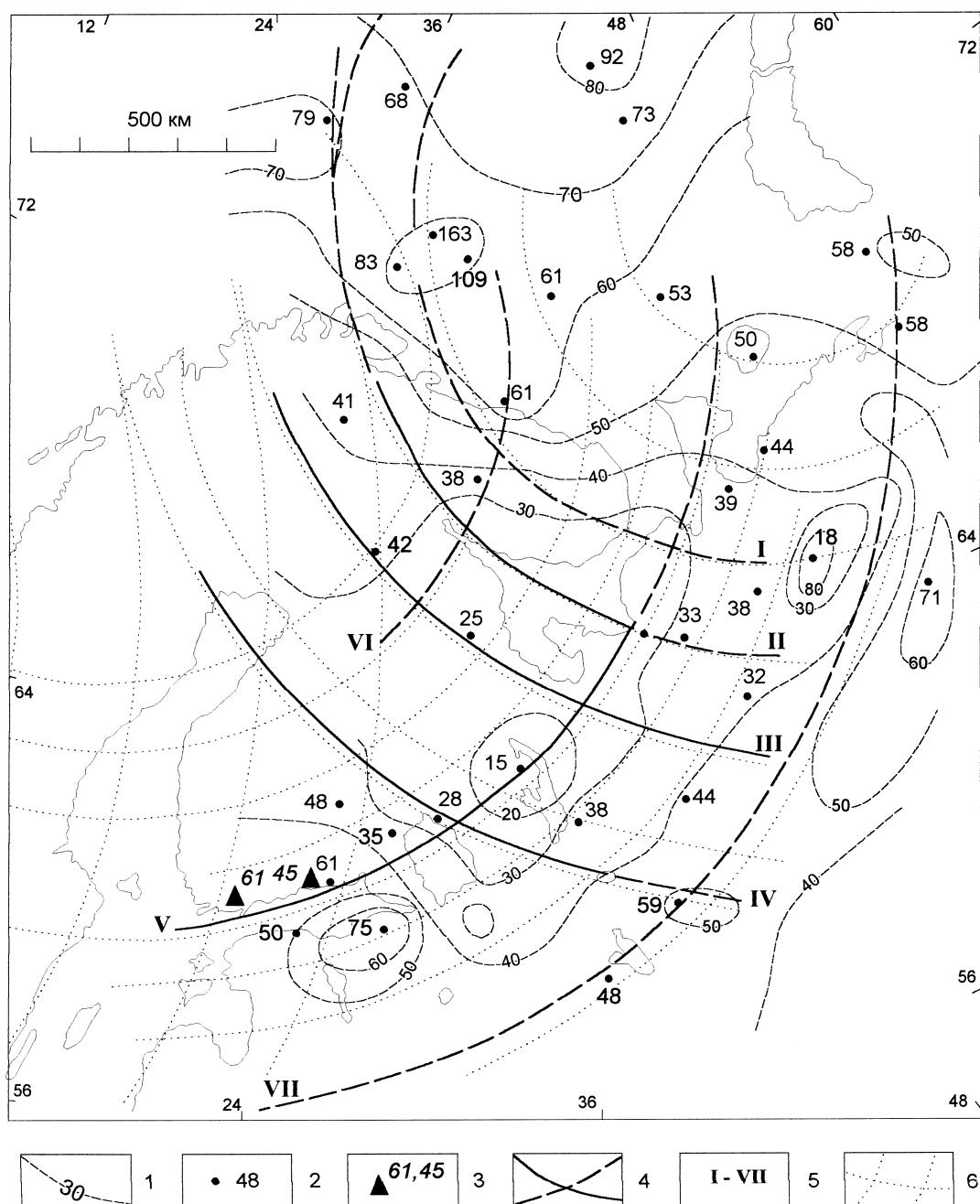


**Рис. 53.** Реконструированное автоволновое геодинамическое поле напряженного состояния литосфера Фенноскандинавского щита и размещение главных элементов тектонического каркаса: региональных геофлексур и некоторых центров эндогенной магматической активности в деструктивной части юго-восточного сектора ФСЩ.

1 – автоволновое поле Лофотенского первичного центра возбуждения; 2 – автоволновое поле Новоземельского первичного центра возбуждения; 3 – автоволновое поле Рокколльского первичного центра возбуждения; 4 – главные геофлексурные (шовные) зоны ФСЩ; 5 – некоторые центры вторичного возбуждения; 6 – выделенная ось региональной геофлексуры Полканова и связанные с нею ВТС и ЦЭМА; 7 – центры первичных возбуждений: ЛО – Лофотенский, НЗ – Новоземельский; 8 – краевые зоны обрамления ФСЩ с аномальными вертикальными относительными движениями (максимум амплитуды разности глубин погружения дна окраинных морей (желобов) и отметками относительных поднятий на кристаллическом фундаменте щита); 9 – границы сектора пра-Фенноскандинавского свода, соответствующие современной части структуры ФСЩ; 10 – краевая часть континентального склона; 11 – граница фанерозойского чехла ФСЩ. Эффективные радиусы: 400, 550, 650, 850, 1 050, 1 150, 1 200, 1 300, 1 400, 1 500, 1 750, 1 950... 12 – секторы пра-Фенноскандинавского свода: I – Фенноскандинавский, II – Норвежский, III – Баренцевоморской

**Fig. 53.** Reconstructed autowave geodynamic field of the stressed state of the lithosphere of the Fennoscandian Shield and the distribution of major tectonic framework elements, such as regional geoflexures and some centres of endogenous magmatic activity in the destructive portion of the southeastern sector of the FSS.

1 – autowave field of the Lofoten primary excitation centre; 2 – autowave field of the Novaya Zemlya primary excitation centre; 3 – autowave field of the Roccol primary excitation centre; 4 – major geoflexural (sutural) zones of the FSS; 5 – some secondary excitation centres; 6 – identified axis of the Polkanov marginal regional geoflexure and associated VTS and CEMA; 7 – primary excitation centres: LO – Lofoten, H3 – Novaya Zemlya; 8 – marginal zones of the FSS with anomalous vertical relative movements (marginal sea (trough) floor subsidence depth difference maximum and relative uplift marks on the crystalline basement of the shield); 9 – boundaries of the sector of the pra-Fennoscandian arch corresponding to the modern portion of the FSS structure; 10 – marginal portion of the continental slope; 11 – boundary of the Phanerozoic cover of the FSS. Effective radii: 400, 550, 650, 850, 1 050, 1 150, 1 200, 1 300, 1 400, 1 500, 1 750, 1 950... 12 – sectors of the pra-Fennoscandian arch: I – Fennoscandian, II – Norwegian, III – Barents Sea



**Рис. 54.** Схема теплового потока Европейского Севера России в тектоническом каркасе Фенноскандии и прилегающих частях Русской и Баренцевоморской плит ВЕП (составлена с использованием материалов Л. А. Цибули и Vanyan, Gor-dienko, 1998. Упрощенно Сейсмогеологическая модель... 1998. Ч. 1. С. 63).

1 – изолинии теплового потока, мВт/м<sup>2</sup>; 2 – значения теплового потока, мВт/м<sup>2</sup>; 3 – геотермальные области Восточная и Западная Юго-Западной Финляндии и значения их теплового потока, мВт/м<sup>2</sup>; 4 – главные оси геофлексуры в Восточной Фенноскандии; 5 – геофлексуры: I – система геофлексуры в осевой части Кольского полуострова, II – ось структуры Кандалакшского грабена, III – Лапландско-Поморская, IV – Ладожско-Ботническая, V – внешняя геофлексура Полканова, VI – внутренняя ось геофлексуры Полканова, VII – южный пояс гранитов рапакиви и сопутствующих изверженных пород; 6 – оси автогенового поля (стоячие волны) горных напряжений в лitosфере.

**Fig. 54.** Scheme showing the heat flow of North European Russia in the tectonic framework of Fennoscandia and the adjacent portions of the Russian and Barents Sea Plates of the EEP (made using the data obtained by L. A. Tsibulya and Vanyan & Gordeienko, 1998. Simplified Seismogeological model... 1998, Part 1, P. 63).

1 – heat flow contours, mWt/m<sup>2</sup>; 2 – heat flow values, mWt/m<sup>2</sup>; 3 – East and West geothermal domains, Southwest Finland, and their heat flow values, mWt/m<sup>2</sup>; 4 – main axes of geoflexures in East Fennoscandia; 5 – geoflexures: I – system of geoflexures in the axial portion of the Kola Peninsula, II – axis of the Kandalaksha graben structure, III – Lapland-Pomor, IV – Ladoga-Bothnian, V – Polkanov external geoflexure, VI – internal axis of the Polkanov geoflexure, VII – southern belt made up of rapakivi granites and accompanying igneous rocks; 6 – axes of the autowave field (standing waves) of mountain stress in the lithosphere.

высокоскоростного слоя (в корово-мантийной неоднородности) в Северо-Ладожской коровой аномалии дает нам основание связывать ее с поступлением тепла от границ кора-мантия. Вероятно, тепловой поток в значительной степени связан с геодинамическими обстановками на щите. Ранее было обосновано выделение активно развивающейся неотектонической Ладожской радиально-кольцевой структуры (Светов, 1998). Современное стремительное вздымаение щита может служить причиной образований аномалий в мантийном тепловом потоке.

Достаточно сложной представляется геисторическая интерпретация современного теплового потока в зависимости от вертикальной и латеральной неоднородности литосферы. Роль его в современном «узоре» ареалов разноглубинного магматизма докембрия остается не ясной. Можно предполагать в связи с изостатическим вздымаением щита и с разуплотнением нижней коры активизацию флюидного режима в зонах трещиноватости и возрастание ТП в форме точечных аномалий. Термоаномальные поля могут быть сформированы лишь в зонах наследованной тектонической активности.

## **7.2. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АРЕАЛОВ И ЦЕНТРОВ АКТИВНОГО ДОКЕМБРИЙСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА**

Широкое внедрение в практику палеовулканологических реконструкций методов геофизического изучения вещественного состава изверженных пород, их вещественно-структурной организации, глубинного строения земной коры является важнейшей задачей комплексных геолого-геофизических исследований в регионе. Эта комплексность может быть обеспечена решением совместных как прикладных, так и фундаментальных задач современной геологии. Одним из направлений, как нам представляется, может стать программа совместных исследований по изучению наиболее крупных и важных в экономическом значении ВТС – Печенгской на Кольском полуострове и Лехтинской, Онежской в Карелии.

В пределах Карелии Онежская и Лехтинская ВТС являются, без сомнения, наиболее перспективными в целях выявления промышленных месторождений. Если с поверхности эти структуры практически имеют необходимую информацию о возможных видах и концентрациях рудных металлов, то их внутренняя структура является и не изученной, и не понятой. Пример Кольской сверхглубокой скважины подтвердил прогноз многих специалистов в области региональной металлогении в том отношении, что рудные месторождения имеют не только поверхностную и субкрustальную природу, но их корни уходят в недра геологических структур. Весь интервал скважин на протяжении более 12 км глубиной содержит рудные проявления, вплоть до месторождений, и повсеместную рудную минерализацию.

Используя накопленный опыт прикладной геофизики, опыт тематических фундаментальных геофизи-

ческих исследований, совместно с достижениями магматической геологии, магматической геодинамики и региональной палеовулканологии возможно уже в наше время приступить к реализации междисциплинарных проектов по выявлению, изучению и созданию объемных моделей питающих корневых систем ЦЭМА. Что касается палеовулканологической содержательной части такого рода исследований, то объекты для первоочередных работ уже выявлены. Важной организационной стороной подобных исследований должна стать совместная работа по сбору и интерпретации материалов по мере выполнения проекта, с возможной их проверкой необходимыми видами горных работ, включая и бурение.

Основой методики геолого-геофизических комплексных исследований ареалов древнего вулкано-плутонизма является выбор таких путей и способов изучения объектов, которые могли бы при их совместном применении привести не только к положительному решению, но к совершенствованию методологии создания объемной модели эруптивного центра. Исследования подобного рода в мировой и отечественной геологической практике не известны (Масуренков, 1979). Некоторые частные задачи данной проблемы решены. На территории Камчатки и Курильских островов вулканы рассматриваются как металлогенические центры (Василевский и др., 1974). Морфология вулканических центров рассмотрена на многочисленных примерах (Масуренков, 1979; Вулканический центр., 1980; Егоров, 1984), глубинное строение их было предметом исследований Ю. П. Масуренкова (1979), С. Т. Балесты (1981). Подобные разрозненные сведения имеются и по Карело-Кольскому региону, однако они не суммированы и не проанализированы.

В решении фундаментальной задачи создания образа корневой системы эруптивных центров наиболее благоприятны вулканические ареалы с глубокой тектонической деструкцией, где на дневную поверхность выводятся на один уровень лавовые толщи и их кристаллический фундамент. Подобные задачи реализованы:

- в узлах пересечения лопийских зеленокаменных структур, ограниченных зонами разломов (участки приразломных моноклиналей – Койкарская, Хаутаварская, Ялонваарская вулканические центры);
- в зонах вулкано-купольных поднятий свекокарельских платобазальтовых щитовых вулканов (Янисъярвинский, Туливаранмякский, Кирьявалахтинский эруптивные центры);
- в условиях глубокого эрозионного среза вулканической постройки вплоть до ее основания (Сегозерская зона, Орченская вулканическая постройка);
- в лавово-вулканокластических полях Суйсарской древневулканической области (Раткольский, Ровкозерский, Шидгубский, Суйсарский вулканы центрального типа);
- в зонах развития субвулканических интрузий в подошве или в составе вулканической постройки (Гирвасский щитовой вулкан, Койкарско-Святнаволокский рудный силл, а также зона Пальеозерского вулканического центра);

• в зоне сочленения структуры Беломорского и Карельского геоблоков на отрезке Ветреного Пояса (Киринская, Ламбасрученская и др. вулканические постройки).

Все перечисленные объекты характеризуют ареалы и их корневые зоны, относящиеся к мантийному типу основного-ультраосновного вулкано-плутонизма. Что касается примеров мантийно-корового и корового магматизма, то наиболее привлекательным является:

- гранито-риодазитовый экструзивно-купольный ареал (плато) в пределах центральной части Лехтинской ВТС в зоне трансрегиональных сдвиговых дислокаций;

- площадь Салминского массива гранитов рапаки-ви и пластовых интрузий габбро-анортозитов, образующих единый эруптивный центр;

- ареалы гранитоидного малоглубинного гранит-порфирового магматизма в Северной Карелии (интрузии типа Нуорунен, Корпанга и ареалы их дайковых и жильных образований).

Таким образом, углубленные палеовулканологические и специализированные геофизические исследования способны создать требуемую объемную модель как ВТС, так и отдельного эруптивного центра. При решении проблемы диагностики эруптивного центра нами ранее были охарактеризованы все использованные методы выделения проксимальных зон эруптивных центров и выявления жерловых и околожерловых фаций вулканических построек. Следует подчеркнуть, что применяемые методы открыты к совершенствованию, углублению их возможностей и более точному очерчиванию их недостатков. Предусматривается, в частности, значительное расширение методологической базы выявления центров вулканизма в ареалах глубоких сечений эруптивных зон на основе использования методов и приемов геофизических исследований.

Что касается применяемых в настоящее время разнообразных методов собственно геофизических исследований, то они в целом были рассмотрены в предыдущем разделе. Можно лишь подчеркнуть основные требования к использованию локальных и региональных геофизических исследований, которые заключаются в получении разнообразной информации не только по параметрам и характеристикам среды на разных глубинных срезах коры с необходимой детальностью, но и пространственному ограничению аномальных объектов размерами в десятки метров.

Данные наземной гравиметрии в совокупности с данными высотной и спутниковой съемки способны выделить картину неоднородностей разноплотностных масс в границах геологических структур, ВТС и их контролирующих элементов тектонического каркаса. Гравиметрическая наземная съемка позволяет получить характеристику по глубинности размещения высокоплотных образований и создать модель вертикальной и латеральной неоднородностей геологического объекта.

Методами сейсмоакустических исследований могут быть решены вопросы глубинности

структур эруптивной зоны, ее структурно-вещественной организации и сочетания со структурами вмещающего тектонического каркаса. Сейсмотомографические построения могут внести серьезные уточнения направлений последующих исследований.

Локальные магнитометрические исследования особенно эффективны в изучении и расчленении осадочно-вулканогенных чехлов, выделенных изверженных пород разной фациальной принадлежности, в том числе и субвулканических – камерно-инъекционных и дайково-силловых. Вероятно, можно ожидать высокой эффективности магнито-теллурического зондирования бывших очаговых зон в границах эруптивных центров и за их пределами.

Геоэлектрические исследования, можно думать, в состоянии выявить и проследить зоны с высокой и низкой проводимостью в пределах не только лавовых полей, но и при выявлении пластовых интрузий. Трудно представить, какие можно ожидать результаты геофизического «тестирования» геологических объектов, где сосредоточены огромные количества мантийных масс, неведомыми путями и способами локализованные в структурах, именуемых вулканотектоническими и корневыми питающими системами. Реальное существование такого рода структур не требует доказательства, задача заключается в распознании их дистанционными методами в первую очередь там, где геологические свидетельства несомненны.

Объемная модель эруптивной зоны или ВТС представляет документ важнейшей значимости, поскольку он содержит скрытую информацию о сопутствующих рудно-магматических системах. В жерловых зонах имеются флюидно-гидротермальные системы, сопровождаемые полями гидротермального и пропилитового перерождения изверженных пород. Такие образования в зонах современного и недавнего вулканизма достаточно хорошо изучены, и методика их поиска и локализации достаточно хорошо известна. Сочетание комплексных локальных исследований с региональными при геолого-геофизическом изучении наиболее важных объектов может внести элементы прогноза. Эруптивные центры сами по себе не являются генетически многообразными, их признаки и критерии могут быть использованы для целей палеовулканологического районирования.

Представляется вполне возможным проведение в Карелии комплексных геолого-геофизических исследований в рамках проекта «Вулкан». Целью этого проекта могло бы стать создание научно-методического полигона по разностороннему изучению одного из вулканических сооружений. При этом в задачи исследований могли бы входить углубленные палеовулканологические реконструкции, локализация эруптивных центров, выявление динамики его формирования и корневой питающей системы. Результаты исследований могут быть систематизированы по самым разнообразным направлениям:

- объемная модель докембрийского вулкана;
- физические обстановки и условия его деятельности;
- динамика и режим эруптивной деятельности;

## ГЛАВА 7. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ФСЩ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

- стадии, межпароксизмальные перерывы в вулканизме и периоды фумарольно-гидротермальной деятельности и накопления металлоносных осадков;
- производительность и геологический эффект вулкана;
- корневая питающая система;
- рудно-магматические системы эруптивного центра;
- рудоносность субвулканических образований;
- гидротермальный метаморфизм, гидротермально-измененные породы и их рудоносность;
- комплексная геолого-геофизическая оценка рудоносности эруптивного центра;
- методические основы изучения эруптивных центров в докембрии.

Таким первоочередным объектом исследований по данному проекту могли бы стать:

- лавово-вулканокластическое поле Кирьявалахтинского щитового платобазальтового вулкана и сопутствующие ему вулкано-плутонические серии изверженных пород от ультраосновного до кислого составов в ЮЗ Карелии, располагающейся на ЮВ продолжении Главного сульфидного пояса Финляндии и рудного поля Оутокумпу.

- Лавово-вулканокластическое поле в центре Лехтинской структуры, являющееся останцом платобазальтовой вулканической постройки, где телескопированный вулкано-плутонизм проявлялся от позднего лопия до людиковия (ливвия?) включительно. Известные здесь проявления золота, полиметаллов, меди, молибдена, связанные генетически и пространственно с изверженными породами полициклического вулкано-плутонизма, не имеют достаточно обоснованных возрастных, структурных и генетических характеристик, что составляет неопределенность в их экономической значимости (Металлогенения Карелии, 1999).

Реализация этого проекта по одному из двух вариантов дает возможность решить важнейшую прикладную задачу региональной палеовулканологии – рудно-магматические потенциальные возможности докембрийского магматизма в этих структурах региона.

Гравиметрический метод исследований областей докембрийского магматизма является важнейшим способом изучения плотностной неоднородности земной коры (рис. 55). Поскольку в ареалах разноглубинного вулкано-плутонизма в наиболее активной форме осуществляется радиальный массоперенос, то, можно думать, избыточная плотность в коре вызвана преимущественно массами магматических высокоплотных пород. Региональная гравиметрия в решении проблем палеовулканологического районирования, очевидно, менее эффективна, чем локальная. Однако картографические материалы среднемасштабной и детальной гравиметрии практически отсутствуют, поэтому примеры геологической интерпретации аномальных полей, как и гравиметрические характеристики ареалов вулкано-плутонизма отсутствуют. Остается неясным, каким образом методика гравиметрических исследований может быть использована в выделении из общего аномального поля корневых питающих зон вулканических ареалов. Решение обратной

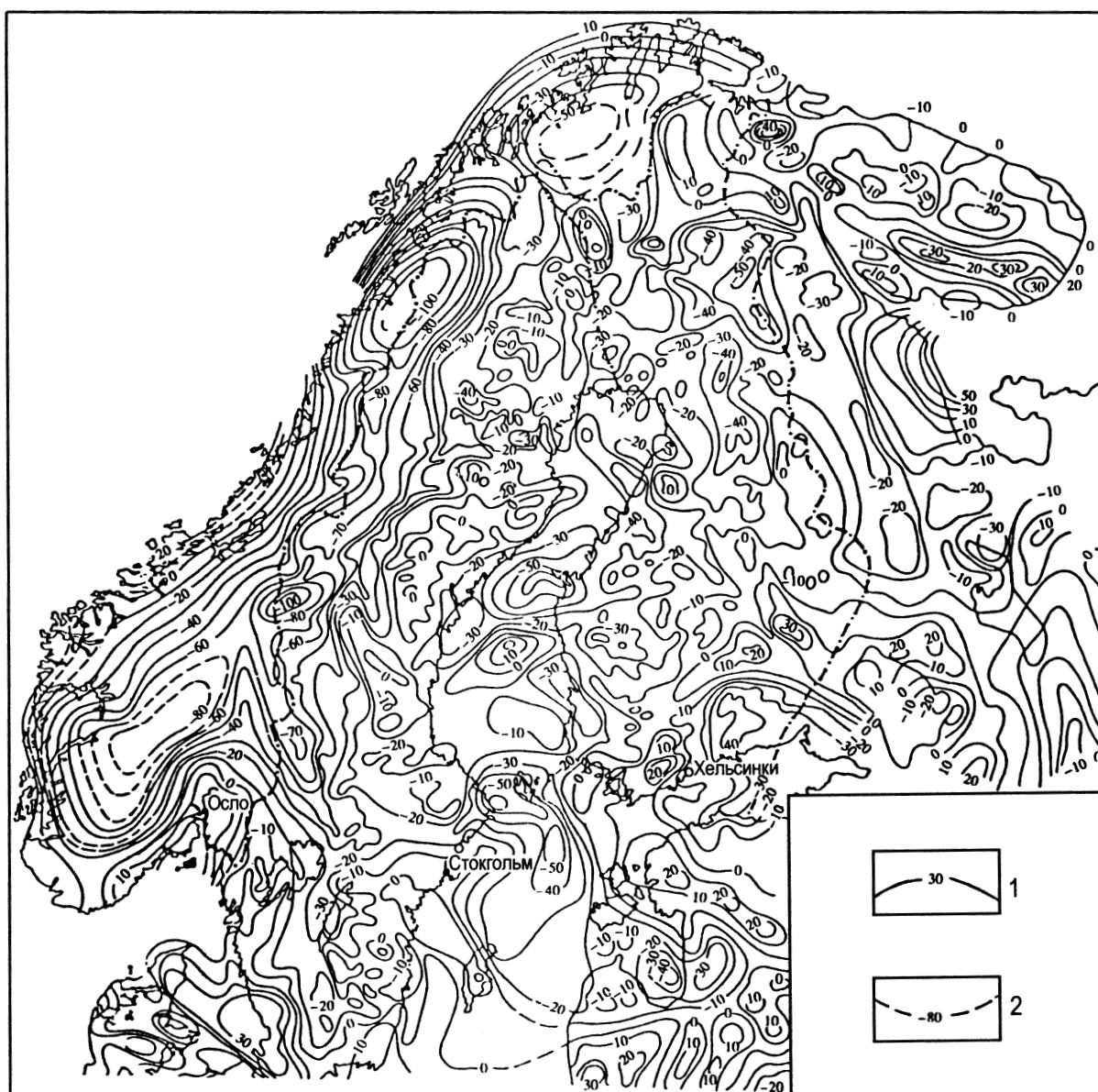
гравиметрической задачи в палеовулканологических исследованиях на уровне изучения глубоких сечений вулкано-плутонических ареалов пока не имеет в Карелии примера практической реализации. Очевидно, следует признать вообще отсутствие положительного результата в решении подобного типа проблем в докембрии Карелии. Нам не известны случаи гравиметрического тестирования «слепых» интрузий, кольцевых ВТС с магматическим ядром, корневых питающих каналов пластовых расслоенных интрузий и т. д.

В ситуации практически полного отсутствия данных по гравиметрической изученности ареалов активного магматизма с решением задач палеовулканологического содержания, эффективность локальных исследований плотностных характеристик вулканических ареалов остается неясной. Однако тупиковая ситуация с геофизическими методами в магматической геодинамике стала обычным явлением, выход из которой может быть найден постановкой конкретных задач исследований и подбором типовых объектов с палеовулканологическим обеспечением.

Мелкомасштабные карты гравитационного поля для ФСЩ в решении частных задач локальной магматической геологии малоинформативны. Тем не менее, карта гравитационного поля по скандинавской части Европейского геотраверза в масштабе 1 : 2 500 000, составленная E. Klingclé, B. Lahmeyer, R. Freeman в 1990 г., может быть использована для изучения крупных кольцевых форм магматогенных тектонических структур радиусом до 200 км. Одной из таких структур является структура Оскарсхамн в Юго-Западной Швеции. Отличительной особенностью этой структуры в гравитационном поле является общее радиально-концентрическое построение. При этом по секторам  $\approx$  через  $30^\circ$  отмечаются устойчивые чередования гравитационно-положительных и гравитационно-отрицательных аномальных полей. Концентрическое кольцевое строение устанавливается по чередованию прерывистых полос аномально-повышенного и аномально-пониженного поля. Природа этих аномалий в целом остается неясной. Однако, исходя из геологической карты Швеции (Karta över Sveriges berggrund, 1958), отрицательные аномальные поля приходятся на граниты, гранитоиды пояса Смоланд-Вермланд, а положительные обусловлены полями основных интрузий Южной Скании. С нашей точки зрения важным является совпадение локальных повышенных аномалий с поясом пермских долеритовых даек, ареалом палеозойского магматизма, а также гранулитами в Сканнии. В то же время пояса даек гиперитов, насыщающих многие сотни протяженных тел габбро-норитов, габбро-долеритов и верлитов, в гравитационном поле не отражаются.

Элементы кольцевых структур для Центральной и Северной Швеции могут быть отмечены в гравитационном аномальном поле в поднятиях Бергслаген, Рагунда-Нордингра, в структурах Шеллефтео, Лулео и Кируна.

В Норвегии в гравитационном поле отчетливо выделяется структура грабена Осло с его ареалом активного пермского магматизма. Следует особо отметить



**Рис. 55.** Карта гравитационных аномалий Фенноскандии в редукции Буге (нормальная формула 1930 г., плотность промежуточного слоя  $2,67 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ ), по Абалкин и др., 1998. Изолинии силы тяжести,  $10^{-5} \text{ м}\cdot\text{s}^{-2}$ : 1 – достоверные, 2 – менее достоверные

**Fig. 55.** Map of gravity anomalies of Fennoscandia in Bouguer reduction (normal formula from 1930, the density of the intermediate layer is  $2,67 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ). Gravity contour lines,  $10^{-5} \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ : 1 – valid, 2 – less valid

две локальные, но весьма высокоградиентные положительные аномалии в восточном кольце Норвежского желоба (залив Бохус Северного моря) и положительную локальную аномалию на о. Сёреё (Баренцево море), природа которых не установлена.

Что касается Финляндии, то в ее гравитационном поле отчетливо выделяется радиально-концентрическая структура Инари, имеющая много общего с подобной структурой Оскарсхамна, а также ряд концентрических замкнутых или полузамкнутых структур. Среди них отчетливо выделяются по низкому гравитационному полю все крупные массивы гранитов рапакиви – Выборгский, Лайтила, Ахвенисто и Аланд-

ский. Более того, граниты рапакиви Выборгского массива образуют ядро весьма крупной поликонцентрической структуры с элементами радиальной делимости. Внешний контур этой структуры образует кольцо с радиусами около 90 и 100 км. В полосу шириной около 100 км попадают блоки сдвиговой зоны Хяменлинна-Хювинкяля, сланцевый пояс Савонлинна и интрузия Париккала, а также область аномально-высокой мощности земной коры в губернии Саво. Соизмеримой является структура кольцевой формы с переменным, но несколько повышенным гравитационным полем, совпадающая с Центрально-Финляндским гранитным массивом.

Имеющиеся обзорные гравиметрические карты на территории Карелии позволяют лишь в общих чертах найти совпадение гравитационного поля с тектоническим каркасом региона. Известно, что карельский геоблок на большей своей части обладает низким гравитационным полем. Слабоповышенное гравитационное поле – до аномального – имеет Беломорский геоблок и территория Приладожья. Однако здесь можно видеть некоторые особенности гравитационного поля над ареалами «активного докембрийского магматизма». Прежде всего достаточно отчетливо выделяются локальные положительные высокие или повышенные аномалии над интрузиями щелочно-основного состава центрального типа.

Положительную гравитационную аномалию среди низкопотенциального поля имеет Семчозерско-Койкарско-Гирвасская зона наследованного вулкано-плутонизма, где сосредоточены не только лопийские вулканические постройки, но и эруптивные центры сариолия и ятулия. Эта аномальная зона неоднородна по строению, имеет окружную форму диаметром около 30–35 км, и в ней выделяются три локальные аномалии диаметром от 3 до 8 км. Однако Онежская ВГС имеет низкое гравитационное поле, и в нем вулканические зоны ятулия, людиковия и ливвия практически не сопровождаются аномалиями. Несколько повышенно гравитационное поле в центральной части Онежского озера, которое резко возрастает не только над Бураковской габбро-норит-перидотитовой расслоенной интрузией, но и над всем Водлозерским блоком древнейших гнейсов. Неожиданно низкое гравитационное поле над Лехтинской, Куолаярвинской, Сегозерско-Елмозерской структурами, сложенными в значительной степени вулканогенными толщами. Из всех наложенных протерозойских прогибов только в границах Западно-Онежской впадины отмечаются достаточно высокие локальные положительные аномалии.

Весьма изменчив гравитационный фон над территорией Юго-Западной Карелии. В потенциальном поле в виде положительных аномалий линейного и локального типов выявляются Кааламские массы габбро-норит-перидотитов, Рускеальская антиклиналь с аномалией Виссу, отчетливо выделяется Вуоксинская и Путсаарская положительные аномалии. Важным в магматической геологии является пространственное совпадение целого ряда крупных положительных аномалий с краевой геофлексурой Полканова, пересекающей Ладожское озеро по его геометрическому центру. К этой оси здесь приурочены Вуоксинская, Валаамская и Салминская аномалии. В Салминском массиве наиболее плотные массы сосредоточены в северной половине массива, а не в южной, где широко развиты породы габбро-анортозитовой ассоциации.

Обращает на себя внимание достаточно повышенное гравитационное поле в Юго-Западной Карелии. Здесь наиболее значимыми являются Сортавальско-Лахденпохская дуговая аномалия в прибрежной части Северной Ладоги, т. е. там, где мы реконструируем активный свекокарельский, людиковийско-ливвийский и калевийский базальт=пикрит-базальтовый вулкано-плутонизм. Не является неожиданной и другая –

Кирьявалахтинская положительная аномалия, приходящаяся на ареал свекокарельского вулканизма. К ней приурочены и лавовые поля Янисъярвинского, Туливаранмякского и Кирьявалахтинского вулканов щитового типа с сопутствующими им разноглубинными интрузивными образованиями вулкано-плутонических ассоциаций поздних свекокарелид. В этом отношении мы особо подчеркиваем высокий гравитационный фон зоны сочленения свекокарелид Свекофенникского геоблока с карелидами Карельского геоблока, имеющий важное значение в решении проблемы юго-восточного продолжения Главного сульфидного пояса Коталахти, через рудный район Оутокумпу – Хаммаслахти на территорию Карелии. Имеются многие геолого-геофизические особенности, присущие как финляндской части пояса, так и его юго-восточному продолжению:

- Главный сульфидный пояс Коталахти принадлежит к сложнотектонизированной зоне контакта кристаллического фундамента со свекофенникским осадочно-вулканогенным чехлом, где сосредоточены как стратиформные, так и вкрапленные медно-никелевые руды в субвулканических ликвационно-кристаллизационно-расслоенных интрузиях.

- По палеовулканологическим данным, в районе оз. Тохмаярви размещался вулканический центр пикрит-базальтового вулкано-плутонизма.

- Вулканическому ареалу сопутствуют интрузии серпентинизированных перидотитов, габбро-норитов и габброидов с вкрапленными рудами. Возможно, самостоятельный вулканический центр ливвийского времени был и в районе Куопио-Оутокумпу. Палеовулканологические исследования здесь не проводились, и потому палеовулканологическое районирование отсутствует.

- Зона наследованного свекокарельского и рифейского вулкано-плутонизма фиксируется также ареалом Центрально-Финляндского поля кимберлитовых трубок, в том числе и алмазоносных, в районе г. Куопио – озер Юутусвеси и Сюяри.

- Сульфидному поясу Коталахти и рудному полю Оутокумпу соответствует высокое гравитационное поле, зона высоких скоростей нижней коры, аномальная (крупнейшая в регионе) мощность земной коры.

- Юго-восточное продолжение как рудного пояса, так и рудного поля на территории Юго-Западной Карелии обладает большинством особенностей, отмеченных выше. Здесь прослеживается зона тектонически активной разломно-сдвиговой зоны контакта досвекофенникского кристаллического фундамента со свекокарельским чехлом мощных осадочно-вулканогенных образований лавовых полей платобазальтов и комагматичных им интрузий основного-ультраосновного состава.

- Непосредственное продолжение рудоносной зоны здесь в полосе от Вяртсиля-Кааламо-Суйстамо-Райконкоски образует вулканический дол трех щитовых платобазальтовых вулканов – Кирьявалахтинского, Малоянисъярвинского и Туливаранмякского. В этом ареале отмечены мощные поля хемогенных, вулканогенно-осадочных кремнисто-карбонатных

отложений, содержащих целый ряд сульфидных рудо-проявлений гидротермально-осадочного, фумарольно-гидросольфатарного генезиса – Виссу, Рускеала, Соанлахти, Полвиламби, Ковадъярви, Сумерия, Варахти и ряд других.

- Комплексы комплементарных вулкано-плутонических пород пикрит-базальтового вулкано-плутонизма здесь подобны породам Оутокумпу, Хаммаслахти. Менее распространены (или недостаточно изучены и не откартированы) субвулканические пластовые интрузии основного и ультраосновного состава.

- Как рудное поле Оутокумпу, так и вулканический Янисъярвинский дол имеют формы наследованного прогиба и разгрузки гидротермальных растворов.

- Гравитационное поле района Кааламо – Коккасельский купол – Райконкоски также повышено, как и повышена мощность земной коры и ее нижнего высокопроводящего слоя. Более того, в районе обрамления Коккасельского купола известна локальная гравитационная положительная аномалия в высокоградиентном поле. Подобная же аномалия известна в районе руин Туливаранмякской щитовой платобазальтовой вулканической постройки. Главное отличие в том, что здесь пока не выявлены проявления кимберлитового вулканизма.

В региональном гравитационном поле проявляются лишь два главных элемента геисторического каркаса – краевая геофлексура А. А. Полканова и Лапландско-Поморская геофлексура Беломорского шва. При этом в краевой флексуре отчетливо трассируется не только ее внешняя ось на границе с Русской плитой, но и внутренняя, в виде дуги большого радиуса, прослеживающейся от северного угла Кандалакшского грабена до северного конца Ботнического залива. Важен факт отчетливой делимости этих отрезков геофлексур на участки длиной в первые десятки километров. Беломорский шов достаточно отчетливо выделяется по градиенту гравитационного поля (отрицательного на ЮЗ и положительного на СВ). В целом гравитационные поля практически не «чувствуют» поверхностного, осадочно-вулканогенного слоя, и структурные ансамбли дневной поверхности региона не отражаются в его узоре.

Имеющиеся мелкомасштабные карты гравитационного поля по Финляндии и Швеции могут быть использованы в целях изучения не только вертикальной и латеральной неоднородности в комплексной увязке с данными сейсмической томографии, но, как оказалось, и в выделении тектонических и тектоно-магматических структур радиально-кольцевой или концентрической формы. Такую же возможность представляют обзорная карта гравитационного поля ФСЩ (рис. 55), составленная А. П. Абалакиным с соавторами (Абалакин и др., 1998). Весьма важной является в ряде случаев проявляющаяся северо-северо-восточная делимость восточной части ФСЩ, согласованная с северо-западной ориентировкой свекокарельских структур и образующая ячеистую форму гравитационного регионального поля. Эти трансрегиональные неоднородности литосферы, а, возможно, и верхней мантии, без сомнения, имеют геисторическую природу и содержат важную информацию об энергоструктуре

литосферы прошлых геологических эпох. Система ячеистых ромбовидных структур с размерами сторон 150 x 200 км отчетливо просматривается на гравитационных картах Швеции, Финляндии, частично Норвегии и на карте ФСЩ.

Важной особенностью глубинного строения ФСЩ, по данным гравиметрии, является отсутствие корней Скандинавских гор и трассирование их оси серией крупных продольно-вытянутых отрицательных аномалий. Таким образом, данные по мелкомасштабному сейсмическому и гравитационному строению литосферы ФСЩ в целом представляют основу интерпретации ее неоднородностей с позиций мантийного диапиризма, тогда как крупномасштабные – могут быть использованы в палеовулканологическом районировании. Возможно, повышение детальности геофизических исследований способно обеспечить, во-первых, тестирование выявленных вулканических построек, уточнить местоположение предполагаемых и определить местоположение новых эруптивных центров. В целом представляется весьма вероятным создание объемных геолого-геофизических моделей корневых питающих магматических зон, т. е. решение обратных геофизических задач.

Региональное магнитное поле имеет разноранговую информацию для интерпретации истории докембрийских проявлений магматизма региона и выявления структур осадочно-вулканогенного и гранито-ультратемпературного слоев. Карты аномального магнитного поля дают много дополнительной информации, по сравнению с гравитационными, к анализу морфологии ареалов вулкано-плутонизма, размещению интрузивных субвулканических тел и реликтов лавовых полей в их современных эрозионно-тектонических структурах.

Карты регионального магнитного поля с высокой точностью отражают главные элементы тектонического каркаса, «проявляют» конфигурацию разломно-складчатых структур, их ансамблей, особенности сопряжения по системам разрывных и разрывно-сдвиговых дислокаций, отмечая их мельчайшие подробности. В этом отношении особую роль приобретают структуры, имеющие радиально-кольцевую форму, поскольку магматические диапиры обычно достаточно отчетливо проявляют признаки телескопирования. Размеры кольцевых структур радиального или радиально-концентрического строения могут служить критериями геологических объемов магматических горных пород в их границах. Общеизвестна высокая эффективность выявления не выходящих на поверхность вертикально-крутопадающих даек методами как дистанционных, так и наземных работ.

Очевидно, что магнитометрические исследования – это необходимый и весьма эффективный метод исследований в решении самых разнообразных задач от региональной стратиграфии до региональной палеовулканологии. В последней четверти прошедшего века региональная магнитометрия заявила о себе как о высокоэффективном способе поиска локальных криптовулканических тел трубчатой формы и выявления кимберлитовых полей и провинций.

Методы изучения вариации магнитного поля достаточно разнообразны, а магнитометрия, как никакие другие геофизические методы, с наименьшими затратами времени и средств способна решать обратную задачу – идентификацию источника магнитных возмущений и его форму. В этом отношении на стадии локальных палеовулканологических реконструкций использование данных магнитометрического картирования является обязательным. Обладая высокой чувствительностью к глубинным намагниченным породам, магнитометрия позволяет создавать прогностические модели глубоких сечений вулканических и plutонических корневых систем. Ее возможности простираются от достоверного расчленения вулканогенных толщ на составляющие лавовые потоки до прослеживания их и сопутствующих им пластов металлоносных осадков, от оконтуривания вулканических полей и вулканических построек, до локализации эруптивных центров и корневых питающих систем.

Таким образом, магнитометрия обладает возможностью решать весьма важные проблемы магматической геотектоники, магматической геодинамики и рудоносности магматических формаций и вулкано-плутонических ассоциаций. Число локальных магнитных аномалий на территории столь велико, что их идентификация предполагает комплексное геолого-геофизическое исследование, но уже с привлечением методов палеовулканологического тестирования. Все разнообразие интрузивных тел любого вещественного состава, формы, глубин залегания и времени формирования выявляются путем магнитометрических исследований. Выявленные вулканические постройки или эруптивные зоны так или иначе проявляются в магнитных полях, все рудные месторождения региона отчетливо оконтуриваются на картах потенциального магнитного поля. Более того, все структурные элементы организации вулканических ареалов до деталей строения ВТС проявляются на этих же картах.

В Карело-Кольском регионе сложилась парадоксальная ситуация, геофизические материалы по сейсмологии, гравике и магнитности доведены до состояния масштабности 1 : 50 000, а нередко и крупнее, а их геологическая интерпретация при геологических не только поисково-разведочных, но особенно при геолого-съемочных работах используется в незначительном объеме, без вычленения крайне важной структурно-генетической информации. В регионе геофизикой не изучен ни один из выявленных эруптивных центров. Выше нами была показана перспективность зоны Ладожско-Ботнической флексуры на медно-никелевые рудные объекты в Северном Приладожье. Критерий этой перспективности достаточно, чтобы обратить внимание на эту зону. Зона юго-восточного продолжения Главного Сульфидного пояса Коталахти носит много общих черт, как в интенсивности, так и морфологии магнитного поля. Их локальные аномалии, по нашему мнению, не только фиксируют строение осадочно-вулканогенного чехла, но и размещение магматических образований, являющихся свидетельством существования здесь первичного осадочно-вулкано-

генного прогиба. Этот факт является наиболее значимым в обосновании минерально-сырьевых ресурсов тех или иных структур.

Имеющиеся данные по локализации центров вулканизма в пределах древних палеобассейнов свекокарельского времени заложения дают основание к определению тех их частей, которые осуществляли накопление вулканогенного хемогенно-осадочного, эксклюзационно-осадочного рудоносного материала. Такие данные мы имеем по Пана-Куолаярвинской, Лехтинской, Онежской структурам и Северному Приладожью. Как уже ранее было показано, вулканический дол Кирьявалахтинского щитового вулкана определен. Требуется его детализация и выявление периодичности накопления металлоносных осадков (Светов, Свириденко, 1992). Примерно в подобной же стадии изученности находятся реликты палеобассейнов Северной и Восточной Карелии. Проблема рудоносности осадочно-вулканогенных чехлов Пана-Куолаярвинской, Лехтинской структур и Ветреного Пояса практически с палеовулканологических и палеогеографических позиций не изучена. Что касается Онежской ВТС, чье глубинное строение наиболее изучено, то на предмет стратиформных месторождений ее перспективы остаются не ясными. Изученный разрез вещественного заполнения этого наследованного седиментационного прогиба, но не рифта и тем более не горсто-grabеновой структуры, охватил только его верхнюю треть или половину. Наиболее перспективные площади с максимальным погружением дна палеобассейновой седиментации литолого-палеогеографическими и палеовулканологическими исследованиями не проанализированы. Вследствие этого рудно-потенциальные возможности не исчерпываются полученными новыми данными о ее рудоносности.

Заслуживают особого внимания Шомбозерская и Лехтинская структуры длительного наследованного развития, которые ни геологически, ни геофизически еще не могут быть признаны изученными. Эти структуры, по нашему мнению, являются наиболее перспективными в рудно-металлогеническом отношении. По совокупности данных седиментологии и палеовулканологии весьма важными являются объекты в юго-западном ограничении структуры и в полосе озер Коштумозеро – Летнее озеро.

Сложный тектонический узор, напряженные сдвигово-разрывные дислокации, сопровождавшие разноглубинный корово-мантийный и мантийный магmatизм, весьма благоприятны формированию рудно-магматических систем узлов активного платобазальтового и экструзивно-купольного гранитоидного магматизма. Использование данных региональной и локальной магнитометрической съемки открывает большие возможности перед локализацией эруптивных центров. Несмотря на многолетние, периодически возобновляющиеся исследования на разные металлы, геодинамика, палеовулканология и седиментология этих структур остаются недостаточно изученными для локального прогнозирования. Имеющиеся данные по их рудоносности должны быть пересмотрены с новых методических позиций.

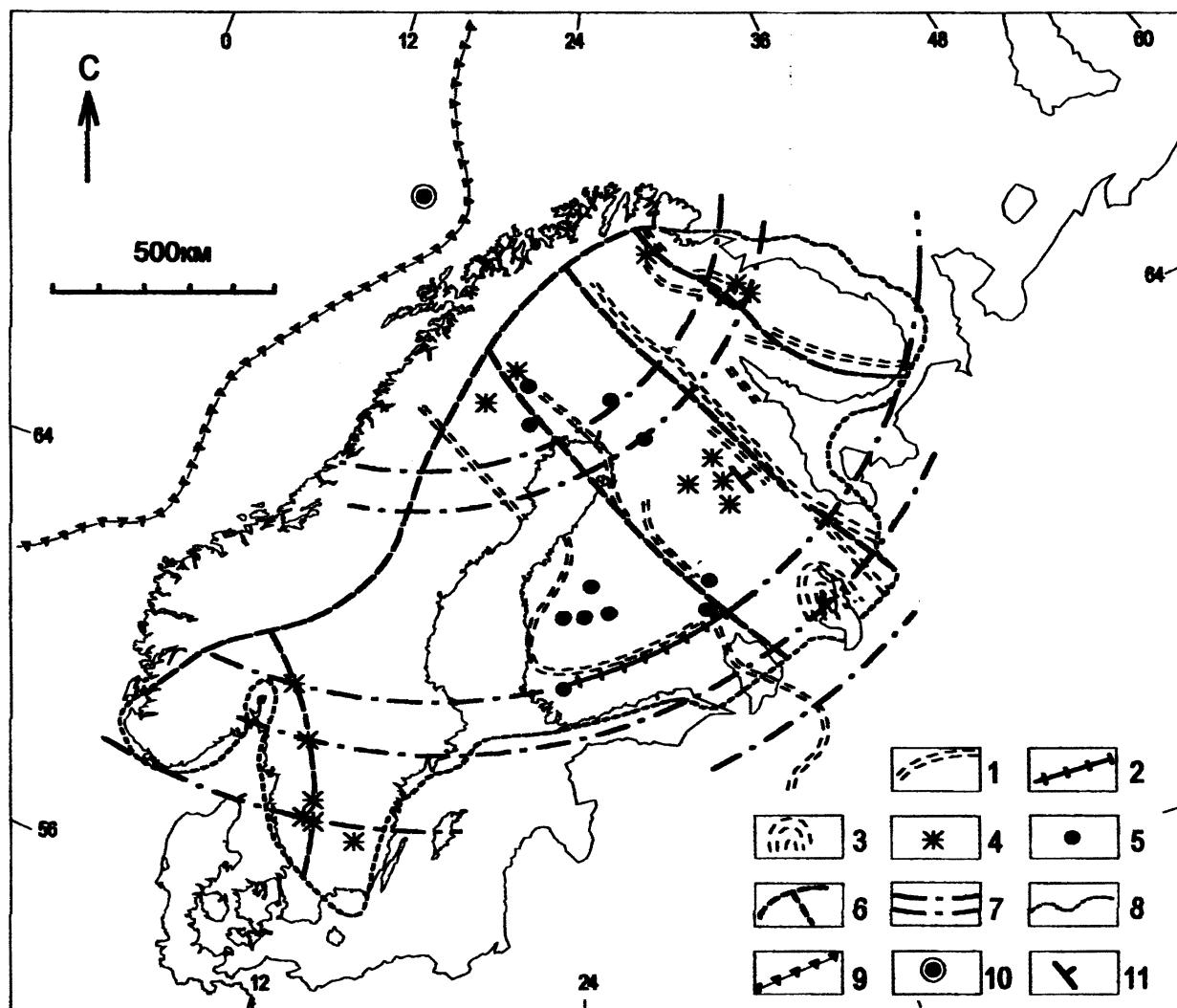
Геоэлектрические исследования на территории ФСЩ еще не реализовали все свои возможности. Однако имеющиеся опубликованные материалы в данной области геофизических региональных и локальных работ дают основание видеть в них важную роль не только в изучении электропроводимости пород в пределах верхней коры, сколько в зондировании глубоких сечений литосферы.

Изучение электропроводимости осадочно-вулканических чехлов и их гранитизированных эквивалентов позволяет выявить как складчатые, так и разрывные структурные элементы вулканических ареалов, главные проводящие слои и их пакеты, в том числе углеродсодержащие сульфидизированные горизонты, лавовые потоки, пачки вулканогенно-осадочных пород, а также проследить их по простиранию. Эти данные весьма цепны для изучения ареала вулканических фаций проксимальной и дистальной зон вулканических построек, пластовых субвулканических образований камерно-инъекционного силлового типа, а также трассирование разрывных нарушений, оказывающих влияние на общую структуру ЦЭМА. В частности, такие работы оказались весьма эффективными на территории сульфидных колчеданных месторождений в Карелии, а также в пределах обрамления и внутреннего строения Онежской кольцевой ВТС. К сожалению, комплексные наземные электромагнитные исследования на объектах вулканических построек или их лавовых полей в Карелии не проводились. На схеме обобщенных региональных геоэлектрических исследований ФСЩ (рис. 56) отображены главные оси проводимости и аномальные локальные поля электропроводимости и высоких сопротивлений ФСЩ, которые, по нашему мнению, имеют, с одной стороны, связь с глубинной суперструктурой региона, а с другой – с современным геоизостатическим воздыманием Фенноскандии и связанными с ним полями упругих деформаций литосферы. Если верны представления о согласованности геоэлектрической проводимости с геологическим строением пликативных и разрывных структур на разных глубинных срезах земной коры, то их интерпретация позволяет изучать геоэлектрические характеристики глубоких сечений корневых вулкано-плутонических очаговых систем мантийного питания (Сейсмогеологическая модель..., 1998. Ч. 1). Очевидно, любые минерализованные зоны, обладающие пониженными электрическими сопротивлениями, как и повышенная электропроводность разуплотненных зон разломов или зон растяжений в зонах сводовых вулкано-тектонических поднятий или прогибов, являются индикаторами эруптивной зоны. Региональная геоэлектрика имеет достаточное разнообразие методов изучения естественного электрического поля и способна внести существенный вклад в изучение и реконструкцию ЦЭМА и руин вулканических построек. Она способна также выявить зоны с возможной рудоносностью не только в пределах лавово-вулканокластических полей, но и рудно-магматических систем эруптивных центров разноглубинного вулкано-плутонизма.

Тренды горных напряжений, с одной стороны, способны уточнить представления о сопряженности многих элементов геоэлектрики верхней земной коры с современными геоизостатическими поднятиями ФСЩ, а с другой – дать ключ к пониманию систем наложенной трещиноватости пород в целях выявления ориентировки полей упругих деформаций. В последнем случае может открыться возможность изучения древних дислокаций по структурному анализу первичной и наложенной трещиноватости и реконструкции энергоструктуры литосферы минувших геологических эпох. Большим интересом пользуются карты геометризации региональной трещиноватости, схемы дистанционного дешифрирования фотодокументов по разломной тектонике в современной неотектонической эпохе, карты кольцевых, радиально-кольцевых структур и т. д. Однако наиболее восトラбованы не карты разломов, построенные на основе субъективной методики, поскольку такие карты, как правило, не воспроизводимы, а являются исключительно авторскими. Карты трещиноватостей, построенные по трендам (векторам) конкретных объектов без их «прослеживания» и только по ярким признакам, безусловно, более объективны. Следует признать, что такие карты чрезвычайно редки как в региональном, так и локальном вариантах. Нам не известны примеры трещиноватости отдельных структур (Печенгской, Ладожской, Онежской, Лехтинской), как отсутствуют они и для крупных интрузивных массивов рапакиви, интрузий центрального или расслоенного типов. Известно, что первичная контракционная отдельность интрузий сохраняется, несмотря на наложенные деформации и дробления, и поэтому служит прямой информацией о внутренней структуре массива, его глубинности.

Известно, что в целом по ФСЩ имеется скучная база данных и по геометризации современных горных напряжений (FRSDB – Fennoscandian Rock Stress Data Base), и трендов горизонтальных напряжений в породах поверхности земной коры щита на глубину до 1,0 км для территории Норвегии, Швеции и Финляндии. Для Карело-Кольского региона единичные замеры тензоров напряжений остаются не систематизированными (Stephansson et al., 1991). Их геодинамический анализ привел зарубежных авторов к выводу о «наведенном» поле напряжений земной коры ФСЩ со стороны Срединно-Атлантического хребта (for-field Stress), хотя и подчеркивается частичная взаимосвязь его как с осью каледонид, так и, возможно, с гляциоизостатическим воздыманием (Gregersen, 1991; Kakkuri, 1997). Максимумы горизонтальных стрессов цитируемые авторы обычно связывают с глубинными разломами, узлами их пересечений, а также с полями сдвиговых дислокаций. При этом отмечается сопряженность с системами разломов и узлами их пересечений, а, следовательно, и максимумами напряжений, гипоцентрами разнофокусных землетрясений.

Однако если рассматривать тренды напряжений литосферы щита на неотектоническом этапе как явление геоисторическое, тогда правомочен их анализ с



**Рис. 56.** Схема размещения выявленных коровых поясов и аномалий электропроводности ФСЩ и прилегающей части Русской плиты по данным магнитотеллурического и аудиомагнитотеллурического зондирования. (Составлена с использованием материалов: Pajunpää, 1987; Korja, 1994; Korja et al., 1993, 1996а, в).

1 – оси геоэлектрических проводящих зон (поясов); 2 – ось аномалий электропроводимости Южной Финляндии; 3 – геоэлектрическая аномалия Онежской структуры; 4 – локальные высокоградиентные геоэлектрические аномалии проводимости; 5 – локальные высокоградиентные аномалии электрического сопротивления; 6 – границы главных элементов тектонического каркаса суперструктур ФСЩ – шовные зоны геоблоков и границы каледонских надвигов; 7 – осевые линии, параллельные краевой внешней и внутренней геофлексуре А. А. Полканова, как линии современного напряженного состояния (стоячие волны) литосфера ФСЩ; 8 – граница палеозойского чехла внешнего обрамления ФСЩ; 9 – граница внешнего края континентального шельфа Фенноскандии; 10 – геометрический центр Лофотенских островов, ответственный за формирование полей напряжений упругих деформаций Фенноскандинавского мегасвода; 11 – элементы залегания выявленных поясовых электропроводящих зон

**Fig. 56.** Scheme showing the distribution of the crustal belts and electrical conductivity anomalies identified in the FSS and in the adjacent portion of the Russian Plate. Based on magnetotelluric and audiomagnetotelluric sounding data and Pajunpää, 1987; Korja, 1994; Korja et al., 1993, 1996a, b).

1 – axes of geoelectrical conductive zones (belts); 2 – axis of electrical conductivity anomalies in South Finland; 3 – geoelectrical anomaly of the Onega structure, 4 – local high-gradient geoelectrical conductivity anomalies; 5 – local high-gradient electrical resistance anomalies, 6 – boundaries of major tectonic framework elements of the FSS superstructure – the suture zones of geoblocks and the boundaries of Caledonian thrusts; 7 – axial lines parallel to the A. A. Polkanov marginal external and internal geoflexures as a line of the modern stressed state (standing waves) of the FSS lithosphere; 8 – boundary of the Paleozoic cover of the external FSS margin; 9 – boundary of the external margin of Fennoscandia's continental shelf; 10 – geometric centre of the Lofoten Islands, responsible for the formation of elastic deformation stress fields in the Fennoscandian megarch; 11 – mode of occurrence of identified belt electrical conductivity zones

позиций связи с тектоническим каркасом суперструктуры щита, поскольку в формировании поля напряжений участвуют исключительно элементы его блоковой и геоблоковой делимости с сопутствующими шовными зонами.

Генерализованная ортогональная система горизонтальных напряжений, приведенная на рис. 57, характеризует преимущественно Южную Швецию и Южную Норвегию. Ориентировка измеренных напряжений здесь может быть связана как с осевой линией ре-

гиональной флексуры Полканова, имеющей северо-запад=юго-восточное простижение, так и с юго-западным окончанием Дальсландской системы разломов Милонитовой и Протоджин зон (Светов, Свириденко, 1991). Более информативная схема горизонтальных стрессов (рис. 58), составленная на базе данных FRSDB, с большей очевидностью подтверждает связь их максимумов с главными элементами делимости щита – шовными зонами Дальсландской, Ладожско-Ботнической и краевой геофлексуры. Более того,

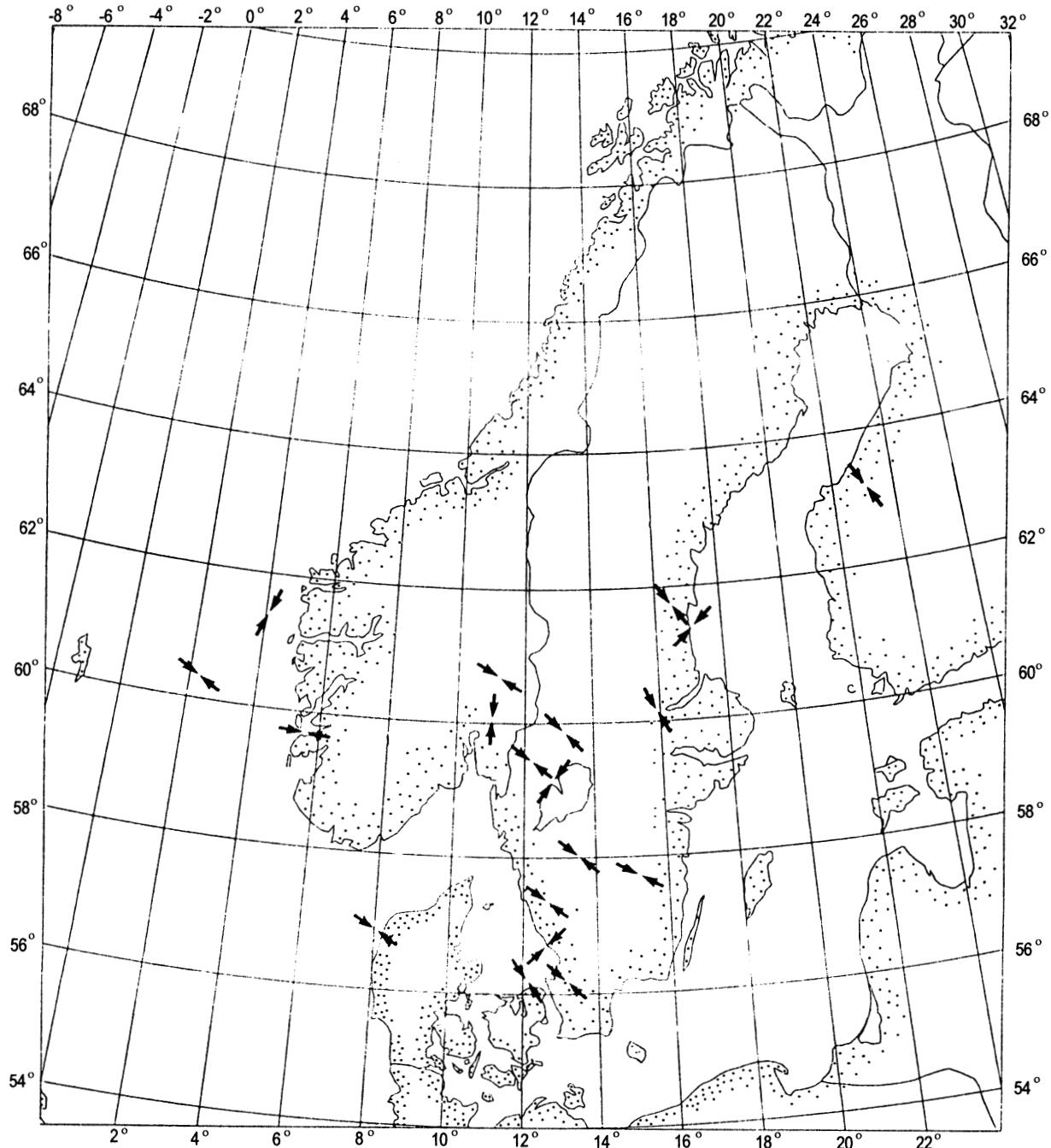
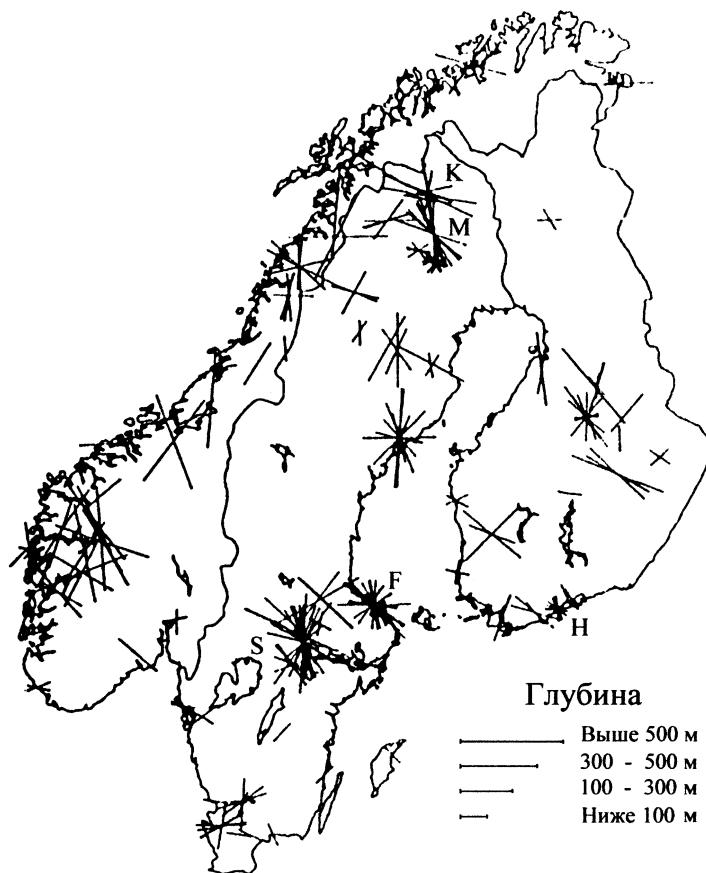


Рис. 57. Схема генерализованных максимумов горизонтальных напряжений западной части ФСЩ (по Gregersen et al., 1991).

Fig. 57. Scheme showing the generalized maxima of horizontal stresses in the western FSS (Gregersen et al., 1991)



**Рис. 58.** Тренды максимумов горизонтальных напряжений на разных глубинах ФСЩ. Материалы из базы данных горных напряжений (FRSDB) (по Stephansson et al., 1986, 1991)

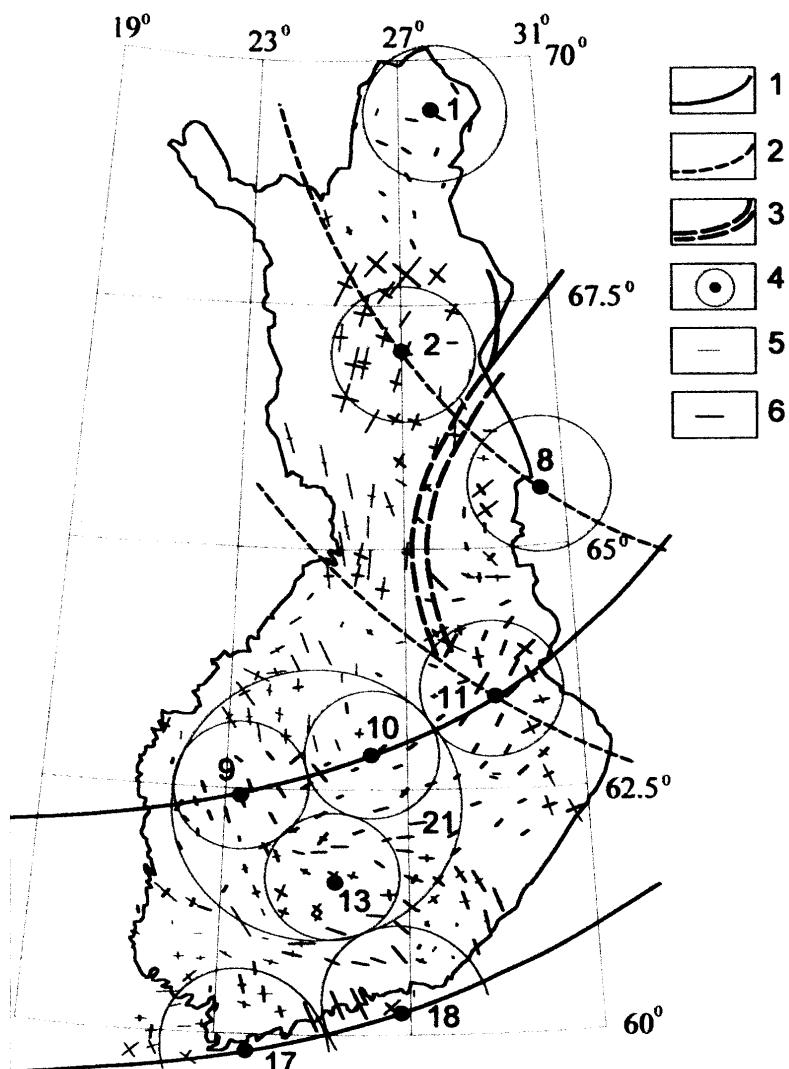
**Fig. 58.** Horizontal stress maximum trends at different depths in the FSS. Made using the mountain stress database (FRSDB) (Stephansson et al., 1986, 1991)

здесь максимумы наиболее глубинных напряжений отчетливо трассируют осевую линию каледонид на всем ее протяжении. Сгущения наблюдений за горными напряжениями в рудных полях Швеции отчетливо выявили обрамление их максимумов изостатически активных центров докембрийской магматической активности в Бергслагене и в Кируне. Данная схема фиксирует также современную систему ротационных ортогональных напряжений практически на всей рассматриваемой территории.

Однако для целей реконструкций общей структуры полей напряжений щита наибольшее значение имеет схема (рис. 59), приведенная в работе Ю. Каккури (Kakkuri, 1997). Сгущение точек наблюдений позволяет выделить на территории Финляндии целый ряд радиально-концентрических структур, связанных с их современной изостатической неустойчивостью. В их число входят поднятия Центрально-Финляндского гранитного массива, структуры Выборгского, Лайтила, Аландского массивов гранитов рапакиви, а также часть крупных и выходящих за пределы Финляндии поднятий, таких как Каликс, Инари и Калевальское. Системы измеренных напряжений в литосфере ФСЩ, согласно приведенному рис. 59, фиксируют разноранговые кольцевые структуры по системам локальных горизонтальных стрессов, или сочетанию их. В этих еще далеко не полных узорах тензоров напряжений можно видеть общие и частные когерентные особенности современных закартированных структур, т. е. возможно рассмотреть рисунок волновых полей, их

взаимодействия. Наиболее ярко система стрессов в кольцевых структурах зафиксирована в ЮЗ секторе Калевальской радиально-кольцевой структуры, в СВ секторе структуры Кеми на севере Ботнического залива, а также в упоминавшейся Центрально-Финляндской сдвиговой зоне, Выборгской и соседней с ней структуре ромбовидных деформаций ЮЗ Финляндии. Для современной неотектонической Ладожской радиально-кольцевой структуры сводового воздымания известен режим радиального сжатия в СЗ секторе.

Полученные геологическими службами разных стран данные по современному горному напряжению литосферы ФСЩ, таким образом, отражают главную их особенность – они являются следствием историко-геологических событий, уходящих в глубокий докембрий. Частные напряжения фиксируют существующие на современном эрозионном срезе латеральные и вертикальные неоднородности земной коры щита. Они выявляют зоны их ограничений и тем самым способствуют распознанию не только общей энергоструктуры, но и параметров ее глубинности. Несомненно, специальные исследования направлений стресса в пределах конкретных центров эндогенной магматической активности могут раскрыть многие другие стороны их морфологии, динамики становления и глубинного строения. Вместе с тем, как следует из рассмотрения графического отображения полей современных напряжений, с очевидностью можно наблюдать черты их корпоративной сопряженности, выраженные разноглубинными напряжениями северо-



**Рис. 59.** Направление горизонтальных горных напряжений в породах кристаллического фундамента Финляндии (по Chen, воспроизведено из Kakkuri, 1997, с. 106). Реконструированы:

1 – оси горных напряжений, связанные с геофлектурой А. А. Полканова на южном ограничении ФСЩ (Лофотенский центр возбуждения); 2 – оси горных напряжений, сопоставимые с Новоземельским центром возбуждения; 3 – главные зоны сдвиговых деформаций Центральной Финляндии; 4 – радиально-концентрические структуры и связанные с ними поля горизонтальных напряжений, номера структур соответствуют рис. 50; 5 – растяжение; 6 – сжатие

**Fig. 59.** Direction of horizontal rock stresses in crystalline basement rocks of Finland (R. Chen, borrowed from J. Kakkuri, 1997, p. 106).

The units reconstructed: 1 – axes of the FSS (Lofoten excitation centre); 2 – axes of rock stresses correlatable with the Novaya Zemlya excitation centre; 3 – main shear deformation zone of Central Finland; 4 – radial-concentric structures and associated horizontal stress fields. Numbers of structures correspond to Fig. 50; 5 – extension; 6 – compression

восток=юго-запад=юг простираций, совпадающих с удлинением современного поднятия Ботнического залива, а также с линией максимальных горизонтальных градиентов уклонения поверхности геоида (Масляев, 1997).

Феноменальной представляется геисторическая «память» элементов суперструктуры щита, выраженная современными напряжениями в земной коре. Очевидно, сопряжение общей сложной по строению и длительной по формированию Главной сдвиговой зоны Центральной Финляндии с зоной взаимодействия поднятий Калевальского и Центрально-Финляндского гранитного массива является свидетельством высокой многогранной диссипативности как пликативных, так и складчато-разрывных движений, включая сдвиговые. Этот пример позволяет начать глубокое изучение таких корпоративных (когерентных) структур, как сводовые поднятия – прогибы типа синеклиз, геофлектурные пограничные зоны и радиальные к ним системы разломов, горсто-грабеновые системы и авлакогены и т. д. Однако наиболее важным выводом следствий тензорометрии горных напряжений является вывод о широком распространении в кристаллическом

фундаменте ФСЩ, РП ВЕП огромного числа разно-масштабных кольцевых структур. Все это свидетельствует не только о современном неотектоническом этапе воздымания ФСЩ, но и неоднократных воздыманиях в геологической истории щита. Едва ли правомерно, таким образом, связывать современные поля горных напряжений с внешним влиянием Западно-Арктического и Северо-Атлантических секторов северного полушария. Если это так, то «внутриплитные» явления как наведенные не имеют под собой никакого реального обоснования. Горизонтальная и вертикальная неоднородности литосферы, уходящей в верхнюю мантию, обладают настолько большим избытком плавучести и кинетической энергии, которой вполне достаточно для трансформации СОХ Северной Атлантики и Полярной Арктики.

Таким образом, «всплытие» таких транскоровых структур, какими являются древние платформы – факт реальный, хотя бы на примере вызванного дегляциацией геоизостатического поднятия. Наличие в коре глубинных гравитационных аномалий, какие трассируют ось каледонид Скандинавского нагорья – есть прямое свидетельство разуплотнения и

высокой геотектонической активности не только литосферы, но и верхней мантии. Очевидно, с упругими свойствами связаны геоэлектрические аномальные зоны в трансрегиональных системах растяжений, использующих тектонический каркас суперструктур ФСЩ и РП. Активное воздымание масс литосферы в объеме ФСЩ, естественно, приводит к их горизонтальному растеканию, что обуславливает возникновение стрессовых ситуаций, включая сильные сейсмические явления (Тектоносфера Земли, 1978; Сейсмо-геологическая модель., 1998. Ч. I, II). Все это с энергетических позиций ставит гипотезу тектоники плит или новую глобальную тектонику, вместе с концепциями «внутриплитных явлений» в затруднительное положение, лишая ее векторов приложения сил. На уровне рассматриваемой проблемы энергоструктуры Земли и глобальных напряжений литосферы, очевидно, что причины глобальной тектоники лежат в другой сфере – в альтернативной концепции автовороновой геодинамики, где Земля рассматривается как саморазвивающаяся и самоорганизующаяся диссиpативная суперструктура.

В понимании роли крупных континентальных структур, таких, как древние платформы с их ядрами кратонизации, какими являются щиты, важную роль играют данные по современной их сейсмической активности.

**Современная сейсмическая активность ФСЩ** в целом низкая и уступает Среднеевропейской и Баренцевоморской плитам, а также складчатому обрамлению ВЕП.

Для территории Фенноскандии, ее шельфа и частично прилегающей Русской плиты имеются сведения более чем о 500 землетрясениях интенсивностью 0,6–5,5 баллов (рис. 60). За время наблюдений установлено общее нарастание не только числа их, но средней интенсивности (Gregersen et al., 1991; Slunga, 1991). Гипоцентры изученных землетрясений на ФСЩ размещаются в пределах трех уровней: верхней коры (0–13 км), средней (13–18 км), нижней (18–35 км). Нижняя кора, как и подстилающая ее верхняя мантия, слабосейсмична.

На современном неотектоническом этапе зоны глубинного заложения тектонического каркаса ФСЩ и его ближайшего обрамления практически не проявляют сейсмичности. Из этого можно сделать вывод о том, что «открытых» глубинных разломов в пределах ФСЩ и его ближайших плитах не существует. Геоблоковые шовные зоны имеют скорее листрические формы разломов, приуроченных к низам средней и нижней коры. Древние разломы залечены, они не являются обновленными и, следовательно, не играют роли в современной деструкции коры. Отсюда следует вывод о реакции ФСЩ и окружающих его плит как единого жесткого массива, испытывающего упругие деформации в ходе изостатических радиальных движений, что и обуславливает процесс колебательных глыбово-волновых (сводово-депрессионных) движений, испытывая временные общие перекосы и растяжения-сжатия в верхней коре.

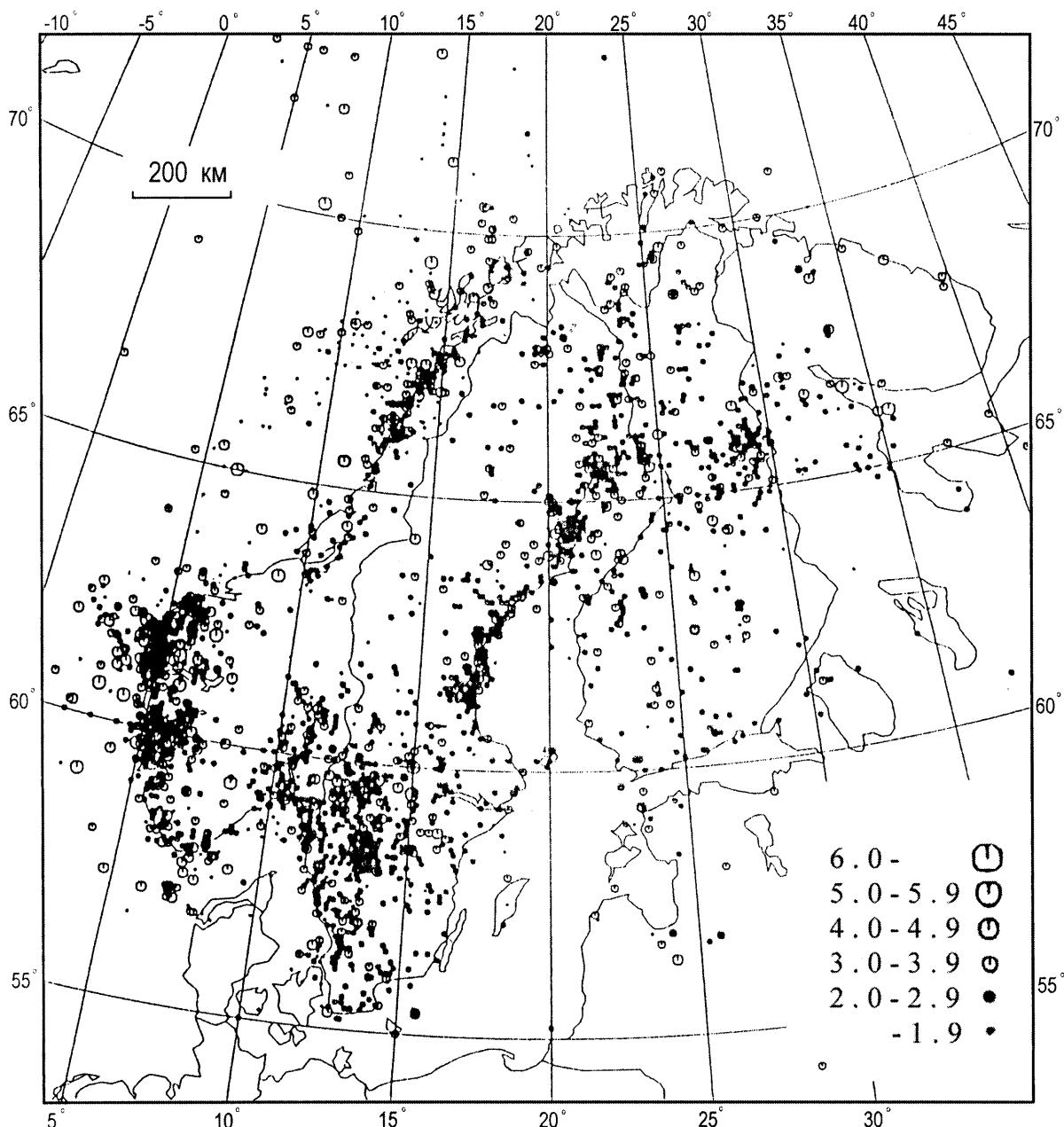
Самые крупные землетрясения наблюдаются в Норвежском желобе и грабене Осло. Для территории

Швеции выявлена преимущественная глубина очагов на Севере около 5–7 км, а на Юге – 13–15 км (Slunga, 1991). При этом наиболее сильные из них с магнитудой более 4,5 отмечаются в юго-западной части Норвегии, Швеции, в Финском заливе с гипоцентрами на 12–15 км.

Одной из зон с четкой повышенной современной сейсмичностью и с землетрясениями с магнитудой  $M = 6–7$  является краевая часть щита с осью, проходящей вдоль Финского залива (Петрашень и др., 1993). Эта зона краевой геофлексуры имеет несколько сгущений эпицентров в пределах Ладожской неотектонической структуры, Онежской ВТС, Зимнего берега Белого моря (Лукашов, 1976; Светов, 1998).

Высокой сейсмичностью в целом обладает Западное побережье Ботнического залива, территория Скандинавии (ЮЗ Швеции), особенно узел разломов Протоджин зоны, включая систему грабенов озер Венерн и Веттерн. Провал оз. Веттерн, по геолого-геофизическим данным, обязан грабену, заложившемуся в поздней перми. Однако наиболее сейсмически активным является западный берег Южной Норвегии от Норвежского желоба до г. Олесунна. Здесь гипоцентры землетрясений размещаются на устьях глубоких фьордов, отличающихся следами активного современного воздымания. Этот факт является ярким свидетельством того, что горные массы Высокой Фенноскандии при активном воздымании оказывают воздействие на континентальный шельф, вызывают упругие деформации и формируют надкриповые разрывы. Эти зоны являются своего рода «сейсмическими швами» (по концепции Г. А. Гамбурцева), порождающими регулярные землетрясения. Не исключено, что «рои» землетрясений здесь в локальной зоне могут оказывать «положительное влияние» на события в соседних гипоцентрах, провоцируя новые толчки, разрывы.

Карта эпицентров землетрясений ФСЩ (Bannister et al., 1991; Gregersen et al., 1991; Slunga, 1991) свидетельствует о сопряженности гипоцентров (эпицентров) землетрясений с системами конкретных разломов, отдельными наиболее протяженными из них, в пределах участков с наиболее сильно проявленными сдвиговыми деформациями (дислокациями). В качестве причины отмеченного явления авторы карты предполагают боковое давление с СЗ на ЮВ на ФСЩ со стороны срединно-океанических структур Севера Атлантического океана со средней скоростью смещения щита около 1 мм/год (Gregersen, 1991; Slunga et al., 1991). Однако наши геодинамические реконструкции позволяют считать, что ситуация здесь совершенно иная. Сама карта очаговых зон сейсмической разгрузки ФСЩ и Русской плиты свидетельствует, что здесь «работают» не линейные явления бокового сжатия со стороны Атлантического океана, а более сложные взаимодействия, поскольку эпицентры и гипоцентры не подчиняются линейной миграции, а связаны с автовороновым полем упругих напряжений. При этом геометризация этих волн однозначно указывает на расположение центра возбуждения не иначе, как в геометрическом центре ВЕП, точке Пачелмского авлакогена, а

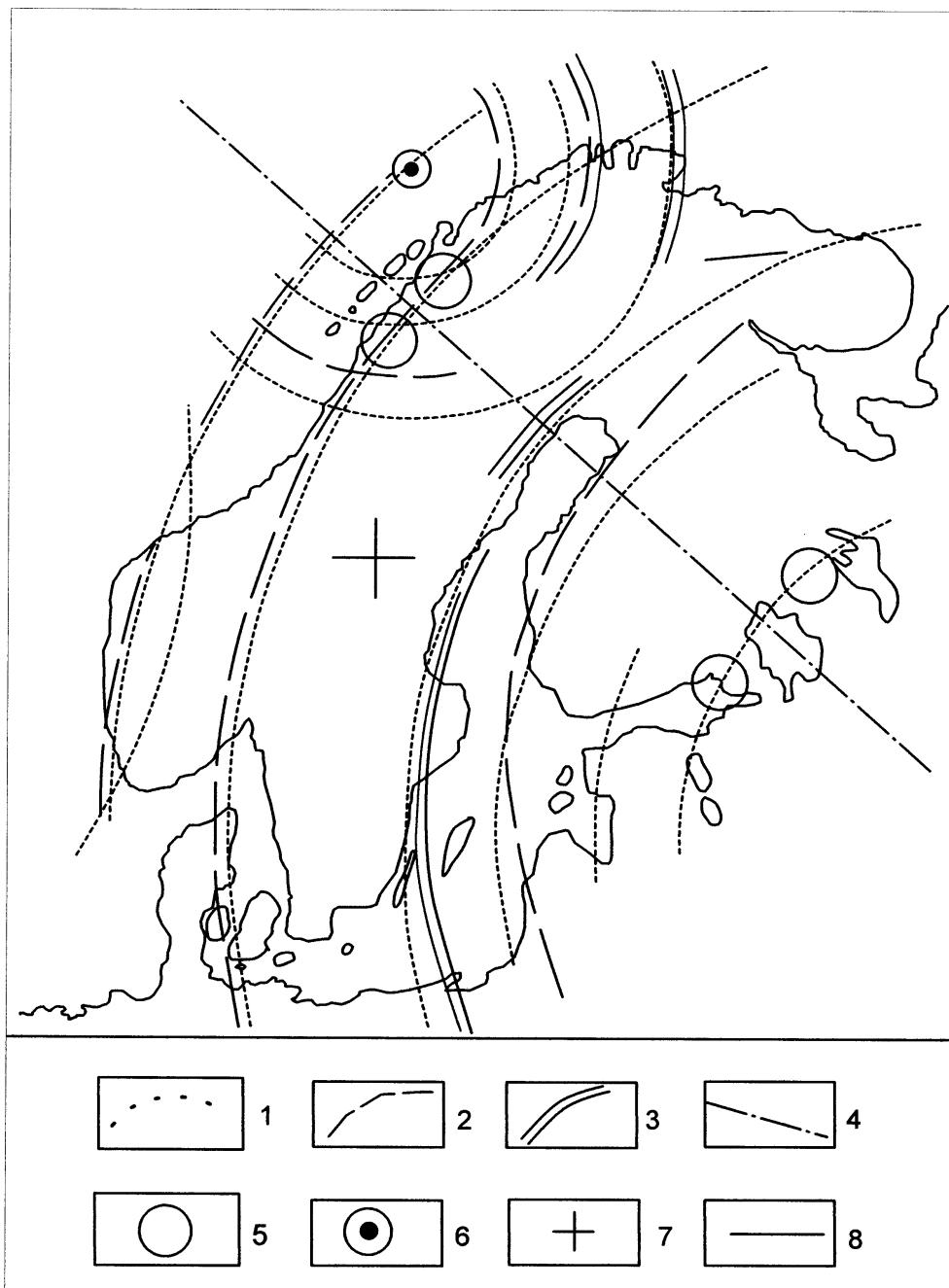


**Рис. 60.** Размещение эпицентров землетрясений Фенноскандии за 1975–1985 гг. (Gregersen et al., 1991)

**Fig. 60.** Distribution of the epicentres of earthquakes in Fennoscandia in 1975–1985 (Gregersen et al., 1991)

не в СОХ Атлантического океана. Таким образом, все центры возбуждений полей напряжений Лофотенский – Новоземельский – Рокколльский, Каспийский и Пачелмский, охватив весь Европейский регион, замкнулись сами на себе. Это является подтверждением автогенной природы напряженного состояния литосфера. Концепция волновых, колебательных движений литосферы В. В. Белоусова нашла новое геодинамическое историко-геологическое, т. е. геономическое подтверждение (рис. 61). Из этого рисунка следует другой, не менее важный вывод кинематики ВЕП. Современная кинематическая модель ВЕП с геолого-геофизических

позиций свидетельствует о значительном тектоническом продольном и поперечном перекосе платформы. Продольный перекос обусловил резкое воздымание ЮЗ части Фенноскандии и опускание или «отставшее поднятие» Северо-Восточной – Кольского полуострова. Этот трансконтинентальный продольный перекос ВЕП вызвал резкую сейсмическую активизацию не только зоны Торнквиста-Тейссейра, но и значительной части Высокой Альпийской Европы, включая восточное Средиземноморье. Поперечный перекос фиксируется весьма слабой сейсмичностью в целом Русской плиты и повышенной – Фенноскандии.

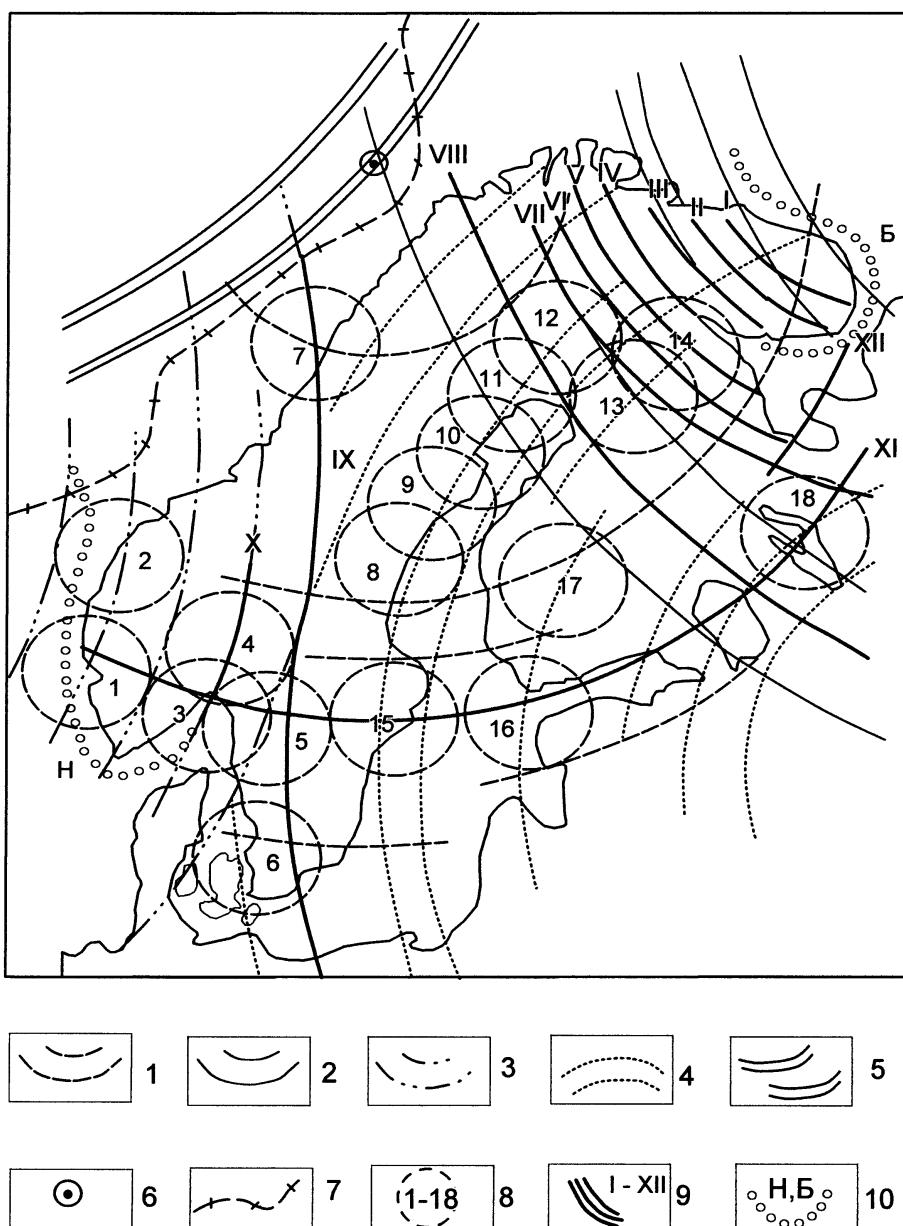


**Рис. 61.** Автоволновые поля упругих деформаций (стоячих волн) литосфера Лофотенского и Пачелмского центров первичного возбуждения и сопряженные с ними оси максимальных зон горизонтальных градиентов ундуляции поверхности геоида Фенноскандинавского щита (составлено с использованием данных В. И. Богданова, К. Тчернинга).

1 – автоволновые поля Лофотенского и Пачелмского центров первичного возбуждения. Оси максимальных горизонтальных градиентов ундуляции поверхности геоида: 2 – по К. Тчернингу; 3 – по В. И. Богданову; 4 – ось трансструктурного перекоса Восточно-Европейской платформы; 5 – локальные аномалии ундуляции поверхности геоида; 6 – географическое положение Лофотенского центра первичного возбуждения. Области относительных поднятий литосферы Фенноскандинавского щита: 7 – максимальная; 8 – область отстающего поднятия. Учтены данные глобальной ундуляции геоида, по А. Г. Рингвуду

**Fig. 61.** Autowave elastic deformation (standing wave) fields of the lithosphere in the Lofoten and Pachelm primary excitation centres and the associated axes of the maximum zones of the horizontal undulation gradients of the geoid surface of the Fennoscandian Shield (made using the data obtained by V. I. Bogdanov, K. Tcherning and A. G. Ringwood).

1 – autowave fields of the Lofoten and Pachelm primary excitation centres. Axes of the maximum horizontal undulation gradients of the geoid surface: 2 – after K. Tcherning; 3 – after V. I. Bogdanov; 4 – axis of the transstructural distortion of the East European Platform; 5 – local anomalies of geoid surface undulation; 6 – geographic location of the Lofoten primary excitation centre. Relative lithospheric uplift domains of the Fennoscandian Shield: 7 – maximum; 8 – lagging uplift domain. Global geoid undulation data are considered. After A. G. Ringwood



**Рис. 62.** Автоволновое поле упругих деформаций литосфера ФСЩ и ареалы эпицентров землетрясений (составлено с использованием данных Bannister et al., 1991; Gregersen et al., 1991).

Автоволновые геодинамические поля первичных центров возбуждения: 1 – Лофотенского, 2 – Новоземельского, 3 – Рокколльского; 4 – Пачелмского; 5 – Гренландского; 6 – местоположение Лофотенского центра волнового поля; 7 – граница континентального шельфа. Сейсмическое районирование ФСЩ и его обрамления: 8 – группы эпицентров землетрясений Юго-Западной Норвегии (1–2), Грабена Осло (3–4), оз. Венерн (5), Скании (6), Средней Норвегии (7), Ботнического залива (8–12), Финской Лапландии (13), Северной Карелии (14), Бергслагена (15), Финского залива (16), Центральной Финляндии (17), Онежского озера (18). Элементы структурной делимости литосферы ФСЩ: 9 – главные геоструктурные зоны: I – сдвиговая зона Колмозеро-Воронья, II – Терско-Аллареченская зона, III – Имандра-Варзугская, IV – Печенгская, V – Инари, VI – Салла, VII – Беломорская шовная зона, VIII – Ладожско-Ботническая шовная зона, IX – Дальсландская шовная зона, X – Грабен Осло, XI – краевая радиальная геофлексура Полканова, XII – геофлексура Белого моря. 10 – геоструктурные зоны краевого обрамления ФСЩ: Н – Норвежский желоб континентального шельфа, Б – Горсто-Грабеновая система Горла и Воронки Белого моря и линии Карпинского

**Fig. 62.** Autowave elastic deformation field of the FSS lithosphere and earthquake epicentre areas (made using the data obtained by Bannister et al., 1991; S. Gregersen et al., 1991).

Autowave geodynamic fields of primary excitation centres: 1 – Lofoten, 2 – Novaya Zemlya, 3 – Roccol; 4 – Pachelm; 5 – Greenland; 6 – location of the Lofoten wave field centre; 7 – continental shelf boundary. Seismic zoning of FSS and its margin: 8 – groups of earthquake epicentres in Southwest Norway (1–2), Oslo Graben (3–4), Lake Venern (5), Scania (6), Middle Norway (7), Gulf of Bothnia (8–12), Finnish Lapland (13), North Karelia (14), Bergslagen (15), Gulf of Finland (16), Central Finland (17) and Lake Onega (18). Structural divisibility elements of the FSS lithosphere: 9 – major geostructural zones: I – Kolmозero-Voronya shear zone, II – Tersko-Allarechenskaya zone, III – Imandra-Varzuga, IV – Pechenga, V – Inari, VI – Salla, VII – Belomorian suture zone, VIII – Ladoga-Bothnian suture zone, IX – Dahlslandian suture zone, X – Oslo Graben, XI – Polkanov marginal radial geoflexure, XII – White Sea geoflexure. 10 – geostructural zones of the FSS margin: N – Norwegian continental shelf trench, B – White Sea Throat and Funnel and Karpinsky Line horst-graben system

Совокупность изложенных геолого-геофизических данных дает основание к предположению, что все свойства литосфера щита, линейные параметры и энергоемкость от тектонического каркаса до отдельных кольцевых и разломных геоструктур взаимосвязаны, взаимоорганизованы и диссипативны. Их кооперативное поведение и взаимодействие формируют общую геоструктурную систему, являющуюся результатом проявления эндогенной энергии Земли. На рис. 62 суммированы данные по локализации центров повышенной сейсмичности щита с его тектоническим каркасом. Следствия и причины иерархичности и инвариантности таких, казалось бы, мало связанных геологических структур, как морфология геоида и превышение его поверхности над референц-эллипсоидом, а также их градиенты теснейшим образом сопряженные с тепловым потоком, геоэлектрической проводимостью, вертикальной и горизонтальной неоднородностью, будут нами рассмотрены в следующей главе. Стремление гипоцентров землетрясений самоорганизоваться и взаимодействовать с полями напряжений в упругой литосфере с очевидностью свидетельствует о существовании геодинамического алгоритма, своего рода атTRACTора – энергетического импульса взаимодействия ядра и мантии Земли.

Сейсмические явления особенно характерны областям современного вулканизма. Сопоставимые явления сопровождали извержения вулканов докембрия. Мы ранее отмечали подобные факты, выявленные в Суйсарской древневулканической области. Для изучения сейсмоструктур, очевидно, нужна высокая детальность геологических исследований и особенно палеовулканологических построений. Только картированием в масштабе 1 : 2000 и крупнее можно выявить образования типа сейсмообвалов по форме и структуре масс обрушения в фациальном разрезе эруптивной зоны. Несравненно более сложным представляется обнаружение синвулканических разрывов, сбросов, сдвигов особенно при небольшом смещении. Очевидно, необходимо обнаружить перекрытие таких разрывных дислокаций лавовыми потоками, осадочными толщами со следами прислонения или затекания. Методика палеосейсмологических исследований в областях древнего вулканизма может быть выработана лишь на феноменальных объектах, изучение которых послужит примером исследований в данном направлении. Не исключено, что многие яркие формы сейсмических проявлений в форме сейсмообвалов, сейсмодислокаций нами не выявлены, поскольку мы не имеем опыта их распознания.

### **Трещиноватость пород кристаллического фундамента и напряжения в земной коре Финляндии**

Многократные гляциоизостатические инверсии ФСЩ, проявившиеся в чрезвычайно короткий отрезок геологического времени, менее чем 0,5 млн лет, явились основной причиной объемного нарушения сплошности и упругих свойств кристаллических пород региона (Кольская..., 1998; Сейсмогеологическая

модель..., 1998. Ч. I). В сочетании с регматической и нутационной сетками разломов постоянно действующие волновые поля напряжений способствовали созданию такого феноменального образования, как объемно трещиноватая (от мега- до микромасштабов) верхняя земная кора. Поскольку трещиноватость пород, к какому бы рангу масштабности ни относилась, является отражением геодинамических обстановок, то она служит одним из важнейших факторов диагностики, геометризации и реконструкций горных напряжений.

Крупномасштабные карты трещиноватости кристаллических пород для разных районов ФСЩ, в связи с особенностями их составления на основании дистанционных методов фиксируют лишь четко выраженный наложенный тип разрывных нарушений, поскольку первичная трещиноватость, особенно массивов изверженных пород, в таких случаях неуловима. Отсюда вытекает один из основных критериев диагностики узора систем наложенной трещиноватости: области разряжения сети зон дробления соответствуют ареалам изверженных пород, а сгущения – супракrustальным породам рамы. Поскольку изверженные породы, как аномальные по плотности и упругости, ведут себя обособленно в самогравитирующей и изостатически неустойчивой литосфере, то они повсеместно, несмотря на разные уровни эрозионного среза, испытывают в инерционном поле вращающейся планеты напряжения объемного левостороннего сдвига. В связи с этим любая более или менее крупная интрузия (некк, шток, массив, экструзивный купол, плутон и т. д.) сопровождается сорванными контактами с рамой и сдвиговыми дислокациями, четко проявляющимися в ландшафтах по целому ряду признаков.

Примером может служить карта зон дробления пород кристаллического фундамента Финляндии (рис. 63). На основе этой карты нами представлена модель интерпретации автоволновых полей напряженного состояния литосферы и некоторых центров эндогенной магматической активности (рис. 64). Плотность спрятанных и дуговых элементов разной протяженности разломных зон при сравнении с геологической картой Финляндии (Bedrock Map of Finland., 1997) отчетливо фиксирует практически все крупные массивы гранитов рапакиви, Центрально-Финляндский гранитоидный массив, Лапландский гранитный массив, включая гранулитовые, гранито-гнейсовые, тоналитовые пояса и поля Северной и Средней Финляндии и ее трансструктурные сдвиговые зоны. Важно отметить, такие «точечные» в масштабе карты интрузии, как Сокли, Ииваара, дайки Салла и др. отчетливо «узнаются». На рис. 65 выделены лишь некоторые радиально-кольцевые, концентрические структуры, сопоставляемые нами с ЦЭМА и некоторыми ВТС.

Можно указать также на картографические отображения целого ряда систем разломно-сдвиговых зон, а также таких элементов тектонического каркаса, как краевая радиальная геофлексура Полканова, Ладожско-Ботническая шовная зона, некоторые сланцевые пояса и отдельные эрозионно-тектонические структуры (Тампере, Куусамо, разломная котловина оз. Инари и др.).

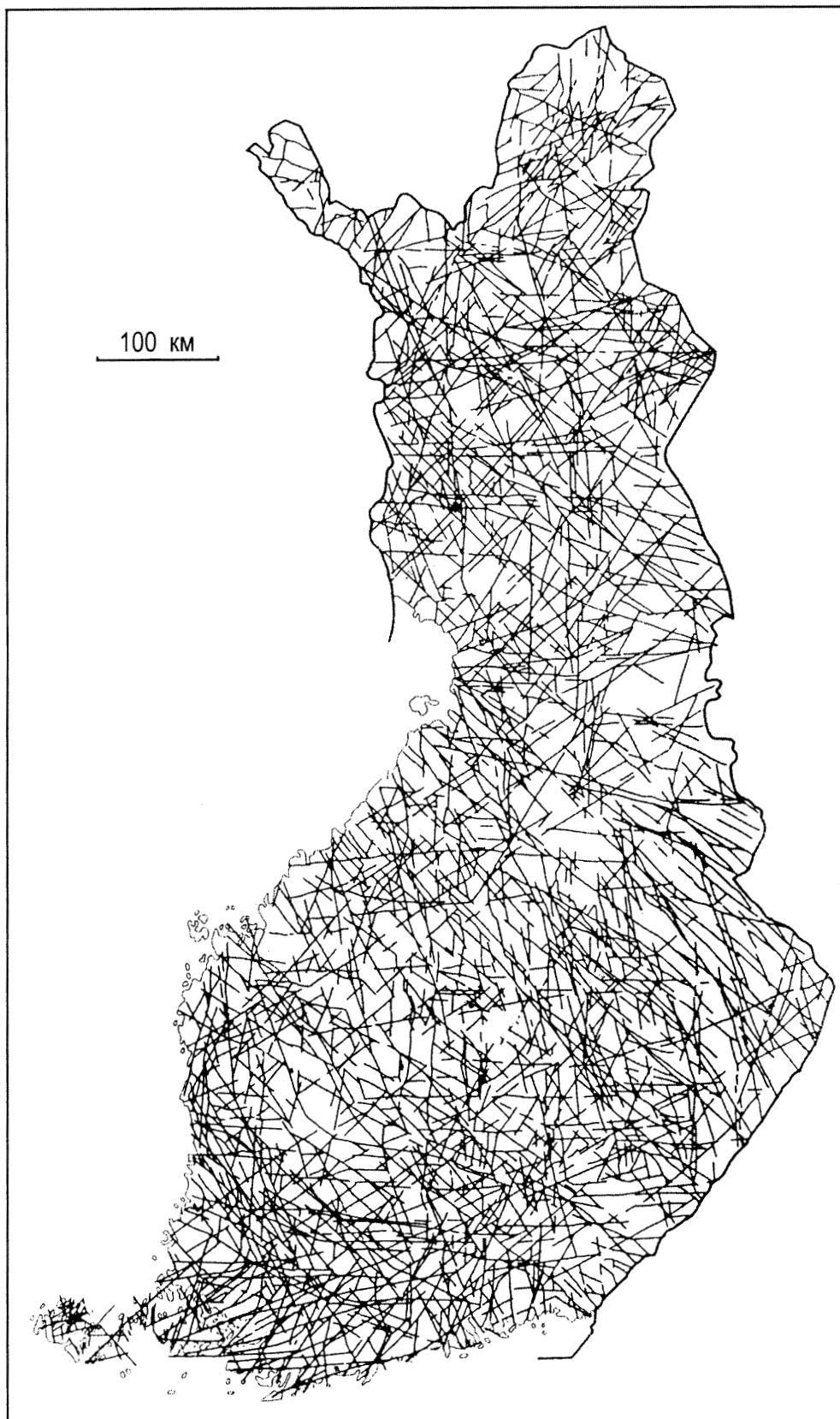
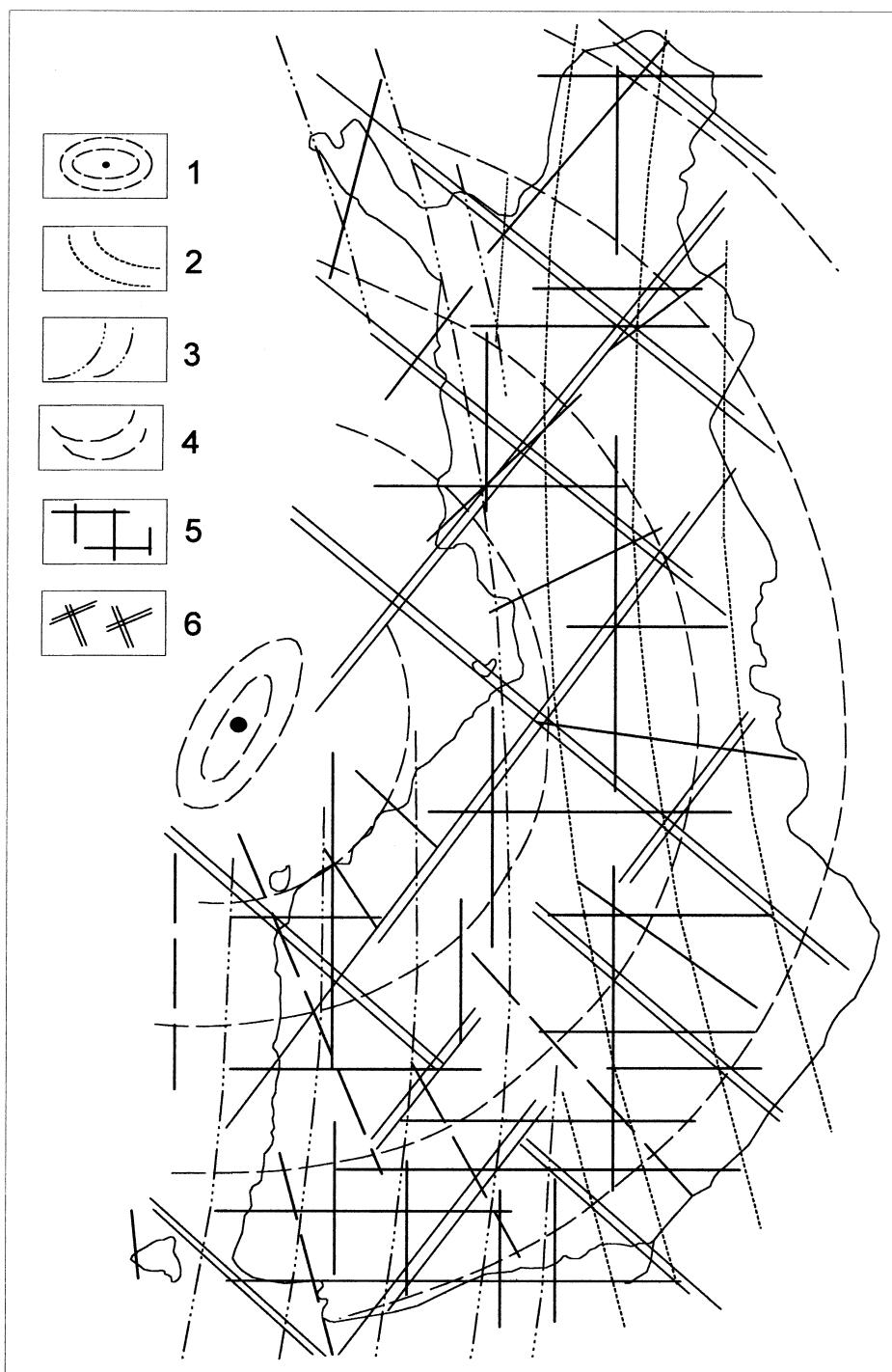


Рис. 63. Зоны трещиноватости пород кристаллического фундамента Финляндии (Vuorela, 1987)

Fig. 63. Fracturing zones of crystalline basement rocks of Finland (Vuorela, 1987)



**Рис. 64.** Зоны наложенной трещиноватости и тектонического дробления пород кристаллического фундамента Финляндии (Интерпретация данных Vuorela, 1987, рис. 63).

1 – области и центр максимального воздымания на неотектоническом этапе Фенноскандии (по Mörner, 1978); 2 – система разрывных дислокаций автоволнового поля центра возбуждений; 3 – система разрывных дислокаций автоволнового поля центра возбуждений; 4 – системы наложенной трещиноватости, связанные с гляциоизостатическим воздыманием ФСЩ; 5 – системы ортогональной трещиноватости ротационного типа современной неотектонической эпохи; 6 – системы ортогональной наложенной трещиноватости, связанные с мезозойским перекосом ВЕП

**Fig. 64.** Multiple fracturing and tectonic shattering zones of crystalline basement rocks of Finland (Interpretation of P. Vuorela's data (Vuorela, 1987, Fig. 63)).

1 – domains and centre of maximum uplift at the neotectonic stage of Fennoscandia (after Mörner, 1978); 2 – rupture dislocation system of the autowave field of the excitation centre; 3 – rupture dislocation system of the autowave field of the excitation centre; 4 – multiple fracturing systems associated with the glacioisostatic uplift of FSS; 5 – rotation-type orthogonal fracturing systems of the modern neotectonic epoch; 6 – multiple orthogonal fracturing systems associated with the Mesozoic distortion of the EEP

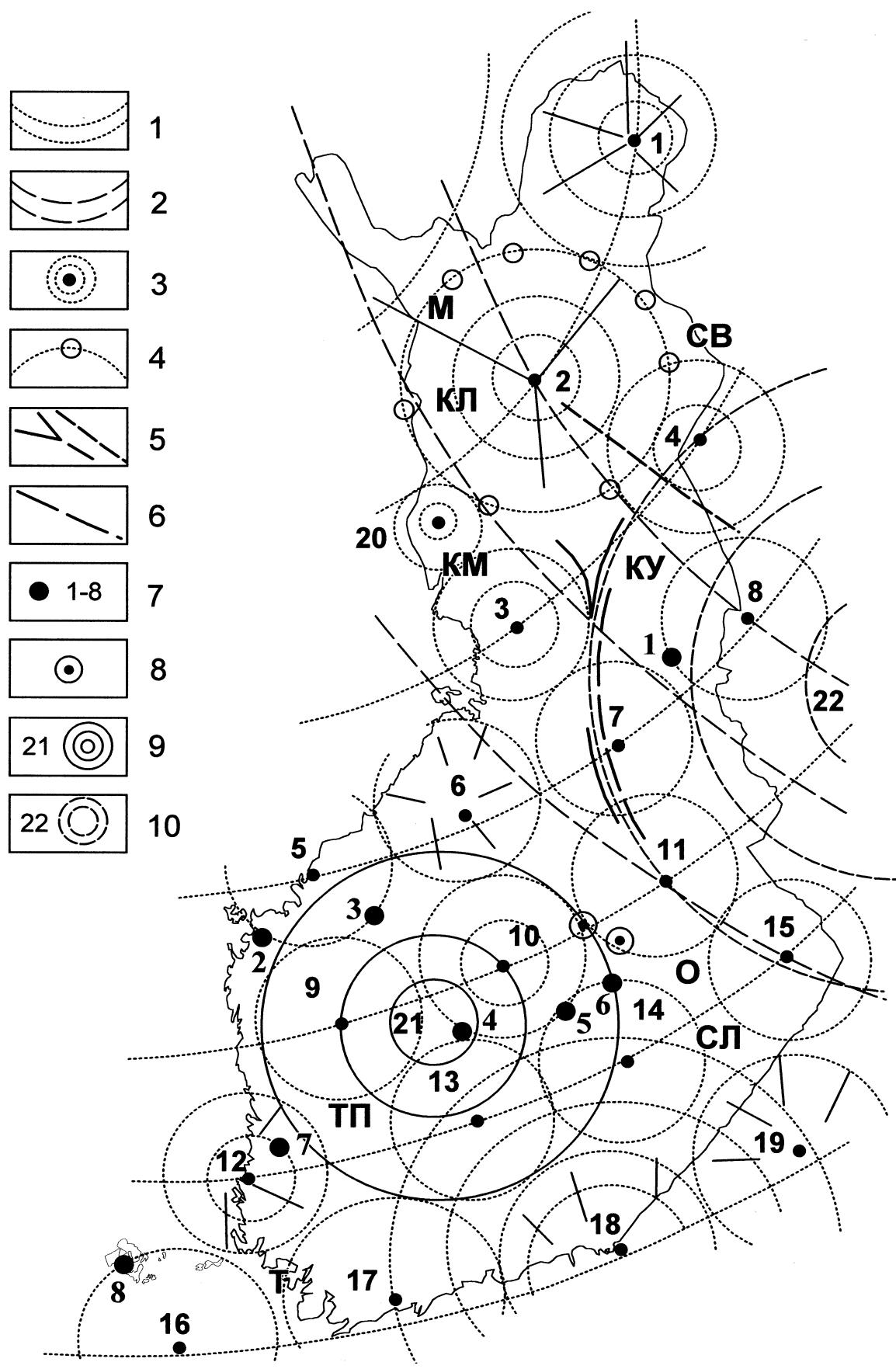


Схема разрывной тектоники Восточной Фенноскандии (Доливо-Добровольский, 1975) также с очевидностью фиксирует целый ряд радиальных и радиально-концентрических структур Карело-Кольского региона, эндогенная природа которых не вызывает сомнения. Кроме того, она отмечает большее число, особенно для Северной Карелии и Кольского полуострова зон, сопряженных, по нашему мнению, с вторичными центрами возбужденного состояния напряженной литосферы. Однако наиболее ярко воспроизведена Калевальская радиально-концентрическая структура, одна из типоморфных структур ФСЩ.

Гляциоизостатическое воздымание ФСЩ. Воздымание ФСЩ в связи с дегляциацией Скандинавского ледникового покрова обращает особое внимание в связи с проблемами кинематики водообразования на современном неотектоническом этапе. Прежде всего область сводового поднятия Фенноскандии предельно конформна границам максимальных мощностей ледникового чехла.

Вероятно, открытая на юг Лапландская асимметричная котловина, обрамленная Скандинавскими горами, Хибинами, Мал. и Бол. Манселькя возвышеностями, являлась местом эффективного формирования ледникового покрова и центрами континентального ледникового покрова. Центры Скандинавского ледника, таким образом, могли совпадать с современными прогибами оз. Инари и северной части Ботнического залива. Мощность ледникового покрова здесь могла достигать 3 км, а величина опускания ложа составила около  $1/3$ – $1/4$  от мощности ледникового покрова (Mörner, 1978). Специальными исследованиями установлена общая величина воздымания в центре водообразования, в настоящее время достигающая 830 м.

**Рис. 65.** Напряженное автоволновое геодинамическое поле (системы стоячих волн), реставрированное относительно Лофотенского и Новоземельского центров первичного возбуждения, и сопряженные с ним радиально-концентрические поля наложенной трещиноватости с элементами тектонического каркаса ФСЩ и ареалами криптовулканических образований (составлено по материалам Vuorela, 1987, рис. 63 и Bedrock map of Finland, 1997).

1 – автоволновое поле Лофотенского центра возбуждения; 2 – автоволновое поле Новоземельского центра возбуждения; 3 – радиально-концентрические системы разрывных нарушений, сопряженные с вторичными волновыми полями напряжений; 4 – наиболее яркое проявление центров возбуждений третьего порядка; 5 – зона сдвиговых дислокаций Центральной Финляндии; 6 – зона разрывов и пояс долеритовых даек Салла; 7 – «астроблема» (туффизитовые криптовулканические брекчии); 8 – поля кимберлитовых трубок района г. Куопио; 9 – структура напряжений и разрывных дислокаций, связанная с неотектонической стадией развития ареала гранитов Центральной Финляндии; 10 – Калевальская радиально-концентрическая структура. Цифровые обозначения: Туффизитовые брекчии «астроблем». Радиально-концентрические структуры: 1 – Инари, 2 – Лапландская, 3 – Северо-Ботническая, 4 – Салла, 5 – Вааса, 6 – Раахе, 7 – Тайвалкоски, 8 – Ииваара, 9 – Исоёoki, 10 – Рауталампи, 11 – Нурмес, 12 – Лайтила, 13 – Тампере, 14 – Саванлинна, 15 – Иломантси, 16 – Аланд, 17 – Турку, 18 – Выборгская, 19 – Ладожская, 20 – Пелло. Буквенные обозначения: Сланцевые пояса (эрэзионно-тектонические останцы свекокарельского осадочно-вулканогенного чехла): М – Муонио, КЛ – Колари, СВ – Савукоски, КМ – Кеми, ТП – Тампере, О – Оутокумпу, СЛ – Саванлинна, Т – Турку, КУ – Куусамо

**Fig. 65.** Stressed autowave geodynamic field (standing wave systems) reconstructed relative to the Lofoten and Novaya Zemlya primary excitation centres and associated radial-concentric multiple fracturing fields with FSS tectonic framework elements and cryptovolcanic rock areas (based on P. Vuorela, 1987, Fig. 63 and the Bedrock map of Finland, 1997).

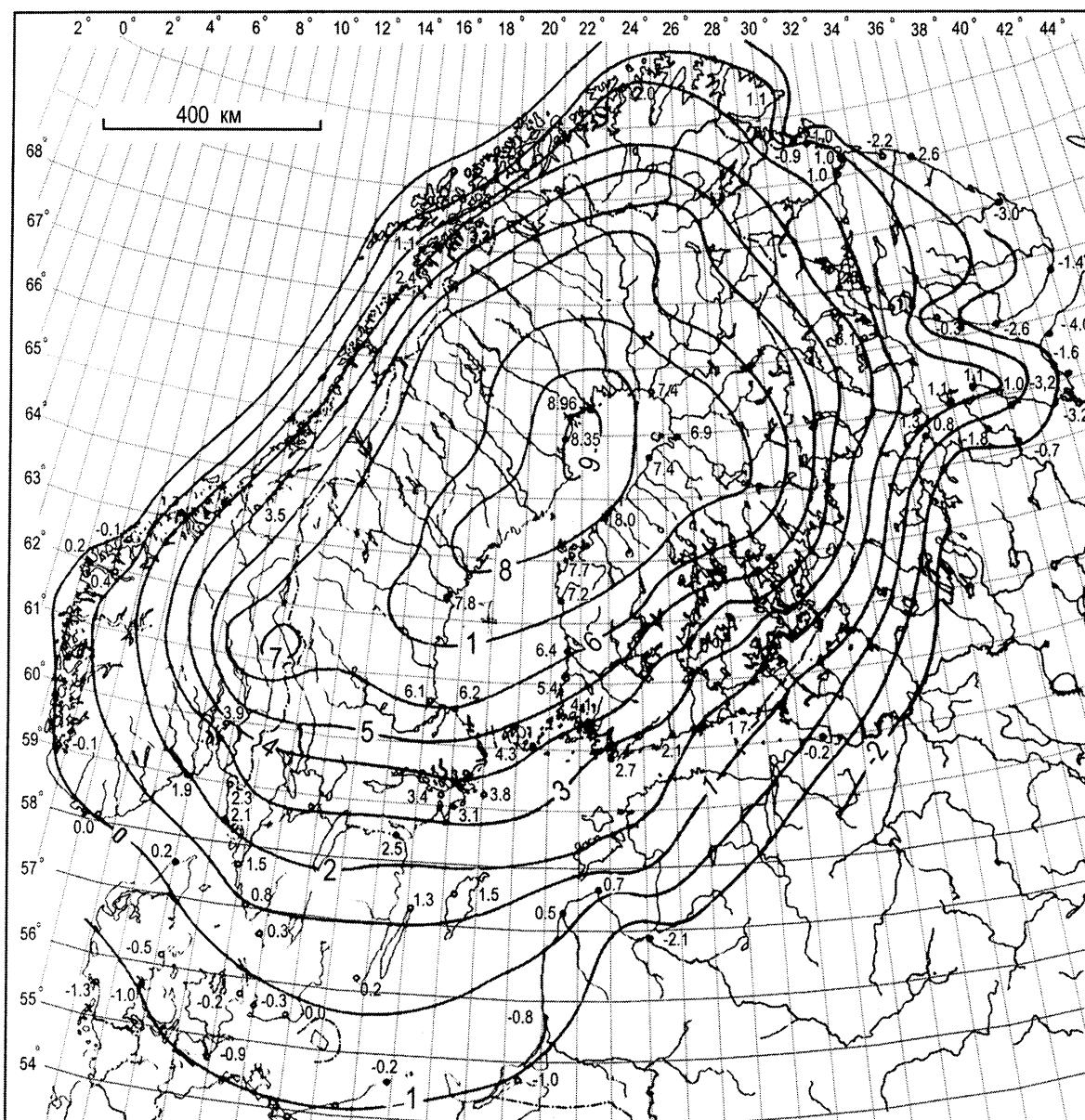
1 – autowave field of the Lofoten excitation centre; 2 – autowave field of the Novaya Zemlya excitation centre; 3 – radial-concentric systems of rock failures associated with secondary wave stress fields; 4 – most striking manifestation of third-order excitation centres; 5 – fault displacement zone of Central Finland; 6 – rupture zone and the Salla dolerite dyke belt; 7 – «astrobлема» (tuftifisitic cryptovolcanic breccia); 8 – kimberlite pipe fields in the Kuopio area; 9 – stress and fault displacement structure related to a neotectonic stage in the evolution of the granitic area of Central Finland; 10 – Kalevala radial-concentric structure. Numbers indicate: Tuftifisitic «astrobлема» breccia. Radial-concentric structures: 1 – Inari, 2 – Lapland, 3 – North Bothnian, 4 – Salla, 5 – Vaasa, 6 – Raahe, 7 – Taivalkoski, 8 – Iivaara, 9 – Isojoki, 10 – Rautalampi, 11 – Nurmies, 12 – Laitila, 13 – Tampere, 14 – Savanlinna, 15 – Ilomantsi, 16 – Åland, 17 – Turku, 18 – Vyborg, 19 – Ladoga, 20 – Peppo. Letter symbols indicate: Schist belts (erosional-tectonic remnants of the Svecokarelian sedimentary-volcanic cover): M – Muonio, KЛ – Kolari, CB – Savukoski, KM – Kemi, TП – Tampere, O – Outokumpu, СL – Savanlinna, T – Turku, KU – Kuusamo

На современном неотектоническом этапе скорость подъема свода сократилась и составляет в его центре около 9 мм/год (Kakkuri, 1997) (рис. 66). На основании данных исследований палеосейсмодислокаций Швеции, а также Карелии и Кольского полуострова 10–20 тыс. лет назад скорость воздымания достигала от нескольких до 10 см/год, и ему сопутствовали землетрясения силой в 7–8 баллов (по шкале Рихтера) (Mörgner et al., 1989).

Важным является то обстоятельство, что область свода охватывает исключительно ФСЩ, не выходя за его границы. В связи с этим свод имеет форму эллипса. Изобазы поднятия, как и общая форма свода, в масштабах представленных схем (рис. 66, 67) отражают лишь главные тектонические элементы суперструктуры ФСЩ.

Отметим, что граница свода Фенноскандии в юго-восточной части «согласуется» с осью региональной геофлексуры А. Полканова. Она «чувствует» влияние Кандалакшской горсто-грабеновой системы, но не «воспринимает» Грабен Осло.

Изобаза 3 мм/год (рис. 66) практически на всем южном и ЮВ ограничении щита следует оси региональной краевой флексуры Полканова. Область нисходящих движений, опоясывающая континентальную часть ФСЩ, рассматривается нами как волна отставшего поднятия относительно стабильной Русской плиты и воздымавшегося ФСЩ, со всеми вытекающими из этого фактами размещения гидрографической сети, систем окраинных озер, включая перекос ордовикского глинта. К этой окраинной, опоясывающей с юга щит депрессии приурочен не только Финский залив, перекосы котловин Ладожского и Онежского озер, тектоническая структура акватории Белого моря,



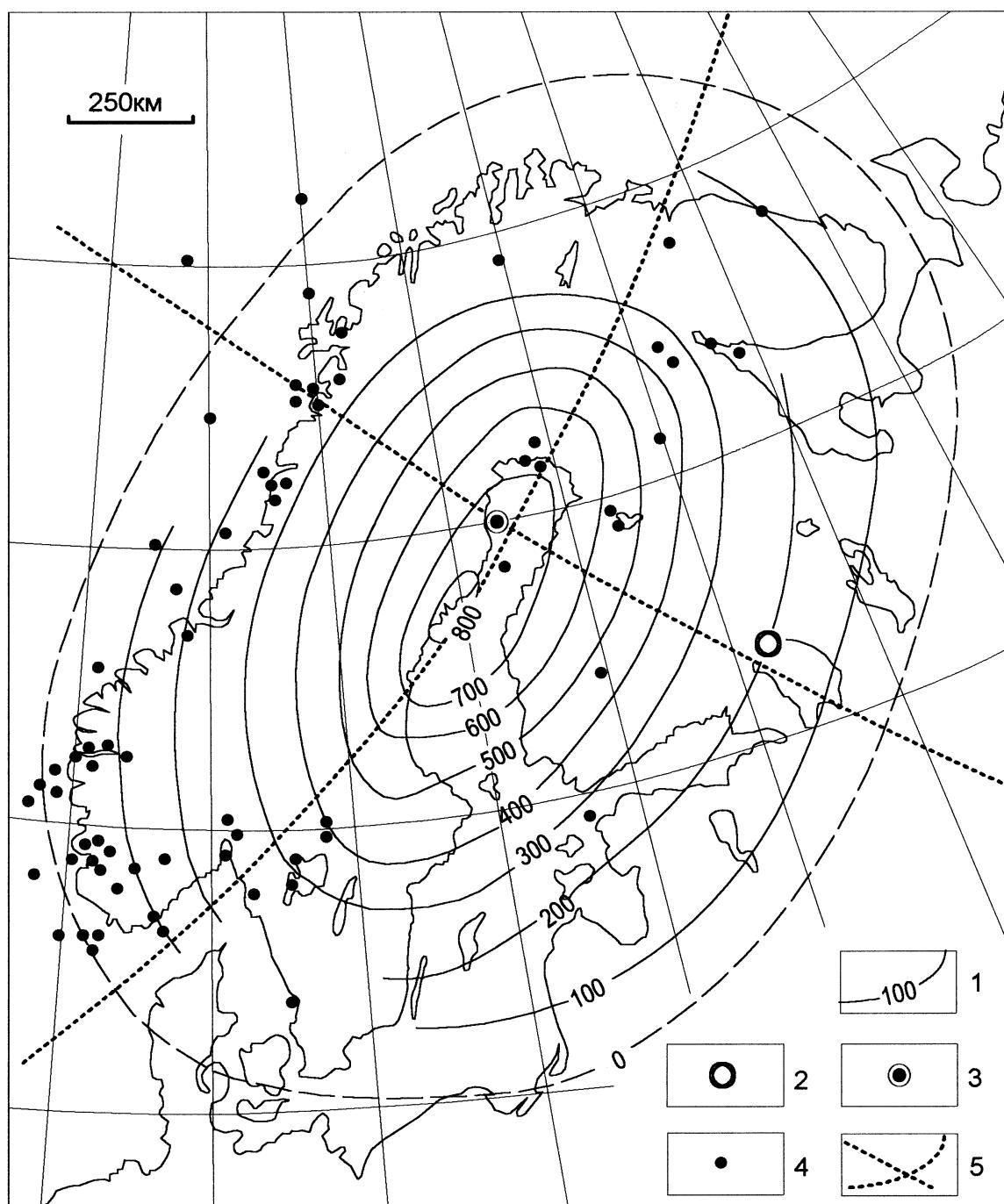
**Рис. 66.** Современное воздымание Фенноскандии. Изобазы проведены относительно среднего уровня мирового океана, мм/год (по Kakkuri, 1989)

**Fig. 66.** Modern uplift of Finland. Isobases are drawn relative to the mean world ocean level, mm/yr (after Kakkuri, 1989)

но и устья крупных рек Балтийского и Белого морей. Величина нагрузки ледникового покрова мощностью в 3 км близко соответствует эффективности литостатической нагрузки кристаллических пород мощностью в 1 км. Можно, следовательно, предположить и возможный соответствующий геологический эффект погружения в связи с осадочно-терригенной, осадочно-вулканогенной и особенно вулканогенной перекомпенсацией областей интенсивных аккумулятивных процессов (бассейнового литогенеза, ареального платобазальтового вулкано-плутонизма).

Обращает на себя внимание факт широкого развития в области Скандинавских гор нескольких уровней пенепленизации, зафиксированных горными плато

(фельдами) на горных массивах с возвышающимися над ними острыми пиками (нунатаками). Очевидно, морфоструктура современных Скандинавских гор создавалась не столько в ходе последнего Валдайского оледенения, сколько в результате экзарации предшествующих (не менее пяти) плейстоценовых оледенений, начавшихся около 0,5 млн лет назад. Каждое из этих оледенений разделялось межледниками эпохами длительностью от 100 до 20 тыс. лет. В течение межледниковых оптимумов ледниковые покровы резко сокращали свои размеры или исчезали полностью. Можно предполагать, что многократные оледенения (Окское, Днепровское, Московское, Калининское и Осташковское) вызывали сопутствующие прогибания



**Рис. 67.** Гляциоизостатическое вертикальное воздымание ФСЩ и формирование современной энергоструктуры Арктического сектора ВЕП (схема составлена с использованием данных Mörner, 1990, 1991; Gregersen et al., 1991; Kakkuri, 1997):

1 – изобазы суммарного гляциоизостатического поднятия ФСЩ, м (Mörner, 1990, 1991); 2 – площадь аномально высокого воздымания в Северном Приладожье ~ 6,4 мм/год (А. Рехов, цит. по Kakkuri, 1997); 3 – площадь максимальной скорости современного поднятия в Ботническом заливе (Kakkuri, 1997); 4 – эпицентры землетрясений (с 1982 г.) с магнитудой  $M_L \geq 4,5$  (Gregersen et al., 1991); 5 – оси эллипсоида сводового поднятия, отражающие состояние современного перекоса ФСЩ как главного фактора становления нового напряженного состояния литосфера арктического сектора ВЕП

**Fig. 67.** Glacioisostatic vertical uplift of FSS and the formation of the modern energy structure of the Arctic sector of EEP (scheme was made using Mörner, 1990, 1991; Gregersen et al., 1991; Kakkuri, 1997).

1 – isobases of the total glacioisostatic uplift of FSS, m (Mörner, 1990, 1991); 2 – abnormally high uplift area in the northern Lake Ladoga region ca. 6.4 mm/yr (A. Rekhov, ref. after Kakkuri, 1997); 3 – maximum modern uplift rate area in the Gulf of Bothnia (Kakkuri, 1997); 4 – earthquake epicentres (since 1982) with a magnitude  $M_L \geq 4,5$  (Gregersen et al., 1991); 5 – axes of an arched uplift ellipsoid, reflecting the modern distortion state of FSS as the main factor responsible for a new stressed state of the lithosphere in the Arctic sector of the EEP

их ложа и последующие воздымания. В таком случае воздымания сопровождались колебательными глыбово-волновыми движениями, обновлением и видоизменением тектонического каркаса, формированием палеических поверхностей пенепленов и т. д. Таким образом, Скандинавские горы следует относить к типу возрожденных гор. Системы сложно сочетающихся покровных структур каледонид с многочисленными «тектоническими окнами», по нашему мнению, следует рассматривать как надвиговые разновозрастные структуры, формировавшиеся в условиях узколокализованного прогибания ФСЩ в режиме прохождения фанерозойского чехла через хорду погружения и воздымания формирующихся ледниковых котловин или пенепленов возрождающихся гор.

Не менее чем пятикратное повторение в режиме гляциоизостатического атTRACTора инверсий прогибания и воздымания ФСЩ в исключительно короткий отрезок времени (не более 0,5 млн лет) имело решающее значение в формировании не столько современных ландшафтов Фенноскандии, сколько в становлении сложной системы автоволновых полей напряженного состояния литосферы ФСЩ. Земная кора в результате частых смен режимов сжатия и растяжения приобрела разнопорядковую фрактальную структурную делимость. Это находит отражение как в преобразовании элементов докембрийского тектонического каркаса, так и в создании регматических и нутационных сеток трещиноватости. Земная кора на всю ее мощность и во всем объеме в пределах ФСЩ оказалась исключительно неоднородной по сплошности недр. Наличие зон разуплотнения на ряде уровней, зафиксированных сейсмоакустическими исследованиями, отражает современную геодинамическую неустойчивость литосферы ФСЩ в условиях современного этапа ее разуплотнения.

Приведенные данные дают основание видеть главную причину современного воздымания ФСЩ в гляциоизостазии. По нашему мнению, изостатическая неустойчивость, охватившая литосферу ФСЩ на всю ее мощность, еще до конца не реализована, и ее кинетическая энергия в значительной степени превышает энергию бокового сжатия со стороны Северной Северо-Западной части САХ и Западного сектора Арктики. В связи с этим постулируемые устойчивые тренды напряжений в направлении СЗ-ЮВ как основы современного поля напряжений ФСЩ, сделанные с традиционных позиций современной тектоники плит (Gregersen et al., 1991; Stephansson et al., 1991; Sung, 1991 и др.), нам представляются не соответствующими наблюдаемым явлениям.

Постледниковое воздымание Фенноскандии охватило практически весь щит и часть прилегающих территорий. Согласно формы разрастающегося свода ФСЩ представляет упругую и жесткую плиту площадью до 2,5 млн км<sup>2</sup> и мощностью около 45 км, освобождающуюся от нагрузки, приложенной к его геометрическому центру. В новых изостатических условиях щит испытывает более или менее однородно распределенные напряжения. Этим обеспечивается равно-

мерно ускоренное воздымание в центре свода, где и установлен максимум скорости. Вместе с тем формирующаяся в настоящее время суперструктура Западного Арктического и Северо-Атлантического секторов ВЕП обнаруживает глубокую историко-геологическую связь с элементами тектонического каркаса всей этой территории. ФСЩ как звено ВЕП с обрамляющими складчатыми поясами испытывает ярко выраженный перекос по осям эллипсоида сводового поднятия. Очевидно, что эти оси сами по себе являются элементами глобального автоволнового геодинамического поля более высокого порядка.

## КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Геолого-геофизические исследования ареалов и центров активного докембрийского вулкано-плутонизма способствуют созданию объемных моделей питающих корневых систем центров эндогенной магматической активности. При этом геолого-геофизическое палеовулканологическое моделирование выступает как обобщающий метод палеовулканологических реконструкций.

2. Совокупность изложенных геолого-геофизических данных позволяет предположить, что все свойства литосферы щита, линейные параметры и энергоемкость от тектонического каркаса до отдельных кольцевых и разломных геоструктур взаимосвязаны, взаимоорганизованы и диссипативны. Их кооперативное поведение и взаимодействие формируют общую геоструктурную систему, являющуюся результатом проявления эндогенной энергии Земли.

3. Современная кинематическая модель Восточно-Европейской платформы с геолого-геофизических позиций свидетельствует о значительном тектоническом продольном и поперечном перекосе платформы.

## BRIEF CONCLUSIONS

1. Geological-geophysical studies of the areas and centres of active Precambrian volcano-plutonism provide a basis for developing three-dimensional models of feeding root systems in centres of endogenous magmatic activity, geological-geophysical modelling being used as a generalizing method for palaeovulcanological reconstructions.

2. The above geological and geophysical data suggest that all the properties of the shield's lithosphere, linear parameters and power capacity from the tectonic framework to individual ring and fault geostructures are interrelated, mutually organized and dissipative. Their cooperative behaviour and interaction form a common geostructural system which results from the manifestation of the Earth's endogenous energy.

3. From a geological-geophysical point of view, a modern kinematic model of the East European platform testifies to a considerable tectonic longitudinal and transverse bending of the platform.

## ГЛАВА 8

### АВТОВОЛНОВОЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ И ЭНЕРГОСТРУКТУРА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Представления о глобальной сети напряжений в земной коре и литосфере неравномерно вращающейся планеты находили ограниченное применение в классической геологии. В геолого-тектонических исследованиях преимущественно анализировались частные, хотя и разноранговые ансамбли морфоструктур. Кинематические схемы горизонтальных стрессовых напряжений растяжения и сжатия были положены, в частности, в основу геофизической модели глобальной тектоники плит. Важно отметить, что континентальные литосферные плиты были «лишены» своего геологического прошлого. В связи с этим найденный выход в моделях экзотических террейнов, а также в приложении современных плейттектонических взглядов к докембрийской истории с очевидностью показал, что совершенствование тектоники плит на концепциях дробления и коллизии докембрийских плит – это не прогресс, а теоретический тупик. Лишенные активной геологической жизни континентальные плиты (как современные, так и постулированные докембрийские) и их «внутриплитные явления» оказали крайне отрицательное влияние на историческую геологию, магматическую геотектонику и геодинамику.

Вероятно, геофизики первыми поняли сопряженность историко-геологического развития континентов, их шельфов, континентальных окраин и океанов. Они показали глобальную латеральную и вертикальную неоднородность как земной коры, литосфера в целом, так и верхней мантии, что привело к отказу от

расслоенности земной коры и литосферы на геосфера. Модель мантийной адвекции тепломассопереноса и флюидодинамики В. В. Белоусова получила подтверждение, а многоуровневая мантийная конвекция была отвергнута. Тектоника литосферных плит лишилась энергетической основы. Мозаично-блковое, а не однородное строение земной коры стимулировало быстрый прогресс геофизики, широкое внедрение в практику методов сейсмо-магнитогравитационной томографии, дало новый импульс разработке методов дистанционных исследований и интерпретации полученных данных. Этим было положено начало формированию новой геотектонической концепции развития Земли на основе автоволновой (нелинейной) геодинамики.

Признание геологических систем как открытых и неравновесных, развивающихся по законам термодинамики и гидродинамики (флюидодинамики) с нелинейными отношениями изменения свойств и параметров, явилось главной причиной интерпретации, в частности, структурообразования в геотектонике. Процессы корово-мантийного взаимодействия, будучи нелинейными, протекают в режимах от структурного хаоса, через переходное состояние (бифуркацию) к согласованному интерактивному структурообразованию. Такие самоорганизующиеся, самодействующие и саморазвивающиеся структуры получили название диссипативных, т. е. структур, обменивающихся энергией и когерентных по своей форме. Очевидно, что все процессы в недрах планеты и на поверхности получают энергетическую подпитку в постоян-

действующем режиме, за счет выделения тепловой энергии при гравитационной дифференциации Земли, фазовых переходах упругих деформаций и радиогенном распаде (Тектоносфера Земли, 1978; Рингвуд, 1981; Святловский, Китайгородский, 1988).

Напряженное состояние литосферы следует хотя бы из концепции колебательных глыбово-волновых движений и порожденных ими упругих волновых напряжений. Волны напряженного состояния – это упругие волны (стоячие волны) при геологической малой скорости процессов. Любая волна по своей сути обладает свойством интерференции, взаимодействия, что создает волновую систему. Процессы взаимосвязанных колебаний приобретают автоколебательный режим. Все волны такого рода (дилатационные волны) характеризуются сжатием на ее фронте, растяжением – в тылу, а также фиксированным радиусом и равным шагом приращения длины. Волновые и автоволновые упругие волны на своем фронте обладают способностью к разрушению сплошности сред, их деформационному дроблению. Выдержаные по простирианию линейно-дуговые структурные элементы тектонического каркаса региона являются порождением автоволновых стоячих волн – напряжений, что дает возможность использовать их в целях геометризации и выявления самой структуры автоволнового поля.

Изучение свекокарельского и рифейского структурообразования в границах Карелии (Светов, 1975, 1979), а затем и Фенноскандинавского щита в целом (Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1991, 1995) позволило обосновать радиально-концентрическую структуру щита, его мегасводовую природу с геисторической тенденцией к воздыманию. Палеогеографическими и палеовулканологическими исследованиями осадконакопления и платобазальтового вулкано-плутонизма в докембрии региона была подтверждена правомочность выделения хогландской радиальной краевой флексуры (Полканов, 1956). Однако углубленными исследованиями истории геологического развития Карелии нам удалось доказать, что все без исключения шовные зоны сочленения геоблоков региона, во-первых, относятся к главным элементам тектонического каркаса щита, а, во-вторых, являются трансформированными геофлексурами (Светов, Свириденко, 1991). Этим фактом была показана роль геофлексур с четкими радиусами закругления как элементов глыбовой тектоники, т. е. как элементов напряженного состояния литосферы, ее волнового поля.

## 8.1. ГЕОМЕТРИЗАЦИЯ АВТОВОЛНОВОГО ПОЛЯ УПРУГИХ НАПРЯЖЕНИЙ В ЭНЕРОГОСТРУКТУРЕ ЛИТОСФЕРЫ ФСЩ

Геодинамические и геокинематические построения при изучении всей совокупности геологических структур разных структурно-вещественных этажей ФСЩ дали основание сделать следующие выводы:

- Все морфоструктуры на различных уровнях эрозионного среза разновозрастных вулканогенно-осадочных чехлов (лопийского, свекокарельского, ри-

фейского и, вероятно, каледонского и герцинского) геисторически взаимосвязаны и имеют близкий (если не один и тот же) стиль формирования;

- Супракrustальные толщи обладают значительным числом линейных, полузамкнутых и замкнутых структур, сформированных в ходе одного этапа структурообразования;

• Большинство изученных структур образуют ансамбли, трассирующие главные геоструктурные зоны, границы выделяемых геоблоков или блоков;

- Все эндогенные и экзогенные геологические процессы развиваются синхронно, взаимосвязанно, при активном взаимодействии и энергообмене, отмечая промежуточные стадии перехода из одного состояния систем в другие;

• Глыбово-волновые колебательные движения, сопутствующее им осадконакопление, вулкано-плутонизм, метаморфизм и гранитизация соответствуют режиму энергетического состояния системы, уровням их энергоемкости и цикличности историко-геологического развития Земли;

- Выявленные черты различий ранней истории геологического развития Земли от всех последующих характеризуют энергетическую направленность и нереверсивность в развитии «стареющей» планеты;

• Следовательно, геологические явления и события не есть простая последовательность (смена одних другими), но являются цепью безвозвратного прерывисто-непрерывного поступательного развития и интерактивного взаимодействия.

В целом земная кора обладает весьма ограниченным числом элементов геологической среды, повторяющихся в геологической истории. Более того, они самоподобны (т. е. инвариантны), что упрощает их распознание и классификацию (Горяинов, 1995). К числу таких структур, формирующихся в автоволновом геодинамическом поле напряженного состояния литосферы, относятся структуры замкнутого кольцевого и радиально-концентрического типа. Очевидно, их природа отражает радиальное направление тепло-массо-потока, ответственного как за формирование земной коры в целом, так и ее неоднородности, в том числе и многочисленных линейных, замкнутых и полузамкнутых структур. В число этих структур входят своды, синеклизы, антеклизы, кольцевые ВТС, ТМС, а также сопутствующие им геофлексуры, интракратонные и перикратонные прогибы, рифтогенные и горсто-грабеновые системы, складчатые горные пояса, а также сопутствующие им шовные зоны.

Таким образом, в земной коре содержится достаточно большое число морфоструктур, которые позволяют геометризовать волновые поля горных напряжений. Наиболее яркими формами являются геофлексуры, линейно-дуговые прогибы, шовные зоны с сопутствующими им системами разноглубинных разломов и ряд других.

Для геометризации волнового напряженного поля в начальных построениях были использованы оси региональных геофлексур, в разной степени трансформированных в шовные зоны геоблоковой делимости щита (рис. 47).

Для краевой флексуры Полканова с ее внешними и внутренними осями был установлен геометрический центр в районе Лофотенских островов. Осевые линии геофлексурных перегибов (возможно, как «следы» разрастания мегасводового поднятия ФСЩ в геологической истории раннего и позднего докембрия) позволили вывести шаги эффективных радиусов Лофотенского центра возбуждения. Они оказались равными по нарастанию: 20, 50, 70, 120, 190, 320, 510, 735, 960, 1 190, 1 420, 1 650, 1 900, 2 150 км. При этом с радиусом 510 км установлен шаг наращения длины волны на 235–250 км.

Геофлексура Ладожско-Ботническая (Свекофинский шов), Лапландско-Поморская (Беломорский шов), а также границы Мурманского, Центрально-Кольского и Беломорского сегментов Кольского полуострова оказались взаимосвязанными с общим Новоземельским волновым центром первичного возбуждения. Здесь были выявлены радиусы волновых напряжений (стоячих волн упругих деформаций), начиная с Баренцевоморского шельфа в зоне Тимано-Канинской моноклинали. Они дали ряд последовательно нарастающих радиусов: 225, 375, 575, 620, 850, 1 050, 1 350, 1 600, 1 850, 2 100, 2 350 и 2 600 км.

С целью выявления геометрического центра первичного поля стоячих волн шовных зон в пределах Западно-Шведской геофлексуры были привлечены данные по расположению оси надвигово-разломных зон Льюисского комплекса Гебридских островов Шотландии. На основании этих ограниченных данных геометрический центр задуговых зон был установлен в восточном углу банки Рокколл в зоне погружения блока сиалической коры в Северо-Западной Атлантике. Эффективные радиусы здесь дали значение: 150, 250, 350, 500, 575, 630, 950, 1 150, 1 400, 1 650, 1 900, 2 150, 2 400, 2 520, 2 700, 2 900 и 3 200 км. Измеренные величины радиусов для каждого центра возбуждения приведены в табл. 63, где указаны некоторые геологические объекты, сопутствующие их геодинамическому полю. Учитывая искажения расстояний на топографических картах мелкого масштаба с разными типами картографических проекций и точностью измерений, предел колебаний в оценке величин радиусов составляет до  $\pm 25$  км. Нетрудно видеть, что шаг приращения радиусов у всех трех центров возбуждений примерно равен. Автоволновое поле в них устанавливается с радиусом около 510–575 км, где шаг приращения его длины составляет около  $200 \pm 50$  км.

Таким образом, геометризация автоволнового поля выявила его близкие параметры, а расстояния между центрами возбуждений оказались примерно равными 1 600 км. Более того, оказалось, что Лофотенский, Новоземельский и Рокколльский центры расположены на одной линии с равным удалением от общего центра. Рассматривая геометризацию геодинамического поля ВЕП, можно отметить, что линия Рокколл – Лофотены – Новая Земля является стороной гексагональной ячейки, играющей ключевую роль в формировании морфоскульптуры Земной поверхности, и отвечает модели перкаляционного кластера делимости сиалической коры континентального типа (Федоров,

1991; Горянинов, 1995, 1998). Следует также подчеркнуть, что размерность 1 600 км составляет примерно одну четверть радиуса Земли, а 3 200 – близка к половине ее радиуса.

Современные сейсмотомографические границы (разделы) в континентальной и океанической коре – литосфере-мантии и ядре Земли размещаются на глубинах:

3–5 км	подошва осадочно-вулканогенных чехлов в континентальной и океанической коре;
8–10 км	раздел Форша, граница А по Н. К. Булину, нижний уровень погружения интракратонных прогибов;
20 км	корни складчатых поясов областей ультраметаморфизма и гранитизации;
40–45 км	раздел Мохоровичча, граница зоны корамантии, зоны коро-мантийной неоднородности;
55–65 км	зона высокоскоростного слоя в нижней коре, отметка его подошвы;
100 км	раздел Н. Павленковой Н. И.
120–150 км	астеносферный горизонт в континентальной коре;
200 км	раздел Л. Ирмы Леманн;
400 км	двадцатиградусный раздел фазовых переходов, самый отчетливый сейсмотомографический раздел;
700–800 км	нижняя граница тектоносферы, нижний уровень очагов землетрясений;
1 600 км	нечеткий и недостаточно изученный раздел;
3000 км	примерная граница мантии и внешнего ядра;
5000 км	примерная граница внешнего и внутреннего ядра Земли.

Эта ранговость сейсмической расслоенности Земли с высокой степенью приближения соответствует частным от деления радиуса Земли  $R_1, R_2, R_3$  и т. д. до  $R_{248} = 512$

и устанавливает обратно пропорциональную зависимость от  $2^{-1}$  до  $2^{-9}$ , или от  $2^{-n}$  (где  $n = 1$  до 9). Отмеченная ранговость известна как ранговость Ферхюльста. Как отмечает Н. В. Шаров, первое переходное состояние в сейсмической расслоенности (бифуркация) происходит на периодичности  $2^{-1}$ , а все последующие приводят к формированию так называемого диссилативного хаоса. Этот хаос свидетельствует о том, что система неустойчива к собственным колебаниям и он вырабатывает в саморегулирующейся системе свой ритм, который является фрактальным алгоритмом исторического развития Земли. Исходя из этого, геосфера являются геисторическими категориями и, вероятно, каждая из них имеет соответствующую алгоритму геохронологическую привязку (Шаров и др., 1998, с. 265–267).

Помимо отмеченной фрактальности геосфер и разделов Земли, наблюдается достаточно ярко выраженная ранжированность в радиусах радиально-кольцевых, концентрических структур, которая в порядке нарастания их размеров имеет следующие радиусы (табл. 64).

### ЧАСТЬ III. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

---

**Таблица 63.** Автоволновое геодинамическое поле упругих напряжений литосферы, реставрированное для Лофотенского, Новоземельского, Рокколльского первичных центров возбуждения, и элементы тектонического каркаса ФСЩ и его обрамления

Наименование центров возбуждений	Радиусы волн (км) упругих деформаций и некоторые сопутствующие им элементы тектонического каркаса суперструктуры ФСЩ и его шельфа
1	2
Лофотенский	<p>120 – Уступ шельфа на континентальном склоне;      190 – «эруптивы Лофотенских островов»;      320 – гравитационная аномалия +120 мгал о. Сёрё;      510 – «лофотенские гравитационные отрицательные аномалии» до – 180 мгал;      вулканы о. Медвежий;      735 – ось внутренней геофлексуры Полканова; две полосы гранитов арагубского типа Ара-губы и оз. Инари (всего 10 массивов с сателлитами);      960 – Хибинский и Ловозерский щелочные массивы центрального типа и их сателлиты; кальдера оз. Контозера; главная сдвиговая зона Оулу в Центральной Финляндии;</p> <p>1 190 – зоны глыбовой переработки восточной части ФСЩ (Гендлер, 1986); Воронка и Гордо Белого моря; сдвиговая зона ЮЗ Финляндии; поднятие Бергслаген Швеции; устье грабена Осло; массивы гранитов рапакиви Аланд, Лайтила, Выборгский, Салминский;</p> <p>1 420 – ось Норвежского желоба; ось внешней геофлексуры Полканова; географические центры озер Ладожского и Онежского;</p> <p>1 650 – Лужский, Рижский и Белозерский массивы гранитов рапакиви;</p> <p>1 900 – Пачелмский центр возбуждения;</p> <p>2 150 – выступы Полюдова Кряжа и Свентокинское;</p> <p>2 380 – стык структур тиманид с уралидами; точка тройного сочленения Пачелмского авлакогена</p>
Новоземельский	<p>225 – центры Северобаренцевского и Южнобаренцевского бассейнов (впадин);      375 – ось Канинского выступа;      575 – верхний край Кольско-Канинской моноклинали, разлом Трольфьорд-Комагэльв;      620 – шовная зона Колмозера-Воронинская;      850 – ось Кандалакшского грабена и зона горсто-трабеновых систем Зимнего Берега;</p> <p>1 050 – ось Лапландско-Поморской геофлексуры (Беломорский шов);      1 350 – ось Ладожско-Ботнической геофлексуры;      1 600 – граниты рапакиви Выборгского массива;      Лофотенский центр возбуждения;</p> <p>1 850 – граниты рапакиви Аландского и Рижского массивов;</p> <p>2 100 – главная сдвиговая зона Центральной Швеции;</p> <p>2 350 – зона пермских даек Южной Скании, центр Северо-Каспийской «безгранитной» впадины;</p> <p>2 600 – северное окончание оси зоны Торнквиста-Тейссейра</p>
Рокколльский	<p>150 – северо-западный борт восточного угла банки Рокколл;</p> <p>250 – юго-восточный борт банки Рокколл;</p> <p>350 – граница уступа континентального шельфа;</p> <p>500 – юго-восточное ограничение и ось геофлексуры Гебридских островов (Льюисский комплекс);</p> <p>575 – граница надвига Мойн (Шотландия); ось Грампианского нагорья; грабен Мидленд с карбоновым вулканизмом;</p> <p>630 – Каледонский разлом Северной Ирландии; система разломов Грейт-Глен;</p> <p>950 – ось грабена «Викинг»;</p> <p>1 150 – ось Скандинавского нагорья Южной Норвегии;</p> <p>1 400 – ось грабена Осло, ограничение Норвежского желоба с востока;</p> <p>1 650 – система разломов Протоджин зоны ЮЗ Швеции, грабен Веттерн пермского заложения; дайки гиперитов Северной и Южной зон;</p> <p>Трансскандинавский пояс гранит-порфиров; пояс гранитов Смоланд-Верmland, Лофотенский центр возбуждения;</p> <p>1 900 – граниты рапакиви о. Аланд;</p> <p>2 150 – сдвиговая зона ЮЗ Финляндии;</p> <p>2 400 – граниты рапакиви Рижского массива;</p> <p>2 520 – географический центр Ладожского озера, северное ограничение Кандалакшского грабена;</p> <p>2 750 – географический центр Онежского озера;</p> <p>2 900 – Горло Белого моря;</p> <p>3 200 – Новоземельский центр возбуждения</p>

*Примечание.* Ширина волновых полей упругих волн составляет около 50 км, поэтому точность измерения радиусов составляет около 25 км от их возможной оси.

Табл. составлена по данным «Тектонической карты Европы и смежных областей», 1975, масштаб 1 : 10 000 000; ред. В. Е. Хайн, Ю. Г. Леонов; «Международной тектонической карты Европы и смежных областей», 1978, масштаб 1 : 2 500 000, ред. А. В. Пейве, В. Е. Хайн, М. В. Муратов, а также по материалам личных исследований.

## ГЛАВА 8. АВТОВОЛНОВОЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ И ЭНЕРГОСТРУКТУРА ФСЩ

*Таблица 64.* Ранжирование систем радиально-концентрических структур (СРКС) в ареалах вулкано-плутонизма

Ранг, порядок СРКС	Наиболее типичные СРКС и их радиусы, км
1 порядок (ранг геофлексур) глобальный	Тектонический каркас мегасводов и обрамляющих их геофлексур: Лофотенский, Чукотский, Каспийский, Сибирский и др. Геофлексуры островных вулканических дуг: Алеутская, Курило-Камчатская, Японская и др. $R = 750, 950, 1\,250, 1\,450, 2150$
2 порядок (ранг шовных зон) трансрегиональный	Тектонический каркас шовных зон, ограничивающих вулканические провинции, плато-базальтовые ареалы: $R = 650, 700, 750, 1\,050, 1\,350, 1\,500, 1\,650, 1\,750$
3 порядок (ранг мантийных диапиров) региональный	Тектонический каркас ВТС – Ладожской, Онежской, Выборгской, Оскарсхамн, Берслаген, Гётеборг, Инари, Зимнебережной и др. $R = 75, 100, 125, 150, 175, 200$
4 порядок (ранг вулкано-плутонический) провинциальный	Вулкано-плутонические поднятия, экструзивно-купольные поля и плато, вулканические массивы: $R = 10, 25, 30, 55, 60$
5 порядок (ранг вулканических построек) местный	Инtrузии центрального типа, вулканические постройки, кальдеры обрушения и т. д.: $R = 3, 4, 5, 8, 13, 20$
6 порядок (ранг магматических куполов) локальный	Лавовые купола, экструзивные купола, лакколиты, лополиты, купольные структуры: $R = 1, 0, 1, 5, 3, 5, 8$
7 порядок (ранг диатремовый)	Маары, кимберлитовые трубы, трубы взрыва, вторичные кальдеры: $R = \text{первые сотни метров}$
8 порядок (ранг некковый)	Питающие каналы, некки, штоки, малые дополнительные интрузии: $R = \text{первые десятки метров}$
9 порядок (ранг туффизитов)	Шлаковые конусы, агматитовые тела, питающие каналы силлов и т. д.: $R = \text{первые метры}$
10 порядок (ранг вариолитовый)	Вариолитовые, перлитовые, гломеропорфировые структуры: $R = \text{первые сантиметры}$
11 порядок (ранг глобулярный)	Сариолитовые структуры, зональность вкрапленников, микровариолиты: $R = \text{доли сантиметра}$

*Примечание.* Подчеркнуты радиусы, соответствующие значениям эффективных.

Нетрудно усмотреть в этой последовательности значений радиусов ряд чисел Фибоначчи: 1, 2, 3, 5, 8, 13, 21 и т. д., где каждое последующее число равно сумме двух предыдущих, а их отношения близки к 1,618. Это отношение соответствует пропорциям гармонического (золотого) сечения и отражает те же принципы фрактальности (ранговости) замкнутых структур, что и фрактальный алгоритм Ферхюльста.

Выявленный ряд последовательно возрастающих чисел размерности замкнутых волновых полей в значительной степени совпадает с рядом чисел Фибоначчи с величины 89, 144, 233 и далее. Ранее было показано, что ранговость колцевых структур, выделяемых в пределах ФСЩ, отвечает всей последовательности чисел Фибоначчи с 1 и до 2 584 (Светов, 1997). С другой стороны, шаг нарастания радиусов в автоволновом поле, равный примерно  $200 \pm 50$  км, соответствует ранговости Ферхюльста, отвечающей фрактальному алгоритму построения геосфер Земли от  $R = 6\,371$  км равному  $2^{-n}$ , где  $n = 1, 2, \dots, 9$ , т. е.  $R, R, R, R, \dots, R$

$2\,4\,8\,16\,\dots\,512$

дает последовательность чисел 12,5, 25, 49, 99, 199, 398, 796, 1 592, 3 185. Очевидно, что установленный алгоритм делимости автоволнового геодинамического поля Земли отвечает закону «гармоничных пропорций» (золотому сечению), свойственному взаимосвязанным и взаимодействующим системам. Ранее рассматриваемая делимость геофлексур, таким образом, может быть объяснена фрактальным алгоритмом геосторической ранговости величин с позиции «гармоничных отношений». Это является свидетельством

того, что геодинамические обстановки на ФСЩ и ВЕП находятся в сбалансированном геодинамическом состоянии.

Общая система автоволнового установившегося геодинамического поля для позднего докембрая позволяет выделить в их интерференционной структуре узловые точки пересечения волн напряженного состояния. Для простоты создания модели шаг эффективных волн принят в 250 км с радиусом примерно 500 км. Масштаб построений 1 : 10 000 000 позволяет получить общее представление об энергоструктуре литосферы, относящееся ко времени формирования ее тектонического каркаса. Заметим, что Рокколльский и Лофотенский первичные центры возбуждений создают достаточно согласованную с геологическими объектами ФСЩ и его обрамления картину, главным образом, для свекокарельского и байкальского тектоно-магматических этапов. При этом «байкальское» геодинамическое поле требует уточнения особенно для Рокколльского центра. Новоземельский центр дает высокую согласованность автоволновых напряжений и свекокарельского, и рифейского, и каледонско-герцинского циклов. Однако геодинамическое поле Кольско-Карельского региона для лопийского этапа значительно отличается от свекокарельского. Здесь радиусы упругих волн напряжений превышают параметры, характерные для свекокарелид. Подобное несовпадение радиусов «закругления» дуговых элементов зон Колмозеро-Воронинской, Терско-Аллареченской, Лапландско-Колвицкой свидетельствует о том, что в лопии их центр не лежал на одной линии со свекокарельским. Геометризация показывает его совпадение с серединой СВ границ шестиугольника, в

точке южной части архипелага Земля Франца-Иосифа. Поэтому мы предполагаем, что после ребольских событий по наращиванию земной коры произошла некоторая перестройка геодинамического поля, по времени соответствующая концу лопия – началу свекокарелия.

В зонах пересечения стоячих волн напряжений из нескольких центров образуется энергоемкий структурный узел, общая энергия которого возрастает согласно квадрату числа пересекающихся волн. На рис. 68 приведены данные по геометризации узлов пересечений автоволнового поля и перечислены некоторые структуры, с ними связанные. Узлы пересечения являются вторичными центрами возбуждений, что приводит к активным проявлениям в их пределах тектономагматических явлений.

Узловые структуры с позиций волновой геодинамики представляют собой наиболее энергоемкие элементы тектонического каркаса литосфера. Они соответствуют зонам, точкам, полям пересечения стоячих упругих волн напряжений в коре (литосфере), исходящих от нескольких (двух и более) центров возбуждения. Точки (центры возбуждения) – это узловые точки, где порождаются волны напряженного состояния в литосфере (обычно оси перекоса геоблоков, зоны стыка тектонических блоков при сжатии, узлы расхождения блоков из узловой точки, точечные упоры, стыки разноранговых тектонических разрывных элементов в суперструктуре). Они формируют разномасштабные волновые поля напряжений и фиксируются в виде стоячих упругих волн. В пересечениях стоячих волн узловые точки, узловые структурные ансамбли имеют масштабы, определяемые энергией отдельных волн.

В морфоскульптуре региона узловые структуры распознаются по целому ряду признаков. Наиболее мелкие из них (диаметр до десятков см) наблюдаются в зонах пересечения первичной контракционной отдельности с наложенной трещиноватостью, где нередко фиксируются признаки сдвигов и кручения. В них, как правило, отмечаются брекчики дробления (сухого типа), без наложенной минерализации, размещаются сифоны фумарольных каналов, столбообразные инъекции магматических расплавов, гидротермальные гнезда и жилы, что особенно четко проявлено в Валаамском силле габбро-долеритов.

Узловые структуры размером от метров до первых десятков метров обычно фиксируются по объемной наложенной трещиноватости, отмечая при этом дробление, сдавливание и признаки вращения материала. Чаще всего они относятся к неотектоническому этапу. Вместе с тем неоднократно наблюдаемые типы агматитов Северного Приладожья, связанные с необъяснимым местным дроблением пород основного-ультраосновного составов, подвергаются последующей пропиткой пегматоидным и гранитным материалом и могут быть отнесены к числу узловых структур. Их примеры обнаружены на о. Путсаари, интрузии Кааламо (пос. Сури-Рюттю), р. Хелюляйоки, а также в Финляндии и Швеции.

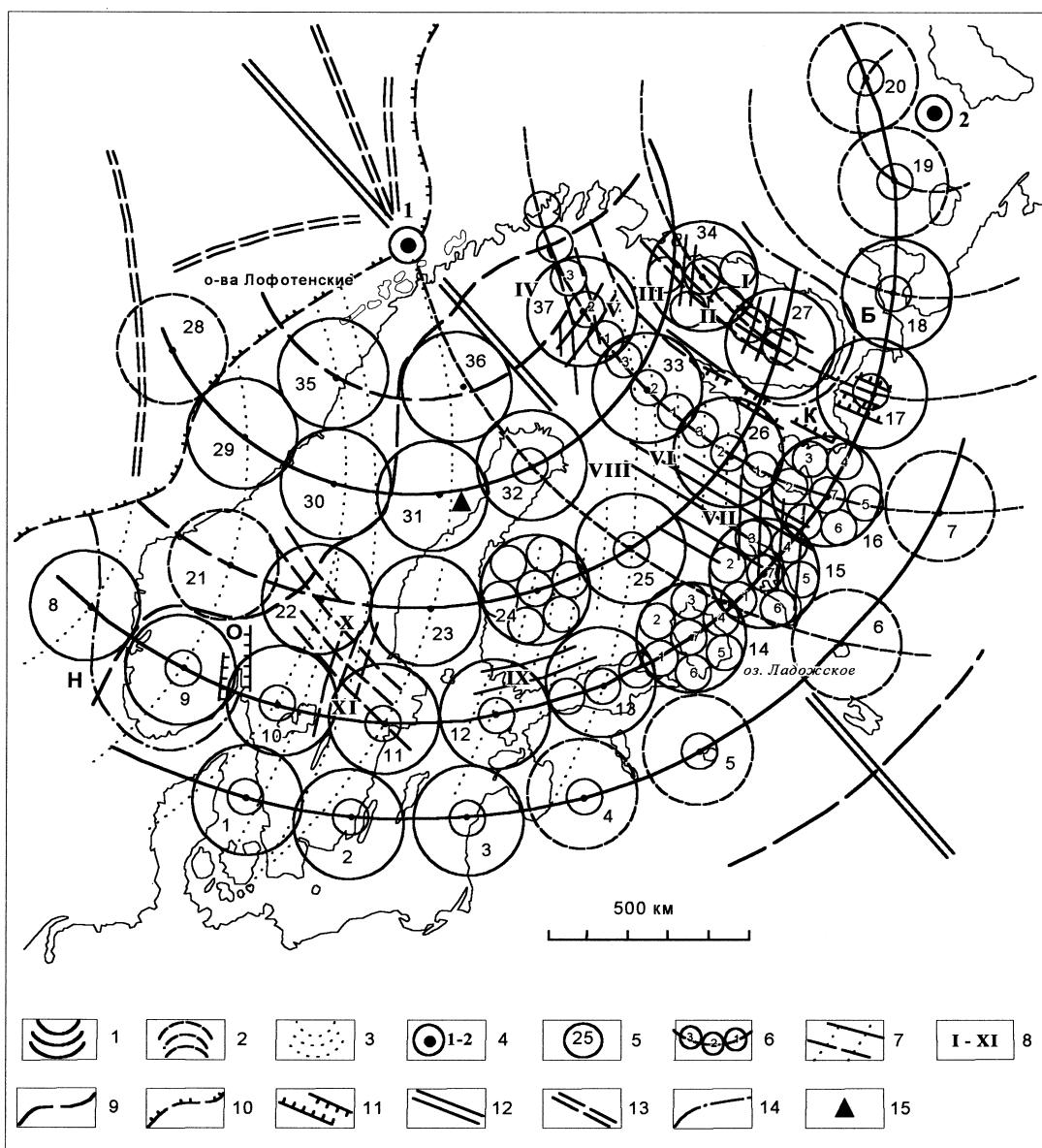
Структуры узлового типа в магматической геологии, без сомнения, более разнообразны. Их редкость в природе вызвана формированием на них эрозионно-денудационных отрицательных форм рельефа под активным влиянием выветривания, заболачивания, совмещением с ними озер, болот, впадин, котловин и т. д. Это затрудняет их поиск и изучение.

Более крупные узловые элементы – это структуры кольцевого, замкнутого типа – своды, поднятия, депрессии, провалы и т. д. В этом случае более мелкие формы являются элементами крупных. Такой принцип геометризации, с одной стороны, позволяет решать конкретные вопросы их строения, локализации, хронологии, а с другой – дает основу к прогностическим построениям.

К числу узловых следует отнести также структуры, которые вертикально дренируют очаговые зоны питания вулканических сооружений – корневую вулкано-плутоническую протяженную систему. Как правило, они сопровождаются зоной чрезвычайно интенсивного дробления пород рамы вулканического ареала, иногда с выбросом раздробленного материала. В последующем зона криптовулканического дробления заполняется лавой, включающей значительное количество обломков выработанного канала дробления. В данную группу следует отнести такие достаточно редко картируемые образования, как трубы взрыва, туффизиты, тела трубчатой формы. Не исключено, что к ним относится часть структур, классифицируемая как астроблемы.

Узловые структуры диаметром в несколько сот метров до первых километров обычно рассматриваются как структуры центрального, кольцевого, радиально-концентрического и концентрического типов. В большинстве случаев к ним могут быть отнесены классы ВТС. В общерегиональном масштабе в качестве узловых структур выступают элементы тектонического каркаса – своды, впадины, синеклизы и т. д. Вероятно, к их числу следует отнести и магматические диапирсы.

Центры вторичного возбуждения как энергоструктурные узловые точки трассируют оси всех выделяемых геофлексур ФСЩ. Они выявляются по сопутствующим кольцевым (замкнутым), дуговым структурам вулкано-тектонического или плутонического типа, зонам сопряженных с ними сдвигово-, сдвигово-надвигового типа, а также по зонам насыщения субвулканическими телами. Нередко центры вторичного возбуждения ответственны за формирование седиментационных депрессий, куполовидных поднятий и т. д. Их размеры варьируют в очень широких диапазонах (от первых километров до 90–100 км) при средних размерах 35–55 км (Светов, 1997). Автоколебательный режим глыбово-волновых движений и соответствующие ему стоячие волны упругих напряжений осуществляют постоянную подпитку вторичных точек возбуждений. Предполагается, что энергообмен, который именуется одиночной волной солитонового типа, происходит в виде последовательных импульсов. Вдали от равновесия центры возбуждений будут находиться в пульсирующем состоянии (солитон типа браззера), способные сохранять свою энергию достаточно



**Рис. 68.** Фрактальный алгоритм геодинамического поля напряжений Лофотенского, Рокколльского и Новоземельского первичных центров возбуждений и делимости геофлексур ФСЩ.

Автоволновые поля, системы стоячих волн напряжений: 1 – Лофотенское; 2 – Новоземельское; 3 – Рокколльское; 4 – центры первичных возбуждений (1 – Лофотенский, 2 – Новоземельский); 5 – центры возбуждений второго порядка (см. табл. 64); 6 – центры возбуждений третьего порядка (см. табл. 64); 7 – главные зоны сдвиговых деформаций; 8 – номера зон сдвиговых деформаций: I – Колмозерско-Воронинская, II – Печenga-Варзугская, III – Лапландско-Колвицкая, IV – Каутокейно-Карасъек, V – Хибинско-Ловозерская, VI – Лехтинская (Восточно-Карельская), VII – Центрально-Карельская, VIII – Центрально-Финляндская (Оулу), IX – Юго-Западной Финляндии (Туоминена), X – Центрально-Шведская (Кумла), XI – Смоланд-Верmland; 9 – фронт каледонских надвигов; 10 – уступ континентального шельфа; 11 – горсто-грабеновые системы; 12 – продольная ось симметрии и перекоса ФСЩ и ВЕП; 13 – разломные зоны тектонического каркаса Норвежского моря; 14 – оси прогибов – Норвежский желоб, Воронка и Горло Белого моря; 15 – центр современного гляциоизостатического го воздымания ФСЩ.

Буквенные обозначения: Н – Норвежский желоб, Б – Горло и Воронка Белого моря, К – Кандалакшский грабен, О – грабен Осло

**Fig. 68.** Fractal algorithm of the geodynamic stress field of the Lofoten, Rokkol'yan, and Novaya Zemlya primary excitation and geoflexure divisibility centres of FSS.

Autowave fields, systems of standing stress waves: 1 – Lofoten; 2 – Novaya Zemlya; 3 – Rokkol'; 4 – primary excitation centres (1 – Lofoten, 2 – Novaya Zemlya); 5 – second-order excitation centres (see Table 64); 6 – third-order excitation centres (see Table 64); 7 – major fault displacement zones; 8 – fault displacement zone numbers: I – Kolmозеро-Voronya, II – Pechenga-Varzuga, III – Lapland-Kolvitsa, IV – Kautokeino-Karasjok, V – Khibiny-Lovozero, VI – Lehta (East Karelian), VII – Central Karelian, VIII – Central Finland (Oulu), IX – Southwest Finland (Tuominen), X – Central Sweden (Kumla), XI – Småland-Vermland; 9 – Caledonian thrust front; 10 – continental shelf scarp; 11 – horst-graben systems; 12 – long axis of symmetry and distortion of FSS and EEP; 13 – fault zones of the North Sea tectonic framework; 14 – axes of warps – Norwegian trench, White Sea Throat and Funnel; 15 – modern glacioisostatic FSS uplift centre.

Letter symbols: H – Norwegian trench, Б – White Sea Throat and Funnel, К – Kandalaksha graben, О – Oslo graben

долго (Филиппов, 1986). Разрушительное воздействие солитоновых волн чрезвычайно разнообразно; от формирования по волне «цепочек» брекчирования до формирования зон глыбового дробления. В связи с высокой энергетической емкостью и длительностью их функционирования формируются сложнопостроенные геологические структуры, а разрывные, разломные зоны дробления играют роль не только флюидопроводников, но и каналов для внедрения магматических масс.

Особенно активизируется деструктивная роль вторичных центров возбуждений в условиях сводового или диапирowego поднятия. В этом случае образуется система интерактивных морфоструктур магматических внедрений, межплоскостных отслоений и развитие систем радиальных и радиально-кольцевых разломов, сопровождаемых вертикальными и горизонтальными сдвиговыми дислокациями. Очевидно, спровоцированная разуплотнением и сводовым поднятием декомпрессия вызывает возбуждение астеносферы и формирование адвективного тепломассопереноса. Пути поднятия флюидно-магматических систем формируются согласованно с адвекцией, разломообразованием и формированием морфоструктурных ансамблей.

В табл. 64 приведены наиболее яркие кольцевые, радиально-кольцевые, поликонцентрические структуры центрального типа. Среди них представляется возможным выделение структур вихревого, спиралевидного типа. Спиралевидные структуры можно рассматривать как тугу сжатые спирали на внешнем эффективном радиусе. В связи с этим они воспринимаются или идентифицируются как закрученные структуры с элементами вращения, т. е. как природные ревербераторы (Светов, 1996, 1998, 2000).

При анализе морфоскульптуры дневной поверхности земной коры, независимо от величины ее эрозионного среза, выявилось весьма широкое развитие кольцевых замкнутых или полузамкнутых структур. Они закартированы в Северном Приладожье (Светов и др., 1990), в обрамлении Печенгской структуры (Батиева и др., 1985), а также на территории всего Карело-Кольского региона (Загородный, Радченко, 1988).

Для первичных и вторичных центров возбуждений характерны зоны сдвиговых деформаций, которые остаются практически неизученными. В табл. 60 нами суммированы данные по наиболее ярким и значимым зонам сдвиговых деформаций, известных на территории ФСЧ. Наиболее крупные сдвиговые зоны наблюдаются в пределах осевых линий геофлексур. Они активно развиваются в тылу дилатационных волн, в зонах максимального растяжения. Именно на этих участках напряженного поля создаются условия для сильного разуплотнения и левосторонних девиаторных деформаций, реализуются центробежные напряжения неравномерно вращающейся Земли. Такие зоны сдвигов давно уже привлекают внимание, но они не нашли геокинематических объяснений. Наиболее известными являются зоны ромбовидных сдвиговых структур Кольского полуострова (Геологическая карта Мурманской..., 1957), Лех-

тинской структуры (Светов, Свириденко, 1991, 1996). Они впервые были обнаружены и закартированы Х. В. Туоминеном (Tuominen, 1965).

Центрально-Кольская трансрегиональная сдвиговая зона многостадийного длительного и наследованного развития в ходе левых сдвиговых дислокаций является одной из наиболее крупных на ФСЧ (рис. 68). Ее особенностью является полихронность развития, активное влияние на структурообразование, сопряженность с ней разновозрастных проявлений вулкано-плутонизма от позднего лопия до герцинского тектоно-магматического этапа. Ее возможным возрастным аналогом является Западно-Шведская (Протоджин) зона сдвиговых дислокаций. Много информации по геокинематике свекокарельских сдвиговых зон дают их частные формы, зафиксированные, например, в пределах Лехтинской структуры Центральной Карелии и в Юго-Западной Финляндии. Близка к ним и сдвиговая зона Хибино-Ловозерских щелочных интрузий центрального типа.

Из представленных графических материалов по ряду сдвиговых зон следует, что их трансрегиональные зоны имеют преимущественно ромбоидальные блоки с левосторонними сдвигами. В то же время в зонах наиболее значительных спиралевидных движений возникают сдвиги более низких рангов, как то демонстрирует зона Хибино-Ловозерского сдвига. Весьма кинематически сложными представляются сдвиговые зоны, возникающие при взаимодействии сдвиговых напряжений в узлах вторичных возбуждений. К ним относятся сдвиговая зона Кумла в Центральной Швеции и зона Суоденниеми (в обрамлении структуры Тампере) в ЮЗ Финляндии. Они отвечают ситуациям взаимодействия сближенных центров вторично-го возбуждения с интерференцией волновых полей. Это позволяет рассматривать их как структуры хрупко-пластиических деформаций с развитием систем, параллельных, сколовых и перпендикулярных линиям напряжений разломов.

Очевидно, среди морфоструктур сдвиговых разноранговых деформаций существует чрезвычайно большое разнообразие по их физическому выражению, соответствующее конкретным условиям сред, по которым они развиваются. Приведенные примеры, тем не менее, утверждают единый канонический принцип – упругие деформации – основа формирования разрывных элементов тектонического каркаса. Хрупкопластические деформации по системам сопутствующих им листрических разломов составляют основу многообразия пликативных деформаций и складчатых разнопорядковых структур. В многоранговых системах сдвиговых структур проявлен дальний порядок геофлексур наибольших радиусов эффективного действия стоячих упругих волн.

Вторичные узловые точки, приводящие к глубинному разуплотнению и дроблению хрупких пород коры, выполняют роль ослабленных зон, по которым происходят разрывы и создаются системы разломов корового заложения, формирующие на стадиях воздымания фрактальную делимость. В ходе инверсии сводового поднятия на стадии прогибания систем таких

разломов снизу формируются магмовыводящие транскоровые глубинные разломы.

Как правило, на внешних радиусах вторичных центров возникают значительные сдвиговые деформации. Они известны в обрамлении сводовой структуры Бергслаген, Оскарсхамна и Гетеборга, где отмечаются в зонах взаимодействия структуры касательных сдвиговых деформаций, зафиксированные поясами гиперитов северной и южной провинций в районе оз. Венерн системам сдвиговых деформаций Грютхюттан, Кумла, Фалунчевле, а также в районе г. Кристианстада и оз. Веттерн. Как правило, все они сопровождаются проявлениями как мантийного, так и особенно корового гранитного и гранит-риодакитового магматизма.

Можно предполагать, что наиболее крупные сдвиговые зоны первого порядка, относящиеся к классу ромбовидных разломно-сдвиговых структур, являются весьма характерными элементами тектонического каркаса обрамления геофлексур. При этом элементы вращательных левосторонних сдвиговых деформаций по большим радиусам геофлексур создают местные горизонтальные касательные напряжения, геометрия которых соответствует плоской кривой линии лемнискате Я. Бернулли (алгебраическая кривая четвертого порядка), при которых формируются узоры сдвиговых деформаций в форме ромбовидных параллелограммов. В свекокарельских сдвиговых зонах отношения длины к ширине составляют около 1 : 1 (краевая геофлексура Полканова), достигая иногда 3 : 1 (Центрально-Кольская и Протоджин зоны). Таким образом, сдвиговые зоны – яркие свидетельства на поверхности земной коры вторичных центров возбуждения центров высокой энергетической емкости. Линии этих вторичных центров возбуждения трассируют оси геофлексур, а в последующем и системы магмовыводящих разломов в тылу зон сжатия. Лемнискату в таком случае следует рассматривать как траекторию передачи энергии.

В результате взаимодействия силовых полей напряжений в осевых линиях геофлексур создаются условия для хрупких деформаций и образования одного из главных элементов тектонического каркаса – зоны разноглубинных разломов главным образом листрического типа. В их пределах в результате фронтальности этих осевых линий создаются местные очаговые зоны трещиноватости и разуплотнения – системы магмоподводящих каналов.

## 8.2. АВТОВОЛНОВОЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ ФСЩ, СВЯЗЬ С НИМ ЦЕНТРОВ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ, СЕЙСМИЧЕСКОЙ И ТЕПЛОВОЙ АКТИВНОСТИ

В локализации очагов и центров разноглубинного вулкано-плутонизма, сейсмической активности и теплового потока важное значение имеют узлы пересечений упругих волн напряженного состояния литосфера. Этому процессу энергетической структуризации сопутствуют мегасводовые и сводовые поднятия, прогибы, поперечные и продольные перекосы плит и щи-

тов по их границам (Светов, 1996). Узлы являются резонансными точками, в которых энергия находится в квадратичной зависимости от числа пересекающихся волн. В случае ФСЩ установлены 4 автоволновых поля – Лофотенское, Новоземельское, Рокколльское и Пачелмское. Возрастание энергии в узлах одновременного перехода волн, следовательно, происходит в 16 раз. Нарастание хрупких и хрупкопластичных деформаций приводит к напряжениям, превышающим предел прочности сред, которые в свою очередь вызывают разрушение (дробление, скол, разломообразование) по всей длине волнового барьера. Вторичные центры возбуждений способствуют созданию систем параллельных, сколовых (диагональных) разломов, усложняющих тектонический каркас литосферы региона. Такие зоны наложенной деструкции носят объемный характер и сопровождаются сдвигово-сколовой трещиноватостью, сочетанием горизонтальных и наклонных разрывных нарушений. Крупные разломы в верхних частях колонн резонансных напряжений с углублением сменяются пологими листрическими. Этим создаются условия не только для формирования объемной структуры разрывных дислокаций в разрезе литосферы, но и для формирования системы элементов регионального тектонического каркаса, который в свою очередь определяет как режим экзогенных, так и эндогенных процессов. В условиях сложившегося тектонического каркаса развитие мантийного диапиризма в значительной степени контролируется системами новообразованных и ранних зон дробления, скальвания. Вертикальные и наклонные разрывы в верхней земной коре выполняют роль путей флюидно-магматических систем.

Поскольку системы стоячих волн упругих деформаций в литосфере долгодействующие, то разрывные явления сплошных сред сопровождают общее разуплотнение зон мантийного диапиризма, внедрения разноглубинных магматических расплавов в течение всего тектono-магматического цикла. Возрастание адвективного радиального флюидно-магматического потока, разогрев нижней, а затем и верхней коры регулируют динамику разноглубинного вулкано-плутонизма, его геологический эффект, а также гранитизацию осадочно-вулканогенного чехла. В результате сложных взаимосвязанных процессов земная кора приобретает структурно-вещественную гомогенизацию. Такие изменения геотектонического и термодинамического состояния приводят к плотностной инверсии литосферы, созданию новых полей напряжений, к трансформации автоволнового геодинамического поля и энергоструктуры литосферы. Таким образом, существование автоволнового геодинамического поля оказывается «законсервированным» в общих структурно-вещественных неоднородностях литосферы региона. Можно предполагать, что радикальных смен геодинамического автоволнового поля не происходит, оно на новом уровне организации литосферы переходит в новое состояние, соответствующее возрастной ее геофизической добротности.

Энергоструктура ареалов докембрийского лопийского, свекокарельского и рифейского магматизма в

границах изученной части литосферы ФСЩ ретроспективно рассмотрена относительно многих возрастных интервалов (резов). Элементы установившихся волновых полей путем историко-геологических реконструкций были геометризованы для 22 возрастных срезов (позднего архея, сариолия, раннего-среднего-позднего ятулия, людиковия, ливвия, раннего-средне-го калевия, раннего-среднего рифея, раннего-позднего венда, раннего кембрия, докембрийского бассейнового осадконакопления, платобазальтового вулкано-плутонизма с фиксацией миграций их границ и ареалов (Светов, 1999). В основу реконструкции автоволнового геодинамического поля положены не только данные по латеральным вариациям осадочных и вулканогенных ареалов, географии эндогенной аккумуляции вещества, но и свидетельства о перекосах кристаллического фундамента. Автоволновое геодинамическое поле ответственно за формирование сводовых поднятий и интракратонных прогибов, а также линейных и дуговых элементов внутренней структурно-вещественной организации вулкано-тектонических и плутоно-тектонических структур. Результаты палеовулканологических и палеотектонических реконструкций суммированы соответственно на 22 литолого-палеогеографических схемах и картах, выполненных в масштабах от 1 : 5 000 000, 1 : 2 500 000 и до 1 : 50 000 (Светов, 1972, 1979; Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1991, 1992, 1995).

Необходимо еще раз подчеркнуть один из главных выводов геодинамических построений, проведенных по изучению географии докембрийского вулкано-плутонизма. Он заключается в том, что ареалы вулкано-плутонизма (провинции, области, районы, зоны, вплоть до размещения отдельных интрузивных тел) локализованы согласно автоволновому полю упругих напряжений в общей энергоструктуре литосферы, в узловых точках с максимальной энергоемкостью.

Как на современном, так и на геисторическом этапах развития региона наиболее энергоемкими структурами ВЕП являлись ФСЩ, Волго-Камский и Украинский кристаллические щиты, Североморская, Баренцевоморская, Прикаспийская и Черноморская экзогональные «безгранитные» впадины. Щиты в геологической истории выполняли роль сводовых поднятий, чем компенсировали в значительной степени геоизостатическое равновесие.

В силу этого обстоятельства современное гляциоизостатическое воздымание Фенноскандии оказывает самое активное влияние на видоизменение общей энергоструктуры ВЕП и ее складчатого обрамления. Сколько-нибудь заметного влияния на современное поднятие ФСЩ со стороны структур северо-западной части Срединно-Атлантического хребта и Западного сектора Арктики не отмечается. ФСЩ в настоящее время представляет область инвертированного прогиба – сводовое поднятие. Он, обладая тенденцией к общему свodoобразованию, в геологическую историю неоднократно подвергался обширным погружениям и перекрывался осадочно-вулканогенными чехлами. Геокинематика таких структур как ВЕП, вероятно, отражает дальний порядок интерактивного взаимодействия

структур первого (планетарного) класса, что выходит за рамки проведенного исследования.

Фенноскандию на современном геологическом этапе неотектонического развития можно рассматривать как орогенное поднятие, «возрожденное» горообразование на месте позднеплейстоценового единого шельфового опускания от Британских островов до Земли Франца-Иосифа. Область современного поднятия по длинной оси в целом параллельна шельфовому прогибу и его континентальному склону. С южной окраины ФСЩ от полуострова Ютландия и до полуострова Канин опоясан краевой флексурой Полканова (Полканов, 1956). Ось геофлексуры, впервые выделенная А. А. Полкановым, уточнена и распространена на Северное и Баренцево моря. Ее радиус равен 1 200 км, а геометрический центр расположен в районе Лофотенских и Вестеролен островов. Вдоль ее оси на протяжении более 2 800 км с запада на северо-восток размещаются многие вулканические, плутонические интрузии и известные массивы, феноменальные тектонические структуры грабенового типа, пояса даек и ВТС, а также геометрические центры Ладожского и Онежского озер, оси Финского залива и Горла Белого моря и т. д. (табл. 63). Важно отметить факт расположения в западном конце геофлексуры Фарерских и Исландских островов, Фарерско-Исландского порога, центра о. Исландия и восточного пояса каледонид о. Гренландия, а на ее северо-восточном продолжении находятся о. Колгуев, Лудловская седловина, Северобаренцевская впадина, уступ континентального шельфа к северу от о. Шпицберген и банка Ермака. В полосе краевой геофлексуры, шириной до 200 км, таким образом, фиксируется множество геологических структурных и географических объектов.

В тылу краевой флексуры с радиусом 1 450–1 500 км, на границе ФСЩ и палеозойского чехла Русской плиты ВЕП в области «отстающего» поднятия и в зоне растяжения располагается ундулирующая ось комплементарной геофлексуры краевого прогиба. В систему этого дилатансионного растяжения входят Норвежский желоб, моноклиналь палеозойского чехла Скании, Рижский залив, система озер Чудское – Псковское, Ильмень и Белозеро.

Можно предполагать на основе палеогеографических построений, отображенных на соответствующих картах и схемах, что краевая геофлексура на эффективных радиусах 1 200–1 500 км являлась осью поперечного и продольного перекоса ВЕП в связи с воздыманием ФСЩ и опусканием южных щитов. Его центральная ось приходится на Карельский, Онего-Ладожский и Онего-Беломорский перешейки и соответствует вершине своеобразной арки с опущенными крыльями Финского залива и Белого моря. В зоне этой арки перекоса находится область с аномально высокой скоростью подъема на территории Северного Приладожья.

Что касается других геофлексур, мы не имели возможности полного рассмотрения связи с ними элементов тектонического каркаса ФСЩ и центров разноглубинного магматизма. Сведения по сопряженности ареалов разноглубинного вулкано-плутонизма

суммированы нами в соответствующих таблицах по Лапландско-Поморской, Ладожско-Ботнической и Западно-Шведской геофлексурам (табл. 59).

Очевидно, не все элементы тектонического каркаса ФСЩ и ареалы разноглубинного вулкано-плутонизма аппроксимированы через выделенные геофлексуры (шовные зоны). Тем более, что сами шовные зоны (узкие зоны тектонического контакта контрастных по составу и истории развития геоблоков сиалической коры), как правило, амагматичны, они являются своего рода барьераами. Все или значительная часть интрузивных тел, вулканических сооружений размещается в зонах оперяющих их разломов и особенно в системах сдвиговых деформаций в тылу (или на фронте) дилатационных волн (Светов, Свириденко, 1991). Главный структурный мотив в локализации ареалов и объектов в регионе принадлежит системе взаимодействия шовных разноранговых зон, в том числе и дальнего порядка.

В этом отношении выделение критерия гексогонально-пентагонального структурирования Арктического сегмента литосферы соответствует представлению П. М. Горянинова с соавторами о их связи с переклонным кластером делимости континентальной коры (Горянинов, 1999).

Вероятно, сетка узлов пересечений автоволновых полей упругих напряжений на эффективных радиусах способна покрыть всю исследованную площадь, что следует хотя бы из всей совокупности мелкомасштабных картографических материалов по ФСЩ и его обрамлению, и, тем самым, обеспечить их энергетику и фактическую локализацию. К сожалению, соотношения масштабов использованных в работе карт слишком схематичны, а локализация центров вулканизма и в целом ЦЭМА слишком конкретна (в контексте обсуждаемых моделей). Поэтому выход из данной ситуации лежит исключительно в проведении полевых исследований по максимально полной программе центров вторичных возбуждений – конкретных ареалов ВТС и ЦЭМА. Таких объектов множество, они содержат всю необходимую информацию по магматической геотектонике (в определениях Б. Г. Лутца) и интерактивности вулкано-плутонизма со структурообразованием. Однако полученные в ходе многолетних исследований докембрийской геологии региона сведения убеждают нас в необходимости не совершенствования, а полного пересмотра концептуальных построений о связи тектоники и магматизма, с переходом на решение проблем самоорганизации всей совокупности эндогенных процессов в общем энергоструктурном поле литосфера.

Ранжированные системы стоячих упругих волн, тектонический каркас литосферы, элементы палеовулканологического районирования ФСЩ, системы вулканических активных эруптивных зон, размещение центров магматизма и мантийно-корового диапризма находят гармоничное согласование между собой и являются следствием одной причины – диссиляции внутренней энергии.

Выделяемые в современных модельных геотектонических построениях в раннем и позднем докембрии

региона островные вулканические дуги, зоны субдукции, спрединга, включая так называемые коллизионы, коллизионные орогены, так же как и внутривлиятные рифты, рифтогены и рифтогенные ансамбли, как правило, не имеют под собой палеогеографического, палеогеодинамического и тем более палеовулканологического обоснования. Максимально актуализированные современные плейттектонические представления, перенесенные на докембрийскую геологическую историю, не могут быть признаны геономически научно доказанными. Они не находят подтверждения специализированными исследованиями докембрийского магматизма Фенноскандии и, следовательно, не могут служить его геодинамическими моделями.

Предпринятый анализ геометризованного геодинамического поля ФСЩ в виде автоволновой геодинамической модели является свидетельством тесной энергетической связи масштабов структурообразования и геологического эффекта проявлений вулкано-плутонизма и наоборот.

Геодинамические реконструкции для протерозойского возрастного среза в границах ФСЩ и северной окраины ВЕП являются свидетельством того, что и тектоника, и седиментология, и магматизм, и региональная металлогенезия являются следствием энергетического развития Земли и регулируются на всех уровнях литосферы автоволновым геодинамическим полем во всем геологическом пространстве и времени.

### 8.3. ЦЕНТРЫ МАГМАТИЗМА КАК ИНДИКАТОРЫ АВТОВОЛНОВОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛЯ И ЭНЕРГОСТРУКТУРЫ ФСЩ

Роль вулкано-плутонизма в геологической истории докембрая является общепризнанной в расшифровке геотектонических режимов, становлении тектонического каркаса, вертикальной и горизонтальной неоднородностей литосферы, рудообразовании, а также в формировании атмосферы и гидросферы Земли.

Вместе с тем проблема сопряженности разных форм проявлений магматизма с геотектоническими режимами остается ключевой в магматической геотектонике. Рассмотренные проблемы палеовулканологии докембрая Карелии дают основание рассматривать магматизм как индикатор тектонической эволюции литосферы. В связи с новыми подходами в решении этой проблемы главные приоритеты отводятся автоволновому геодинамическому устоявшемуся полю упругих деформаций. Рост напряжений выше предела прочности среды приводит к ее разрушению, декомпрессии, разуплотнению, и, таким образом, создаются благоприятные предпосылки для возбуждения мантии и началу проявлений вулкано-плутонизма (Белоусов, 1978; Тектоносфера Земли, 1978).

Поиск топологических закономерностей размещения магматических ареалов, автономных центров разноглубинного вулкано-плутонизма предпринят из предположения их возможной связи со структурообразованием в автоволновом геодинамическом поле.

Известно, что взаимодействие устоявшихся волновых полей упругих напряжений в оболочках Земли формирует энергоструктуру Земли (Дмитриевский и др., 1993). Вместе с тем квантованность оболочечного излучения и переизлучения энергии геосферы Земли может быть ответственной не только за географию размещения ареалов активного вулкано-плутонизма, но и за динамику (периодичность) функционирования разноглубинных магматических очагов и режим (стадийность) эруптивного профиля.

Известные региональные особенности размещения центров магматизма рассматриваются нами как следствия интерактивных корово-мантийных взаимоотношений геосфер, находящихся в напряженном состоянии. Фазовые переходы первого и второго рода на границах геосфер и высвобождение тепловой энергии обусловливают радиальный тепло-массоперенос в условиях неоднородных и несплошных сред, разные масштабы и формы проявлений магматизма. Эффектами взаимодействия геофизических полей в ходе создания реального тектонического каркаса литосфера ФСЩ и саморегуляции явлений деструкции геологической среды являются ее разноранговая структурная фрактальность. В частности, иерархичность центров вулкано-плутонизма в Карелии послужила основой к палеовулканологическому районированию в ранге от единичной вулканической постройки до платобазальтовой провинции.

Нелинейное взаимодействие физических полей и процессов мантийного диапирисма проявляется в ряде эффектов кинетики advективного течения магм, ритмичной кристаллизации расплавов, в образовании завихрений, вплоть до турбулентности. Это в свою очередь способствовало флюидно-магматическому взаимодействию, асимиляции, смешению магм, а также протеканию объемно-экзотермических реакций – тепловым взрывам и образованию туффизитов, автомагматических брекчий и явлениям криповулканизма. К данному типу взаимодействия расплавов относится пульсационный режим функционирования периферических магматических очагов и вулканических камер, а также образование асинхронных «длинных» петрохимических серий в автономных эруптивных зонах разноудаленных вулканических центров и построек, особенно ярко проявленных в Суйсарской древневулканической области.

Существует геологическое обоснование разнообразных форм сопряженности локальных и ареальных проявлений вулканизма и плутонизма с формирующими региональными и трансрегиональными геоструктурами тектонического каркаса литосферы. Физические поля разных глубинных срезов земной коры щита обладают разнопорядковыми коровыми, мантийными и корово-мантийными аномалиями, а земная поверхность содержит многоранговые физико-географические аномалии. Все они не обнаруживают линейных зависимостей в своем размещении. Правомочен их историко-геологический анализ с позиций нелинейной геодинамики. Существует, следовательно, взаимосвязь всех видов аномалий физических полей и

градиентов мощностей земной коры с аномальными объектами разноглубинного вулкано-плутонизма. Их геологическая интерпретация требует нетрадиционных подходов и глубоких теоретических обоснований с позиций магматической геологии, палеовулканологии, магматической геотектоники. Отсутствие единой теории интерпретации геофизических данных, особенно в интегрированном виде, сдерживает поиск и выявление причинно-следственных отношений динамики эндогенных процессов в общей видоизменяющейся энергоструктуре Земли.

Выявление закономерностей в размещении аномальных объектов физических полей, узлов пересечений разноранговых разрывных нарушений, сдвиговых зон и зон дислокаций кручения, центров вулканизма, вулкано-плутонизма и плутонизма, всех ранее известных и вновь выявленных кольцевых, радиально-концентрических, спиралевидных (вибривых) и концентрических структур составило задачу топологического поиска их неслучайного взаимного положения (рис. 62). Можно предполагать существование некоторой общей причины топологического родства изучаемых и сравниваемых объектов литосферы, которое обусловлено их взаимосвязью с одним или несколькими точечными источниками генерации волновых полей. Полученная таким образом модель установившегося волнового геодинамического поля упругих волн напряженной литосферы основана на использовании значительного количества данных по картографическому размещению более чем XVIII классов элементов замкнутых, прерывистых, дуговых, элементов тектонического каркаса и морфологически разнообразных разноглубинных интрузивных субвулканических и вулканических образований центрального типа (табл. 45).

Местоположение точечных генераторов волновых полей первичного возбуждения (Лофотенского, Рокколльского, Новоземельского, Пачелмского) установлено по дуговым и им сопутствующим радиальным элементам общерегиональных и трансрегиональных шовных зон делимости литосферы ФСЩ, элементов суперструктуры фундамента ВЕП, по геолого-геофизическим данным строения Баренцевоморской плиты (Баренции) и всего примыкающего к щите Арктического континентального шельфа (рис. 68). Особо следует подчеркнуть высокую информативность данных магнито-гравиметрической и сейсмоакустической томографии, раскрывающих модель пространственного размещения плотностных аномалий в вертикальном и горизонтальном разрезах литосферы. Выявляется их исключительная роль в специализированном изучении ЦЭМА в региональном масштабе. Таким образом, решение топологической задачи поиска поверхностей N-порядка в раскрытии сущности родства точечных элементов неоднородностей поверхности с внедрением методов томографии литосферы открывает перспективу построения объемных геолого-геофизических моделей любых по размерам ЦЭМА от питающего вулканического канала до вулкано-плутонических провинций (Сейсмогеологическая модель..., 1998. Ч. I, II.).

Последующую разноранговую геометризацию волнового поля представляется возможным проводить на основе материалов локализации картографически отображенных (закартированных и идентифицированных по генетической принадлежности) конкретных тектонических и магматических элементов центрального (узколокального) типов – интрузивных образований, вулканических центров узловых точек эндогенного происхождения, уже основываясь на данных томографических исследований.

Центры первичного возбуждения приурочены к зонам угловых сочленений литосферных геоблоков (плит), имеющих форму точки тройного сочленения (Пачелмский, Лофотенский), или к зонам высокоактивных тектонических движений сдвигового типа в системах разрывных нарушений, разделяющих пограничные шовные зоны раздвигов (Рокколльский) в пределах континентального склона Северо-Восточного Атлантического сектора, или расположены в зонах угловых сочленений складчатых поясов (Новоземельский). Размещение Рокколльского, Лофотенского и Новоземельского центров возбуждений предполагает глобальный перекос по северной части ФСЩ и деструкцию Западного сектора Арктической литосфера. Размещение Пачелмского центра возбуждения на осевой линии продольной и поперечной симметрии ВЕП также является свидетельством его геометризации с системами перекоса Русской плиты (Светов, Свириденко, 1995). Отмеченные явления в геотектонике ВЕП имеют под собой палеогеографическое, литолого-стратиграфическое и палеовулканологическое обоснование.

Физической сущностью выявленных замкнутых или прерывистых (дуговых) кольцевых, радиально-кольцевых или концентрических волновых структур первичных точек возбуждений, охватывающих всю территорию щита и континентального шельфа, является установленное автоволновое геодинамическое поле. Их поликонцентрическая форма есть отражение общей энергоструктуры литосферы региона в виде систем стоячих волн упругих напряжений (дилатационные волны). Центры первичных возбуждений формируют достаточно сложную систему поликонцентрических структур переменных радиусов. Вблизи центров возбуждения радиусы волновых полей нарастают с шагом в пропорциях гармоничных отношений. Затем шаг волн устанавливается ровный (автоволновой). Наиболее эффективные радиусы охватывают значения от 500 до 2 600 км.

Особого внимания заслуживает разнопорядковая регулярность в размещении элементов структуры тектонического каркаса в узлах пересечения (интерференции) выявленных волновых полей (стоячих волн, напряжений). Каждый структурный узел с высокой энергоемкостью выступает, во-первых, как вторичный источник возбуждения и переизлучения энергии, а, во-вторых, как автономный центр проявления эндогенной активности – тектонической, магматической, сейсмической, термальной и др. Такая двойственная роль узловых точек обеспечивает возможность использования для их выявления магматических факто-

ров. Очевидно, что эта взаимосвязанная проблема требует, с одной стороны, знания точного расположения вулканических и плутонических питающих зон в вулканических ареалах, а, с другой – определения геометрических центров возбуждения с учетом магматического фактора.

Поскольку генетическая и пространственная связь структурных узлов с разноглубинными вулкано-плутоническими и плутоническими корневыми зонами эндогенных рудно-магматических систем очевидна, то в целях решения главной задачи волновой геодинамики могут быть использованы весьма многочисленные данные по региональной металлогении, метаморфической петрологии, особенно по ареалам и проявлениям гидротермально-метаморфогенного рудообразования. Для всех известных в докембрии Карелии тектономагматических этапов и циклов генетическая связь полихронных проявлений рудообразования с ЦЭМА является универсальной. Это позволило сформулировать представления о ЦЭМА как об автономных магматогенно-металлогенических центрах. В качестве подобных центров могут быть рассмотрены рудные поля Печенги, Имандра-Варзуги, Ветреного Пояса, Приладожья, Онежской ВТС, Шеллефтео, включая Главный сульфидный пояс Коталахти и поля Оутокумпу в Финляндии. Таким образом, в целях локального металлогенического прогнозирования актуальной становится проблема выявления эруптивных центров телескопированного разноглубинного вулкано-плутонизма и вычленение из тектонического каркаса щита магмовыводящих корневых зон и сопутствующих им рудно-магматических систем. Существующие геотектонические концепции историко-геологического развития региона с позиций популярной в регионе докембрийской тектоники плит оказались малоэффективными для решения этой проблемы. Соотношение тектоники и магматизма в регионе выясняется не только с позиций магматической геологии, магматической геотектоники, но и особенно автоволновой (нелинейной) геодинамики. Достаточно еще раз подчеркнуть связь с выявленной автоволновой структурой напряженного состояния литосферы таких свекокарельских ВТС, как Печенга-Имандра-Варзугская, Лехтинская, Кируна, Оулуярви, а также широко известные глубинно-компенсированные архейские зеленокаменные пояса. К числу рифейских и вендских ВТС относятся, по нашему мнению, Ладожская, Нордингра, Даларна, Телемарк, а также Лофотенская, Сильян, Эгерун и ряд других. Напомним, что все перечисленные ВТС сопряжены с осевыми линиями дилатационных волн упругих напряжений литосферы щита с его главными элементами тектонического каркаса – шовными зонами, т. е. трансформированными геофлексурами: Центрально-Кольской, Беломорской, Ладожско-Ботнической, Дальсландской (Западно-Шведской, Протоджин), Среднеевропейской (Торнквиста-Тейссейра), краевой флексуры Полканова и Баренцевоморской (Карпинского). Все они оказали самое активное влияние на формирование суперструктуры ФСЩ, заложение его современных границ с Русской плитой и ограничения ВЕП в целом.

Всем перечисленным элементам тектонического каркаса сопутствуют ареалы полихронных и разноглубинных проявлений и корового, и корово-мантийного вулкано-плутонизма, которые обнаруживают или автономное размещение и развитие, или группируются в ареалы активного наследованного магматизма. ЦЭМА в Фенноскандии включают как выявленные (реконструированные), так и предполагаемые руины некков, элементы вулканических построек. Эруптивные зоны с питающими каналами представляют очаговые зоны сопряженного бимодального и фокусированного разноглубинного вулкано-плутонизма, включающие рои даек, пакеты силлов, системы камерно-инъекционных тел многоактных внедрений, а также интрузии под вулканами и наземные вулканические сооружения. Большая часть изученных ареалов активного вулкано-плутонизма уже интерпретирована как длительно и наследованно формировалась. Все они являются многофокусными телескопированными вулкано-плутоническими ареалами и ВТС.

Периодизация главных актов докембрийского вулкано-плутонизма по обратной связи отражает главные события в геодинамических обстановках формирования осадочно-вулканогенных чехлов лопийского, свекокарельского, рифейского (байкальского) и раннепалеозойского. В обобщенном виде глыбово-волновые колебательные движения кристаллического фундамента пра-Фенноскандии характеризовались следующими событиями (рассчитанные возрастные интервалы в млрд лет):

- эпиконтинентальное физико-химическое выветривание саамских метаморфических толщ 3,5–3,2;
- формирование раннелопийских базальных терригенных аренитов – песчаников, аркозов, аркозовых гравелитов, а также конгломератов полимиктового состава (вплоть до вулканомиктового) – 3,2–3,1;
- позднелопийский ареальный коматит-базальтовый, андезитовый (платобазальтовый) вулкано-плутонизм с ареалами экструзивно-купольного дацит-риолит-гранитового магматизма (риодацитовые поля, плато) – 3,1–2,7;
- постлопийское высокое стояние пра-Фенноскандии и формирование педиментов, пенепленов с корами химического и физического выветривания – 2,7–2,6;
- раннесвекокарельское (сариолийское) осадконакопление и формирование элювиально-обломочного базального комплекса аренитов – 2,6–2,5;
- сариолийский напряженный, высокопроизводительный платобазальтовый вулканализм, вулканогенно-осадочный литогенез, разноглубинный мантийный, мантийно-коровый и коровый бимодальный вулкано-плутонизм – 2,5–2,45;
- континентальная пенепленизация и педиментизация, формирование раннеятульских кор химического и физического выветривания – 2,45–2,40;
- формирование базального комплекса аренитов и циклическое раннеятульское терригенное песчано-кварцито-алевролитовое осадконакопление и карбонатонакопление – 2,40–2,30;

• фаза раннеятульского инициального платобазальтового вулкано-плутонизма и осадочно-вулканогенного литогенеза – 2,30–2,25;

- кратковременная стадия ранне-среднеятульского континентального выветривания – 2,25–2,20;

• среднеятульский цикл терригенного аренитового песчано-кварцитового эпиконтинентального мелководного осадконакопления – 2,20–2,18;

• среднеятульская фаза платобазальтового вулкано-плутонизма осадочно-вулканогенного хемогенного литогенеза – 2,18–2,15;

• кратковременное континентальное выветривание и образование кор химического выветривания на среднеятульских платобазальтах – 2,15–2,10;

• позднеятульский цикл терригенно-карбонатного осадконакопления в эпиконтинентальных мелководных седиментационных бассейнах пра-Фенноскандии – 2,10–2,08;

• фаза позднеятульского платобазальтового вулкано-плутонизма и осадочно-вулканогенного литогенеза – 2,08–2,05;

• раннелюдиковийский цикл континентального выветривания и эпиконтинентального мелководного терригенно-карбонатного углеродсодержащего осадконакопления – 2,05–2,03;

• людиковийский платобазальтовый вулкано-плутонизм и осадочно-вулканогенный литогенез – 2,03–1,98;

• позднелюдиковийское эпиконтинентальное терригенно-карбонатное и карбонатное углеродсодержащее осадконакопление, рост биогерм строматолитов и онколитов – 1,98–1,97;

• ливвийский цикл пикрит-базальтового вулкано-плутонизма и осадочно-вулканогенного литогенеза – 1,97–1,95;

• раннекалевийский период пенепленизации и континентального (контиосаарского) выветривания – 1,95–1,93;

• раннекалевийское циклическое осадконакопление аренитов, алевролитов – 1,93–1,92;

• раннекалевийский андезитовый, андезит-базальтовый и базальтовый вулкано-плутонизм и осадочно-вулканогенный литогенез – 1,93–1,86;

• предвепсийский континентальный перерыв, возымание, формирование кор выветривания – 1,86–1,80;

• раннерифейское (вепсийское) терригенное аренитовое песчано-кварцитовое осадконакопление в мелководных эпиконтинентальных бассейнах – 1,80–1,74;

• вепсийский платобазальтовый вулкано-плутонизм, осадочно-вулканогенный литогенез – 1,74–1,72;

• раннерифейский (ботнийский) цикл осадконакопления и вулкано-плутонизма (эпоха гранитов рапакиви) – 1,72–1,65;

• предсреднерифейский перерыв, эпоха континентального выветривания, педиментизации и пенепленизации – 1,65–1,40;

• среднерифейский цикл красноцветного ютнийского осадконакопления песчано-гравелитовых гравелитов, алевролитов – 1,40–1,30;

- среднерифейская фаза платобазальтового (ферро-титановые базальты) вулкано-плутонизма и осадочно-вулканогенного литогенеза – 1,30–1,15;
- позднерифейский цикл красноцветного осадконакопления и платобазальтового вулкано-плутонизма эпохи красноцветов пра-Фенноскандии – 1,15–0,65;
  - эпоха ранневенденского лапландского оледенения Фенноскандии – 0,65–0,63;
  - ранневенденская (волынская) фаза платобазальтового вулкано-плутонизма – 0,63–0,62;
  - поздневенденский (редкинский) цикл терригенного осадконакопления и локальные проявления платобазальтового вулкано-плутонизма – 0,65–0,58;
  - поздневенденский (котлинский) цикл терригенного осадконакопления и проявления платобазальтового вулкано-плутонизма – 0,58–0,55;
  - ранне-среднекембрийский цикл терригенного осадконакопления и локальные проявления вулкано-плутонизма пра-Фенноскандии – 0,55–0,50.

В этот перечень не включены многие акты вулкано-плутонических проявлений, зафиксированные эпизодами внедрения даек, силлов, малых интрузивных тел, а также проявлений щелочно-ультраосновного магматизма центрального типа, кимберлитового вулканизма и криптовулканизма. Если учесть достаточно многочисленные проявления каледонско-герцинского и частично альпийского вулкано-плутонизма как на территории Фенноскандии, так и в обрамлении ВЕП, то магматическая геодинамика имеет весьма значительную по числу магматических проявлений базу данных. Использование этих материалов в геодинамических построениях происходит выборочно и в крайне ограниченном числе опубликованных работ. Исходными объектами впервые предпринятых в регионе ретроспективных геодинамических реконструкций послужили ареалы платобазальтового вулканизма, сопутствующие им палеогеографические и палеотектонические перестройки, обусловленные пологим сводообразованием, поверхности-компенсированным прогибанием ложа седиментационных бассейнов, а также динамически активно развивающиеся разграничитывающие их региональные геофлексуры.

В целях идентификации автоволнового видоизменявшегося в геологической истории геодинамического поля, приведенная база данных по периодизации эруптивных событий и сопровождающих их кратко-временных явлений, несомненно, представляет особое значение и открывает широкие возможности по локализации неизвестных центров активного вулканизма и плутонизма.

В иерархии центров магматизма наиболее низкий уровень занимают вулканические постройки, связанные с ними эруптивные формы одноактных проявлений вулканизма – жерла побочных прорывов, шлаковые конусы, выводящие каналы лавовых потоков и покровов боковых прорывов, трубы взрыва туффитового типа в околожерловой зоне и др. Их глубинными аналогами являются некки, питающие каналы, корни экструзивных куполов. Вулканические по-

стройки в систематике вулканических сооружений относятся к вулканам исландского типа с трещинно-дайковой, камерно-инъекционной системой питания и к вулканам стратифицированного типа или экструзивным купольным сооружениям.

ЦЭМА представляет радиальную генетически взаимосвязанную совокупность сопряженных, официально разноглубинных жерловых, вулкано-купольных, субвулканических, вулкано-плутонических и плутонических образований, производных системы магмоподводящих питающих камер, периферических и промежуточных очагов, включая зоны генерации магм мантиного, корово-мантийного или корового уровня размещения. Следовательно, ЦЭМА картографически представляют проекцию на дневную поверхность глубинной магмоподводящей питающей системы, включающей корневую зону вулканических построек. Таким образом, ЦЭМА являются наиболее яркими индикаторами узловых зон автоволнового геодинамического поля.

Разномасштабная латеральная и вертикальная структурно-вещественная (физическая) неоднородность литосфера Фенноскандии обусловлена не только неравномерностью и многоэтапностью формирования земной коры континентального типа, сколько контрастностью геологических эффектов в распределении масс вещества, участвовавших в экзогенных и эндогенных процессах при формировании вначале осадочно-вулканогенных чехлов, а затем и трансформации их в гранитно-ультраметаморфический слой. Естественная неравномерность размещения горных масс на поверхности и в недрах литосфера явилась причиной постоянно действующей гравитационной неустойчивости щита и, как следствие – основой ее напряженного состояния, видоизменений кинематики и общей энергоструктуры. Наиболее радиальные и эффективные перестройки волнового поля региональных напряжений происходили вслед за завершением тектоно-магматических циклов и с началом деструкции новообразованной коры.

Новое автоволновое поле обычно формировалось в эпоху общего изостатического выравнивания геоблоков неоднородной литосферы. Оно сопровождалось наиболее контрастными вертикальными движениями и сопутствующими проявлениями вулкано-плутонизма, континентальной пенепленизацией и педиментизацией, и лавинной седиментацией. В режиме геодинамического неравновесия кратонизированные территории вступали в новый тектоно-магматический этап с обновленной энергоструктурой литосферы. Следовательно, в рассматриваемый интервал геологической истории от позднего архея до раннего палеозоя автоволновое геодинамическое поле радикально перестраивалось не менее трех раз – в позднем архее, в конце свекокарелия и позднем рифе.

Признаки переориентировки автоволнового геодинамического поля относятся к периодам активизации тектонических движений, следовавших за периодами региональной пенепленизации, педиментизации и до начала лавинной седиментации и провинциальных изливаний платобазальтов. Они сопровождались событиями когерентного роста пологих сводовых поднятий,

заложения на фронте геофлексур эпикратонных седиментационных бассейнов, экзогональных («безгравитиных») впадин и импульсами платобазальтовых излияний, пространственно приуроченных к формирующемуся флексурным зонам и осевым частям сводов и прогибов.

Платобазальтовый режим древних платформ не может рассматриваться как автономный, самостоятельный режим древних континентов. Всем этим событиям сопутствовали явления продольного и поперечного перекоса ФСЩ, ВЕП и ее плит. Оси перекосов уходят за современные границы ВЕП и являются структурами более высокого порядка, чем все рассмотренные. Видимо, они относятся к морфоструктурам дальнего порядка, которые контролировались явлениями глобального масштаба. Современная магматическая геотектоника докембрия и, тем более, палеовулканология не готовы к рассмотрению этой узловой проблемы магматической синергетики. Однако следует подчеркнуть признаки ее палеогеографического подтверждения.

Каждый из вторичных центров возбуждения, представляющих узел пересечения волновых полей первичных центров возбуждения, обычно сопровождается системами разрывных нарушений, зонами сдвиговых деформаций и идентифицируется как очаг тектонического дробления, узел хрупко-пластических дислокаций. Взаимодействие дилатационных волн особенно результативно на эффективных радиусах, и оно осуществляется в режиме саморегулирования. Переизлучение с орбиты на орбиту происходит в диссипативном режиме или в режиме одиночных ударных волн (солитонов). Узловые точки вторичных центров возбуждения как наиболее энергоемкие, контролируют очаговые зоны и центры вулкано-плутонизма над мантийными адвективными потоками. Режим прохождения одиночных ударных солитоновых волн при криповом разрушении рамы является эффективным механизмом регулирования динамики становления эruptивной зоны и режима магматических эruptionей. Узлы пересечения дилатационных волн являются резонансными точками с наибольшей энергетической емкостью. Они интерпретируются как возбужденные солитоны (брэзеры). Энергоструктурным узлам соответствуют волновые поля второго порядка, к которым приурочены центры вулкано-тектонических структур замкнутого типа – Выборская, Салминская (Ладожская), Онежская, Зимнебережная, размещенные на оси геофлексуры Полканова. Вторичные центры возбуждения ответственны за формирование структурных парагенезисов центрального типа. Кроме того, эти солитоноподобные, вихревые (спиралевидные) структуры оказали активное влияние на самоорганизацию ВТС, ЦЭМА и особенно корневых систем питания, которые можно рассматривать как типичные ревербераторы. Они явились энергетической основой образования сдвиговых зон в эruptивных центрах и контролировали размещение отдельных вулканических построек и их групп, регулировали динамику вулканических пароксизмов, геологический эффект вулкано-плутонизма, степень вторичного метамагматиче-

ского (флюидно-магматического) перерождения исходных мантийных расплавов. Главная их роль состояла в строгом контроле режима функционирования рудно-магматических систем (Онежская ВТС и ее рудные месторождения, выявленные и прогнозируемые).

Кооперативное формирование геоструктур регионального масштаба (сводовых поднятий, интракратонных и перикратонных прогибов, вплоть до авлакогенов, а также антеклиз и синеклиз на стадиях максимума волновых колебательных движений) вызывало их преобразование (бифуркацию) в новые структурные ансамбли. Они представлены низкоранговыми структурами центрального типа, включающими рампы, системы горсто-грабеновых дислокаций и др. Наиболее сложноорганизованными являются вулкано-тектонические структуры центрального типа, которые классифицируются как сопряженные структуры кольцевой, радиально-кольцевой, радиально-концентрической, спиралевидной (вихревой) формы. Выделенной иерархии тектонических структур соответствует масштабность проявлений мантийного диапиризма и ареалов, связанных с ним, ассоциаций изверженных пород, образующих нисходящие ряды от вулканических полей, вулканических построек, единичных малых интрузивных форм (даек, штоков, некков), вплоть до каналов магматического питания. Им в свою очередь соответствуют рудно-магматические провинции, зоны, поля, узлы, вплоть до элементарных рудных магматических или гидротермальных систем.

Все кооперативные ВТС с замкнутой организацией обязаны своим образованием с позиций энергоструктурного развития литосферы, системам дилатационных (стоячих) волн горных напряжений, а также узловым точкам их пересечения. Конкретные радиальные и кольцевые структуры центрального типа могут рассматриваться как производные спирального волнового поля (ревербератора) солитонового типа, в некотором роде «мантийного торнадо». Все они формировались в кристаллическом фундаменте ФСЩ в связи с эндогенной энергетической подпиткой платобазальтовым, кимберлитовым, бимодальным коровомантийным магматизмом и криптовулканализмом. В связи с высокой энергоемкостью радиальных структур, они сопровождаются разнообразными телами туффизитов, агматитов, трубками взрыва, крутовосстанавливающими зонами тектонического дробления, штокверками гидротермальных жил, маарами, дайками и штоками. Поэтому вполне объяснима связь с ними корневых питающих систем вулканических построек и подводящих каналов интрузий под вулканами (многоэтажных пластовых камерно-инъекционных силлов). Можно предполагать приуроченность к подобным структурам полей экструзивно-купольных образований гранит-риодацитовых вулкано-плутонических серий, а также кальдер проседаний, выполненных штоками порфировидных прорезивных гранит-порфиров с системами штокверковых кварцевых рудоносных жил.

Наиболее важным моментом в реконструкции волновых полей напряжений земной коры (дилатационных

стоячих волн) является выявление локальных и линейных элементов глубинно-магматических питающих структур. Их количество еще недостаточно для уверенного проведения осей. Однако для решения проблемы могут быть использованы элементы тектонического каркаса, расшифрованные как возможные осевые линии горных напряжений. На основании использования всех категорий структур центрального типа задача поиска геометрической сети волновых полей в значительной степени упрощается. Эффективность построений доказывается их высокой прогностичностью. Установлена принципиальная возможность использования в этих целях аномальных и высокоградиентных гравитационных, магнитных, тепловых и геоэлектрических полей, в том числе и отклонений, в фигуре референц-геоида поверхности Земли. Следует подчеркнуть высокую информативность первичной отдельности изверженных пород и наложенной трещиноватости (включая разломы разной ранговости), картографически отраженных в системах векторов. На основе макротрециноватости установлено преобладание кольцевых и поликонцентрических структур над системами трансрегиональных разломов, полученных при дешифрировании картографических материалов высотных съемок. Технология выявления древних полей напряженного состояния литосферы, их видоизменения в связи с ростом геисторической добротности земной коры исходит из проверенной в регионе методологической основы.

Соотношения ЦЭМА и тектонического каркаса ФСЩ с позиций магматической геологии, магматической геотектоники, геономии и автоволновой (нелинейной) геодинамики дают основание рассматривать магматизм и тектонику как однопорядковые явления, но как разные стороны единого эндогенного процесса энергетической эволюции недр Земли при активном влиянии космофизических факторов. Телескопированный мантийный и мантийно-коровый диапризм явился причиной тектонических напряжений, разуплотнения коры и активных (радиального и тангенциального) типов тектонических движений. Вертикальный крупномасштабный транслитосферный тепломассоперенос вызывал нарушение геоизостатического равновесия, которое неизбежно должно было к компенсироваться, исходя из сохранения постоянства момента количества движения Земли. В связи с этой компенсацией неизбежны возвратные колебательные движения, тектонические перестройки седиментационных бассейнов с лавинной седиментацией, генерацией очагов магмообразования новых циклов мантийного диапризма. В этих взаимосвязанных эндогенных и экзогенных процессах поверхностной седиментации и эндогенного вулкано-плутонизма можно видеть главную причину образования вертикальной и латеральной неоднородности литосферы. Таким образом, механизм тектономагматического взаимодействия выполнял роль постоянно действующего атTRACTора и служил результатом смены геодинамических режимов в геологической истории континентов.

Формирование энергоструктуры литосферы ФСЩ и ВЕП в значительной степени определяется

внешними космофизическими факторами, крупномасштабными процессами перераспределения масс в геосферах планеты, активно происходящих в ходе геоизостатических движений при формировании склонов континентов и впадин океанов. Сводообразование и его инверсии лежат в основе формирования автоволновых геодинамических полей и их вариаций. Одним из важнейших следствий становления энергоструктуры региона является сопряжение регулярной сети источников возбуждения второго, третьего и вплоть до четвертого порядка. Возможно, с последними двумя связана энергетика автономных центров бимодального вулкано-плутонизма, полифазных интрузий центрального типа (природные ревербераторы), актов внедрений кольцевых и радиальных даек и трубок взрыва, включая туффизитовые. Не исключено, что с ними может быть связано заложение коровых магматических очагов и вулканических камер в границах вулкано-тектонических структур второго, третьего и, вероятно, четвертого порядков. Однако следует особо подчеркнуть, что закономерности размещения единичных вулканических построек, вулканических ареалов, областей и провинций остаются еще практически не изученными, а в ряде случаев они не выявлены и остаются не раскрытыми.

#### **8.4. МАНТИЙНЫЙ ДИАПРИЗМ, ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ ДОКЕМБРИЙ- СКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА И ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЩИТА**

Весьма привлекательная модель мантийного магматического диапризма в настоящее время скорее требует не механического приложения к задачам исследований, а глубокого и разностороннего обоснования и подтверждения примерами изученных объектов. Мантийные диапиры в нашем представлении – транскоровые флюидно-магматические потоки с четко отраженными радиальными очертаниями (ограничениями), локализованные зонами хрупко-пластических деформаций земной коры и обладающие протяженной мантийно-коровой системой телескопированного питания. Истоки мантийных диапиров, таким образом, находятся в тех частях недр мантии, которые формируют потоки флюидов (граница внешнего ядра и нижней мантии). Трансформация рассеянного выделения флюидных компонентов в сосредоточенный поток определяется, с одной стороны, реологическими свойствами мантии, а, с другой, – ее плотностной неоднородностью, хрупко-пластическими напряжениями и системами зон сколовых разрывов вязко-пластичных деформаций и областями декомпрессий. Этих вопросов мы частично касались в предыдущих разделах. Здесь же, вероятно, следует обратить особое внимание на энергетическую сущность мантийного диапризма. Выявленная в истории Земли периодичность платобазальтового и кимберлитового магматизма, тектономагматическая цикличность мантийного, корово-мантийного и корового магматизма сами по себе являются свидетельством не только импульсного

режима мантийного диапиризма, но и его непрерывно-прерывистого развития (Светов, 1984). Энергетическая открытость Земли обуславливает неупорядоченный тепломассопоток Земли в режиме автоволнового геодинамического поля таким образом, что система через переходы различных термодинамических состояний трансформируется в гомеостатическую систему устойчивого состояния, приводящего к массовому плавлению вещества на определенных геосферах. Импульс плавления передается в вышележащие сферы, происходит формирование областей разуплотнения мантии, а также земной коры, и формируются магмовыводящие разломы или их системы (табл. 65).

Очевидно, тектонический каркас литосферы лишен хаоса (Светов, Свириденко, 1995). Системы автоволновых полей напряженного состояния литосферы создают все необходимые условия для заложения хрупко-пластических и хрупких очаговых зон, а вместе с ними и их коровых систем в эпицентрах декомпрессий, которые вскрывают фронт флюидного потока. Подобный сценарий мантийно-коровых взаимодействий находит подтверждение хотя бы в том, что зоны декомпрессий, инвертированных прогибов в мегасводах, своды и вулкано-тектонические поднятия образуют ареалы и вулканические провинции, определяют параметры их внутренней организации (районирование) и контролируют динамику разноглубинного магматизма.

Из этого следует главный вывод: магматический импульс соответствует масштабам энергетического возбуждения ядра Земли, а в последующем и мантии (Белоусов, 1966, 1978; Лутц, 1978, 1993; Belousov, 1990).

Палеовулканологическими исследованиями нами уже было показано, что ареалы разноглубинного магматизма в основном располагаются над зонами линейно-кольцевых структур литосферы, а их границы не выходят за пределы зон декомпрессии. При этом в одних случаях они формируются непосредственно в центральных частях сводов (сариолийский вулканализм в компенсационных ГГС), в других – на осиях максимальных изгибов сводов – на геофлексурах.

Мантийный диапир – явление столь же масштабное, как и вулканический свод, сводовое поднятие, но не мегасвод. Это следует прежде всего из его определения. Следовательно, в геологических объектах докембрия Карелии мантийным диапирам соответствуют следующие геологические объекты:

- крупные массивы гранитов рапакиви, так называемые вулкано-плутоны, многофазные с сателлитами;
- вулканические массивы, группы вулканов сопряженных периодов и стадий эруптивной деятельности в вулканических центрах;
- интрузии щелочно-ультраосновного состава центрального типа с сопутствующими им полями даек;
- крупные расслоенные интрузии класса «интрузии под вулканами», а также их сателлиты и поля сопровождающих даек;
- поля кимберлитовых трубок с их глубокими корневыми системами «криптовулканического» питания;
- ареалы совмещенного мантийного, корово-мантийного и корового вулкано-плутонизма в кольцевых ВТС и ПВТС;

- ареалы вулкано-плутонизма в узловых точках сдвиговых зон, интрузии кольцевого типа, «ринг-габбровые» массивы и их дайковые поля;

- серии многоэтажных камерно-инъекционных силлово-дайковых интрузий с полями сопровождающих даек;

- поля и плато экструзивно-купольного мантийно-корового и корового андезит-дацитового и риодацитового вулкано-плутонизма;

- ареалы даек с радиально-кольцевой организацией полей, малыми интрузивными формами не вскрытых эрозией центральных массивов.

К числу возможных объектов, являющихся наддиапировыми магматическими образованиями, могут быть отнесены после соответствующего обоснования:

- локальные одиночные щелочно-ультраосновные интрузивные комплексы карбонатитов, нефелиновых сиенитов;

- отдельные, пока локальные объекты кимберлитового вулкано-плутонизма как указатели мантийных возбуждений на значительных глубинах.

Анализ фаций глубинности субвулканических, гипабиссальных и абиссальных интрузий, по нашему мнению, дает возможность решения проблемы выделения мантийного диапира, или отнесения изученных магматических образований к корневым вулкано-плутоническим системам, вероятно, не имеющим связи с мантийными диапирами.

В зонах мантийного диапиризма, по-видимому, существуют особо благоприятные обстановки для полихронных проявлений рудообразования на всех глубинах вертикальной колонки. Это было убедительно доказано результатами проведения СГ-3 на Кольском полуострове в зоне Печенгской структуры, являющейся наддиапировой ВТС центрального типа. Региональные металлогенические положительные исследования в Карелии в значительной степени сдерживаются недостаточным вниманием к изучению ЦЭМА и их ВТС (Металлогенез Карелии, 1999).

ЦЭМА и особенно предполагаемые и выявленные вулкано-плутоны как признаки мантийного транскорового диапиризма могут служить основой к геометризации не только тектонического каркаса, но и энергетической структуры литосферы. Мы неоднократно касались темы глубинных разломов в суперструктуре щита, особенно их магмоподводящей и вулкано-контролирующей роли. Специальное изучение этого вопроса на объектах Карело-Кольского региона М. Т. Козловым показало отсутствие глубинных разломов архейского заложения (Козлов, 1979). По нашим специальным исследованиям, магмоконтролирующие даже свекокарельские и рифейские разломы в Карелии не выявлены, а разломы, которые интерпретируются таковыми, относятся к числу неотектонических (Светов, Свириденко, 1992). Мы не можем признать доказанным существование на территории Кольского полуострова и Карелии до 180 глубинных разломов, игравших важную роль в геологической истории докембрия региона (Тектоника восточной части Балтийского щита, 1974). Большая часть их в настоящее время рассматривается как неотектоническая (Космическая

## ГЛАВА 8. АВТОВОЛНОВОЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ И ЭНЕРГОСТРУКТУРА ФСЦ

---

*Таблица 65.* Разделы литосферы, мантии, ядра Земли и глубины размещения магматических очаговых зон, областей генерации магм в ареалах и провинциях активного континентального и океанического магматизма

Метрика глубинности очаговых зон вулкано-плутонизма и геосфер Земли, км	Вулканы, вулканические массивы, интрузии под вулканами, очаговые зоны, флюидогеодинамика	Сейсмотомографические границы (разделы) литосферы, мантии и ядра Земли
1	2	3
10–13	Предельная высота вулканов над океаническим дном, глубочайшая Марианская впадина океана – 11 034 м, влк. Мауна-Кеа, высота 10 203 м	–
8	Высочайшие вершины горных цепей Гималаев, максимальная высота 8 848 м	–
3–5	Предельные высоты влк. докембрия, лавовые кратерные озера и вулканические камеры влк. о. Гавайи	–
1 уровень моря	Вулканические камеры влк. Авачи, Ключевской, Безуэвия, Этны и др.	–
1	Вулканические камеры влк. Фудзи, Этны, Суртсея и Крымский	Местные акустические границы в слоистом осадочно-вулканогенном чехле
3–5	Уровни глубин интрузий, плутонов. Периферические очаги влк. Ключевского, Тяти, Крымского, влк. Безымянного (3–5), Ключевского (3)	Акустические границы кристаллического фундамента осадочно-вулканогенных чехлов
8–10	Очаговые зоны – периферические очаги влк. Катмай, Шивелуч, Исама, Усу, криптовулканализм, наибольшие отметки глубин океанических желобов	Нижняя акустическая граница континентальных структур осадочно-вулканогенных чехлов
20	Очаговые зоны – периферические очаги влк. Авачинский, Этна, Эльбрус, низкие уровни криптovулканализма	Корни складчатых поясов в областях ультраметаморфизма и гранитизации
30–35	Периферические очаги влк.: Орисабо, Попокатепетль, Шивелуч, Этна, Килауэа, Ключевской, Парикутин и др.	Внутрикоровая граница раздела между верхней и нижней корой
40–45	Магматические очаги первичных магм, зоны питания влк. Фудзияма (45), Катмай (30–40 км)	Раздел Мохоровичича, граница зоны корамантии
55–65	Зона корово-мантийной неоднородности. Апикальные части фронта мантийного диапира. Магматические очаги влк. Ключевского (50–100 км), Плоский Толбачик (50–60 км), Везувий (60)	Зона высокоскоростного слоя в нижней коре
100	Промежуточные магматические очаги. Фиксируемые корни вулкано-плутонических систем	Раздел Н Павленковой Н. Н.
120–150	Области генерации магм, флюидно-магматическое взаимодействие, перерождение магм	Астеносфера континентальной коры
200	Наиболее глубинные очаговые зоны под вулканами	Раздел Л Ирмы Леманн
400	Сейсмические очаговые зоны в вулканических ареалах	Двадцатиградусный раздел фазовых переходов, самый отчетливый, сейсмотомографический раздел
700–800	Формирование телескопированного флюидного потока	Нижняя граница тектоносферы, нижний уровень очагов землетрясений
1 600	Рассеянный флюидный поток, формирование флюидных систем	Нечеткий и не достаточно изученный раздел
3 000	Уровень начальной дегазации ядра и отделения флюидных потоков	Примерная граница мантии и внешнего ядра
5 000	–	Примерная граница внешнего и внутреннего ядра Земли
6 371	–	Средний радиус Земли

*Примечание.* Таблица составлена с использованием данных Б. Гутенберга (1963); Л. В. Булина (1974); В. В. Белоусова (1966, 1974); Земная кора и верхняя мантия (1972); Тектоносфера Земли (1978); Ю. П. Масуренкова (1979); А. Е. Рингвуда (1981); С. Т. Балесты (1981); С. А. Федотова (1972, 1976), Большое трещинное..., 1984; Ю. М. Пущаровского (1993, 1995); Сейсмогеологическая модель..., 1998. Ч. I и II; Н. В. Шарова (1998) и др.

информация в геологии, 1983; Чувардинский, 1992). Большинство известных интрузий и вулканических построек не имеют явных признаков размещения на линейных разломах – линеаментах глубинного заложения. Практически нет данных по трассированию их полями, поясами даек. Даже такие сверхглубинные образования, как лампрофировые, лампроитовые и кимберлитовые дайки и трубки не имеют столь четкой связи с линейными глубинными зонами, а образуют изолированные четкие поля, сопряженные с главными или частными элементами тектонического каркаса – ограничениями сводовых поднятий, осями геофлек-

тур. Связь магматических ареалов с системами транскоровых разломов мантийного заложения, по палеовулканологическим данным, отсутствует. Более того, геофлексуры, которые сопровождают мегасводы, развиваются не в виде глубинного разлома или разломов, а образуют системы листрических разломов, усложненных ГГС. Их корни иногда прослеживаются до 100 км, как это выявлено в южном обрамлении щита в зоне краевой флексуры Полканова (Сейсмогеологическая модель..., 1998. Ч. I). Магмовыводящие глубинные разломы в дренировании мантии едва ли могут быть признаны. Нами предлагается модель узловых

энергоемких точек автоволнового геодинамического поля как фактор деструкции земной коры в зонах возвратно-колебательных движений.

Давно установленным фактом является разноглубинность магматических очаговых зон в областях активного вулкано-плутонизма. Выявлены разнообразные глубинные размещения вулканических камер, периферических и промежуточных очаговых зон и областей размещения генерации магм. Эти данные нами обсуждались ранее. Однако к очаговым зонам, плутоническим камерам следует относить и участки в разрезе земной коры, на глубинах которых размещаются морфологически разнообразные плутонические интрузии – камерно-инъекционные, пластовые, расслоенные, лакколито-батолито-подобные, включая и интрузии расслоенного типа (лополиты и факолиты), многие из которых являются интрузиями под вулканами, учитывая их эрозионное вскрытие в ареалах докембрийского вулкано-плутонизма.

В анализе регулярности сети автоволнового устоявшегося геодинамического поля, таким образом, может быть использовано значительно большее число узловых точек, чем вулканические постройки, криптовулканические образования трубчатой формы и значительной вертикальной протяженности. В областях магматического диапиризма геологическими и особенно геофизическими методами (области современного разноглубинного магматизма) глубинность очаговых зон обычно связывается с системами глубинного тектонического каркаса литосферы, вулканического ареала (провинции).

Весьма привлекательной, по нашему мнению, является предлагаемая модель энергоструктурной локализации очаговых зон, напрямую не зависящая от тектонического каркаса, но связанная с «расслоенностью» литосферы. Нетрудно видеть, что в методике геосфер Земли заложены параметры гармоничных отношений, согласно минимальным энтропийным затратам. Такой процесс, как мантийный диапиризм, будет осуществляться только в зонах, подготовленных автоволновым полем, соответствующими им упругими хрупкими деформациями. В табл. 65 нами суммированы современные сейсмотомографические границы (разделы в континентальной и океанической коре, литосфере, мантии, ядре Земли), которые имеют определяющее значение в размещении магматических очаговых зон.

Из приведенной таблицы следует, что метрика вулкано-плутонических систем и метрика геосфер Земли совпадают. В контексте рассматриваемой проблемы важным для нас является вывод о гармоничных отношениях таких категорий, как глубинность очаговых зон, длины волн упругих напряжений, поперечных радиально-концентрических и колышевых структур и ранжированность геосфер Земли. Следовательно, гармоничные отношения, выраженные числовыми последовательностями Фибоначчи и Ферхульста, характерны таким параметрам вулкано-плутонизма, как размеры ЦЭМА и глубины очаговых зон. Отмеченные пропорции, очевидно, фиксируют переходные состоя-

ния в сейсмической расслоенности (бифуркации), которые происходят на периодичности  $2^{-n}$ , а все промежуточные приводят к формированию так называемого диссипативного хаоса. Этот хаос отмечает, что система неустойчива к собственным колебаниям и вырабатывает саморегулирующийся ритм, который и является фрактальным алгоритмом исторического развития Земли (Шаров и др., 1998, с. 265–267). Исходя из этого, не только геосфера являются геоисторическими категориями, но и формирующиеся в них очаговые корневые и питающие системы, а также вертикальная и латеральная неоднородность литосферы имеют соответствующую к данному алгоритму геохронологическую привязку. В этом следует искать дальний порядок в периодизации актов вулкано-плутонизма, флюидно-магматических взаимодействий, напряженности мантийного диапиризма, и, следовательно, в оценке его геологического эффекта.

## КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Охарактеризованные примеры эволюции разновозрастных ЦЭМА дают независимый фактический материал для суждения о тектонических условиях их формирования. Впервые магматическая геотектоника литосферы рассматривается с позиции автоволнового поля упругих напряжений. В основу создания модели автоволнового геодинамического поля положены представления о синхронности тектонических и магматических проявлений в ходе энергоструктурной мегасводовой перестройки напряженной литосферы областей ранней кратонизации.

2. ЦЭМА являются индикаторами узловых зон автоволнового геодинамического поля, характеризующихся максимальной энергоемкостью. Соотношения ЦЭМА и тектонического каркаса ФСЩ с позиции автоволновой (нелинейной) геодинамики позволяют рассматривать магматизм и тектонику как однопорядковые явления, представляющие разные стороны единого эндогенного процесса энергетической эволюции недр Земли при активном влиянии космофизических факторов. Узловые зоны автоволнового геодинамического поля являются фактором деструкции земной коры в зонах возвратно-колебательных движений. Наиболее радикальные перестройки волнового поля связаны с завершением тектономагматических циклов и началом деструкции новообразованной коры. В период от позднего архея до раннего палеозоя автоволновое геодинамическое поле радикально перестраивалось не менее трех раз. При этом преобразование в новые структурные ансамбли происходило в результате кооперативного формирования геоструктур регионального масштаба.

3. Мантийный диапиризм не является особой энергетической формой преобразования геологического пространства, а представляет отражение общей энергетической эволюции Земли. В зонах мантийного диапиризма существуют особо благоприятные обстановки для полихронных проявлений рудообразования на всех глубинах вертикальной колонки.

## BRIEF CONCLUSIONS

1. The above examples of the evolution of different-aged CEMA provide independent evidence for the tectonic setting in which they were formed. For the first time, the magmatic geotectonics of the lithosphere is discussed from the point of view of an autowave elastic strain field. The model of an autowave geodynamic field is based on our knowledge of the synchronicity of tectonic and magmatic events during the energy-structural mega-arched restructuring of the stressed lithosphere in early cratonization domains.

2. CEMA indicate maximum energy capacity zones in the autowave geodynamic field. Based on a relationship between CEMA and the tectonic framework of FSS from the point of view of autowave (nonlinear) geodynamics, magmatism and tectonics can be regarded as same-order

events that reflect the different facets of the endogenous energy evolution of the interior of the Earth affected by cosmophysical factors. The nodal zones of the autowave geodynamic field provide a factor of crustal destruction in inverted-oscillating motion zones. The most radical restructurings of the wave field are related to the completion of tectono-magmatic cycles and the beginning of the destruction of a newly-formed crust. From the Late Archean to the Early Paleozoic the autowave geodynamic field was restructured radically at least three times, transformation to new structural ensembles resulting from the cooperative formation of regional-scale geostructures.

3. Mantle diapirism is not a special energy form of geological space transformation; it reflects the general energy evolution of the Earth. In mantle diapirism zones there are particularly favourable settings for polychronous ore-forming events at all depths in a vertical column.

## ГЛАВА 9

### ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ДОКЕМБРИЯ

Современный уровень состояния наук о Земле оказывает активное влияние на экономическое и социально-политическое развитие народов мирового сообщества. Востребованность естественных минерально-сырьевых ресурсов резко возрастает в связи с ускоренными темпами научно-технического прогресса. Природная среда испытывает все возрастающее негативное воздействие в ходе производительной деятельности современных цивилизаций. В связи с необратимыми экологическими отрицательными изменениями в атмосфере, гидросфере и в ландшафтах Земли, в антропоцентристическом мировоззрении «все для человека» произошли резкие изменения. Человечество вынуждено искать пути выхода из ситуаций глобального разрушения природной среды своего обитания и переходить на режим самодостаточного природопользования и бережного, рационального использования минеральных ресурсов.

Проблемы экологии как науки о среде жизнедеятельности человека быстро переросли с местных, локальных масштабов на глобальный уровень. Науки о Земле, изучающие все геосфераы Земли в их историческом геологическом развитии, обладают уникальными банками данных по динамике видоизменения физических условий «котлы человечества» на всем протяжении от зарождения жизни на планете. В современной классической геологии к 1990 гг. сложилась и стала быстро развиваться экология, научная дисциплина углубленного, многоцелевого изучения природной среды обитания человека и его взаимодействия с ней в ходе производственной деятельности. Основой размещения существующих ландшафтов и минеральных ресурсов является не только поверхность земли, но и ее кристаллический фундамент, образующий земную кору в верхней части литосферы. Экология, включив в сферу своего изучения минерально-сырьевые ресурсы

и формирующиеся ландшафты, с неизбежностью трансформировалась в комплексное естественнонаучное учение – геоэкологию. Ее главными задачами стали изучение не столько настоящей, современной обстановки геологической среды, сколько познание ее истории с целью прогнозирования на будущее. Обращение к истокам проблемы возникновения и развития жизни на Земле от первых примитивных форм до *Homo sapiens*, видоизменения природной среды обитания и нарастания темпов производительной деятельности ранних цивилизаций до современных вызвало решительное видоизменение мировоззрения человека. Антропоцентристическое мировоззрение сменилось на геоцентристическое, провозглашающее бережное отношение к природе и ее минерально-сырьевым ресурсам, составляющим основу экономического благосостояния и социально-политического устройства. В этой связи экологию, обращенную своими интересами к геологическому прошлому, можно рассматривать как историческую экологию или геоэкологию.

Техногенная дестабилизация биосфера, вызванная нарастанием темпов промышленного освоения минеральных ресурсов, стала очевидным фактом в связи с изменениями состава атмосферы, гидросфера, вплоть до глобальных изменений климата. Геологические факторы при этом составляют основу выяснения геоэкологических функций литосферы на современном этапе развития человечества и в прогнозировании будущих сценариев развития природных процессов в регионах и на планете в целом.

Геоэкология ставит перед современной наукой чрезвычайно сложные вопросы о связи эволюции Человечества с эволюцией эндогенной среды в коре и литосфере. Высказаны предположения о многофункциональной зависимости структуры литосферы от эволюции биосфера. Взаимодействие человека с

## ГЛАВА 9. ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ДОКЕМБРИЯ

окружающей средой приобретает актуальное значение не только в связи с природопользованием, сколько с негативным разрушающим воздействием современных технологий развитых цивилизаций на биосферу.

Техногенная дестабилизация горных напряжений в ходе развития горнодобывающей промышленности, в земной коре происходит нарастание знакопеременных вариаций скорости вращения Земли при возрастании сейсмической активности и нарушении изостатического равновесия. Все это ведет к заметным изменениям собственных колебаний планеты и сдвигу частот радиальных. Они являются причиной эвстатических изменений уровня Мирового океана, нарушения его гидродинамики, а также глобальной циркуляции атмосферы.

В конце 1990-х гг. в геоэкологии сложились новые концепции о геоэкологических функциях литосфера (Трофимов, Зилинг, 1997, 1998, 1999). В частности, обоснованы ресурсная, геодинамическая, геохимическая и геофизическая ее функции. Ресурсная составляющая является базовой как для биоценозов, так и для социальных структур. Она включает биотические ресурсы, необходимые для функционирования биоценозов, географию их размещения, а также исходный минеральный и вещественный состав биофильных форм. Кроме того, природные ресурсы для социальных структур являются одновременно минерально-сырьевой базой экономически развитых стран и государств.

Чрезвычайно важной является геодинамическая функция литосферы, определяющаяся разнообразными геологическими событиями катастрофического содержания, а также целым рядом неблагоприятных для экологии человека геологических явлений и событий. Целью раскрытия сущности геодинамического фактора, влияющего на благополучие социальных структур, является разработка мероприятий по их предупреждению, защите и ликвидации их последствий.

Близкой по содержанию является геохимическая специфика природных ландшафтов, влияющая на загрязнение поверхностных вод, объектов землепользования, химические и биогеохимические особенности всех видов пищевых продуктов личного и общественного потребления.

Геофизическая составляющая экологического фактора литосферы, имеющая важные медико-биологические и социальные последствия, включает электромагнитное волновое потенциальное поле, естественную и техногенную радиоактивность, солнечную активность и др.

Одной из важнейших задач современной геоэкологии является не только регистрация всех факторов неблагоприятного влияния на жизнедеятельность человека, но и разработка методов поиска патогенных зон, предсказание возможных катастрофических событий и явлений, введение комплексных природоохранных мер. Решение этих задач основывается на глубоком историко-геологическом анализе закономерностей развития геологических процессов, синтезе данных на специальных регистрационно-прогнозных геоэкологических картах и схемах не только отдельных

административных районов, но и территорий, стран и континентов.

В геологической истории докембрия скрыто решение важнейшей проблемы научного понимания зарождения первых примитивных форм органической жизни и перехода от предбиогенных (абиогенных) соединений к первым простейшим клеточным биологическим формам.

Современная историческая геоэкология в решении фундаментальной мировоззренческой проблемы возникновения жизни на Земле может основываться на данных современной вулканологии, палеовулканологии и биовулканологии.

В современной науке о происхождении жизни на Земле особая роль отводится процессам активного вулканизма и явлениям, сопутствующим им. Возникновение бактериальной примитивной формы жизни уже известно в породах наиболее ранних проявлений вулканизма на Земле, которые были обнаружены в вулканогенно-осадочных образованиях комплекса Ишуа в Южной Гренландии, возраст их оценивается в 3,840 млрд лет. Предполагается, что жизнь на Земле возникла практически одновременно с образованием самой планеты. Таким образом, важнейшей задачей геоэкологии является познание сути перехода неживой материи к живой, установление граничных условий существования органического мира.

### 9.1. ДОКЕМБРИЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ И ФОРМИРОВАНИЕ ЛАНДШАФТОВ ЗЕМЛИ

Вулканализм является одним из ведущих эндогенных геологических процессов на протяжении всей истории развития Земли. Вулканы – неотъемлемая часть современных ландшафтов континентов. Около тысячи действующих и десятки-сотни угасших, способных проснуться, создают величественные горные массивы. Все ареалы активного вулканизма в доисторическое и раннеисторическое время были привлекательными для обитания приматов – предков человека и древнего человека. От ранних, древнейших цивилизаций и до современных вулканически активные горные районы стали наиболее густозаселенными, возникли не только поселения, города, но и крупнейшие мегаполисы, города-государства. Эruptивная деятельность вулканических построек является источником тонких пеплов, весьма богатых микроэлементами. Вулканические равнины, поля и плато, вулканические хребты и рифтовые долины с исключительно богатой растительностью и разнообразным животным миром были всегда, остаются и ныне местом исключительно благоприятного земледелия. Вулканические ареалы привлекательны термальными источниками, минеральными водами и, наконец, каменными строительными материалами и рудами. Несмотря на всю очевидную опасность соседства с активными вулканами, они остаются центрами развития цивилизаций.

Вулканализм в истории Земли – непрерывно-прерывистый процесс. Нет на поверхности планеты сколько-нибудь значительной площади, где бы ни проявился

в той или иной форме магматизм в геологическом прошлом. За всю геологическую историю невозможно оценить общее количество действовавших вулканов, можно лишь предполагать, что их число превышает десятки-сотни миллионов. Вулканы рождались, угасали и вновь возникали на новом месте с возрастшей энергией. Вулканический ландшафт – характерная физико-географическая особенность планеты на всем ее историческом пути развития. В силу целого ряда механических особенностей пород вулканические сооружения обычно легко и быстро разрушаются и исчезают, в то время как лавовые поля и плато становятся основой формирования эрозионно-денудационных форм рельефа.

Палеовулканология имеет фундаментальную теоретическую базу реконструкций и исследований, ее наблюдательная база неисчерпаема и практически неограничена. Современное развитие геологических наук характеризует лишь начальную стадию реконструкций физико-географических обстановок и ландшафтов лика Земли в минувшие эпохи. Она касается, главным образом, изучения аккумулятивных и созидающих особенностей геологических процессов – осадкоакопления, вулкано-плутонизма, геотектоники, а не их деструктивных форм. В связи с этим морфоскульптуры, формы рельефа, характерные ландшафты остаются вне систематического исследования.

Вопросы докембрийской палеогеографии, палеогеоморфологии, палеоландшафтования весьма слабо изучены, как правило, только в отношении главных генетических типов – абразии, эрозии, денудации, экзарации, сейсмотектоники и т. д. В связи с этим еще не оформились и соответствующие научные дисциплины. Сложность исследований их объектов может быть продемонстрирована примером проведения морфоскульптурного реконструирования ареалов активного вулкано-плутонизма и проведения палеовулканологического районирования.

В настоящее время имеются лишь отрывочные сведения о морфологии вулканов щитового и центрального типов, об обширности вулканических долин, лавовых плато и эрозионно-денудационных формах на их поверхности. Последние наблюдаются в виде разной глубины и симметрии врезов речных палеодолин. В редких случаях можно в предположительной форме судить об уклонах лавовых плато, ГУВИ, предельной высоте вулканов и ландшафтов экструзивно-купольного эрозионно-денудационного типов. Оценки глубинности седиментационных бассейнов, пределы миграции их палеогеографических границ остаются достаточно приближенными. Можно видеть, что физико-географические особенности древних ландшафтов скорее носят более точную диагностику генетических типов, чем морфоскульптурных типов. Ландшафтная сфера Земли по своим пространственно-временным и морфогенетическим параметрам является сферой непосредственного взаимодействия компонентов атмосферы, гидросферы, биосферы и земной коры (литосферы). Особую значимость в этом взаимодействии имеет вулканическое вещество. Природообразующие системы и ландшафтообразующие факторы во многом обязаны мантийному вулканизму.

Вулканические массивы, вулканические гряды, вулканические впадины (до кальдер), лавовые плато, вулканические равнины создают особые ландшафтные комплексы.

Важным фактором рельефообразования в геологическом прошлом являлась вертикальная и поясовая климатическая зональность. Свидетельства изменений климата, а также температурные параметры климатических оптимумов и минимумов, особенно их временные интервалы, крайне ограничены. Их специальные исследования редки, а полученные результаты требуют тестирования другими методами. Климатические особенности в докембре чрезвычайно разнообразны по температурному режиму, атмосферной циркуляции, режиму и количеству поверхностного стока. Разнообразен газовый состав вод седиментационных бассейнов. Все это оказывает влияние на процессы корообразования. Факторы ледниковых эпох свидетельствуют о резких вариациях климата, но дают практически минимальную информацию о динамике гляциальных периодов, эпохах дегляциации и их длительности. Остаются неразгаданными не только первопричина оледенений, но и геологический эффект континентального покровного ледника. Экзарационная роль их не известна. Основная трудность изучения климатологии докембра – это отсутствие их овеществленных следов – слоев, пачек, толщ, се-рий, способных воссоздать ход изменений природных процессов. Можно предполагать, что создание опорных разрезов не столько на современных континентах, сколько на континентальных шельфах, в пределах акваторий окраинных морей, островных дуг, на дне океанов и океанических островов создаст благоприятные условия для выявления глобальных палеоклиматических обстановок в докембре. В ходе этих ретроспективных исследований приобретают важную роль факторы точности измерения изотопного возраста пород, расширения методов датировок и нарастающих темпов роста качества, необходимых определений не только частных кратковременных событий, но и их длительности.

Физическая палеогеография, палеоклиматология, палеогеоморфология, палеоландшафтование и палеогидрография имеют достаточно оснований для их быстрого становления как самостоятельных научных дисциплин.

Вероятно, наиболее значительные результаты в докембре Карелии имеет региональная палеогеография, развивающаяся на основе литологии, фациального анализа состава и генетических типов древних отложений. Важнейшими достижениями здесь следует признать выводы, касающиеся генетических типов отложений и динамики ритмично-циклического осадкоакопления. Однако остались малоизученными латеральная смена бассейновых фаций и анализ глубинности бассейнов. Внедрение в практику литолого-стратиграфических исследований методов биостратиграфии открыло возможность изучения не только ареалов распространения биоты в докембре, но и тех интервалов, в которых она испытывала расцвет. Привязанные к определенным этапам осадкоакопления

расцветы ранних форм Metazoa позволяют на значительном интервале времени от 3,2 до 0,65 млрд лет изучить историю ее развития и разнообразия.

Типы пород опорных и частных разрезов, их вещественный состав открывают широкие возможности в изучении углеродсодержащих и карбонатно-кремнистых пород, как наиболее благоприятных объектов тафономии разных форм органических продуктов (биогерм и продуктов их жизнедеятельности). Поэтому наиболее изучена палеогеография седиментационных бассейнов ятулия, людиковия, ливвия и калевия, имеющих наибольшее число форм Metazoa. Скрытой от палеоклиматологов докембрия осталась и проблема золовой седиментации. Она неизбежно должна быть, поскольку тефрохронологические, хотя и редкие, свидетельства тому есть. От раннего лопия до венда характерно широкое развитие аренитовых осадков, не содержащих цемента. Это может свидетельствовать о многократном перевеивании мелкозема в обстановках пенеплена до попадания его в область седиментации. Важен и факт четкой литологической обособленности алевро-пелитов от разнозернистых песчаников и гравелитов аренитового типа.

Далее в докембрии очень часто наблюдаются факты, свидетельствующие о временном осушении и засолении (эвапоризации) бассейнов. Эти обмеления сопровождаются, как правило, образованием седиментогенных брекчий, калькретов, силькретов, местных перемывов, а также тонкими пластами обызвесткованных пород, содержащих колонии онколитов и строматолитов. Для таких периодов палеогеографические и физико-географические условия и обстановки реконструируются достаточно определенно.

Упоминаемые ранее эрозионные врезы в осадочно-вулканогенные толщи речных палеодолин – пока единично установленные факты, однако они вводят нас в чрезвычайно важную ситуацию резкого повышения базиса эрозии, а за ней стоит смена гидродинамики бассейна, смена биоты и мест ее обитания. Усиление эрозионной деятельности – весьма показательное событие усиления континентального выветривания и общего воздымания в верховьях водотоков. Несколько таких обнаруженных объектов способны раскрыть важнейшую страницу в палеогеографических перестройках обширных территорий. Следует признать, что многие важнейшие признаки физико-химических обстановок остаются нами еще не опознанными, разобщенными, что и не дает взаимосвязанной картины о существовавших в докембрии палеоклиматах и о физических условиях осадконакопления.

Значительная роль в расшифровке палеогеографических обстановок на разных стадиях докембрийской истории принадлежит анализу реконструкций ареалов активного вулканизма. Мы обладаем достаточно большим количеством фактов, говорящих о более высокой напряженности полихронных проявлений вулкано-плутонизма. Большинство из них нами уже рассмотрены в соответствующих разделах монографии. Вероятно, следует подчеркнуть ареальный, провинциальный, преимущественно платобазальтовый вулкано-

плутонизм в рассмотренный интервал геологической истории региона и резко подчиненное развитие андезитового, риодацит-гранитового и щелочно-базальтоидного типов. Этим докембрийские провинции, охватывающие огромные территории весьма напряженного вулканизма, отличаются от современного поясово-го (островные дуги, COX) и до гнездового рифтоген-но-грабенового внутриконтинентального вулканизма. Такие ареалы чрезвычайно активного вулканизма были правилом, а не исключением.

Таким образом, историческая палеогеография докембраия открывается нам как медленная латеральная смена обширных бассейнов, образующих части единой глобальной системы, с весьма консервативными границами в ходе самостоятельных регрессивно-трансгрессивных циклов осадконакопления, которые сопровождались массовыми многофазными излияниями платобазальтов. Формирование мощных, до 2–3 км, а иногда до 5–6 км, осадочно-вулканогенных чехлов, содержащих обилие вулканогенных хемогенно-осадочных пород в проксимальных, дистальных и удаленных фациях, свидетельствует о поступлении на поверхность Земли огромного количества ювелирного материала в твердом, жидким и газообразном состоянии. Поступая в область экзогенных процессов, он подвергается активной физико-химической переработке и поставляет в биосферу необходимые для жизни вещества. Этим отличаются все ареалы и древнего, и современного вулканизма, в пределах которых формируются разнообразные биоценозы и фитоценозы.

Вероятно, современные вулканические ландшафты разных климатических зон Земли, например, Камчатки, Курильских островов, Японии, Исландии, Африки и Антарктиды не могут служить прообразом тех, что существовали в раннем докембрии.

Очевидно, учение о морфологии денудационных пенепленов В. Пенка (1961) в значительной степени должно быть пересмотрено, если его переносить на докембрйские обстановки, касающиеся энергетики, динамики и масштабности вулканических явлений древних эпох. Целый ряд положений не может быть принят для раннего докембраия, что было подчеркнуто А. Я. Святловским (1982). Следует указать, что В. Пенк не придавал большого значения в формировании земной поверхности активному магматизму.

Весьма полезным в решении вопросов геоэкологии вулканических ландшафтов исторического прошлого является правило И. П. Герасимова о последовательности морфогенетических стадий ландшафтобразования и в особенности его принцип геолого-геоморфологической конформности, что открывает возможность оценки соотношений аккумулятивных и деструктивных процессов в вулканически активных ареалах.

С другой стороны, представление о тесной геоморфологической сопряженности и разных уровнях рельефообразования и структурирования экзогенных и эндогенных процессов, в принципе, приводит к «исчезновению» первичных форм ландшафтов Земли при подавляющей скорости выравнивания рельефа. В этом отношении понятие ГУВИ, введенное

А. Я. Святловским (1975, 1982), имеет важное приложение к докембрию. ГУВИ – это крупнейший рельефообразующий элемент ландшафтов платобазальтовых ареалов, на фоне которых формируются так называемые «столовые горы», и на их основе – системы останцовых структур. Их роль и значение в палеовулканологии еще не получили достойной оценки, особенно в изучении и реставрации вулканических провинций лопия, сариолия, ятулия и среднего рифея. Проведенные нами палеогеоморфологические реконструкции в областях ятулийско-людиковского платобазальтового вулканизма в пределах Карельской провинции предполагают последующее историко-палеогеоморфологическое исследование относительно всей территории ФСЧ, используя обширные фактические данные, приведенные в отечественных и зарубежных опубликованных работах, включая и картографические материалы. Особое значение имеют работы по геолого-геоморфологическому районированию и рельефообразованию в Курило-Камчатском регионе.

В геологической истории региона наступали эпохи коренной перестройки ландшафтов. Они составляли постоянно действующую силу выравнивания, геоизостатической перестройки дневной поверхности. Исходя из принципа геолого-геоморфологической конформности рельефа и коренного ложа, следует признать, что рельеф во всей истории геологического структурообразования является «слепком» этих структур, а процессы аккумулятивного рельефообразования служат фактором реконструкций первичных морфоструктур. В таком случае палеогеоморфологические реконструкции ареалов активного докембрийского вулканизма представляют последовательные операции по выявлению морфоструктурных ассоциаций как парагенетически взаимосвязанных и согласованных. Очевидно, что как эндогенные, так и экзогенные рельефообразующие процессы являются единой диссипативной системой, каждый элемент которой интерактивно взаимосвязан со всем ландшафтным ансамблем. Системы горных цепей и складчатых поясов – согласованные образования с окружающими их плато, поднятиями, прогибами. Докембрий представляет уникальную возможность палеогеоморфологических реконструкций в регионе в значительном интервале времени. Этапы современного геолого-геоморфологического формирования ландшафтов Земли в ареалах современного и недавнего вулканизма являются моделью подобных процессов и в докембрии. Весь облик земной поверхности преображается, когда на месте седиментационных бассейнов возникают вулканические острова или цепи вулканов. Лавовые плато, вулканические постройки, поля лавово-вулканокластических образований, экструзивно-купольные образования, вулканические куэстовые гряды и кальдеры проседания радикальным образом видоизменяют рельеф земной поверхности. Саморазрушение и деградация вулканического ландшафта в результате катастрофических пароксизмов, кальдерообразования, сейсмического обрушения весьма часто носят ката-

строфический характер и приводят к необратимым процессам в эволюции биот, исчезновению многих видов, уничтожению среды обитания. Катастрофические события в ареалах активного вулканизма в докембрии, неоднократно повторенные в разнообразных формах, в настоящее время уже достаточно полно изучены, однако экологическая сторона этой проблемы остается практически не исследованной. Проблемы тафономии (захоронения, консервирования, бронирования) вулканических ареалов впервые были сформулированы И. В. Лучицким (1971).

Вулканические палеоландшафты в докембрии отличаются необыкновенной яркостью, неповторимостью форм и разнообразием морфоскульптурных элементов. Мы показали, что морфология лавовых потоков, например, является природным индикатором степени наклона (кривизны) поверхности, пирокластические образования – уверенными индикаторами проксимальных, оклоножерловых зон эруптивных центров, а силициты – устойчивыми индикаторами термальных площадок, фумарольных и гидросольфартовых полей – мест процветания вулканофильных форм биоты. Однако элементы вулканических палеоландшафтов исторического геологического и геэкологического прошлого остаются практически не востребованными.

Вулканические ландшафты с предельной высотой докембрийских вулканов до 4,0–4,5 км были характерной чертой лика Земли. Вулканы – природные системы, поставляющие все необходимые микрэлементы для возникновения и развития жизни на Земле. Вулканы – источники энергии, обеспечивающие формирование атмосферы и гидросферы (Мархинин, 1980, 2000).

Докембрий представляет прекрасную возможность проведения экологической экспертизы – геомониторинга и решения проблемы первоначального зарождения и развития жизни на Земле, развития среды обитания древнего человека во всем геологическом времени и пространстве.

## 9.2. ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ФАКТОР ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ

Развитие методологии экологического и особенно геоэкологического мониторинга неизбежно приведет к необходимости ответа на вопрос: в какую эпоху вулканической активности живет современное человечество? Ждут ли нас вулканические катастрофы? Где возможно возобновление вулканизма в активной форме в будущем? Все они требуют разработки методов не только краткосрочных, но и дальносрочных прогнозов и предупреждения их возможных последствий.

Многие окружающие нас вулканы Земли были свидетелями возникновения древнего человека, формирования и смены древних античных и современных цивилизаций. Можно утверждать, что вулканы «помнят» всю историю человечества, от ее первых событий до наших дней.

Вулканы дали человеку огонь, тепло, термальную воду, металлы, материал для изготовления орудий труда и каменный строительный материал. Центры цивилизаций, таким образом, связаны с ареалами активного вулканизма. Восприятие природных событий древним человеком в значительной степени влияло на формирование его системы миропонимания, взаимодействия с природой, нашло отражение в его религиозных верованиях, в культуре и образе жизни.

**Экологические аспекты вулканизма.** Впервые в мировую научную терминологию наук о Земле в 1866 г. Э. Геккелем было введено понятие – экология. Экология изначально стала развиваться как научная дисциплина изучения взаимодействия между живыми организмами и окружающей средой. К главным задачам экологических исследований относятся:

- изучение водных бассейнов как среды обитания биологически разнообразных видов;
- проблемы формирования и синтеза цианобактерий и предбиологических соединений;
- ландшафты сред обитания депрессионного типа с водной обстановкой;
- комплексное изучение ареалов современного вулканизма, вулканических ландшафтов, гидротермальных полей и площадок в целях выявления источников энергии, источников вещества (газовой и микрокомпонентной фаз), места биохимических реакций (реактора);
- вариации климатических и гидрографических условий на планете в виде научной проблемы «климат как производный продукт внутренней энергии земных недр»;
- причины образования парникового эффекта, климатических коротко-длиннопериодических флюктуаций;
- формы жизни и их разнообразие, условия обитания областей современного континентального и морского оледенения.

Экологизация наук о Земле (и палеовулканологии, в частности) требует новых нетрадиционных подходов к разработке теоретических и методологических основ нового быстро развивающегося научного направления в фундаментальных исследованиях.

Особое значение приобретают мероприятия по принятию превентивных мер по предотвращению отрицательных последствий катастрофических проявлений эruptивной деятельности в областях современного активного вулканизма. В их разработке могут быть использованы результаты исследований катастрофических явлений и событий, которые фиксируются в ареалах недавнего, угасшего вулканизма. Очевидно, что решение геоэкологических проблем ставит в число наиболее актуальных проблему динамики и производительности древних вулканов в регионе. Роль палеовулканологических локальных и региональных исследований резко возрастает. Требуют дополнительных научно-организационных и опытно-методологических исследований ареалов наиболее активного вулканизма в целях решения геоэкологических задач. В этом отношении являются чрезвычайно важными историко-геологические исследования докембрий-

ских экосистем, что неизбежно должно привести к реконструированию явлений, сопутствующих возникновению наиболее ранних форм биоты Земли.

Эти проблемы разномасштабные и разнорядковые, но в основе их лежат вопросы, характеризующие вулканизм как один из наиболее эффективных факторов синтеза из abiогенных вначале предбиологических соединений, а в последующем и живых организмов. В чем заключается роль вулканизма в синтезе добиологических соединений, какие условия являются оптимальными, а какие губительными? Взаимодействие вулканических событий и явлений с другими эндогенными и экзогенными процессами весьма сложно и многообразно:

- вулканизм – весьма энергоемкий процесс, проявляющийся в разнообразных формах и динамике;
- вулканизм активно влияет и влияет на климатическую ситуацию на Земле. Современные 2–3 крупных извержения в год оказывают влияние на среднегодовые температуры, длительность потеплений и походований и циркуляцию атмосферных фронтов;
- вулканизм, эндогенный по источнику вещества и экзогенный по его геологическому распространению, охватывает не только земную кору, но и атмосферу, гидросферу и биосферу;
- накопление органогенного материала в осадочно-вулканогенном чехле, в том числе жидких, твердых и газообразных углеводородов, в значительной степени активизируется в областях активного вулканизма;
- вулканические ареалы – эффективные каналы вывода летучих компонентов из мантии в ходе ее дегазации;
- вулканическим ареалам сопутствуют катастрофические явления, губительные для высокоразвитых биологических систем, приводящие к массовым вымирающим фаунам и флорам морей и континентов;
- вулканизм, вулканогенная газо-гидротермальная деятельность – мощный, высокопродуктивный процесс рудообразования;
- вулкано-плутоническая деятельность – одна из основных и эффективных форм образования рудных инерудных минерально-сырьевых ресурсов планеты;
- вулканская деятельность весьма динамична, отмечается экстремальными состояниями магматических расплавов и растворенных в них газов;
- эruptивные процессы обладают значительными масштабами тепломассопереноса, отличаясь исключительно высокой продуктивностью;
- вулканизм является одним из основных (после гипергенного) способов вовлечения в природный круговорот огромного количества вещества (микроэлементов) в жидкой, твердой и газообразной фазах;
- вулканы в добиологическую эпоху служили мощными химическими реакторами по синтезу биологически важных молекул;
- вулкан регулярно в ходе эruptивной деятельности в больших объемах продуцирует газо-тепловые тучи и раскаленные флюидизированные потоки, синтезирующие разнообразные предбиологические летучие соединения;

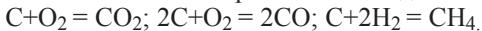
• вулканические эруптивные события сопровождаются быстротечными физико-химическими процессами, создающими необходимые условия для abiогенного синтеза «молекул жизни».

Ежегодно в современную эпоху вулканы синтезируют  $10^6$  т вулканогенного органогенного вещества, а за всю геологическую историю около  $10^{15}$ – $10^{16}$  т. Вулканы – источники жизненно важных химических элементов, шесть из которых H-C-N-O-P-S слагают живые клетки. S-H-N-O – составные части белка, а P – элемент нуклеиновых кислот. Основу крови составляют: вода, NaCl, ионы Na, Cl, Mg, K, Ca. Микроэлементы Fe, Cu, Zn входят в состав гемоглобина (FeO), белка (Cu), нуклеиновых кислот (Zn) и инсулина (Zn). При этом Fe и Cu – активные переносчики O<sub>2</sub>, а Zn – регулятор сахара, выполняет также важные гармонические функции (Мархинин, 1980).

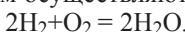
Значительное количество углеродистых соединений и углеводородов содержится в продуктах вулканической деятельности – в составе вулканической пыли, вулканическом пепле, вулканических шлаках, туфах, пемзах, а также в лавах и лавобрекчиях. Углеводородная дегазация вулканических построек, гидротермально-гейзерных систем, шлаковых конусов – один из основных источников летучих. Кроме того, акклидированные летучие компоненты в стекловатых продуктах извержений выделяются в водной или воздушной средах, приводя к обогащению их H<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, CO, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, которые являются компонентами синтеза в системе C-H-O.

В частности, базальт содержит C<sub>n</sub>H<sub>2n+2</sub>, C<sub>n</sub>H<sub>2n+1</sub>, C<sub>n</sub>H<sub>2n</sub>, CH<sub>3</sub>OH, C<sub>2</sub>H<sub>5</sub>OH и целый ряд других биологически важных соединений.

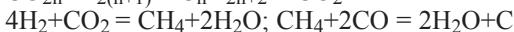
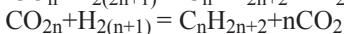
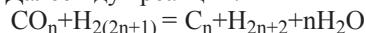
В системе C-H-O первоначально идет синтез:



При этом метан CH<sub>4</sub> обычно с 3He является продуктом питания многих микроорганизмов. В последующем осуществляются реакции:



Далее идут реакции:



Таким образом, в вулканическом процессе осуществляется синтез abiогенных (предбиологических) органических соединений: аминокислот, порfirитов, оснований нуклеиновых кислот и многих других, включающих до 200 органических соединений.

Экологический стресс вулканических явлений в биосфере очевиден, его непредсказуемый хаос в динамике, массовые выбросы в окружающую среду минеральных веществ порождают высокий рост энтропии природных сред, в условиях которого возможна реализация синтеза abiогенных соединений на синергетических принципах самоорганизации и саморазвития, преодоления пороговых ситуаций, благоприятных для образования новых биологических и минеральных форм и соединений.

Таким образом, восприятие вулканизма лишь как разрушительного процесса неправомерно, стрессы

вулканических событий стимулируют активизацию синтезирующих процессов abiогенных соединений. Это следует хотя бы из того, что вулканические экосистемы в геологическом времени последовательно преобразуются в низкоэнтропийные, т. е. в фоновые экосистемы, отражая процесс субцессии (редукции) собственно вулканических ландшафтов.

Есть все основания предполагать всевозрастающую роль вулканизма в формировании ранних форм цианобактерий первых одно-многоклеточных фитопродуцентов с возрастанием их роли в переходе от огромного разнообразия к видовому однобразию. Можно полагать, что вулканические экосистемы были главными, где происходило зарождение первых форм биоты бесскелетных Metazoa. Концепцию Е. К. Мархинина о первостепенном значении вулканической деятельности ранних эпох геологической истории в формировании геохимически взаимосвязанных разнозадачных осадочной, водной и газообразной сред на Земле следует признать как наиболее обоснованную. Взаимодействие abiогенных компонентов, синтез ранних простейших одно-многоклеточных организмов типа цианобактерий послужили началом бурного роста биомассы на Земле и ее разнообразия.

Наибольшее значение в формировании abiогенных соединений на ранней стадии развития Земли имели повышенная температура среды (термальные поля и фумарольные площадки), наличие вулканических газопаровых гидротермальных систем, образование значительных масс воды и формирование водных бассейнов, накопление химических соединений, способных к полимеризации, высокие сорбционные свойства пеплового вулканического вещества.

Биотические вещества (компоненты) в сложившихся обстановках служили основой формирования первых экосистем, вероятно, в начале флористического типа приобретших грандиозный масштаб проявления, который, впервые возникнув на раннем этапе геологической истории, сохраняется до сих пор. В короткое время цианобактерии – синезеленые бактерии, синезеленые водоросли (цианеи) – распространились по всей планете. Группа одноклеточных, многоклеточных, нитчатых, колониальных прокариот ботаниками классифицируется как водоросли, а микробиологи относят их к цианобактериям. Цианобактериальные ценозы современности сохраняют главные особенности своих далеких аналогов, возникших до 4,5 млрд лет назад (Мархинин, 1985). Вероятно, расселение первых клеточных организмов проходило на градиентах экологических факторов – температуры, кислотности среды, состава газовой фазы, микрокомпонентного баланса и др. в условиях водной среды, где и закладывались параметры будущего экологического разнообразия ранней архейской биоты. Здесь же формировались адаптивные механизмы за счет так называемых веществ адаптогенов. Средой их обитания были обстановки дистальных зон вулканических ареалов (Вулканализм и биосфера, 1998).

Зоны вулканализма являлись, таким образом, природными, бесконтрольными проявлениями высокоэнергетического эндогенного процесса, оказывающими

значительное биологическое стимулирование. Известно, что вулканические термальные воды, вулканические грязи и тончайший пепловый материал имеют бальнеологическое значение (Алексеева, 1998; Мищенко, 1998).

В частности, в ареалах грязевого вулканизма в результате высоких сорбционных способностей среди разнообразных микроэлементов может осуществляться поселение фотосинтезирующих бактерий. Они концентрируют метан в большей степени, чем микродисперсные частицы. Широкая гамма анаэробных и аэробных бактерий (от углеродокисляющих до углеродобразующих) как элементы микрофлоры обнаруживаются постоянно в пелитовых вулканических отложениях термальных полей древних и современных ареалов активного вулканизма.

В связи с этим гидротермальные вулканические системы рассматриваются как благоприятные среды для синтеза доклеточных органических микросистем. Среди них обычно выделяются протобелковые микросферы (коацерваты) и первичные полинуклеидные цепочки «мира РНК» (Компаниченко, 1998). В частности, коацерваты способны не только к росту, но и избирательному усвоению вещества. В то же время макромолекулы полинуклеидов обладают способностью к самовоспроизведению. Однако остается еще не решенной фундаментальная проблема механизма, поддерживающего развитие этих микросистем. По данным В. Н. Компаниченко, такой системой является гидротермальная на 3–4 км глубинности от поверхности, где в результате вариаций температур, давления и концентрации вещества в неравновесных условиях микросферы спонтанно трансформируются в пробионты, которые «выхваивают жизнь в безжизненные микросистемы» (Компаниченко, 1998, с. 9). Последние достижения микробиологии свидетельствуют о том, что «в основании всего древа жизни на Земле располагается группа гипертермоильных бактерий, которые обитают в горячих источниках при температуре 80–110°» (Компаниченко, 1998, с. 9).

Пеплогазовые тучи, по мнению Е. К. Мархинина, способны создать условия, благоприятные для абиогенного синтеза аминокислот, как это было установлено на основании биохимического изучения свежевыпавших пеплов влк. Тятя (о. Кунашир). Этому способствуют содержащиеся в парах воды соединения  $H_2$ ,  $N_2$ ,  $NH_3$ ,  $COS$ ,  $HCN$ ,  $CH_4$ ,  $CO$ ,  $H_2S$ ,  $SO_2$ ,  $SO_3$ ,  $HF$ ,  $Cl_2$ ,  $HCl$ ,  $HBr$ ,  $HJ$  и др.

По данным Ф. А. Летникова с соавторами, в составе газо-жидких и твердых включений в кристаллах-вкрапленниках и вулканическом стекле изверженных пород от глубокого докембрия до современности содержится большое число простых и сложных летучих соединений:  $H_2$ ,  $C_2H_6$ ,  $HCl$ ,  $CH_4$ ,  $NH_4$ ,  $CO$ ,  $H_2O$ ,  $Cl_2$ ,  $H_2S$ ,  $N_2$ ,  $SO_2$ ,  $SO_3$ ,  $HF$ ,  $CO_2$ ,  $F_2$ ,  $SiF_4$ ,  $Ar$ ,  $O_2$ ,  $SiCl_4$  (Летников и др., 1997).

Все приведенные летучие компоненты в условиях, приближенных к естественным гидротермальным системам, в горячих водяно-паровых струях при химических реакциях образуют сложные соединения с  $NH_3$  и  $CO_2$  и синтезируют мочевинно-органические

компоненты. В качестве катализаторов здесь выступают взвеси пеплов, которые способствуют реакциям полимеризации, формированию гидрозолей (коллоидов). Гидрофильные коллоидные компоненты в последующем обособляются от воды (коацервация). Взаимодействие вулканогенных аммиакатов с ионами  $Mg^{2+}$  из морской воды приводит к синтезу хромофила. Появление хромофила, являющегося составной частью цианобактерий и  $CO_2$ , способствует накоплению  $O_2$ . В растворенном виде  $O_2$  обеспечивает хемосинтез простейших микроорганизмов серобактерий и метацианобактерий (Ростовский, 1998).

Взаимодействие раскаленной лавы с морской водой приводит к образованию значительного количества кристаллогидрата (геля) кремнезема, создающего не только наружный скелет планктонных радиолярий, но и условия для тафономии первых предскелетных бактериальных форм Metazoa.

Среди вулканогенных – хемогенно-осадочных кремнистых образований, а также в тонких пелито-кремнистых породах ареалов докембрийского вулкано-плутонизма, среди кремнисто-сланцевых отложений фумарольно-гидросольфатарных построек постоянно фиксируются образования, называемые силицитами. Они представляют собой метаморфогенные аналоги современных гейзеритов. В этих и подобных им высококремнистых породах постоянно в позднем докембрии обнаруживаются признаки проявления бактериальной жизни, представленной многоклеточными формами организмов так называемой эдиакарской бесскелетной Metazoa. Особенно яркие формы таких натечно-столбчатых, пластовых, ветвящихся «колониальных» образований известны в песчано-алевролитовых отложениях ятулия в районе г. Медвежьегорска. Возможно, их уникальная форма, соседство с фумарольно-гидросольфатарными отложениями, пластовое и полосчато-ритмичное строение представляют своеобразные следы цианобактериальных сообществ (матов), развивающихся на выходе гидротермальных растворов в проксимальной вулканической зоне.

Современные термоильные бактерии хорошо известны в кальдере влк. Узон, в долине р. Гейзерной, где они способствуют образованию удивительно разнообразных форм гейзерита, а также трансформации базальтов и андезитов в опалиты с коалинитом и алувитом (Набоко, 1959).

Цианобактериальные сообщества (маты) в отличие от современных ценозов очень часто представлены также плоскими, столбчатыми колониально-купольными образованиями, которые, как полагают, сложены постройками синезеленых водорослей – строматолитов.

Первые растительные формы эдиакарской бесскелетной Metazoa в виде микрофитопланктона – акритархи и вендотениды, как развитая Metazoa, строматолиты, – населяли уже водоемы вендских мелководных бассейнов, ятулийско-людиковийских эпиконтинентальных пересыхающих бассейнов. Однако их тафономия по климатическим и физико-экологическим установкам остается еще слабоизученной.

Строматолиты не являются остатками «некогда живших крупных целостных организмов. Это очень изменчивые продукты седиментационной деятельности микроорганизмов, по преимуществу цианобактерий, слизистые оболочки которых в сливающихся скоплениях создавали своеобразные маты. Они были превосходными концентраторами – уловителями карбоната кальция из окружающей среды и, литифицируясь, сформировали разнотипные слоистые системы, очертания которых и микротопография фосилизированных матов зависели, вероятно, не только от видоспецифических особенностей самих микроорганизмов, но и от экологических условий: характера биотипа, типа колонии, динамики водной среды, выпадения осадков и т. п. Микроорганизмы-строматолитообразователи в этих условиях очень легко разрушались, но в благоприятных случаях, например, проникновения кремнистого геля – могли быть запечатаны в структуре постройки...» Цианобактерии таких строматолитовых построек мало чем тафономически отличаются от скоплений нитчатых или коккоидных стяжений среди карбонатных пачек верхнего докембра (Соколов, 1997, с. 48). Так что живым элементом в строматолитовой постройке оказываются цианобактериальные маты в виде различных микроструктурных образований (Семихатов, Комар, 1989).

Первые прокариотные системы оказались уникально устойчивыми на протяжении всей истории биосфера Земли, и они являются носителями информации об обстановках функционирования прокариотных экосистем при их сопоставлении и актуалистических исследованиях (Крылов, Заварзин, 1988). Эти системы ввиду консервативности в эволюционном смысле весьма специфичны в ландшафтно-экологическом отношении. Наиболее уникальными и благоприятными условиями для развития цианобактериальных матов, формирующих строматолитовые биогермы, являются условия озер, приконтинентального мелководья, возможно, и ареалы мелководного подводного вулканизма. Такие обстановки Г. А. Заварзин называет амфибильными ландшафтами (Заварзин, 1995). В геологическом временном срезе происходит не только смена биологических видов строматолитов и их ассоциаций, но и монотонная смена специфических сообществ – строматолитообразователей, поддерживающих особую устойчивость самой экосистемы. В то же время высокая концентрация цианобактериальных матов в определенное время может создать токсичную для более высокоорганизованных организмов среду, препятствующую нормальному развитию эукариотных систем животных и растений (Соколов, 1997). В чем причина многомилиардного, с 3,8 до 0,5 млрд лет, единобразия цианобактерий? Только в венде начинают резко развиваться многоклеточные животные и растения. Многие вопросы остаются без ответа. Хотя роль вулканизма как источника  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{SiO}_2$  очевидна.

Практически все без исключения местонахождения биогерм строматолитов относятся к наиболее мелководным частям и прибрежным зонам эпиконтинентальных бассейнов, а также ареалам активного вулкано-плутонизма. Возможно, палеогеографичес-

кое, биостратиграфическое и палеовулканологическое районирование, а также фиксация миграций границ седиментационных бассейнов позволяет выявить более важные особенности локализаций месторасположений разных видов бесскелетной эдиакарской Metazoa.

Можно предполагать, что цианобактериальные маты как экстремальные системы относятся и к ареалам активного вулканизма. В их пределах в зонах газогидротермальной деятельности размещается естественная среда обитания термофильных автотрофов. Их жизнеобеспечение основано не только усвоением солнечной световой энергии, но и трансформацией вещества глубинных экскальаций. Они в главной своей массе являются бентосными популяциями с преобладанием фитотрофных бактерий, среди которых синезеленные водоросли (цианобактерии) являются основным продуцентом органического вещества и морфологии постройки (маты).

Важно подчеркнуть, что горизонты строматолито-онколитовых построек обычно фиксируются в пачках осадочных и осадочно-вулканогенных пород, в пакетах лавовых потоков в виде четко обособленных, литологически резко выделяющихся слоев. Они, таким образом, фиксируют обстановки, наиболее благоприятные для развития биогерм. Такой является обстановка в районе ур. Воронов Бор, в отложениях терригенных пород ятулия оз. Сегозера, Пальеозера, а также в районе о. Климецкого Онежского оз.

Создание благоприятных обстановок жизнедеятельности цианобактерий, вероятно, достаточно редкое явление. Оно требует сочетания многих обстоятельств не только ландшафтно-палеогеографических, гидрогеологических и геохимических, но и физико-химических, обусловленных особенностями литогенеза, динамики вулкано-плутонизма, режима флюидно-гидротермальной деятельности. Тем не менее, практически в каждом, фиксируемом в ходе палеовулканологических реконструкций ареале, активной эруптивной зоне в дистальной или проксимальной обстановке обнаруживаются признаки докембрийской беспозвоночной биоты Metazoa.

### 9.3. ВУЛКАНЫ И ЖИЗНЬ. ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ СОВРЕМЕННОЙ БИОВУЛКАНОЛОГИИ

Биовулканология – научная дисциплина, возникшая на границе биологии и вулканологии. Этот термин (научное направление) впервые в мировую и отечественную науку был введен Е. К. Мархининым в 1973 г.

Главные задачи биовулканологии Е. К. Мархинин сформулировал в следующем виде (Мархинин, 1980):

- изучение вулканизма как фактора изменения среды обитания живых организмов;
- изучение древнего вулканизма как агента формирования биосферы и ее эволюции;
- изучение процессов биохимической эволюции в районах активного вулканизма и гидротермальной деятельности;

- изучение экологии областей современного и недавнего активного вулканизма как своеобразных медико-географических провинций;
- изучение возможного экзобиологического значения вулканических процессов;
- сохранение биологического разнообразия микроорганизмов на гидротермальных системах Курило-Камчатской вулканической провинции.

Впервые идеи «об определяющей роли вулканизма в формировании земной коры, гидросферы и атмосферы и о важности процессов вулканизма для возникновения жизни» были высказаны Е. К. Мархининым в 1964 г. (Мархинин, 1964). Таким образом, вулкан – атмосфера – гидросфера – биосфера образуют единую, генетически взаимодействующую природную систему.

Формирование биосферы на Земле, вероятно, началось еще с докеогологического этапа в ходе сгущения газово-пылевого облака, содержащего все необходимые компоненты для образования вначале предбиологических органических соединений. Здесь, в этой раннегеологической среде, Природой был совершен первый шаг на пути от неживой природы к живой. В ходе научных исследований вулканизма как мощного энергоемкого эндогенного процесса были открыты факты образования предбиологических соединений в пеплово-газовой туче в результате эруптивной деятельности процессов, имевших место в Курило-Камчатской области современного вулканизма. Таким образом, было высказано предположение, что в пепловых тучах возможно протекание реакций синтеза биологически важных соединений. Из этого допущения следовала также возможность протекания таких реакций и в глубоком докембрии.

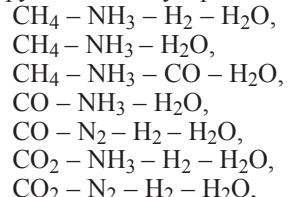
Вулканализм, особенно подводный, способен к созданию условий, благоприятных биогенезу, как это имеет место в случае океанического или морского апвеллинга и образования карбонатных платформ на континентальных шельфах. Термальные фумарольно-гидросольфатарные образования в обстановках мелководного латерального прибрежного воздействия ведут к обогащению атмосферы газами органического и углеводородного классов. В условиях пелагических обстановок истечение флюидных гидротермальных растворов обогащает воды углеводородами. Таким образом, вулканы осуществляют активный тепломас-соперенос и трансформацию вещества в компонентах гидросферы, атмосферы и минерального осадка, обычно обогащенных рудными элементами, т. е. компонентами, необходимыми для синтеза предбиологических соединений.

Естественным местом обитания термофильных бактерий являются биотопы. Например, горячие источники Исландии содержат до 12 экстремальных термофильных штаммов, оптимально развивающихся при  $t^{\circ} = 65\text{--}72$  °C. Из них восемь – анаэробные, они оцидофилы и метаболизируют серу. Гидротермальные системы Камчатки содержат уникальные биоценозы термофильных микроорганизмов (цианобактерий), существующих в условиях низких pH, высоких температур и при высокой минерализации вод. В кальдере

влк. Головина в оз. Горячем (о. Кунашир) в современную эпоху идет образование нового рода диатомовых водорослей.

Важным представляется обнаружение в пределах фумарольных площадок БТТИ сульфатредуцирующих и железо-окисляющих бактерий. На основе CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>, CO, HCl, HF и др. здесь формируются высокомолекулярные соединения углеводородов.

По мнению Е. К. Мархинина, вулканизм вносит существенный вклад в формирование гидросферы, атмосферы Земли, определяя их химический состав. Все необходимые для формирования и зарождения жизни химические элементы в огромных объемах продуцировал на разных этапах геологической истории активный вулкано-плутонизм. Возникновение жизни – это сложный путь преобразования вулканогенного материала. Особо важной представляется роль летучих компонентов от углеродистых соединений до органогенных, составляющих основу жизни. Вулканический пар, морская вода и кровь в сосудах живых существ состоят из углеводородных соединений (цианид), синтезирующихся, в частности, в виде предбиологических соединений в системах C-N-H, C-H-O, C-N-O. В ходе этого природного процесса формируются молекулярные системы:



в условиях температур 900–1000 °C, в обстановках пеплово-газового вулканического столба, в результате электрических разрядов и ультрафиолетового ионизирующего излучения. Реакции синтеза соединений ускоряются под влиянием минеральных катализаторов (вулканический пепел и пыль). В присутствии воды скорость этих реакций увеличивается многократно.

В вулканических пеплах, шлаках, агломератах уже обнаружено большое число важных органических соединений, из которых идентифицированы аминокислоты, глутаминовая и аспарагиновая кислоты (аланин, глицин, лейцин, лизин, тирозин), а также углеводы – глюкоза и арабиноза.

Кроме того, в пеплах БТТИ, влк. Тяты, Плоский Толбачик и некоторых других выявлено присутствие оснований нукleinовых кислот (урацил, тимин, гуанин), а также азотсодержащие циклы (ксантин и др.), порфиры и соединения типа ароматических альдегидов. К настоящему времени в продуктах вулканизма уже выявлено более 200 органических соединений (Мархинин, 1980; Подклетнов, 1996).

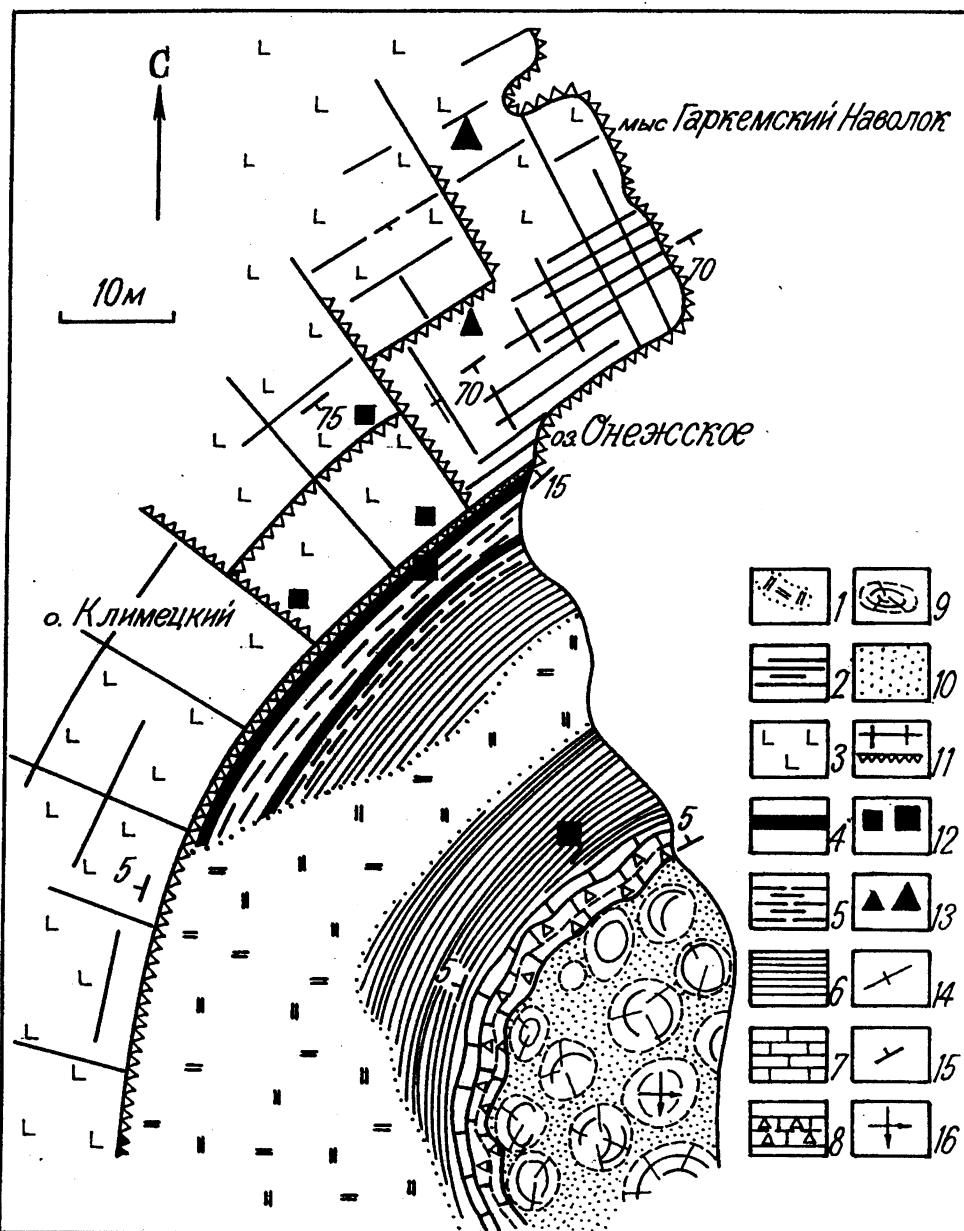
Все важнейшие историко-геологические тектономагматические, седиментационные, геохронологические и др. рубежи планеты приходятся, как правило, на эпохи спада энергетического возбуждения недр Земли и, как следствие, фиксируются эпохами резкого снижения вулкано-плутонизма, вплоть до его угасания.

Современная биовулканология показала, что и планета, и жизнь на ней возникли практически одно-

временно. Около 3,5–3,2 млрд лет на Земле шел медленный процесс перехода от abiогенного к биогенному синтезу. На ранних этапах истории геологического развития Земли произошла трансформация «Si» жизни на «C» жизнь. Причина такой трансформации эволюции Земли не ясна, она составляет одну из важнейших проблем фундаментальной биогеохимии. Однако очевидно, что это произошло на этапе весьма напряженного планетарного архейского платобазальтового вулкано-плутонизма, имевшего место на рубеже ~3,5 млрд лет. Длительный последующий спад вулканизма, прерываемый продолжительными периодами плененизации и осадконакопления в мелководных седиментационных условиях, вероятно, не способствовал быстрой эволюции примитивных форм цианид. Эволюция их растянулась на чрезвычайно продолжительные эпохи и поддерживала лишь отдельный ареал активно возобновляющейся вулканической активности. Более того, резкие смены палеогеографических обстановок в эпохи оледенений, осушения бассейнов, высокого стояния континентов с формированием кор физического выветривания также не способствовали бурному расцвету первых биоценозов Metazoa. Активный вулканизм экваториальных районов в подводных и надводных условиях в обстановках вулканических островных ареалов поддерживал порой угасающую жизнь. Как в настоящее время, где вулканические острова находятся в обрамлении коралловых рифов и наблюдается неисчислимое разнообразие наземной и подводной форм жизни, так и в докембрии основная масса биоценозов протерозоя фиксируется в ареалах активного вулканизма в виде биогерм строматолитов, онколитов, а также разнообразных форм проблематичных органических остатков. В ареалах не только архейского лопийского, но особенно протерозойского людиковийского вулканизма отмечается формирование циклических осадочно-вулканических отложений «черносланцевой» формации, обогащенных углеродом. Природа этих образований, особенно высокоуглеродистых, кремнисто-карбонатных шунгитовых пород окончательно не доказана, однако их вулканогенное (эндогенное) происхождение не исключается (Филиппов, 2002).

Палеовулканологические реконструкции в докембрии, как уже отмечалось, свидетельствуют о практически повсеместной связи местонахождений органических форм докембрия с ареалами активного вулканизма. Один из многих выявлен на о. Климецком в акватории Онежского оз. (рис. 69). Вне временных интервалов вулканической активности в докембрии Карелии органогенные образования крайне редки. Есть свидетельства, что в зонах гидротермальных полей и на их фумарольных площадках селились сообщества цианобактерий с образованием построек гейзеритового типа. Наиболее яркой формой являются гейзеритовые площадки Медвежьегорской раннеятульской вулканической зоны, установленные в нескольких участках на площади более 2000 км<sup>2</sup>. В других зонах среднего ятулия, позднего ятулия и людиковия-ливвия кремнистые отложения со следами цианобактерий известны практически на всей площади Онежской ВТС, имеющей площадь более 5000 тыс. км<sup>2</sup>.

В то же время строматолито-онколитовые биогермы в пределах ФСЩ ассоциируют с терригенно-карбонатными отложениями прибрежных частей эпиконтинентальных склерокарельских бассейнов, соответствующих карбонатным платформам. Они распространены на территории всей Карелии, на Кольском полуострове, во многих ареалах Финляндии, Северной Норвегии и на большей части Швеции. Последующие палеогеографические обстановки рифея и раннего венда в пределах ФСЩ были скорее благоприятными. Судя по угнетенному состоянию раннеятульских и позднелюдиковийских строматолитовых построек, условия для их жизнедеятельности были менее благоприятны, чем позднеятульско-раннелюдиковийские. В последнем случае выявляются наиболее крупные и длительно существовавшие биогермы, а наличие в них обломков в штормовых фациях калькретов является свидетельством их высокой жизнестойкости. Формы протерозойских строматолитовых построек дали основание к выделению некоторых из них в качестве руководящих в биостратиграфии докембria Карелии (Макарихин, Кононова, 1983). Известно, что строматолиты позднего ятулия отличаются наиболее крупными размерами (до гигантских). Они известны на о. Большой Олений, озерах Пялозеро, Сундозеро, Сегозеро, Елмозеро, а также в Северном Приладожье ур. Валке-оварра, Центральной Финляндии и в районе р. Кемйоки в Северной Финляндии. Можно предполагать, что рубеж 2 050 млн лет в докембriи был расцветом синезеленых водорослей в Карелии. Однако наибольшее биологическое разнообразие микроорганизмов (микрофитолитов) отмечено в Суйсарской древневулканической области в ливвийский период вулканизма. Здесь максимально были развиты колонии цианобактерий гейзеритового типа. Прокариотные ценозы активно развивались в зонах термальных полей и фумарольно-гидросольфатарных площадок. Синезеленые цианобактерии благодаря тафономическим особенностям кремнисто-углеродистой среды не только многочисленны, но и морфологически разнообразны. Такое обилие разных форм прокариот в вулканических зонах, где на площади около 400 км<sup>2</sup> было сосредоточено не менее семи стратовулканов, является свидетельством того, что сам эруптивный процесс был лишь локально губительным, но имелись благоприятные последствия для бурного развития ранних форм жизни. Повышенной микробиологической активности способствовала высокая концентрация микроэлементов, важных для биологических ценозов. Обстановки межпароксизмальной тафономии цианобактерий отражают изменения условий в аридизации или испарения вод в обмелевших вулканических долях вулканического ареала Онежской структуры около 1 950 млн лет назад. Обилие пирокластики в разнофациальных и полигенетических типах пород является фактом сильных (до катастрофических) эруптивных проявлений (вплоть до игнимбритового породообразования). Пеплово-газовые эруптивные тучи, судя по всему, были обычным явлением в ливвии Южной Карелии. В их пределах генерировались органические молекулы, исходные для построения живых организмов.



**Рис. 69.** Колония (биогерма) строматолит-онколитового состава в ЮВ части о. Климецкого в разрезе осадочно-вулканогенных отложений раннего людиковия – позднего ятулия.

1 – современная осыпь и галечники; 2 – кварц-кальцит-шунгитовые жилы; 3 – габбро-долериты пойкилоофитовые, плагиоклазовые разнозернистые; 4 – кремнистые яшмовидные сланцы, силициты, сульфидоносные и углеродсодержащие; 5 – пепловые пелитовые туфы, туфоалевролиты, углеродсодержащие; 6 – алевролиты, тонкоритмичнослоистые, сульфидоносные и углеродсодержащие; 7 – массивные темно-серые доломиты; 8 – доломитовая седиментогенная брекчия; 9 – купольные структуры органогенных доломитов; 10 – онколитовые доломиты; 11 – пластовая и столбчатая отдельность и уступы в габбро-долеритах синла; 12 – сульфида минерализация; 13 – вкрашенность титаномагнетита; 14 – вертикальное залегание отдельности; 15 – наклонное залегание пород и отдельности; 16 – горизонтальное залегание пород

**Fig. 69.** Colony (bioherm) of stromatolite-oncolite composition in the SW portion of Klimetsky Island in the Early Ludicovian-Late Jatulian sedimentary-volcanic unit.

1 – modern talus and pebblestones; 2 – quartz-calcite-shungite veins; 3 – poikiloophitic, plagioclase inequigranular gabbro-dolerites; 4 – sulphide-bearing and carbonaceous cherty jasperoid schists and silcites; 5 – ash pelitic tuffs, carbonaceous tuffaceous siltstones; 6 – fine-rhythmic-laminated, sulphide-bearing and carbonaceous siltstones; 7 – dark-grey massive dolomites; 8 – sedimentary dolomitic breccia; 9 – domal structures of organogenic dolomites; 10 – oncolitic dolomites; 11 – sheet and columnar jointings and scarps in the gabbro-dolerites of a sill; 12 – sulphide mineralization; 13 – titanomagnetite dissemination; 14 – vertical occurrence of jointing; 15 – inclined occurrence of rocks and jointing; 16 – gentle dip of rocks

Таким образом, наиболее палеовулканологически изученные протерозойские осадочно-вулканогенные толщи содержат обилие признаков уже высокоорганизованных цианобактериальных ценозов. Нет сомнения, что лопийские (позднеархейские) осадочно-вулканогенные толщи, литологически слабоизученные, имеют достаточно развитые формы цианобактерий. Их обнаружение в кремнисто-железорудных отложениях в серии Исуа (Гренландия), Фиг-три и Онвервахт (Африка) с возрастом до 3,84 млрд лет может служить надеждой, что подобные образования могут быть установлены и в Карело-Кольском регионе. Следовательно, современная палеовулканология имеет все основания утверждать, что древнейшие вулканические ареалы в истории Земли уже формировали специфические экосистемы. Таким образом, геоэкология своими исходными объектами приблизилась к эпохе формирования самой планеты. Докембрий содержит множество объектов ярких проявлений первых форм Metazoa, изучение которых способно выстроить цепочку их появления, развития и формирования биологического разнообразия. Очевидно, все такие объекты представляют исключительную ценность для фундаментальных биологических исследований и должны быть защищены законом и строго охраняться. Особо внимательному изучению должны быть подвергнуты прежде всего кремнистые и кремнисто-карбонатные отложения, являющиеся аналогами гейзеритов, травертинов, яшм и яшмовидных силикатов.

Атавистические представления о «начале» и последовательной, постепенной «эволюции» жизни от простых форм к более сложным долгое время оставались христоматийными. На современном уровне развития биогеохимии они в значительной степени пересмотрены. Оказалось, что многие организмы на протяжении всей геологической истории Земли остаются неизменными. К их числу относятся впервые открытые и изученные российским микробиологом С. Н. Виноградским простейшие микроорганизмы – прокариоты<sup>12</sup>. Ввиду примитивности форм жизнеобеспечения они вездесущи и встречаются как в корах физического и химического выветривания, в гидротермальных растворах и термальных водах, так и в продуктах вулканических извержений – в вулканических пепловых осадках, агломератах, шлаках. Эти литотрофные бактерии имеют высокую скорость деления клеток, и их колонии (биогермы) растут очень быстро, преодолевая скорость осадконакопления в прибрежных условиях седиментационных бассейнов. Биогермы строматолитов, как правило, образуют пластово-купольные и купольные структуры гигантских размеров.

Отличительной особенностью прокариот является их избирательная способность переработки геохимической среды и способность накапливать целый ряд

<sup>12</sup> Прокариоты – одно-многоклеточные живые организмы, в их клетках отсутствует ядро. Они литотрофны, т. е. «камнеедные», а их способ питания хемосинтетический (минеральный) в отличие от фотосинтетического у растений. Минеральные соединения прокариоты перерабатывают в другие формы, извлекая при этом энергию для последующего деления (дробления) клеток, воспроизводя популяции их.

элементов: серу, золото, медь, ванадий, полиметаллы, железо, марганец и др. Присутствие прокариот в гидротермальных растворах, дренирующих пелиты вулканогенного и осадочно-вулканогенного литогенеза, способствует их накоплению, очищению и переотложению рудоформирующих компонентов. Таким образом, микроорганизмы играют роль «метаморфизующего регенерационного» фактора, проводя исключительную по энергозатратам работу.

Литотрофы морфологически весьма разнообразны. Их отряды столь многочисленны, что способны были создать свою прокариотную биосферу. Цианобактерии, одно-многоклеточные микроорганизмы, в том числе и синезеленые водоросли (строматолито-онколовитовые биоценозы) уже на ранних этапах геологической истории в условиях формирующейся земной коры охватили всю ее поверхность, но практически не претерпели никакой эволюции. Неизменность морфологии прокариот от раннего архея до современности, прокариотная биосфера могут быть признаками «вечного» существования, а также возобновляемости на планетах Космоса. Необходимым условием их возникновения следует признать процессы глобальных проявлений на них вулкано-плутонической деятельности, которая, как теперь выявлено сравнительной планетологией, имеет космический характер.

Прокариотная биосфера, как основа последующего развития более высокоорганизованных форм жизни на Земле, с позиций геоэкологии приобретает глубокое философское и мировоззренческое значение, которое на основе осознания ответственности человечества перед Природой и понимания необходимости сохранения современной цивилизации возвращает нас к неогеоцентристическим взглядам, что отвечает разумному обращению со своей «колыбелью».

По представлениям В. И. Вернадского, биосфера является величайшей по энергоемкости сферой Земли (Вернадский, 1977, 1978). Биосфера – внешняя оболочка Земли, где концентрируются все виды физической, биогеохимической и разумной энергии, является ноосферой (Вернадский, 1977). Энергетика Земли в значительной степени определяется величиной поверхности ее биосфера и антропосфера. Поверхность «зеленой биосфера», образованная листвой деревьев, растений, их стеблями и стволами в зависимости от сезона, составляет гигантскую величину от  $5-10^{10}$  до  $2,55-10^{11}$  км<sup>2</sup>. Эта поверхность по величине составляет около 4,2% от поверхности нашего светила. В то же время Земля получает в таком случае около 4,2% всей лучистой энергии Солнца. Совпадение этих количественных оценок не случайно, что неоднократно подчеркивал В. И. Вернадский в своих лекциях и опубликованных работах. Эта «эфемерная» зеленая поверхность биосфера производит громадную биогеохимическую работу. По подсчетам В. И. Вернадского, за один год эта зеленая масса планеты перерабатывает около  $10^{25}$  г зеленого вещества. В пересчете на тысячи, миллионы и десятки миллионов лет вся масса планеты пропускалась неоднократно через биосферу (Вернадский, 1967). Инженерная (инфраструктурная) деятельность человека по возведению зданий,

## ГЛАВА 9. ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ДОКЕМБРИЯ

тоннелей, материально-технических сооружений с точки зрения биосферных преобразований является фактором увеличения энергоемкости. «...Живая природа, в сущности, построена на мере и на числе. Она согласована в своих тончайших проявлениях, по существу, является частью единого стройного целого, единой структуры – организованности» (Вернадский, 1960, с. 210–211). Таким образом, В. И. Вернадский увидел и сформулировал пространственно-временное единство развития живого вещества и материального мира, подчиненное строгим математическим закономерностям в средах, которые всегда противопоставлялись. Где остановится этот новый геологический процесс? И остановится ли он?.. Изучение геохимии доказывает важность этого процесса и его глубочайшую связь «со всем химическим механизмом земной коры...» (Вернадский, 1927, с. 231–232).

В контексте рассматриваемых проблем физической сущности докембрийского вулкано-плутонизма и локализации ЦЭМА, в тектоническом каркасе кристаллического фундамента ФСЩ, а также геоэкологии ареалов активного магматизма в геисторическом прошлом следует обратить внимание на неоднократно высказываемое В. И. Вернадским мнение о том, что возникновение жизни происходит лишь в среде, обладающей своеобразной диссимметрией, не характерной для обычной среды биосфера. Эта «диссимметричная причина» рассматривалась В. И. Вернадским как одно из обязательных условий возникновения биосфера планеты и перманентно заложена в эволюции неорганического вещества (Вернадский, 1967, 1977, 1978). Саморазвивающаяся, самоорганизующаяся вещественно-энергетическая среда в условиях экстремальных физических волновых полей заложена в принципе ее реверберации, что выражается вихревыми и спиральными структурами. Этот принцип проявляется в структурах РНК и ДНК живых организмов. Таким образом, автоволновые поля являются характерным свойством диссимметричного пространства и составляют основу сферы, занятой жизнью. По данным современной нелинейной геодинамики, вулканические центры являются индикаторами энергетических узлов автоволновых полей. Их становление происходит с элементами реверберации, т. е. спиралевидно-вихревого вращения, что не может не сказать на структуризации вещества, в том числе и живого. Мы предполагаем, что «кручение» пространства – достаточно важный признак саморазвивающихся когерентных систем, но, возможно, оно еще более значительно, чем мы допускаем.

В июне 1992 г. на Сессии Генеральной ассамблеи ООН в Бразилии была принята конвенция «О биологическом разнообразии», которая вскоре была подписана 140 государствами мира. В 1993 г. она вступила в силу.

Совет Российской Федерации одобрил закон «О ратификации конвенции о биологическом разнообразии», принятый Государственной Думой в январе 1995 г. Федеральная программа «Забота о Земле», предусматривающая проведение разнообразных меро-

приятий по охране Природы и биологического разнообразия, в частности, включает:

- создание и поддержание системы охраняемых территорий;
- улучшение условий для сохранения объектов редких и исчезающих растений и животного мира;
- охрану объектов геологического прошлого ранних форм проявления жизни на Земле;
- глубокое изучение геоэкологии для геологического прошлого;
- разработку новых методов биогеохимического изучения примитивных биологических форм на действующих вулканах, термальных и гидротермальных системах по экологии современной жизнедеятельности микроорганизмов;
- охрану объектов вулканических ареалов, где сохраняется современное биоразнообразие микроорганизмов на гидротермальных системах.

Конвенция «О биологическом разнообразии» подчеркивает важность фундаментальных исследований в области изучения проблемы возникновения жизни на Земле. Обращение к физической сущности докембрийского вулкано-плутонизма сделало проблему биовулканологии особенно актуальной. К сожалению, разрозненные, но весьма разнообразные материалы о следах жизни в древнейших осадочно-вулканогенных толщах еще ждут систематизации и обобщения. Специальные работы по связи древней биоты с вулканизмом нам не известны, хотя они могут быть. В связи с этим докембрийская палеовулканология стоит на пороге формирования задач докембрийской биовулканологии как дисциплины, изучающей проблемы возникновения жизни на Земле. В этом отношении полезны те цели и задачи биовулканологии, которые были сформулированы основоположником этой новой науки Е. К. Мархининым в его монографии «Вулканы и жизнь» (1980), а также в целом ряде специальных статей. Этот концептуальный подход к изучению проблемы возникновения жизни на Земле Е. К. Мархининым формулируется в трех главных тезисах, содержание которых может быть изложено следующим образом:

1. Продуктивная деятельность активных вулканов мира служила источником того материала, из которого формировалась среда, благоприятная для выживания и эволюции биологических систем.
2. Эruptивные, пароксимальные вулканические извержения порождали огромные пепло-газовые тучи, которые, в первую очередь, являлись мощными химическими реакторами. В их среде происходил синтез сложных и биологически важных органических соединений – «молекул жизни», ставших началом молекулярной эволюции в ходе преобразования неживой материи в живую. Последующее саморазвитие первых живых форм привело к развитию глобальной жизни на Земле.

3. Активная вулканическая деятельность в течение геологической истории Земли была главным источником жизненно важных химических элементов, усвоение которых живыми организмами обеспечивало их последующее развитие и формирование биологического разнообразия.

Е. К. Мархинин предполагает, что в добиологическую эпоху вулканы были мощными химическими реакторами, в которых происходило образование биологически важных молекул. Вулканические извержения в огромных объемах продуцировали в пепловогазовых тучах и столбах сотни предбиологических соединений.

Последующее углубленное исследование проблем зарождения и развития предбиологических органических соединений в докембрии потребует широкомасштабного развития региональных и локальных палеовулканологических реконструкций с особым вниманием к проблемам тафономии ранних биологических форм и геэкологическим обстановкам их возникновения.

## КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Вулканические экосистемы были главными, где происходило зарождение первых форм биоты бесскелетных Metazoa. Признаки проявления бактериальной жизни содержат силициты кремнисто-сланцевых от-

ложений докембрая. Многоклеточные животные и растения начинают развиваться в венде.

2. Докембрейская палеовулканология стоит на пороге формирования задач докембрейской биовулканологии как дисциплины, изучающей проблемы возникновения жизни на Земле. Таким образом, проблема докембрейского вулкано-плутонизма имеет важнейшее мировоззренческое значение.

## BRIEF CONCLUSIONS

1. Volcanic ecosystems were major environments, where the first forms of skeleton-free metazoan biota were generated. Silicites from Precambrian cherty-schist deposits have signs of bacterial life. Multicellular animals and plants began to evolve in Vendian time.

2. Precambrian volcanology is on the threshold of formulating problems in Precambrian biovolcanology as a discipline dealing with the birth of life on the Earth. The problem of Precambrian volcano-plutonism is thus of global significance.

## **ВУЛКАНИЗМ, ПЛУТОНИЗМ, РУДООБРАЗОВАНИЕ И ГЕОДИНАМИКА ЗЕМНЫХ НЕДР ФСЩ (вместо заключения)**

В изучении ареалов докембрийского вулкано-плутонизма методы комплексных палеовулканологических исследований и реконструкций эруптивных зон еще не нашли широкого применения. Локальный анализ фаций изверженных пород и их генетических типов остается недостаточно разработанным. Отсутствуют примеры объемного изучения эруптивных зон и динамики вулканической аккумуляции в проксимальной и дистальной зонах. Нельзя признать теоретически и практически завершенными и разработанными также методы локализации вулканических построек и реставрации их морфологических типов. Особенно трудными, в силу объективных причин, являются палеовулканологические исследования областей с глубоким эрозионным срезом лавово-вулканокластических полей. Расширение научной тематики и методических подходов при исследовании докембрийского вулкано-плутонизма не имеет ограничений, но требует коллективного творчества и понимания, глубокой требовательности в обосновании выводов проводимых исследований. Сочетание региональных теоретических разработок с локальными практическими построениями может служить необходимой основой для дальнейшего развития палеовулканологии в Карелии как науки о ранних проявлениях вулканизма в докембрии ФСЩ.

Отечественная палеовулканология, возникшая в недрах геологии докембра в конце XIX века, в настоящее время сложилась как новое научное направление изучения и реконструкций древнейших проявлений вулкано-плутонизма в геологической истории Земли. Палеовулканология докембра в Карело-Кольском регионе уже вышла из узких рамок описательной науки.

Как и отечественная вулканология, она в настоящее время способна решать фундаментальные проблемы глобальной и региональной магматической геотектоники. Мы подчеркиваем особую роль палеовулканологических методов в решении проблем эндогенных режимов древних платформ и геодинамики формирования их осадочно-вулканогенных чехлов. Важнейшими частными задачами являются выявление корней и руин вулканических построек, эндогенных магмовыводящих систем, вычленение из ареалов вулкано-плутонизма связанных с ними рудно-магматических гидротермальных образований.

Методами локальных и региональных разномасштабных палеовулканологических реконструкций утверждается принципиально новый подход к системному изучению докембрийского магматизма во всех формах и типах его проявления. В недрах региональной палеовулканологии возникла проблема изучения центров активных проявлений разноглубинного вулкано-плутонизма, обозначенная как локальная задача выделения и идентификации центров эндогенной магматической активности (ЦЭМА). В отечественной вулканологии эта задача была сформулирована в решении V Юбилейного вулканологического симпозиума 1985 г., состоявшегося в Петропавловске-Камчатском, как проблема выявления и комплексного геолого-геофизического изучения наиболее крупных вулканических центров Камчатки и Курильских островов.

В общем виде фундаментальная сущность локализации эруптивных центров вулкано-плутонизма очевидна, а ее феноменологическое содержание положено в основу настоящей монографии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

Материалы, полученные с применением изложенной палеовулканологической методики, синтезировались на сериях палеовулканологических карт и разномасштабных схем, отражающих географию вулканических ареалов и геологический эффект проявления вулканических процессов на определенных возрастных срезах.

Разработка моделей связи вулкано-плутонизма с другими процессами в докембрии (тектоническими движениями, геодинамическими режимами и процессами рудообразования) поставила в число важнейших проблему проведения палеовулканологического районирования ареалов активного вулкано-плутонизма и выявления руин вулканических построек или их предполагаемых местоположений. Изучение центров эндогенной магматической активности, таким образом, представляет одну из важнейших задач региональной магматической геологии, региональной геотектоники и металлогении.

Отметим важную особенность локализации вулканических центров, которая заключается в обосновании их не со стороны тектонического каркаса и тектонических моделей становления литосфера региона, а со стороны законов развития вулканических ареалов, с позиций их палеовулканологического районирования и реконструкции. Принятый подход принципиально отличается от широко распространенного толкования вулканических структур с позиций современной модели глобальной тектоники и отнесения их к таким категориям, как островные дуги, интракратонные рифтовые структуры, зоны инвертированного спрединга и т. д. Подобными моделями переполнена литература, относящаяся к ФСЩ. В настоящей работе такие категории могли бы выглядеть лишь как результат глубоких специальных исследований всех сторон вулканизма прошлых эпох, касающихся не только его физической сущности, но и сопутствующих явлений, латеральных вариаций, палеовулканологического районирования.

Важной задачей палеовулканологических исследований является выделение корневой вулканической системы, в состав которой входят зоны генерации магм, промежуточные и периферические магматические очаги, магматические камеры, а также вулканические постройки. Производными становления и функционирования вулканической системы являются так называемые интрузии под вулканами, к числу которых относятся субвулканические интрузии, системы пластово-секущих силлов, камерно-инъекционные тела и разнообразные по форме скопления (пучки, рои, пояса) радиальных, кольцевых, конических и параллельных даек.

В областях недавнего и современного вулканизма протяженные транскорровые вулканические корневые системы изучены и локализованы дистанционными геофизическими методами, а их элементы изучены в зонах глубокого эрозионного расчленения эруптивных центров. Специальное исследование проблемы корневых вулканических систем на объектах докембра в Карелии выявило тесную пространственную и генетическую связь таких ее элементов, как вулкани-

ческие постройки и их лавовые поля, субвулканические пластовые интрузии (силлы), дайки, которые являются комплементарными образованиями единых вулкано-плутонических ассоциаций.

Поскольку ареалы докембрийского вулкано-плутонизма испытывали сложные дислокации, глубокий эрозионный срез и пенепленизацию, то стало возможным картировать и воссоздавать соотношения разнофациальных и разноглубинных магматических образований на различных уровнях их эрозионного среза. Доступными прямым геологическим наблюдениям оказались руины вулканических сооружений, их фундамент, системы субвулканических интрузивных тел, вплоть до глубин периферических магматических очагов. Разная степень эрозионного среза и разные глубины вскрытия вертикальной колонки магматических пород в разрезе земной коры создают благоприятные условия для построения моделей мантийного платобазальтового вулкано-плутонизма и корового гранит-риодацитового.

Значительные объемы изверженных пород, сосредоточенные в недрах былых ареалов активного разноглубинного магmatизма, находят отражение в физических высокоградиентных полях. Результаты гравиметрических съемок, характеристики магнитного и электрического полей совместно с измеренным термическим потоком являются критериями диагностики возмущающих масс на разных глубинах. Совокупность картографических данных по ряду специальных карт является одной из важнейших составляющих в палеовулканологическом районировании.

В практике палеовулканологических реконструкций, особенно регионального и трансрегионального масштабов, важную роль играют методы сейсмического профилирования и метод сейсмической томографии. Объемные геофизические модели литосферы и элементов земной коры представляют содержательную фактическую основу в целях локализации ЦЭМА и рудообразования. Принцип геономического анализа природных явлений ранней истории геологического развития Земли методологически наиболее эффективен и наиболее оправдан в целях разносторонних реконструкций сущности протекавших в докембре событий. Ретроспективная направленность таких исследований открывает неограниченные возможности для использования разнообразных методов при сравнительном анализе сущности геологических процессов.

Проведенные исследования вулкано-плутонизма докембра в ареалах активного магматизма показали его тесную связь с другими сопутствующими геологическими процессами – осадконакоплением, метаморфическими преобразованиями, тектоникой, геодинамикой и др. Ретроспективная направленность исследований докембрийского вулканизма и плутонизма неизбежно ориентирована на широкое привлечение методов дистанционного и аналитического (лабораторного) геофизического изучения ареалов разноглубинного магматизма, способных решить многие актуальные проблемы магматической геодинамики, вулканологического районирования и изучения корневых зон мантийного питания. Науки, обращенные к геоло-

---

гическому прошлому Земли: палеовулканология, палеогеография, палеогеодинамика, магматическая геотектоника, в этом отношении обладают огромным накопленным материалом, который в значительной степени остается не востребованным современной геологией, основывающей свои выводы на концепциях плейтектонических построений. Чем дальше геологические исследования уходят вглубь геологической истории, тем очевиднее роль реконструкций сущности событий и явлений, сопровождающих ареальный трансрегиональный вулкано-плутонизм, сопутствующие осадконакопление и палеотектонические перестройки.

Методической основой изучения бассейновой седиментации и ареального платобазальтового вулкано-плутонизма в ходе формирования осадочно-вулканогенных и осадочных чехлов служит сравнительный историко-геологический анализ, раскрывающий качественные и количественные стороны этих двух главных процессов, экзогенного и эндогенного. В подобных построениях актуалистические подходы необходимы, поскольку они позволяют не скрывать их физическую сущность и фиксировать различия там, где мы ранее видели едва ли не полное сходство. В специальных исследованиях докембрийского вулканизма, плутонизма, осадочно-вулканогенного и вулканогенного литогенеза использовались многие методические приемы, разработанные вулканологами в целях изучения областей недавнего и современного вулканизма. В докембрийской практике региона они частично были видоизменены в связи со спецификой вулканических ареалов геологического прошлого. Это в первую очередь относится к тефрохронологии, вулкано-хронологии, вулкано-динамике, вулканической секториальности, периодизации актов вулкано-плутонизма, комплементарности вулканических и плутонических серий.

Разработана методика обоснования физико-химического перерождения изверженных пород в ходе флюидно-магматического взаимодействия при процессах автometасоматической спилитизации и гидротермально-метаморфической пропилитизации. В результате были выявлены многочисленные ограничения на выводы по первичному петрохимическому составу пород и вулкано-плутонических ассоциаций, по их валовому химическому составу. В связи с этим проблема номенклатуры исходных составов расплавов и родонаучальных магм приобретает весьма актуальное значение в магматической петрологии. Все докембрийские породы, за небольшим исключением рифейских гиалобазальтов, утратили не только свой первичный глубокий черный цвет, пористость, стекловатый мезостазис, но и радикальным образом преобразовали минеральный состав как микролитов, так и вкрапленников. Однако наиболее важными процессами перерождения пород следует признать их гидротермальную трансвароризацию в твердом виде и на стадии субсолидусной кристаллизации – флюидную экстракцию всего набора когерентных и особенно некогерентных элементов.

Главными объектами наших палеовулканологических и петрологических исследований явились ареалы

преимущественно базитового основного-ультраосновного составов, нормальной или слабоповышенной первичной щелочности. Проявления бимодального мантийно-корового и корового дацит-риолитового, гранит-риолитового вулкано-плутонизма изучены хуже. Сочетание локальных и региональных палеовулканологических реконструкций является характерной особенностью проведенных тематических исследований. Оно способствовало выявлению явного преобладания платобазальтового типа над андезитовым и риодиц-риолитовым. Сопоставимы также и объемные соотношения интрузий основного, среднего и кислого составов. Роль щелочного магматизма в рассматриваемом интервале времени остается не выясненной, хотя очевидно, что его объемы в докембрии резко подчинены магматизму других петрохимических типов.

Локальные исследования платобазальтового вулкано-плутонизма позволили уточнить его периодизацию, географию размещения ареалов и центров, а также оценить в первом приближении геологический эффект. Массовые излияния базальтов приводили к формированию обширных лавовых плато, состоящих из сросшихся вулканических построек щитового исландского и переходного к гавайскому типов. Вовлечение в сферу палеовулканологических исследований областей кристаллического фундамента, где вулканогенные толщи эродированы ниже их цоколя, в значительной степени расширило площадное изучение ареалов платобазальтов, выходящих за границы останцовых эрозионно-тектонических структур. В ходе исследований стало ясно, что протерозойские структуры не являются реликтами эруптивных центров и их числом не ограничиваются площади вулканических ареалов. Выход за пределы останцовых структур, где решались вопросы диагностики вулканических фаций и их генетических типов, открыл возможность перехода на фациальный анализ глубинности вулканических центров. Классификация покровных фаций и их глубинных аналогов на разных уровнях глубинности явилась частью решения проблемы палеовулканологического районирования, географии размещения эруптивных центров в виде руин вулканических построек или их корневых зон. Проблема морфологии питающих каналов или питающих систем эруптивных центров в ареалах активного магматизма, таким образом, была не только поставлена и методологически обоснована, но и привела к представлениям об их размещении за пределами изученных лавово-вулканокластических полей. Только слабая, недостаточная изученность громадных территорий вскрытого фундамента вулканических ареалов сдерживает решение главной проблемы локальной описательной палеовулканологии – палеовулканологического регионального районирования.

Региональные и трансрегиональные палеовулканологические исследования представляют одну из сложных задач докембрийской магматической геологии и магматической геодинамики, поскольку они требуют выхода не только за пределы административных границ Северо-Запада России, но и межнациональных границ Фенноскандии. Международное

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

сотрудничество в этом направлении в настоящее время не имеет перспектив, ввиду разных идеологических подходов к геотектонике докембрия и геодинамике вулкано-плутонизма. Предпринятый нами анализ трансрегиональной локализации ареалов синхронных проявлений вулкано-плутонизма позволил на хроностратиграфической основе провести анализ и синтез материалов и картографически их отобразить на серии палеовулканологических карт и схем в масштабе 1 : 5 000 000, составленных для 11 возрастных срезов. В их основу положены также палеогеографические и палеовулканологические карты и схемы более крупных масштабов от 1 : 50 000–1 : 200 000 и до 1 : 500 000. Палеовулканологическое картирование и картографирование докембрийского вулкано-плутонизма нами выполнено впервые и не имеет зарубежных аналогов на других щитах континентов.

Излияния докембрийских платобазальтов, сформировавших огромные лавовые плато в ранге вулканических провинций, осуществлялись в интервалах от десятков до сотен тысяч лет, соответствую полноразвитому пароксизму. В целом отдельные пароксизмы вулканизма составляли вулканические фазы длительностью в первые миллионы лет. Современная корректная интерпретация изотопных данных позволяет оценить длительность вулканических циклов с разделяющими их амагматическими периодами осадконакопления в первые десятки миллионов лет.

Решение проблемы идентификации ЦЭМА в ареалах активного докембрийского вулкано-плутонизма имеет важное прикладное значение для фундаментальной проблемы региональной металлогенеза и особенно локального металлогенического прогнозирования. Мировой опыт изучения металлогенеза и опыта региональных металлогенических исследований приводит к признанию эруптивных вулкано-плутонических центров одновременно и металлогеническими центрами ЦЭМА. Вулканические постройки с их пытающимися каналами являются признанным объектом локализации в них рудномагматических полигенных и полихронных систем. В докембрии Карело-Кольского региона эта проблема региональной металлогенеза практически не рассматривается. В Карелии и на Кольском полуострове отсутствуют примеры комплексного геолого-геофизического изучения выявленных или предполагаемых вулканических построек. Парадокс заключается в том, что в расслоенных интрузиях существуют целые классы рудных месторождений разных генетических и вещественных типов. В ареалах комплементарных эффузивно-пирокластических образований отмечаются крупные экскальационно-гидротермальные месторождения, а вулканические системы корневого питания не изучены и не выделены геолого-геофизическими исследованиями. Очевидно, большая часть проблем их выделения относится к задачам локальных палеовулканологических реконструкций.

В связи с ярко выраженной тенденцией выхода региональных палеовулканологических исследований на глобальный уровень с широкомасштабными плейтектоническими обобщениями, роль региональных

палеовулканологических обобщений по локализации центров активного вулкано-плутонизма возрастает. Более того, современное состояние докембрийской геологии подтверждает мнение В. В. Белоусова о необходимости геономических подходов к изучению наиболее острых проблем истории геологического развития Земли, и это особенно касается ее ранних этапов. Современные геолого-геофизические исследования Фенноскандинавского щита и Восточно-Европейской платформы показали значительную не только латеральную, но и вертикальную расслоенность и неоднородность литосферы, а также сложную суперструктуру литосферных геоблоков и значительные вариации мощностей земной коры. Под Скандинавским нагорьем отсутствуют корни гор, широко развиты радиально-концентрические и кольцевые структуры центрального типа. Все это является подтверждением адвективного, а не конвективного механизма ювенильного тепло-массопереноса, как это было обосновано исследованиями В. В. Белоусова.

Проявления эндогенной активности в форме разноглубинного магматизма или в форме регионального зонального (вплоть до поясового) метаморфизма не являются функцией линейных математических зависимостей ни в шкале геологического времени, ни в размерности пространства Земли. Очевидно то, что они описываются уравнениями нелинейных функциональных зависимостей, поскольку их параметры являются связанными с геологическими формами радиально-тангенциальных движений (сдвига, растяжения, сжатия, вращения), глыбо-волновых движений в условиях автоволновых полей напряженных состояний литосферы и адвективной формы диссипации внутренней энергии Земли.

С позиций геономических исследований истории развития Земли, ее ранних докембрийских этапов и на принципах нелинейных соотношений всех процессов формирования тектоносферы, возможно создание удовлетворительной модели формирования земной коры и обоснование ее геодинамических и кинематических режимов. Региональная палеовулканология способна внести свой вклад в решение этой фундаментальной проблемы.

Историко-геологический системный анализ древнейшего магматизма позволяет рассматривать вулкано-плутонические ареалы и сопутствующее бассейновое осадконакопление, наложенные структурообразующие дислокации, динамические силы и поля напряжений, включая автоволновые геодинамические как интегрированные целостные геосистемы. Одной из главных и сложных проблем историко-геологического изучения магматизма являются его пространственно-временные вариации, т. е. палеовулканологическое районирование и периодизация. Динамика режима вулкано-плутонических актов докембрийского магматизма представляет задачу уже последующих углубленных исследований.

Отсутствие общей теории образования и развития Земли, недостаточный уровень интерпретации геофизических данных по глубинному строению литосферы в значительной степени сдерживают углубленное

---

изучение названных фундаментальных проблем докембрийской геологии. Следует отметить, что интеграция наук о Земле идет очень медленно. Геофизические методы рассматривают отдельные стороны глубинного строения Земли. Они являются собой частные приложения к конкретным задачам. Геологические науки развиваются по пути совершенствования методологического изучения частных процессов, геоструктур, породных ассоциаций. Геологическая корреляция и стратиграфия развиваются очень медленно и не предложили современных методов трансрегиональных хронологических и литологических сопоставлений. Большое значение придается вещественному составу седиментационных образований и степени его выдержанности по признаку равенства или сходства минерального состава пород. Корреляция по времени находится в сфере внимания геохронологической изотопной геологии. Достигнув прогресса в методах, абсолютизирован сам метод, не обеспечив точность хотя бы в первые тысячи лет. Биостратиграфия в докембрии имеет, к сожалению, весьма ограниченное приложение к изучению геологического времени. Попытки изучения геологического времени путем геохимических исследований, включая и изотопные, не выдерживают критики.

Геотектоника сделала решительный шаг в методологии исследований только благодаря совмещению координат пространства и времени. Геоструктуры предстают как саморазвивающиеся разнорядковые элементы литосферы. В ее недрах в последние годы получило развитие новое научное направление – нелинейная автоволновая геодинамика, объектами которой являются не отдельные изолированные геологические структуры, а их взаимодействующие, взаимосвязанные ансамбли, объединенные единым физическим полем. Взаимодействие выражается не только в самоорганизации, саморазвитии, но и самодействии ряда интерактивных морфоструктур. Геодинамика земной коры в условиях напряженного состояния литосферы обеспечивается диссипативностью структурообразования. При этом все геологические процессы и сопутствующие им явления образуют единую открытую систему, функционирующую с наименьшими энергетическими затратами.

Нелинейная геодинамика открывает большие перспективы в изучении причинно-следственных соотношений независимо от масштабов процессов или событий, с ними связанных, во всем геологическом объеме выбранного пространства. Геодинамика в энергетическом отношении стала основой не только прогностической вулканологии, сейсмологии, но и методологии познания этих процессов в геологическом прошлом.

Проблема структурной идентификации геологической среды в объеме литосферы не может базироваться на узкой методологической основе. Вместо нее необходимо внедрение системы интегрированных представлений о развитии геологической среды и ее свойствах. Это диктует переход к решению и в геофизике, и в геотектонике целого ряда некорректных задач. Переход от фиксации внешних параметров системы к

анализу динамических признаков их формирования – вот перспективный путь развития фундаментальной геологии. Современный подход к решению глобальных проблем магматической геологии не столько упрощен, сколько стандартизирован до состояния общепринятых единых механистических моделей, что лишает современную магматическую геологию возможности дальнейшего совершенствования. Из нее не исходит новых идей, новых методических подходов. Можно думать, что романтическая эпоха эмоциональных догадок, представлений, моделей в основном завершена. Иерархические построения в системах ЦЭМА дали основу к палеовулканологическому районированию на разных уровнях региональных и локальных исследований. Важно подчеркнуть, что это ранжирование проявлений разноглубинного вулкано-плутонизма идет от единичного вулкана к их сообществам, вплоть до ЦЭМА и их общностей, но никак не от постулируемых островных вулканических дуг.

Геодинамические реконструкции в историко-геологическом системном анализе проявлений докембрийского магматизма предполагают рассмотрение их энергетики и структурного размещения в тесном единстве с сопутствующим ему бассейновым седиментогенезом, кинематикой наложенных процессов структурообразования, а также частными и общими видоизменениями общей энергоструктуры литосферы Земли, ее напряженного состояния.

Особо следует подчеркнуть важность исследований по реконструкции видоизменившегося напряженного состояния литосферы с позиций волновой (нелинейной) геодинамики в целях изучения кинематики континентального, окраинно-континентального и океанического структурообразования и связанных с ними ареалов современного и недавнего вулканизма. Немаловажными в этом отношении представляются данные современной и исторической сейсмологии и сейсмологического районирования. Без сомнения, модели современной энергоструктуры литосферы континентальных и океанических плит являются весьма полезными в интерпретации геодинамических обстановок былых геологических эпох. В этом направлении нами проведен анализ как докембрийских, так и фанерозойских морфоструктур и элементов тектонического каркаса литосферы ВЕП и ФСЩ с обоснованием графических моделей автоволнового поля по отношению к позднему архею, свекокарелию и позднему протерозою (рифею). В связи с рассмотрением проблем трансрегиональной и частично глобальной геодинамики докембра, возникает целый ряд частных вопросов относительно выяснения причин «положительного влияния» единичного магматического проявления на целый ряд последующих, что обычно рассматривается как «наследованность магматизма» не только в пространстве, но и во времени. Можно с большой долей уверенности предполагать, что пространственно-временная составляющая не только современного, недавнего, но и всех эпох докембрийского вулкано-плутонизма является следствием энергетической эволюции планеты как космического тела.

## **ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ**

ВЕП – Восточно-Европейская платформа  
РП – Русская плита  
ФСЩ – Фенноскандинавский щит  
BTC – вулкано-тектоническая структура  
ТМС – тектоно-магматическая структура  
ГГС – горсто-грабеновая система  
ВПА – вулкано-плутоническая ассоциация  
ГУ – геоморфологический уровень  
ГУВИ – геоморфологический уровень вулканических излияний  
PMC – рудно-магматическая система  
КВПС – корневая вулкано-плутоническая система  
влк. – вулкан  
ЦЭМА – центр эндогенной магматической активности  
БТТИ – большое трещинное Толбачинское извержение

## ЛИТЕРАТУРА

- Абалкин В. К., Богданов В. И., Буланжес Ю. Д. и др.* Региональные особенности гравитационного поля и геоида Фенноскандии. ДАН. 1998. Т. 359, № 3. С. 386–389.
- Алексеева Н. Г.* Примеры влияния грязевых вулканов на процессы биосфера // Вулканализм и биосфера. Междунар. науч. конф. Тез. докл. Туапсе, 1998. С. 87.
- Анортозит-рапакивигранитная формация / Великославинский Д. А., Биркис А. П., Богатиков О. Л. Л., 1978. 294 с.
- Апродов В. А.* Вулканы. Серия «Природа мира». М., 1982. 367 с.
- Арзамасцев А. А., Арзамасцева А. В., Глазнев В. М., Равевский А. Б.* Верхняя кора в зоне развития анорогенного мантийного магматизма северо-востока Фенноскандии: петролого-геофизическая модель // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. М., 1998. Т. 1. С. 25–27.
- Балеста С. Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М., 1981. 134 с.
- Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. М., 1963. 108 с.
- Батиева И. Д., Ветрин В. Р., Виноградов А. Н.* Главные черты эволюции магматизма в раннем докембрии северо-восточной части Балтийского щита // Магматические формации докембрая северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1985. С. 146–159.
- Белов И. В.* Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., 1963. 31 с.
- Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., 1966. 120 с.
- Белоусов В. В.* Эндогенные режимы материков. М., 1978. 232 с.
- Белоусов В. В.* Структурная геология. М., 1986. 277 с.
- Билибина Т. В.* Блоковая тектоника и геодинамика земной коры северо-запада Русской платформы и принципы прогнозирования рудоносных структур // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., 1986. С. 22–38.
- Богатиков О. А., Карпенко С. Ф., Суханов М. К., Спиридонов В. Т.* Sm-Nd изотопная система анортозит-гранитной формации Украинского щита (Коростеньский массив) // ДАН СССР. 1988. Т. 301, № 2. С. 430–433.
- Богачев А. И., Свириденко Л. П., Голубев А. И. и др.* Связь магматизма Карелии с глубинным строением и проблемы рудоносности // Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов европейской части СССР. Л., 1982. С. 72–82.
- Богданов А. А.* О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы) // Сов. Геология. 1964. № 9. С. 3–28.
- Богданов Ю. Б., Доливо-Добровольский А. В., Летаков Е. В.* Роль космических снимков при изучении блоковых движений земной коры // Исследование природной среды космическими средствами. Геология, геоморфология. М., 1976. Т. 5. С. 148–160.
- Большое трещинное Толбачинское извержение / С. А. Федотов (ред.). М., 1984. 637 с.
- Ботвинкина А. Н.* Генетические типы отложений областей активного вулканизма // Тр. Геол. ин-та АН СССР. М., 1974. Вып. 263. 318 с.
- Боголепов К. В.* О понятиях «орогенная структура» и «орогенез» // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, 1971. С. 61–85.
- Брайцева О. К., Мелекесцев И. В., Пономарева В. В. и др.* Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4–5. С. 5–32.
- Булин Н. Ю.* Об одной сейсмической границе в консолидированной земной коре Евразии // Изв. АН СССР. Сер. геология. 1974. № 8. С. 43–51.
- Былинский Р. В., Глебовицкий В. А., Болгурцев Н. Н. и др.* Морфология разделов Мохоровичча и Конрада восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 1982. № 2. С. 24–31.
- Василевский М. М.* Вулканализм, пропилитизация и оруденение. М., 1973. 277 с.
- Василевский М. М.* Вулканогенные рудные поля и центры // Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М., 1977. С. 86–95.
- Василевский М. М., Тарасенко Т. В., Харченко Ю. И., Кутыев Ф. Ш.* Вулканы как индикаторы долгоживущих магматических и металлогенических центров (принципы металлогенического анализа и районирования) // Геодинамика, магмообразования и вулканализм. Петропавловск-Камчатский, 1978. С. 167–174.
- Веричев Е. М.* Новый тип алмазоносных кимберлитов Зимнего берега (Архангельская алмазоносная провинция) // ДАН. 1999. Т. 368, № 2. С. 226–229.
- Вернадский В. И.* Очерки геохимии. М., 1927. 357 с.
- Вернадский В. И.* О размножении организмов и его значении в строении литосферы // Избр. соч. Т. V. М., 1960. 422 с.
- Вернадский В. И.* Биосфера. М., 1967. 376 с.
- Вернадский В. И.* Научная мысль как планетарное явление. М., 1977.
- Вернадский В. И.* Живое вещество. М., 1978.
- Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–572.
- Виноградов А. Н., Свириденко Л. П.* Раннедокембрейские конгломераты Балтийского щита как индикаторы исходного состава первичнокоровых гранитов // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, 1979. С. 43–50.
- Власов Г. М.* О рядах рудных формаций и магматогенно-рудных системах // Геология рудных месторождений. 1975. Т. 17, № 5. С. 18–24.
- Владавец В. И.* Проблема туфолов и игнимбритов // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1961. Вып. 20.
- Владавец В. И.* О термине «игнимбрит» // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1964. № 6. С. 41–49.
- Владавец В. И.* Справочник по вулканологии. М., 1984. 337 с.
- Вревский А. Б., Матреничев В. А., Ружьева М. С., Светлов С. А.* Петрология астеносферной мантии и геодинамика литосферы Балтийского щита в архее // Матер. конф. «Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрая. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии». Петрозаводск, 1999. С. 31–33.
- Вулканализм и биосфера // Междунар. науч. конф. Туапсе, 1998. 140 с.

## ЛИТЕРАТУРА

- Вулканиты раннего докембрия Кольского полуострова (атлас текстур и структур) / Батиева И. Д., Белолипецкий А. П., Бельков И. В. и др. Л., 1980. 160 с.
- Вулканические породы и методы их изучения (на примере краснокаменно-измененных вулканогенных пород Казахстана) / Копнев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петров М. А. М., 1967. 330 с.
- Вулканические постройки протерозоя Карелии. Л., 1978. 168 с.
- Вулканический центр: строение, динамика, вещества. М., 1980.
- Галдобина Л. П. Опыт применения фациально-циклического анализа к изучению докембрийских осадочных толщ Карелии // Литология и полезные ископаемые, 1966. № 3.
- Галдобина Л. П., Михайлук Е. М. Литология и палеогеография осадочных образований среднего протерозоя Южной Карелии // Проблемы литологии докембра. Л., 1971. С. 21–31.
- Гендер В. Е., Белкина И. Л., Берендеев Н. С., Германник С. Ю. Использование космических данных для изучения глубинного строения земной коры Карело-Кольского региона // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности Северо-Запада Русской платформы. Л., 1986. С. 52–62.
- Геологическая карта Мурманской области. Масштаб 1 : 1000 000 / Ред. Л. Я. Харитонов. 1958.
- Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье) / Судовиков В. А., Глебовицкий Н. Г., Петров В. П. и др. Л., 1970. 226 с.
- Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций докембра Карелии. Л., 1991. 176 с.
- Геология Карелии. Л., 1987. 231 с.
- Геологический словарь. М., 1973. Т. 1. 486 с. Т. 2. 455 с.
- Гилярова М. А. Спилиты Кончезерского района Карело-Финской ССР. Л., 1941. 129 с.
- Гилярова М. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии // Изв. Карело-Финск. науч.-исслед. базы АН СССР, 1949. № 2. С. 21–49.
- Гилярова М. А. Стратиграфическое положение суйсарского вулканического комплекса Карелии. // Уч. Зап. ЛГУ. Сер. геол. наук, 1956. Вып. 7. № 209. С. 27–39.
- Гилярова М. А. Шаровые лавы Суйсарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав // Уч. Зап. ЛГУ. Сер. геол. наук, 1959. Вып. 10. № 268.
- Гилярова М. А. Стратиграфия и структура Печенги. Л., 1967. 96 с.
- Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск, 2004. 353 с.
- Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних стадий развития Земли // Геотектоника. 1973. № 3. С. 3–7.
- Голубев А. И., Светов А. П. Морфология и химизм лавовых покровов сумийско-сариолийского осадочно-вулканогенного комплекса Северо-Западного Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 1975. С. 32–37.
- Гордиенко В. В., Завгородняя О. В., Моисеенко У. И., Смыслов А. А. Тепловое поле южного склона Балтийского щита // Геофизический журнал. 1984. Вып. 6, № 3. С. 31–37.
- Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Дайковый комплекс ультраосновных и щелочных пород района Костомушского железорудного месторождения // Оперативно-информационные материалы за 1977 г. (геология и петрография). Петрозаводск, 1978. С. 47–51.
- Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф. и др. Геология и металлогения Костомушского железорудного месторождения. Петрозаводск, 1981. 143 с.
- Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Новые данные по геологии железисто-кремнистых формаций Карелии и условия их формирования // Геология и генезис железорудных месторождений раннего докембра. Апатиты, 1988. С. 30–38.
- Горянинов П. М. Нелинейная тектоника: содержание, объекты и принципиальные ограничения для интерпретации канонических случаев. Апатиты, 1995. 44 с.
- Горянинов П. М. Новое направление дискуссии о происхождении железистых формаций // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геол., 1998. № 6. С. 16–30.
- Горянинов П. М. Переколяционные кластеры как главный структурный мотив литосферы. МТК, 1999. Т. 1. С. 215–218.
- Граменицкий Е. Н., Котельников А. Р., Батанова А. М. и др. Экспериментальная и техническая петрология. М., 2000. 415 с.
- Гришин А. С. Геоблоки Балтийского щита. Петрозаводск, 1990. 112 с.
- Гутенберг Б. Физика земных недр. М., 1963. 263 с.
- Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., 1965.
- Джейкс А., Луис Д., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М., 1989. 430 с.
- Дзоциндзе Г. С. Роль вулканизма в формировании осадочных пород и руд. М., 1969. 344 с.
- Дмитриевский А. Н. Новые идеи в геологии // III междунар. конф. «Новые идеи в науках о Земле». Тез. докл. М., 1997. С. 8.
- Дмитриевский А. Н., Володин И. А., Шипов Г. И. Энергоструктура Земли и геодинамика. М., 1993. 153 с.
- Додин Д. А., Додина Т. С., Дюжиков О. А. и др. Трапы Северо-Западной части Сибирской платформы // Путеводитель Норильской экскурсии. VII Петрогр. совещ. Новосибирск, 1986. 121 с.
- Доливо-Добровольский В. В. Карта разрывных дислокаций Карело-Кольского региона. М., 1975.
- Егоров О. Н. Центры эндогенной активности (вулканические системы). М., 1984. 165 с.
- Елисеев Н. А. О сегозерских спилитах // Зап. Росс. Минералогического об-ва. 1928. Вып. 1. Ч. 57.
- Жариков В. А. Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестн. Московского ун-та. Сер. 4, геол. 1996. № 4. С. 3–12.
- Заварзин Г. А. Смена парадигмы в биологии // Вестн. РАН. 1995. Т. 65, № 1. С. 8–23.
- Загородный В. Г., Предовский А. А., Басалаев А. Л. и др. Имандра-Варзугская зона карелид. Л., 1982. 280 с.
- Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1988. 111 с.
- Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., 1972. 214 с.
- Земная кора и верхняя мантия (Сборник статей) / П. Харта (ред.). Пер. с англ. Е. В. Артюшков и др. (ред.). М., 1972. 640 с.
- Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., 1978. 231 с.
- Иванкин П. Ф., Назарова А. И. О типизации рудообразующих систем // Геология рудных месторождений. 1991. № 5. С. 3–12.
- Иванов Б. В. Извержение Карымского вулкана в 1962–1965 гг. и вулканы Карымской группы. М., 1970. 133 с.
- Иващенко В. И. Скарновое оруденение олова и вольфрама южной части Балтийского щита. Л., 1987. 240 с.
- Иващенко В. И., Лавров О. Б. Магматогенно-рудная (Mo, W, Cu, Au) система Ялонваарского вулкано-плутонического комплекса архея Карелии. Петрозаводск, 1994. 128 с.

- Казак А. П., Якобсон К. Э.* Инъекционные туффизиты в докембрийском чехле Восточно-Европейской платформы. ДАН. 1999. Т. 367, № 4. С. 522–525.
- Кайряк А. И., Хазов Р. А.* Иотниевые образования северо-восточного Приладожья // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр. 1967. Вып. 2, № 12. С. 62–72.
- Калинкин М. Т. и др.* Кимберлиты и родственные породы Кольского полуострова // Петрология. 1993. Т. 1, № 1–2. С. 205–214.
- Каляев Г. И.* Тектоника докембрая Украинской железорудной провинции. Киев, 1965. 190 с.
- Кириченко Л. А.* Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. Л., 1970. 111 с.
- Кицул В. И.* Метаморфическая эволюция гранулитов восточной части Алданского щита // Региональная геология и металлогения. 1996. Вып. 5. С. 73–83.
- Клабуков Б. Н.* Результаты электромагнитных зондирований архейской земной коры // Глубинное строение и эволюция земной коры Восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск, 2001. С. 94–102.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород / Андреева Е. Д., Богатиков О. А., Бородаевская М. Б. и др. М., 1981. 159 с.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М., 1997. 247 с.
- Клушин И. Г.* Взаимосвязь тектонических движений и магматизма Земли на основе вариационного принципа наименьшего действия // Зап. ЛГИ. 1963. Т. XVI. Вып. 2.
- Коваленко В. И.* Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, 1977. 206 с.
- Ковтун А. А., Вагин С. А., Варданянц И. Л. и др.* Особенности геоэлектрического строения коры и мантии вблизи сейсмического профиля 4В по данным магнитотеллурического зондирования // Глубинное строение и эволюция земной коры Восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск, 2001. С. 81–93.
- Кожевников В. Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 223 с.
- Козлов М. Т.* Разрывная тектоника северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1979. 140 с.
- Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / Козловский Е. А. (ред.). М., 1984. 490 с.
- Компаниченко В. Н.* Гидротермальные системы как среда возникновения жизни // Вулканализм и биосфера. Тез. докл. первой междунар. науч. конф. Туапсе, 1998. С. 8–9.
- Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А.* Вулканогенные породы и методы их изучения. М., 1967. 331 с.
- Коросов В. И.* Геология доятульского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск, 1991. 118 с.
- Коротеев В. А., Иванов К. С., Маслов А. В.* Рифтогенез восточного края Восточно-Европейской платформы и заложение Урала // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М., 1994. С. 155–160.
- Корхонен Х., Луосто У., Косминская И. П. и др.* Международные профили ГСЗ «Феннолора» и «Балтик» в Скандинавии // Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Апатиты, 1986. С. 38–55.
- Космическая информация в геологии. М., 1983. 536 с.
- Космогеологическая карта дочетвертичных образований северо-восточной части Балтийского щита. Масштаб 1 : 1000 000 с объяснительной запиской. Киев, 1988. С. 86 (Автор В. В. Баржицкий, ред. О. Я. Даршкевич).
- Котляр В. Н.* Экструзивы, эфузивы и оруденение // Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв. 1960. № 9. С. 60–82.
- Котляр В. Н.* Типы месторождений, связанные с палеовулканализмом // Рудоносность вулканогенных формаций. М., 1965. С. 7–29.
- Котляр В. Н., Яковлев П. Д.* Вулканализм и оруденение. М., 1984. 108 с.
- Котов А. Б., Бибикова Е. В., Неймарк Л. А. и др.* О продолжительности тектонометаморфических циклов (ТМЦ) // Структурный анализ кристаллических комплексов. У-Рб (по циркону). Иркутск, 1992. С. 19–20.
- Кратц К. О.* К расчленению и терминологии протерозоя Карелии // Изв. Карел. и Кольск. фил. АН СССР. 1958. № 2. С. 9–15.
- Кратц К. О., Митрофанов Ф. П.* О докембрийской земной коре материков (древних щитов), ее становлении и тектонической эволюции // Проблемы тектонического развития раннего докембрая. Л., 1980. С. 139–146.
- Крылов И. Н., Заварзин Г. А.* Условия образования карбонатных толщ в верхнем рифе Южного Урала // ДАН СССР. 1988. Т. 300, № 5. С. 1213–1215.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., 1964. 386 с.
- Кулемешевич Л. В.* Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита. Петрозаводск, 1992. 267 с.
- Куликов В. С., Куликова В. В.* О расчленении вулканогенных толщ основного состава района Вожмозеро – оз. Кирич (Ветреный Пояс) // Оперативно-информационные материалы за 1977 г. (Геология и петрография). Петрозаводск, 1978. С. 3–8.
- Куликов В. С., Куликова В. В., Лавров Б. С.* Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск, 1999. 96 с.
- Лебедев В. И., Нагайцев Ю. В., Потоцкая В. Е. и др.* Материалы к изучению минералогии метаморфических пород северо-западного Приладожья // Минералогия и геохимия. 1964. Вып. 1. С. 131–156.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Вулканы и лавы центрального Кавказа // Изв. СПб. политех. ин-та. Отд. техн., естествозн. и матем., 1913. Т. 20. Вып. 1.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Олонецкая диабазовая формация // Тр. СПб. об-ва Естествоиспытателей. 1888. Т. XIX.
- Летников Ф. А.* Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск, 1975. 214 с.
- Летников Ф. А.* Эволюция флюидного режима эндогенных процессов в истории Земли 27-й Междунар. геол. конгресс. Тез. докл. Вып. IV, секции 08, 09. М., 4–14 августа 1984 г. С. 376.
- Летников Ф. А.* Синергетика геологических систем. Новосибирск, 1992. 228 с.
- Летников Ф. А.* Процессы самоорганизации при формировании магматогенных и гидротермальных рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 38, № 4. С. 307–322.
- Летников Ф. А.* Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования. Вестник ОГГГН РАН. 1999. № 4 (10).
- Летников Ф. А., Леонтьев А. Н., Гантимурова Т. П.* Флюидный режим гранитообразования. Новосибирск, 1981. 183 с.
- Летников Ф. А., Меньшагин Ю. В., Лашкевич В. В., Дорогокупец П. И.* Сравнительная энергетическая характеристика флюидных и силикатных систем литосферы // Петрология. 1997. Т. 5, № 6. С. 666–670.

## ЛИТЕРАТУРА

- Летников Ф. А., Балашов С. О., Лашкевич В. В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–22.
- Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Дворецкая А. М. и др. Глубинный сейсмический разрез земной коры Приладожья и юго-западной Карелии // Зап. ЛГИ. 1982. Т. 92. С. 3–9.
- Лишневский Э. Н. Региональные структурно-плотностные неоднородности архейского фундамента Карелии в свете гравиметрических данных // Геотектоника. 1998. № 3. С. 59–70.
- Лишневский Э. Н. Раннедокембрийские граниты: трехмерные фигуры и положение в структуре земной коры (на примере Карелии) // Геотектоника. 2000. № 1. С. 23–32.
- Лукашов А. Д. Новейшая тектоника Карелии. Л., 1976. 109 с.
- Лутц Б. Г. Верхняя мантия Земли и формирование коры континентов // Вестн. АН СССР. 1973. № 10. С. 28–36.
- Лутц Б. Г. Базальт-андезит-дацитовые формации раннего докембра и их сравнение с современными аналогами // Геотектоника. 1978. № 4. С. 23–34.
- Лутц Б. Г. Идеи В. В. Белоусова и их развитие в магматической геологии // Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 5. С. 14–24.
- Лущицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 1–2. М., 1971. Т. 1. 478 с. Т. 2. 381 с.
- Магматические формации раннего докембра территории СССР. М., 1980. Кн. 1, 2, 3.
- Макаренко Г. Ф. Тектонические швы Урала и Кордильер – постоянные географические двойники двух земных полушарий // Нетрадиционные вопр. геол. 5 науч. семинар геол. фак-та МГУ. М., 1997. С. 21–22.
- Макарихин В. В., Кононова Г. М. Фитолиты нижнего прерозоя Карелии. Л., 1983. 180 с.
- Макдоналд Г. Вулканы. М., 1975. 430 с.
- Малеев Е. Ф. Генетические типы туфов и отличие их от игнимбритов // Туфоловы и игнимбриты. М., 1961. С. 39–46.
- Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М., 1963.
- Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканализм Закарпатья. М., 1964.
- Малеев Е. Ф. Опыт картирования вулканических формаций // Методика картирования вулканических формаций. М., 1969. 152 с.
- Малеев Е. Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М., 1975. 256 с.
- Малеев Е. Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М., 1977. 213 с.
- Малеев Е. Ф. Вулканиты (справочник). М., 1980. 240 с.
- Мархинин Е. К. Кальдеры и периферические вулканические очаги // Тр. Лаб. палеовулканологии. Алма-Ата, 1964, вып. 3.
- Мархинин Е. К. Роль вулканализма в формировании земной коры. М., 1967. 255 с.
- Мархинин Е. К. Вулканы и жизнь. М., 1980. 200 с.
- Мархинин Е. К. Вулканализм. М., 1985. 285 с.
- Мархинин Е. К. «Душа» камня и пять ее производных (значение вулканализма для формирования литосферы, атмосферы, гидросферы, биосферы и полезных ископаемых) // Металлогения древних и современных океанов – 97. Мисс, 1997. С. 19–24.
- Мархинин Е. К. Фундаментальные проблемы глобальной экологии организмов // Вулканализм и биосфера Земли и экологические проблемы Причерноморья. Тез. докл. Туапсе, 2000. С. 5.
- Масляев Г. А. Геологическая природа геофизических аномалий Балтийского щита // Отечественная геология. 1997. № 6. С. 41–44.
- Масуренков Ю. П. Предельные вулканы, гидростатика и закономерности радиального распределения магм // Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М., 1977.
- Масуренков Ю. П. Вулканы под интрузиями. М., 1979. 219 с.
- Махнач А. С., Веретенников Н. В. Вулканические формации верхнего прерозоя-венд Белоруссии. Минск, 1970. 236 с.
- Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Л., 1985. 329 с.
- Мележик В. А., Предовский А. А. Геохимия раннепрерозойского литогенеза. Л., 1982. 208 с.
- Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., 1971. 327 с.
- Металлогения восточной части Балтийского щита. Л., 1980. 247 с.
- Металлогения Карелии / Рыбаков С. И., Голубев А. И. (ред.). Петрозаводск, 1999. 340 с.
- Милановский Е. Е., Рыбаков С. И. Закономерности и особенности докембрийского рифтогенеза // Материалы конференции «Рифтогенез, магматизм, металлогения докембра. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии». Петрозаводск, 1999. С. 100–101.
- Митрофанов Ф. П., Шаров Н. В., Загородный В. Г. и др. Интерпретация строения земной коры по геотраверсу Печенга–Костомукша–Ловиса // Геодинамика, глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты, 1992. С. 16–24.
- Мишенькина З. Р., Тен Е. Н., Шелудько И. Ф., Шаров Н. В. Сейсмическая томография литосферы Балтийского щита // Физика Земли. 1998. № 2. С. 20–29.
- Мищенко В. С. Лава вулкана Гекла (Hecla lava) как лекарство // Вулканализм и биосфера. Междунар. науч. конф. Тез. докл. Туапсе, 1998. С. 86.
- Набоко С. И. Вулканические эксаляции и продукты их реакции // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1959. Вып. 16. 303 с.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., 1963. 170 с.
- Набоко С. И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М., 1980. 199 с.
- Нагайцев Ю. В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л., 1974. 159 с.
- Негруца В. З. Опыт фациального изучения прерозойских (ятульских) отложений Центральной Карелии // Советская геология. 1963. № 3. С. 52–76.
- Негруца В. З. Опыт литологического изучения кварцевых конгломератов Карелии // Проблемы осадочной геологии докембра. М., 1966, вып. 1. С. 80–97.
- Негруца В. З. Опыт составления палеогеографических карт прерозоя Карелии на основе данных структурно-фацального изучения опорных структур карелид // Проблемы изучения геологии докембра. Л., 1967. С. 181–188.
- Негруца В. З. Опыт фациального изучения прерозойских (ятульских) отложений Центральной Карелии // Советская геология. 1969. № 3. С. 52–76.
- Новикова А. С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. М., 1971. 82 с.
- Оровецкий Ю. Т., Голуб В. Н., Голуб Е. Н., Кучма В. Г. Мантийный диапиритм и диатремы (на примере юго-восточной части Балтийского щита) // Геофизический журнал. 1990. С. 67–73.
- Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. С. 23–39.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие земной коры материков // Геотектоника. 1975. № 6. С. 3–14.

- Пенк В.* Морфологический анализ М., 1961.
- Петрашень Г. И., Караваев Н. А., Никольский Ю. И., Певзнер Л. А.* Балтийский щит как глубинный геодинамический полигон и первоочередные задачи сейсмических методов исследований консолидированной земной коры // Российский геофизический журнал. 1993. Т. 1. С. 5–15.
- Петров В. П.* Игнитимбриты и туфовые лавы; еще о природе артик-туфа // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. М., 1957. Вып. 14. С. 17–25.
- Петрология и флюидный режим континентальной литосферы / Летников Ф. А., Феоктистов Г. Д. Вилор Н. В. и др. Новосибирск, 1988. 187 с.
- Пийт Б. И.* Ключевская сопка и ее извержение в 1944–1945 гг. и в прошлом // Тр. Лаб. Вулканологии. 1956. Вып. II. 308 с.
- Подклетнов Н. Е.* Вулканическое органическое вещество. М., 1985. 125 с.
- Полканов А. А.* Геология хогландия-иотния Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР. Л., 1956. Вып. 6. 122 с.
- Поляк Б. Г., Мелекесцев И. В.* К оценке геоэнергетического эффекта новейшего вулканизма островных дуг // Геотектоника. 1979. № 1. С. 36–47.
- Поляк Б. Г., Мелекесцев И. В.* Продуктивность вулканических аппаратов // Вулканология и сейсмология. 1981. № 5. С. 22–37.
- Попов В. Е.* Вулканогенно-осадочные месторождения. Л., 1979. 296 с.
- Проблемы золотоносности и алмазоносности севера Европейской части России. Петрозаводск, 1997. 130 с.
- Пуура В. А., Вахер Р. Т., Клейн В. М.* Кристаллический фундамент Эстонии. М., 1983. 208 с.
- Пущаровский Ю. М.* О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4–11.
- Раевская М. Б., Горьковец В. Я., Светова А. И., Володичев О. И.* Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск, 1992. 191 с.
- Решение VI Всесоюзного вулканологического совещания // Вулканализм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский, 1985. 7 с.
- Рингвуд А. Е.* Состав и петрология мантии Земли. М., 1981. 584 с.
- Рингвуд А. Е.* Происхождение Луны и Земли. М., 1982. 293 с.
- Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М., 1964. 437 с.
- Ростовский Ф. И.* Подводный вулканализм и его роль в образовании биосферы // Вулканализм и биосфера. Междунар. науч. конф. Туапсе, 1998. С. 10.
- Рундквист Д. В., Попов В. Е.* Металлогеническая зональность Балтийского щита // Анализ рудоносности перспективных площадей Балтийского щита. Л., 1986. С. 7–36.
- Русинов В. Л.* Метасоматические процессы в вулканических толщах. М., 1989. 214 с.
- Рыбаков С. И.* Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембра Карелии (на примере лопийских комплексов Южной и Центральной Карелии). Петрозаводск, 1980. 136 с.
- Рыбаков С. И.* Колчеданное рудообразование в раннем докембре Балтийского щита. Л., 1987. 269 с.
- Савицкий А. В., Афанасьева Е. Н., Гукасян Г. О. и др.* Разрывные нарушения северо-запада Русской платформы и их металлогеническое значение // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. С. 39–52.
- Салоп Л. И.* Геологическое развитие Земли в докембре. Л., 1982. 343 с.
- Саранчина Г. М.* Раннепротерозойский магматизм Приладожья // Автореф. дис. ... докт. геол. наук. Л., 1969. 35 с.
- Светов А. П.* Некоторые петрохимические особенности ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии. // Тр. Ин-та геологии КФАН СССР. 1968. Вып. 1. С. 137–150.
- Светов А. П.* Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л., 1972. 118 с.
- Светов А. П.* Типы продуктов ятулийского и суйсарского базальтового вулканализма Центральной и Южной Карелии и их роль в вулканогенно-осадочном литогенезе // Проблема вулканогенно-осадочного литогенеза. М., 1974. С. 94–102.
- Светов А. П.* Платформенный базальтовый вулканализм восточной части Балтийского щита // Методы палеовулканологических реконструкций. Вулканализм докембра. Петрозаводск, 1975. С. 77–79.
- Светов А. П.* Платформенный базальтовый вулканализм карелид Карелии. Л., 1979. 208 с.
- Светов А. П.* Платформенный вулканализм Карелии (палеовулканологические реконструкции, петрохимия, геодинамика) // Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 1984. 32 с.
- Светов А. П.* Геодинамическая модель формирования структур Фенноскандинавского щита Восточно-Европейской платформы // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Тез. докл. СПб., 1996. С. 75–76.
- Светов А. П.* Энергоструктура Фенноскандинавского щита. Волновые поля и ареалы докембrijского вулканализма // Новые идеи в науках о Земле. М., 1997. С. 125–126.
- Светов А. П.* Неотектонический этап развития Ладожской радиально-кольцевой структуры Салминского центра магматической активности // Нетрадиционные вопросы геологии. VI научный семинар. Тез. докл. М., 1998. С. 22–23.
- Светов А. П.* Ареалы и центры активного докембrijского вулкано-плутонизма Фенноскандии (палеогеодинамические реконструкции) // Рифтогенез, магматизм, металлогенез докембра. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Петрозаводск, 1999. С. 131–132.
- Светов А. П.* Фациальный анализ и фации глубинности ареалов докембrijского вулканализма Карелии // Вторая Туапсинская международная науч. конф. «Вулканализм и биосфера Земли и экологические проблемы Причерноморья». Тез. докл. Туапсе, 2000. С. 25–27.
- Светов А. П.* Платобазальтовый эндогенный режим Фенноскандии и проблемы магматической геотектоники докембра // Вулканализм и геодинамика. Екатеринбург, 2003. С. 118–122.
- Светов А. П., Голубев А. И.* Изверженные породы заонежского вулканического комплекса юго-западной Карелии // ДАН СССР. 1975. Т. 225, № 1. С. 164–167.
- Светов А. П., Голубев А. И.* Стратиграфическое положение и внутреннее строение основных пород северного берега оз. М. Янисъярви // Информационные материалы за 1974 г. Петрозаводск, 1975а. С. 12–19.
- Светов А. П., Голубев А. И.* Основные породы Туломозерской структуры Южной Карелии // Информационные материалы за 1974 г. Петрозаводск, 1975б. С. 41–47.
- Светов А. П., Свириденко Л. П.* Новые данные по геологии раннелопийских образований зоны сочленения Беломорского и Карельского геоблоков (район озер Н. Летнее, Шуезеро, Вермас) // Геология и петрология. Петрозаводск, 1989. С. 3–6.
- Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И.* Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск, 1990. 320 с.

## ЛИТЕРАТУРА

- Светов А. П., Свириденко Л. П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л., 1991. 199 с.
- Светов А. П., Свириденко Л. П. Stratigraphy of the Paleoproterozoic orogeny in Karelia. Sортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск, 1992. 151 с.
- Светов А. П., Свириденко Л. П. Paleoproterozoic magmatism in Karelia as an indicator of tectonic regimes // Problems of geology of the Paleoproterozoic orogeny in Karelia. Petrozavodsk, 1993. С. 37–55.
- Светов А. П., Свириденко Л. П. Rifейский вулкано-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 1995. 211 с.
- Светов А. П., Свириденко Л. П. Periodization of magmatism and volcano-plutonism in the center of the endogenetic magmatic activity in the Paleoproterozoic orogeny of Karelia // Correlation of geological complexes of Fennoscandia. Tез. докл. 1-й Междунар. конф. СПб., 1996. С. 78–79.
- Светов А. П., Свириденко Л. П. Свекокарельский разноглубинный вулкано-плутонизм из центра эндогенной магматической активности в докембрии Карелии // Гранитоидные вулкано-плутонические ассоциации. Сыктывкар, 1997. С. 135–137.
- Светов А. П., Свириденко Л. П. Протерозойский вулкано-плутонизм и тектонические режимы Фенноскандинавского щита // Тез. докл. юбилейной науч. конф. КНЦ РАН. Петрозаводск, 1999. С. 64–66.
- Светова А. И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск, 1988. 148 с.
- Севшинкова Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М., 1973. 184 с.
- Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви. Петрозаводск, 1968. 115 с.
- Свириденко Л. П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л., 1974. 155 с.
- Свириденко Л. П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л., 1980. 216 с.
- Свириденко Л. П., Светов А. П., Голубев А. И., Павлов Г. М. Топазодержащие туффизиты южной окраины Балтийского щита // ДАН СССР. 1984. Т. 276, № 6. С. 1449–1452.
- Свириденко Л. П., Светов А. П. Структурное и вещественное выражение геологической границы раннего и позднего архея Беломорской шовной зоны // Тез. докл. II Всесоюзного Совещания «Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Stratigraphy of the archaean and lower Proterozoic of the USSR». Уфа, 1990. С. 73–74.
- Святловский А. Е. Структурная вулканология. М., 1971. 231 с.
- Святловский А. Е. Региональная вулканология. М., 1975. 224 с.
- Святловский А. Е. Морфологическая вулканология. М., 1982.
- Святловский А. Е., Китайгородский Ю. И. Геодинамическая вулканология. М., 1988. 255 с.
- Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренцрегион / Ф. П. Митрофанов, Н. В. Шаров (ред.). Апатиты, 1998. Ч. I – 237 с. Ч. II – 205 с.
- Семихатов М. А., Комар В. А. Строматолиты докембрия: биологическая интерпретация, классификация и стратиграфическое значение // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М., 1989. С. 13–31.
- Слюсарев В. Д., Куликов В. С. Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя: (юго-восток Балтийского щита). Л., 1973. 104 с.
- Смирнов В. И. Колчеданные месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968. С. 586–647.
- Смирнов В. И. Вулканы и руды. Вестник МГУ. Сер. геол. 1974. № 3. С. 21–27.
- Смирнов В. И. Проблемы геологии докембра // Проблемы геологии докембра Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1976. С. 4–9.
- Смирнов В. И. Геология месторождений полезных ископаемых. М., 1982. 669 с.
- Смирнов Ю. Д. Структурное положение кимберлитов Восточно-Европейской платформы. Зап. ВМО. 1992, № 3. С. 7–12.
- Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.; Л., 1963. 183 с.
- Соколов В. А. История геологического развития среднего протерозоя Карелии // Геотектоника. 1972. № 5. С. 61–74.
- Соколов В. А., Галдобына Л. П., Рылеев А. В. и др. Новый вулканический комплекс в протерозое Карелии // ДАН СССР. 1965. Т. 161, № 3. С. 676–678.
- Соколов В. А., Галдобына Л. П., Рылеев А. В. и др. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, 1970. 365 с.
- Соколов В. А., Галдобына Л. П., Хейсканен К. И. и др. Основные геологические выводы о внутреннем строении сариоля-суммы // Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1972.
- Соколов Б. С. Очерки становления венда. М., 1997. 156 с.
- Справочник по тектонической терминологии / Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. (ред.). М., 1970. 582 с.
- Степанов В. С. Основной магматизм докембра Западного Беломорья. Л., 1981. 216 с.
- Степанов В. С., Слабунов А. И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембра северной Карелии. Л., 1989. 176 с.
- Стратиграфия докембра Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений / М. Б. Раевская, В. Я. Горьковец, А. И. Светова и др. Петрозаводск, 1992. 189 с.
- Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным / М. И. Голод, А. С. Гришин и др. Л., 1983. 180 с.
- Сухоруков Ю. Т. К геохимии протерозойских мусковитовых альбит-олигоклазовых гранитов Северного Приладожья // Изв. АН СССР. 1989. № 10. С. 37–44.
- Сыстра Ю. Й., Пожиленко В. И., Шаров Н. В. и др. Геология и глубинное строение земной коры вдоль сейсмического профиля 4В Кемь – Калевала – госграница // Глубинное строение и эволюция земной коры Восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск, 2001. С. 11–28.
- Тектоника восточной части Балтийского щита / В. А. Певревозчикова (ред.). Л., 1974. 288 с.
- Тектоника Европы и смежных областей (Древние платформы, байкалиды, каледониды) // Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы и смежных областей масштаба 1 : 2 500 000. М., 1978. 422 с.
- Тектоносфера Земли. М., 1978. 531 с.
- Тимофеев В. М. Об остатках поверхности лавового потока в Сийсарской древневулканической области // Тр. СПб. об-ва естествоиспытателей, 1916а. Т. XXXVIII.
- Тимофеев В. М. Находка pillow-lava в Олонецком крае // Геологический вестник. 1916б. Т. 2, № 3. С. 128–132.
- Тимофеев В. М. О шаровых лавах Прионежского края // Тр. СПб. об-ва естествоиспытателей, 1917. Т. XXXIX. С. 28–34.
- Тимофеев В. М. Находка pillow-lava в Олонецком крае // Геологический вестник. 1926. № 3.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. М.; Л., 1935. 213 с.

- Токарев П. И.* Возможный механизм побочных извержений // Вулканология и сейсмология. 1991. № 5. С. 56–68.
- Трофимов В. Т., Зилинг Д. Г.* Роль и место наук геологического цикла в логической структуре экологической геологии // Геология и полезные ископаемые Зап. Урала: матер. конф. Пермь, 1997. С. 250–251.
- Трофимов В. Т., Зилинг Д. Г.* Эколого-геологические карты – геологические карты нового класса // Разведка и охрана недр. 1998. № 6. С. 14–17.
- Трофимов В. Т., Зилинг Д. Г.* Содержание и значение учения об экологических функциях литосферы // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 58–64.
- Устинев Е. К.* Анюйский вулкан и проблема четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. М., 1961.
- Ушакова З. Г.* Нижнепалеозойская трапповая формация западной части Русской платформы // Основные и ультраосновные магматические формации платформ и подвижных поясов. ВСЕГЕИ. 1962. Т. 80. 108 с.
- Федоров А. Е.* Гексагональная сетка линейных неоднородностей Земли. М., 1991. 128 с.
- Федотов С. А.* О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 10. С. 5–23.
- Федотов С. А.* Расчет питающих каналов и магматических очагов вулканов, имеющих устойчивые размеры и температуру // Вулканология и сейсмология. 1982а. № 3. С. 3–17.
- Федотов С. А.* О внедрении даек и механизме трещинных извержений // Вулканология и сейсмология. 1982б. № 6. С. 79–95.
- Федотов С. А.* Сейсмофокальная зона Камчатки (Геометрия, распределение гипоцентров, связь с вулканизмом) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 24–30.
- Федотов С. А.* Магматическая питающая система и механизм деятельности Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 23–45.
- Федотов С. А., Горецкий Ю. А.* Тепловой расчет цилиндрических питающих каналов и расхода магмы для вулканов центрального типа // Вулканология и сейсмология. 1979. № 6. С. 78–95.
- Федотов С. А., Горецкий Ю. А.* Тепловой расчет цилиндрических питающих каналов и расхода магмы для вулканов центрального типа. Ч. II // Вулканология и сейсмология. 1980. № 1. С. 3–15.
- Федотов С. А. и др.* Деформация и землетрясение Ключевского вулкана, модель его деятельности // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 3–42.
- Филиппов А. Т.* Многоликий солитон. М., 1986. 223 с.
- Филиппов М. М.* Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск, 2002. 280 с.
- Флюиды в магматических процессах / Д. С. Коржинский, И. А. Зотов (ред.). М., 1982. 298 с.
- Хворова И. В., Градусов Б. П., Иминская М. Н.* Гиалокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 3. С. 130–143.
- Хейсканен К. И., Голубев А. И., Бондарь Л. Ф.* Орогенный вулканализм Карелии // Тр. Ин-та геол. Карельс. фил. АН СССР. 1977. Вып. 36. 216 с.
- Хейсканен К. И., Бондарь Л. Ф.* Первая находка реликтов сариолийского вулканического аппарата в Карелии // ДАН СССР. 1986. Т. 287, № 5. С. 1194–1197.
- Херасков Н. П.* Тектоника и формации. М., 1967.
- Чернов В. И.* Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.; Л., 1964. 104 с.
- Чувардинский В. Г.* Проблема возраста разломов и геодинамика кайнозоя восточной части Балтийского щита // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты, 1992. С. 133–140.
- Шарков Е. В., Богатиков О. А., Красивская И. С.* Роль мантийных плумов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25.
- Шаров Н. В.* Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты, 1993. 145 с.
- Шаров Н. В., Косминская И. П., Азбель И. Я. и др.* Сопоставление профилей ГСЗ на юго-востоке Балтийского щита // Геотектоника. 1990. № 1. С. 46–54.
- Шаров Н. В., Мишенькина З. Р., Крылов С. В. и др.* Трехмерная скоростная модель верхней мантии Балтийского щита // Сейсмогеологическая модель литосферы северной Европы: Баренц-регион. Апатиты, 1998. Ч. 1. С. 59–71.
- Шинкарев Н. Ф., Анищенкова О. Н.* Новые данные о составе и строении Салминского комплекса рапакиви // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 2. С. 140–144.
- Шульдинер В. И., Балтыбаев Ш. К., Козырева И. В.* Эволюция условий метаморфизма гранатсодержащих гранулитов Западного Приладожья // Петрология. 1997. Т. 5, № 3. С. 253–277.
- Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П.* Магматизм в истории развития нижнего докембра (на примере докембра Северо-Запада СССР и Восточной Сибири) // Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969. С. 47–65.
- Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П.* Раннедокембрыйский магматизм в связи с развитием земной коры // Проблемы докембрьского магматизма. Л., 1974. С. 8–21.
- Шустова Л. Е., Дедеев В. А., Кратц К. О.* Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., 1973. 67 с.
- Эволюция докембрьского магматизма (на примере Карелии) / Л. П. Свириденко, А. П. Светов и др. Л., 1985. 250 с.
- Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита / И. В. Бельков (ред.). Л., 1987. 109 с.
- Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканализм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, 1973. 244 с.
- Åberg G., Löfvendahl, Levi B. Radiometric dating of the Jungfrun granite. GFF. 1983. V. 105. P. 191–198.
- Åberg G. Futher radiometric dating of Some young granites and a Smaland dike porphyry in Southeastern Sweden // GFF. 1986. P. 57–61.
- Åberg G., Persson L. Radiometric dating of precambrian rocks in Smoland, southeastern Sweden // GFF. 1984. V. 106. P. 319–325.
- Åberg G., Körnfält K. A., Nord A. G. The Vånga granite, South Sweden – a complex granitic intrusion // GFF. 1985. V. 107. P. 153–159.
- Ahl M., Sundblad K. Dala granitoids and associated volcanic rocks // Rapakivi granites and related rocks in central Sweden. Excursion. July 16–23. 1996. P. 19–23.
- Andersson U. B. Granitoid episodes and mafic-felsic magma interaction in the Svekofenian of the Fennoscandian shield with main emphasis on the 1,8 Ga plutonics // Precambrian Research. 1991. 51. P. 127–149.
- Andersson U. B. An overview of the classical Fennoscandian rapakivi granite complexes // Rapakivi granites and related rocks in central Sweden. Excursion. July 16–23. 1996. P. 43–62.
- Andersson U. B., Ahl V., Sundblad K. The Revsund granitoid suite (RGS) // Rapakivi granites and related rocks in central Sweden. Excursion. July 16–23. 1996. P. 13–19.
- Andersson U. B. Petrogenesis of some Proterozoic granitoid suites and associated basic rocks in Sweden (geochemistry and

## ЛИТЕРАТУРА

---

- isotope geology). SGU. 1997. Rapporter och meddelander nz 9. 216 p.
- Andersson U. B., Neymark L. A.* Age and source constraints of some minor rapakivi complexes, central Sweden // Anhosites, rapakivi granites and related rocks Program and abstracts. Montreal, 1994. P. 1.
- Bannister S. C., Rund B. O., Nusebye E. S.* Tomographic estimates of Sub-Moho seismic velocities in Fennoscandia and structural implications // Tectonophysics. 1991. N 189. P. 37–53.
- Beard J. S., Lofgren G. E.* Dehydration melting and water saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1,3 and 7 kbar // J. of Petrology. 1991. V. 32. P. 365–401.
- Bedrock Map of Finland 1 : 1000 000. K. Korsman et al. (Eds.). Espoo, 1997.
- Belousov V. V.* Tectonosphere of the Earth: upper mantle and crust interaction // Tectonophysics. 1990. V. 180. P. 139–183.
- Belyaev A. M., Bogdanov Y. B., Levchenkov O. A., Shebanov A. D.* Bimodal volcanic formation of the Viborg batholith on the Island of Hogland (Suursaari), Russia // Rapakivi granites and related rocks. Helsinki, 1996. P. 5.
- Bergman G.* Quicksand structures in the Jotnian sandstone of central Sweden // GFF. 1980. V. 102. Pt. 2. P. 111–116.
- Bergman L.* Berggrunden inom Signilskar Mariehamn och Geta kartblad. Signilskarin Maarinhaminan ja Getan kartaluedien kalliopera. Summery: PreQuaternary rocks of the signiskar, Mariehamn and Geta map-sheet areas. Geological map of Finland 1 : 100 000. Explanation to the maps of PreQuaternary rocks, sheets 0034+0043, 1012 and 1021, 1981. 72 p.
- Bergman T., Schöberg H., Sundblad K.* Geochemistry, age and origin of the Högberget granite, western Bergslagen, Sweden // GFF. 1995. V. 117. P. 87–95.
- Bergman S., Sjöström H.* Metamorphic and tectonic evolution in south-central Sweden // GFF. 1996. V. 118. P. A8 – A9.
- Bounk F. F., Page L. M., Wijbrans J. R., Barling J.* Deformational, metamorphic and geochronological constraints from the Loftahammar – Linkoping deformational zone (LLDZ) in SE Sweden: implications for the development of the Svecofennian orogen // GFF. 1996. V. 118. P. A9.
- Boudier F., Nicolas A.* Nature of the moho transition zone in the Oman ophiolite // Journ. Petrology. 1995. V. 36, N 3. P. 777–796.
- Chappell and A.S.R. White I – and S-type granites in the Lachlan fold belt* // The second Hutton symposium of the origin of granites and related rocks special papers, 1992. 272. P. 1–27.
- Chen R.* On Horizontal crystal deformation in Finland. Rep. Finn. // Geol. Inst. Helsinki. 1991. V. 91, N 1.
- Cherry Michael E., Trembath Lowell T.* The pressure quenchformation of rapakivi texture // Contrib. Mineral. and Petrol. 1978. V. 68, N 1. P. 1–6.
- Christopher T., Pulvertaft R.* Palaeocurrent directions in the lower Dala sandstone, West central Sweden // GFF. 1985. V. 107, pt. 1. P. 59–62.
- Dempster T. J., Jenkin G. R., Rogers G.* The origin of Rapakivi texture // J. Petrol. 1994. V. 35, pt. 4. P. 963–981. Bibliogr. P. 980–981.
- Ehlers C., Ehlers M.* Shearing and multiple intrusion in the diabases of Åland archipelago, SW Finland // Geol. Surv. of Finl. Bull. 1977. V. 289. 31 p.
- Ehlers C., Lindroos A., Selonen O.* The late Svecofennian granite-migmatite zone of southern Finland – a belt of transpressive deformation and granite emplacement Precambrian Reseearch. 1993. V. 64. P. 295–309.
- Eklund O.* Coeval contrasting magmatism and magma mixing in proterozoic post – and anorogenic granites, Åland, SW Finland. Åbo, 1993. 51 p.
- Eklund O., Tröjdö S., Lundberg B.* Magma mixing the Petrogenetic link between anorthositic suites and rapakivi granites, Åland, SW Finland // Mineral. and Petrol. 1994. V. 50. P. 3–19.
- Eklund O., Yli-Kyyny K., Shebanov F., Tröjdö S.* A rapakivi ignimbrite in the Fennoscandian shield // Rapakivi granites and related rocks. Abstracts volume. Helsinki, 1996. P. 20.
- Eriksson L., Henkel H.* Geophysics in Geology // National atlas of Sweden. 1994. P. 76–101.
- Eskola P.* On the origin of granitic magmas // Mitt. Miberal. Petrogr. 1932. 42. P. 455–481.
- Eskola P.* Granitentstehung bei orogenese und epirogenese // Geol. Rundschau. 1960. V. 50. P. 105–123.
- Gaal G.* Proterozoic tectonic evolution and late Svecokarelian plate deformation of the central Baltic Shield // Geol. Rundschau. 1982. V. 71. P. 158–170.
- Gaal G., Gorbatschev R.* An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Research. 1987. V. 35. P. 15–52.
- Gilbert G. K.* Lake Bonneville U.S. // Geol. Surv. Monographs 1. 1890.
- Glebovitsky V. A., Baltabayev Sh. K., Kovach V. P. et al.* Tectonic evolution of the svecocennian accretional orogen (SE Finland and north Ladoga region) // Svekalapko WS, 1997, abstracts. P. 30.
- Gorbatschev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic shield. Precambrian Research. 1993. V. 64. P. 3–21.
- Gregersen S., Korhonen H., Husebye E. S.* Fennoscandian dynamics: Present-day earthquake activity // Tectonophys. 1991. V. 189. P. 333–344.
- Guggisberg B., Kaminski W., Prodehl C.* Crustal structure of the Fennoscandian Shield: a travelttime interpretation of the long – range FE NN QLORA seismic refraction profile // Tectonophys. 1991. V. 195. P. 105–137.
- Haapala I.* Petrography and geochemistry of the Eurajoki stock, a rapakivi-granite complex with greisen-type mineralization in southwestern Finland. Helsinki, 1977. 128 p.
- Haapala I., Rämö T.* Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites of Finland // Geol. Soc. Amer. Spec. Paptr. 246. 1990. P. 275–286.
- Haapala I., Rämö T.* Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern Fennoscandia // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 83, 1992. P. 165–171.
- Hjelmqvist S.* Beskrivning till berggrunds karta över Kopparbergs län. Stockholm, 1966. 217 p. (SGU. Ser.Ca; N 40).
- Hjelmqvist S.* The porphyries of Dalarna Central Sweden. Stockholm, 1982. 106 p. (SGU. Ser.C; N 782).
- Hölttä P.* Metamorphic zones and the evolution of granite grade metamorphism in the early proterozoic Pielavesi area, central Finland // Geol. Surv. of Finl. Bull. 244, 1988. 550 p.
- Hölttä P.* Contact metamorphism of the Vaaraslahti pyroxene granitoid in rusion in Pielavesi, Central Finland // Geol. Surv. of Finl. Bull. 382, 1995. P. 27–79.
- Holtz F., Johannes W.* Genesis of peraluminous granites I Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 lb and various  $H_2O$  activities // J. of Petrol. 1991. V. 32, N 5. P. 935–958.
- Holtz F., Johannes W., Pichavant M.* Peraluminous granites: the effect of alumina on melt composition and coexisting minerals // Transactions od the Royal Society of Edinburgh: Eerth Sciences, 83. 1992. P. 409–416.
- Jarl L. G., Johansson Å.* U-Pb zircon ages of granitoids from the Småland – Värmland granite-porphry belt southern and central Sweden // GFF. 1988. V. 110. P. 21–28.

- Johansson Å.* The age and geotectonic setting of the Småland – Värmland granite-porphyry belt // GFF. 1988. V. 110. P. 105–110.
- Kahma A.* The main metallogenic features of Finland // Geol. Surv. of Finl. Bull. 265. 1973. 28 p.
- Kähkönen Y.* Shoshonitic and high-k metavolcanic rocks in the southern parts of the paleoproterozoic Tampere shist belt southern Finland: evidence for an evolved arc-type setting Geochemistry of Proterozoic supracrustal rocks in Finland / M. Nironen and Y. Kähkönen (Eds.) // Geol. Surv. of Finl. Spec. Paper. 1994. 19. P. 101–115.
- Kakkuri J.* Postglacial deformation of the Fennoscandian Crust // Geophysica. 1997. V. 33, N 1. P. 99–110.
- Karta över sveriges berggrund. Stockholm, 1958. SGU Ser. Ba Nr 16.
- Katz M. B.* The tectonics of Precambrian craton-mobil belts progressive deformation of polygonal miniplates. Precambrian Research. 1985. V. 27, N 4. P. 307–319.
- Korja T.* Electrical conductivity distribution on the lithosphere in the central Fennoscandian Shield. Precambrian Research. 1994. V. 64. P. 85–108.
- Korja A., Korja T., Luosto U., Heikkinen P.* Seismic and geo-electric evidence for collisional and extensional events in the Fennoscandian shield – Implications for Precambrian crustal evolution / A. G. Green, A. Kröner, J. J. Götz and W. Pavlenkova (Eds.). Plate Tectonic Signatures in the Continental Lithosphere // Tectonophys. 1993. V. 219. P. 129–152.
- Korja T.* Electrical conductivity of the lithosphere. Magnetotelluric studies in the Fennoscandian Shield, Finland // Acta Univ. Oulu. 1990. A 215, 124 p.
- Korja T., Tuisku P., Pernu T., Karhu I.* Field, petrophysical and carbon isotope studies on the Lapland Granulite Belt: implications for deep continental crust Terra Nora, 1996a. P. 48–58.
- Korja T., Lerssi J., Viljakainen M.* Electrical conductivity of the lithosphere along the GGT Svecatransect, central Fennoscandian Shield // Tectonophys. 1996b.
- Körnfält K. A.* Petrology of the Ragunda rapakivi massif, Central Sweden // SGU. Ser. C. 1976. N 72. P. 1–111.
- Korsman K.* Progressive metamorphism of the metapelites in the Rantasalmi-Sulkava area southeastern Finland // Geol. Surv. of Finl. Bull. 1977. V. 290. 82 p.
- Korsman K., Hölttä P., Hautala T., Wasenius P.* Metamorphism as an indicator of evolution and structure of the crust in Eastern Finland // Geol. Surv. of Finl. Bull. 328. 1984. 40 p.
- Korsman K., Niemelä R., Wasenius P.* Multistage evolution of the proterozoic crust in the Savo schist belt, eastern Finland // Geol. Surv. of Finl. Bull. 343. 1988. P. 89–96.
- Lahtinen R.* Crustal evolution of the Svecfennian and Karelian domains during 2,1 – 1,79 Ga, with special emphasis on the geochemistry and origin of 1,93–1,91 Ga gneiss tonalites and associated supracrustal rocks in the Rautalampi area, central Finland // Geol. Surv. of Finl. Bull. 378. 1994. 128 p.
- Laitala M.* Pellingin ja Porvoon kartta-alueiden kallioperä: Pre-Quaternary rocks of the Pellinki and Porvoo map-sheet areas. Geological Map of Finland 1 : 100 000, Explanation to the Maps of Pre-Quaternary rocks, sheets 3012+3021 // Geol. Surv. of Finl. 1984. 53 p.
- Laitakari I.* On the set of olivine diabase dikes in Häme, Finland // Bull. de la Com. Geol. de Finl. 1969. 241. 65 p.
- Laitakari I.* Hämeen subjotuninen diabassijuoni parvi. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti // Geol. Surv. of Finl. 1987. Rep. of Investigation 76. P. 99–116.
- Laitakari I., Rämö T., Suominen V. et al.* Rapakivi granites and related rocks in the surroundings of the Gulf of Finland // Geol. Surv. of Finl. 1996. Spec. Paper 21. P. 59–97.
- Larin A., Amelin Yu., Neumark L. et al.* Origin of Salmi and Uljalegi anorthosite-rapakivi granite massifs: constraints from precise U-Pb geochronology and Rb-Sr-Nd isotopic data // 7th. International Symposium on rapakivi granites. Helsinki, 1996. Abstract volume.
- Larson S. Å., Berglund L. J.* A chronological subdivision of the Transscandinavian Igneous Belt-three magmatic episodes // GFF. 1992. V. 114. P. 459–461.
- Lauren L.* An interpretation of the negative gravity anomalies associated with the rapakivi granites and the Jotnian sandstone in southern Finland // Geol. Foren Stockholm Forh. 1970. V. 92. P. 21–34.
- Le Breton N., Thompson A. B.* Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis // Contrib. Mineral. and Petrol. 1988. V. 99, N 2. P. 226–237.
- Lee J. K. W., Onstott T. C., Henne R.* 40 Ar / 39 Ar laser microprobe and U-Pb geochronology of Siljan Ring samples // Geol. Society of America Abstracts and programs. 1988. P. A 24.
- Lindberg B., Bergman L.* Vehmaan kartta-alueen kallioperä: Pre-Quaternary rocks of the Vehmaa map-sheet area. Geol. Map of Finland 1 : 100 000, Explanation to the Maps of Pre-Quaternary rocks, sheet 1042 // Geol. Surv. of Finl. 1993. 56 p.
- Lundberg B.* Aspects of the geology of the skellefte field, northern Sweden // GFF. 1980. V. 102, pt. 2. P. 156–166.
- Lundqvist T.* The Precambrian of Sweden. Stokholm, 1979. 87 p. (SGU. Ser. C, N 769).
- Lundqvist T., Persson P. O.* U-Pb ages of porphyries and related rocks in northern Dalarna, South-central Sweden // GFF. 1996. V. 118. P. A17.
- Lundqvist Th., Lindh A., Andersson U. B. et al.* The nordingra massif in Rapakivi granites and related rocks in central Sweden. Excursion July 16–23, 1996.
- Luosto U.* Structure of the Earth's Crust in Fennoscandia as Revealed from refraction and wide-angle reflection studies // Geophys. 1997. V. 33, N 1. P. 3–16.
- Luosto U., Korhonen H.* Crustal structure of the Baltic shield based on off – Fennolora refraction data The European Geotraverse, Part 2 // Tectonophys. 1986. V. 128. P. 183–208.
- Luosto U., Korhonen H., Kosminskaya I. P. et al.* First results from the DSS study on the Baltic profile in SE Finland // Inst. of Seism. Univ. of Helsinki. 1985. Rep. S-11, 11 p.
- Mansfeld J.* U-Pb age determinations of Småland-Värmland granitoids in Småland, Southeastern Sweden // GFF. 1991. V. 113. P. 113–119.
- Marchal P.* Notes on some volcanic rocks of the North Island of New Zealand // New Zeland J. Sci. Techn. 1932. V. 13, N 4. P. 31–42.
- Marmo V.* Ein vulkanischer Komplex der fruhjotnischer Leit bei Suoju in Ost Karelien // Ann. Acad. Sci. Finnnical. Helsinki, 1949. N 19. 77 p.
- Marttila E.* Evolution of the Precambrian volcanic complex in the Kiuruvesi area, Finland // Geol. Surv. of Finl. Bull. 283. 1976. 109 p.
- Mörner N. A.* Earth movements in Sweden, 20,000 BP to 20,000 AP // Geol. Foren. Stockholm Förh. 1978. V. 100. P. 279–286.
- Mörner N. A.* The Fennoscandian uplift and Late Cenozoic geodynamics; geological evidence. Geol., 1979, P. 287–318.
- Mörner N. A.* Garth movements, paleogeography, paleoclimatology and leustasy: majoz Cenozac events in the Nortl Atlantic // Geologiska Föreningens i Slocknoem Förhandlingar. 1980. V. 102. P. 261–268.
- Mörner N. A.* Postglacial faults and fractures on Åspö. SKB. 1989. PR 25-89-24. P. 1–79.
- Mörner N. A.* Glacial isostasy and long-term crustal movements in Fennoscandia with respect to lithospheric and

## ЛИТЕРАТУРА

---

- asthenospheric processes and properties // *Tectonophys.* 1990. V. 176. P. 13–24.
- Mörner N. A.* Intense earthquakes and seismotectonics as a function of glacial isostasy // *Tectonophys.* 1991. V. 188. P. 407–410.
- Mörner N. A., Somi E., Zuchiewics W.* Neotectonics and paleoseismicity within the Stockholm intracratonal region in Sweden // *Tectonophys.* 1989. V. 163. P. 289–303.
- Nurmi P. A., Haapala L.* The proterozoic granitoids of Finland granite types, metallogeny and relation to crustal evolution // *Bull. Geol. Soc. Finl.* 1986. N 58, p. 1. P. 203–233.
- Nyström K. O.* Post-Svecokarelian Andinotype evolution in central Sweden // *Geol. Rundschau.* 1982. V. 71. P. 141–157.
- Offerberg J.* Rocks and stratigraphy of the ledfat area, Västerbotten County, northern Sweden. Stockholm, 1959. 45 p. (SGU. Ser. C, N 564).
- Owens B. E., Dymek R. F.* Geochemical variation in anorthositic rocks of the Labreville massif (LBV), Quebec—the importance of mineral-mineral mixing. Anorthosites, Rapakivi Granites and Related Rocks. Joint meeting IGCP 290 and 315. Montreal, Canada, 1994. P. 8.
- Pajunpää K.* Conductivity anomalies in the Baltic Shield in Finland // *Geophys. Sec.* 1987. V. 91. P. 657–666.
- Patchett P. J.* Rb-Sr ages of Precambrian dolerites and syenites in southern and central Sweden // SGU C. 747. 1978. P. 1–87.
- Patchett P. J., Todt W., Gorbatschev R.* Origin of continental crust of 1,9–1,7 Ga age: Nd isotopes in the Svecofennian orogenic terrains of Sweden. *Precambrian Research.* 1987. V. 35. P. 145–160.
- Patino Douce A. E., Beard J. S.* Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // *J. Petrol.* 1995. V. 36, N 3. P. 707–738.
- Patino Douce A. E., Beard J. S.* Effects of P, f (O<sub>2</sub>) and Mg/Fe Ratio on dehydration melting of model metagreywackes // *J. Petrol.* 1996. V. 307, N 5. P. 999–1024.
- Pekkarinen L.* The Karelian formations and their depositional in the Kiihtelysvaara-Värtsilä area. East Finland. Helsinki, 1979. 141 p. (Bull. Geol. Comm. Finl. N 301).
- Persson A. I.* The Ragunda rapakivi complexes // Rapakivi granites and related rocks in central Sweden. Excursion July 16–23, 1996.
- Persson L.* Precambrian rocks and tectonic structures of an area in northeastern Smaland, Southern Sweden // SGU. 1974. Ser. C N 12 703. 55 p.
- Persson P. O., Ripa M.* U-Pb zircon dating of Jarna-type granite in western Bergslagen south-central Sweden // Lundqvist T. (Eds.). Radiometric dating results, SGU C 823. 1993. P. 41–45.
- Persson P. O., Wikström A.* A U-Pb dating of the Askersung granite and its marginal augen gneiss // *GFF.* 1993. V. 115. P. 321–329.
- Rämö O. T.* Silicic – basic magmatism associated with rapakivi granites: petrography and petrology of composite diabase-quartz porphyry dykes and k-feldspar diabases in the Suomenniemi complex, southern Finland // *Geol. Surv. of Finl.* 1989. Spec. Paper 8. P. 105–106.
- Rämö O. T.* Petrogenesis of the proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of Southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints // *Geol. Surv. of Finl. Bull.* 1991, 355. 161 p.
- Rämö O. T., Haapala I.* One hundred years of rapakivi granite // *Mineral. and Petrol.* 1995. V. 52. P. 129–185.
- Rämö O. T., Huhma H., Kirs J.* Radiogenetic isotopes of the Estonian and Latvian rapakivi granite suites: New data from the concealed Precambrian of the East European Craton // *Precambrian Reserch.* 1996. P. 209–226.
- Rämö O. T., Nironen M., Kosunen P., Elliott B. A.* Proterozoic granites of South-Central Finland – traverse across a paleoproterozoic terrane boundary // Field trip to Southern and Central Finland. Helsinki, 1999. 105 p.
- Salonsaari P. T.* Hybridization in the subvolcanic Jaala-Titt, complex and its petrogenetic relation to rapakivi granites and associated mafic rocks of southeastern Finland // *Bull. Geol. Sic. Finl.* 1995. N 67. Part 1 b, 104 p.
- Savolahti A.* The Ahvenisto massif in Finland // *Bull. Com. Geol. Finl.* 1956. 174. P. 1–96.
- Sederholm J. J.* On the geology of Fennoscandia with special reference to the Precambrian // *Bull. Com. Geol. Finl.* 1932. V. 98. 30 p.
- Schreurs J., Westra L.* The thermotectonic evolution of a Proterozoic, low pressure, granulite dome, West Uusimaa Sw. Finland // *Contrid. Mineral. Petrol.* 1986. V. 93, N 2. P. 236–250.
- Shuldiner V. I., Levchenko O. A., Konopelko D. L.* Current isotopic research in the N Ladoga region. Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород. Тез. докл., СПб., 1998. С. 139–140.
- Siivola J.* Lovasjärven mafinen intrusio. Geologian tutkimuskeskus. Tutkimusraportti // *Geol. Surv. of Finl.* 1987. Report of Investigation 76. P. 121–128.
- Silvennoinen A.* On the stratigraphic and structural geology of the Rukatunturi area, northern Finland // *Bull. Geol. Surv. Otaniemi.* 1972. N 257. 48 p.
- Simonen A.* Das finnische Grundgebirge // *Geol. Rundschau.* 1971. N 60. P. 1406–1421.
- Slunga R. S.* The Baltic shield earth-quakes // *Tectonophys.* 1991. V. 189. P. 323–332.
- Srogi L., Wagner M. E., Lurs T. M.* Dehydration partial melting and disequilibrium in the granulite-facies Wilmington Complex, Pennsylvania-Delaware Piedmont // *Amer. J. of Science.* 1993. 293. P. 405–462.
- Steiner A.* Origin of ignimbrites of the North island, New Zealand: A New petrogenetic concept. N 2 // *Geol. Surv. Bull.* 1960. V. 68.
- Stephansson O.* Polidiapirism of granitic rocks in the svecofennian of central Sweden // *Precambrian Research.* 1975. V. 2. P. 189–214.
- Stephansson O., Särkkä P., Myrvang A.* State of stress in Fennoscandia / O. Stephansson (Eds.), Proc. Int. Symp. Rock Stress and Rock Stress Measurements. Centek Publ., Luleå, 1986. P. 21–32.
- Stephansson O., Ljunggren C., Jing L.* Stress measurements and tectonic implications for Fennoscandia // *Tectonophysics.* 1991. V. 189. P. 317–322.
- Stålhös G.* Beskrivning till berggrundskartan Nyköping NO. Stockholm, 1975. 99 p. (SGU. Ser. Af, N 115).
- Stålhös G.* Berkrivning till berggrundskartan Enköping SV. Stockholm, 1976. 45 p. (SGU. Ser. Af, N 118)
- Stålhös G.* Beskrivning till berggrundskartan Strängnäs SO. Stockholm, 1982. 78 p. (SGU. Ser. Af, N 142).
- Stålhös G.* Björk Interpretation of late svecokarelian metabases associated with eruptive breccias in south central Sweden // *GFF.* 1984. V. 105. P. 321–333.
- Sundblad K.* Lead isotopic evidence for the origin of 1,8–1,4 Ga ores and granitoids in the southeastern part of the Fennoscandian Shield // *Precambrian Research.* 1991. V. 51. P. 265–281.
- Sundblad K.* Lead isotopic evidence for the origin of 1,8–1,4 Ga ores and granitoids in the Southeastern part of the Fennoscandian Shield // *Precambrian Research.* 1999. P. 265–281.
- Sundblad K., Ahl M.* Concluding remarks on the «post-svecofennian» granites // Rapakivi granites and related rocks in central Sweden. Excursion July 16–12, 1996. P. 41.

- Sundblad K., Ahl M., Schöberg H.* Age and geochemistry of granites associated with Mo-mineralizations in western Bergslagen, Sweden // Precambrian Research. 1993. P. 319–335.
- Suominen K.* The chronostratigraphy of southwestern Finland with special reference to posttectonic and Subjotnian dia-bases // Geol. Surv. of Finl. Bull. 356. 1991. 100 p.
- Svetov A. P.* Age subdivision of assemblages and structural regionalization of dikes in Karelia // International symposium IGCP Project 275 Deep Geology of the Baltic (Fennoscandian) Shield. Petrozavodsk, 1992. P. 87–88.
- Sviridenko L. P.* The evolution of the fluid phase during the crystallization of granite types: Salmi pluton, Karelia, Russia // Mineral. and Petrol. 1994. V. 50. P. 59–67.
- Sviridenko L. P.* Rapakivi and rare-metal granites // The sev-ents international sempoziump on rapakivi granites and related rocks. Helsinki, 1996, abstract volume. P. 75.
- Tainan M., Kähkönen Y.* Geochemistry of the paleoproterozoic andesitic to rhyolitic arc-type metavolcanic rocks of Haukkamaa, Kuru, Central Finland // Geogemistry of Proterozoic Supracrustal rocks in Finland. M. Nirinen and Y. Kähkönen (Eds.). Geol. Surv. of Finl. Spec. Paper 19, 29–44, 1994.
- Tirrell G. W.* Volcanoes. London, 1931. 430 p.
- Törnroos R.* Petrography, mineral chemistry and petrochemistry of granite porphyry dykes from Sibbo Southern Finland Espoo, 1984. 43 p. (Geol. Surv. of Finl. Bull. N 326).
- Tuominen H. V.* The structure of an Archean area: Orijärvi, Finland. Helsinki, 1965. 32 p. (Bull. Com. Geol. of Finl. N 177).
- Tuttle O. F., Bowen N. L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi<sub>2</sub>O<sub>8</sub>–KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O // Geol. Soc. Amer. Mem. 1958. V. 74. 153 p.
- Vaasjoki M.* Rapakivi granites and other postorogenic rocks in Finland: their age and the lead isotopic composition of certain associated mineralizations // Geol. Surv. of Finl. Bull. 1977. V. 294. 64 p.
- Vaasjoki M.* Zircon age data from Svecofennian granitoids: was all tectonic activity coeval? / J. Kirs and J. Kivisilla (Eds.). Anrogenic and other granites of Proterozoic domains, June 4–5, 1998, Workshop Abstracts // Geol. Surv. of Estonia. 1998. P. 51–52.
- Vaasjoki M., Sakko M.* Evolution Raahe-Ladoga zone in Finland: isotopic constraints // Geol. Surv. of Finl. Bull. 1988. 343. P. 7–32.
- Vaasjoki M., Pihlaja P., Sakk M.* The radiometric age of the Reposaari granite and its bearing on the extern of the Latila rapakivi batholith in western Finland // Geol. Soc. Finl. 1988. Bull. 60. P. 129–134.
- Vaasjoki M., Rämö O. T.* The Wiborg rapakivi batholith and associated rocks in southeastern Finland // Geol. Surv. of Finl. Guide, 1989. 30. 32 p.
- Vaasjoki M., Rämö O. T., Sakko M.* New U-Pb ages from the Wiborg rapakivi area: constraints on the temporal evolution of the rapakivi granite-anorthosite-diabase dyke association of southeastern Finland // Precambrian Research. 1991. V. 51. P. 227–243.
- Vaasjoki M.* Explanation to the geochronological map of southern Finland: The development of the continental crust with special referenke to the Svecofennian orogeni // Geol. Surv. of Finl. Reports of Investigation 135. Espoo, 1996. 30 p.
- Vanyan L. L., Gordienko V. V.* On probable tectonosphere activization in the South-Western of Finland // Geophys. J. 1998, N 4. P. 128–129.
- Vielzeuf D., Holloway J. R.* Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation // Contib. Mineral. and Petrol. 1988. P. 257–276.
- Vivallo W.* The origin of the arly Proterozoic supracrustal rocks in the Garpenberg district, south central Sweden // GFF. 1984. V. 106, pt. 2. P. 131–149.
- Vorma A.* Alkali feldspars of the Wiborg rapakivi massif in southeastern Finland // Bull. de la Com. Geol. de Finl. 1971. V. 246. 72 p.
- Vorma A.* On the contact aureole of the Wiborg rapakivi granite massif in soutgeastern Finland // Geol. Surv. of Finl. Bull. 1972, 155. 28 p.
- Vorma A.* On two roof pendants in the Wiborg rapakivi mas-sif, southeastern Finland // Geol. Surv. of Finl. Bull, 1975. V. 272. 86 p.
- Vorma A.* On the petrochemistry of rapakivi granites special reference to Laitila massif, southwestern Finland // Geol. Surv. of Finl. Bull. 1976. V. 285. 98 p.
- Wahl W. A.* The granites of the Finland part of the Svecofennian Archaean mountain chain // Bull. Com. geol. Finl. 1936, 115. P. 489–505.
- Welin E.* Geochronological over wiew of Bergslagen and adjacent areas, central Sweden // GFF. 1990. V. 12. P. 206.
- Welin E.* Geochronological over wiew of Bergslagen and adjacent areas, central Sweden // GFF. 1990. V. 112. P. 206.
- Welin E.* The U-Pb zircon age of the Rodon rapakivi granite, central Sweden // GFF. 1994. V. 116. P. 113–114.
- Welin E., Kähr A. M.* The Kb-Sr ages of a proterozoic gneissic granite in central Varmland, Western Sweden // SGU C 777, 1980. P. 24–28.
- Welin E., Lundqvist Th.* Isotopic investigations of the Nordingra rapakivi massif, north-central Sweden // GFF. 1984. V. 106. P. 41–49.
- Wiebe K. A.* Compositionaly stratified magma chambers Anortosites, Rapakivi Granites and Related Rocks. Program and abstracts international Geological Correlation Programme joint Meeting IGCP, N 290 and N 315. Mc Gill University, Montreal, 1994.
- Wikström A.* Structural features of some younger granitoids in central Sweden and implications for the tectonic subdivision of granitoids. Precambrian Research. 1991. P. 151–159.
- Wikström A.* Some composite dikes in Sweden // GFF. 1992. V. 114. P. 385–394.
- Wikström A.* U-Pb zircon dating of a coarse porphyritic quartz monzonite and an even grained, grey tonalitic gneiss from the Tiveden area, south central Sweden. SGU. 1996. C. 828. P. 41–47.
- Wilson M. K.* Granite types in Sweden // GFF. 1980. V. 102. P. 167–176.
- Zuber J. A., Öhlander B.* Geophysical and geochemical evi-dence of Proterozoic collision in the western marginal zone of the Baltic shiel // Geol. Rundschau. 1990. V. 79. P. 1–11.

Научное издание

А. П. Светов, Л. П. Свириденко

**ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ  
И РУДООБРАЗОВАНИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА  
(Карельский регион)**

*Печатается по решению Ученого совета  
Института геологии  
Карельского научного центра РАН*

Редактор *M. A. Радостина*  
Оригинал-макет *T. H. Люрина*

Серия ИД. Изд. лиц. № 00041 от 30.08.99 г. Сдано в печать 8.12.2005 г. Формат 60x84<sup>1</sup>/8.  
Гарнитура Times. Печать офсетная. Уч.-изд. 47,9 + 3 вкл.  
Усл. печ. л. 40,3. Тираж 400 экз. Изд. № 22. Заказ № 547

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