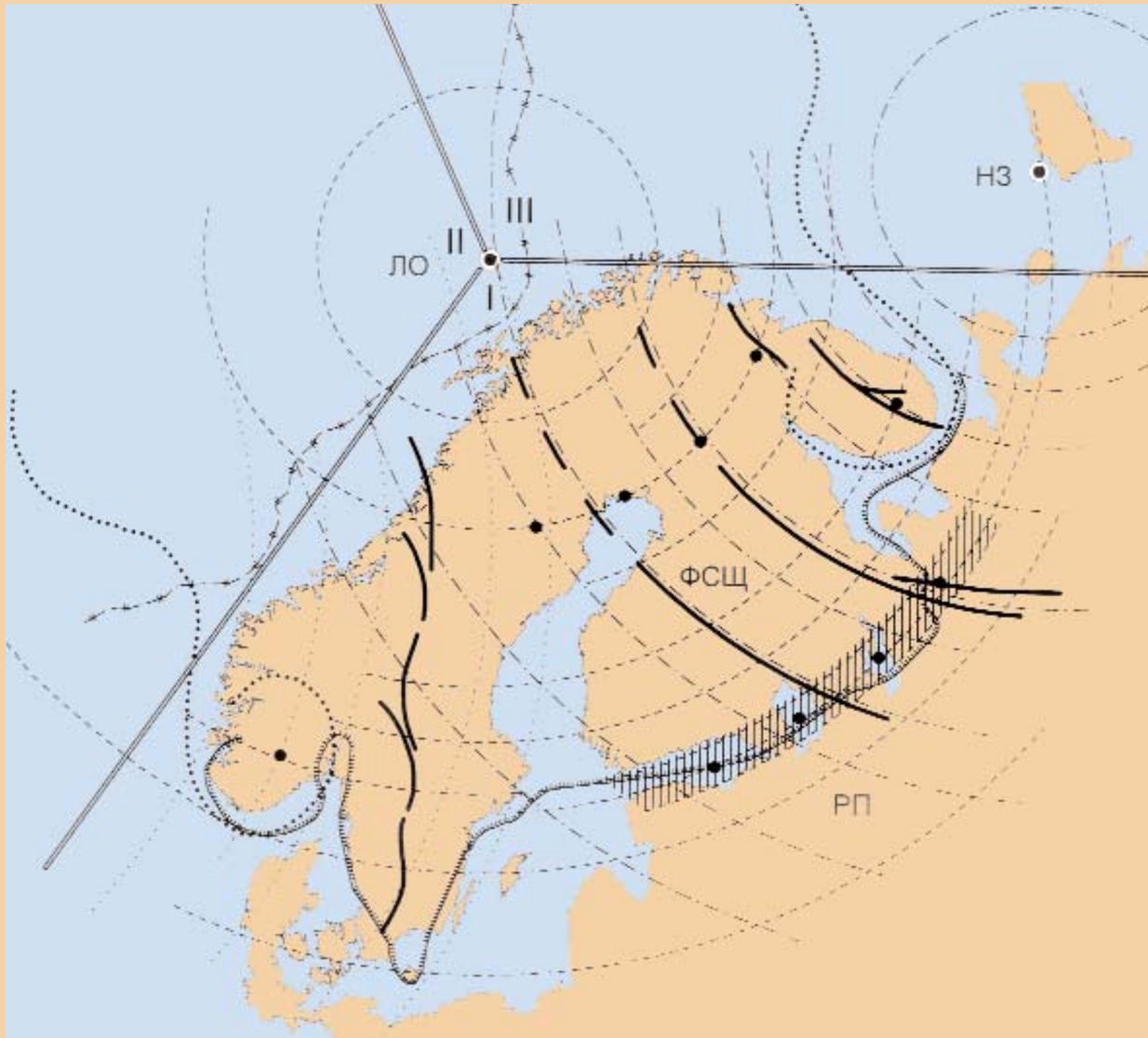
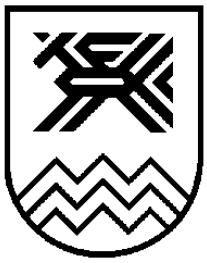
А. П. Светов, Л. П. Свириденко

ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ И РУДООБРАЗОВАНИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

(Карельский регион)



Светов А. П., Свириденко Л. П. **Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион)**



KARELIAN RESEARCH CENTRE
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOLOGY

A. P. Svetov, L. P. Sviridenko

CENTRES OF ENDOGENOUS MAGMATIC ACTIVITY AND ORE-FORMATION IN THE FENNOSCANDIAN SHIELD (KARELIAN REGION)

Petrozavodsk
2005

КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

А. П. Светов, Л. П. Свириденко

ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ И РУДООБРАЗОВАНИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА (КАРЕЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Петрозаводск
2005

УДК 551.71/72 (551.21+552.11+553.078) (470.22)

РФФИ

Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 05–05–78012.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. 357 с.: ил. 69, табл. 65. Библиогр. 482 назв.

Работа состоит из трех частей, где изложены результаты многолетних палеовулканологических исследований Карелии. Первая посвящена методике палеовулканологии докембрия, разработанной А. П. Световым. Во второй части характеризуются разновозрастные ЦЭМА и генетические типы вулкано-тектонических структур. Показано, что вулканизм и плутонизм формируют собственные рудно-магматические системы, обладающие своими автономными особенностями. В третьей части рассматривается формирование тектонического каркаса Фенноскандинавского щита и Восточно-Европейской платформы. Приведены оригинальные модели геометризации автоволнового геодинамического поля, как проявление нелинейных зависимостей интерактивных хрупко-пластических деформаций напряженной неоднородной литосферы и адвективных потоков мантийного теплового массопереноса. ЦЭМА определяются как наиболее энергоемкие узлы тектонического каркаса неоднородной литосферы. Выявлена специфика докембрийского этапа истории геологического развития. Рассмотрение геоэкологических проблем докембрия в связи с процессами вулканизма подтвердило вывод о том, что в добиологическую эпоху вулканы были мощными химическими реакторами, производящими биологически важные молекулы. Это свидетельствует о важном мировоззренческом значении древнейшего вулканизма.

Книга предназначена для научных работников в области докембрийской геологии, литологии, магматизма, тектоники и металлогении.

Рецензенты: А. И. Голубев, Н. В. Шаров.

Svetov A. P., Sviridenko L. P. Centres of endogenous magmatic activity and ore-formation in the Fennoscandian Shield (Karelian region). Petrozavodsk: Karelian Research Centre, RAS, 2005. 357 p.: Jllustr. 69, 65 tables, 482 references.

The results of long-term palaeovolcanological studies in Karelia are presented. The book falls into three parts. Part I deals with the methods developed by A. P. Svetov to study Precambrian palaeovolcanology. In Part II, different-aged CEMA and genetic types of volcano-tectonic structures are described. The authors show that volcanism, volcano-plutonism and plutonism form their own ore-magmatic systems with their own characteristics. In Part III, the formation of the tectonic framework of the Fennoscandian Shield and the East European Platform is discussed. The authors describe original models of the geometrization of an autowave geodynamic field as a manifestation of the nonlinear dependences of interactive brittle-plastic deformations of the stressed heterogeneous lithosphere and advective flows of mantle thermal mass transport. CEMA are interpreted as the most energy-intensive zones in the tectonic framework of the heterogeneous lithosphere. Light is cast on the distinctive characteristics of the Precambrian stage in geological evolution. The authors relate Precambrian geoenvironmental problems to volcanic processes, thereby supporting conclusion that in the prebiological epoch volcanoes behaved as powerful chemical reactors producing biologically important molecules. This shows that ancient volcanism was of global value.

The book is meant for scientists who study Precambrian geology, lithology, magmatism, tectonics and metallogeny.

The project was supported by the Russian Basic Research Foundation, Publishing Project 05-05-78012.

Reviewed: by A. I. Golubev and N. V. Sharov.

ISBN 5-9274-0209-7

© Карельский научный центр РАН, 2005
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2005

ОГЛАВЛЕНИЕ

От авторов . . . 9
Предисловие . . . 10

Часть I. Методические основы палеовулканологии докембрия . . . 11
Введение . . . 11
Глава 1. Физическая сущность докембрийского вулкано-плутонизма. Возможности и ограничения его специализированного изучения . . . 14
1.1. Главные формы проявлений магматизма . . . 16
1.2. Явления, сопровождающие докембрийский вулкано-плутонизм . . . 18
1.3. Типы извержений и продукты эруптивной деятельности . . . 25
1.4. Актуальные проблемы изучения ареалов докембрийского вулканизма . . . 44
1.4.1. Физическая сущность докембрийского вулканизма . . . 44
1.4.2. Цели и задачи палеовулканологических исследований в докембрии Карелии . . . 46
Краткие выводы . . . 49
Глава 2. Палеовулканологические исследования и методы региональных реконструкций ареалов и центров активного вулкано-плутонизма . . . 51
2.1. Палеовулканологические исследования в докембрии Карелии. Методы палеовулканологических реконструкций . . . 52
2.2. Периодизация эруптивной деятельности и сопутствующего осадконакопления . . . 71
2.2.1. Периодизация вулкано-плутонизма . . . 71
2.2.2. Длительность эруптивного процесса. . . . 72
2.3. Палеовулканологическое районирование ареалов активного вулкано-плутонизма . . . 75
2.3.1. Основы палеовулканологического районирования . . . 76
2.3.2. Секториальность лавово-вулканокластических полей. . . . 78
Краткие выводы . . . 80
Глава 3. Фациальный состав изверженных пород и критерии диагностики фаций в центрах активного вулкано-плутонизма . . . 81
3.1. Фациальный состав, генетические типы изверженных пород центров вулкано-плутонизма суправулканического поверхностного уровня . . . 81
3.1.1. Покровная (эффузивно-пирокластическая) группа фаций . . . 83
3.1.2. Покровно-экструзивная группа фаций . . . 123
3.1.3. Удаленная осадочно-вулканогенная группа фаций . . . 124
3.2. Фации глубинности и критерии их диагностики . . . 140
3.2.1. Жерловая группа фаций питающих каналов . . . 141
3.2.2. Субвулканическая группа фаций . . . 144
3.2.3. Глубинно-вулканическая группа фаций . . . 147
3.2.4. Плутоническая группа фаций . . . 149
3.2.5. Первичные системы трещин отдельности . . . 150
Краткие выводы . . . 152
Заключение . . . 153

Часть II. Ареалы активного вулкано-плутонизма и рудообразования . . . 154
Введение . . . 154
Глава 4. Центры эндогенной магматической активности: реконструкции и классификация . . . 156
4.1. Критерии диагностики центров магматизма и их генетические типы . . . 157
4.2. Центры эндогенной магматической активности Фенноскандинавского щита . . . 160
4.2.1. Центры архейской эндогенной магматической активности . . . 163
4.2.2. Центры эндогенной магматической активности свекокарельского вулкано-плутонизма . . . 168
4.2.3. Центры эндогенной магматической активности рифейского вулкано-плутонизма . . . 183

4.3. Вулкано-тектонические структуры и их генетические типы . . . 195
4.4. Вулканические, вулкано-плутонические и плутонические корневые системы . . . 204
Краткие выводы . . . 212
Глава 5. Рудно-магматические системы центров эндогенной магматической активности Фенноскандинавского щита . . . 213
5.1. Центры вулкано-плутонизма и связанные с ними генетические типы рудно-магматических систем . . . 214
5.2. Глубинное сечение рудоносных вулкано-плутонических структур и центров активного магматизма . . . 222
5.3. Геохимические типы гранитов и их металлогеническая значимость . . . 228
Краткие выводы . . . 232
Заключение . . . 233
Часть III. Палеотектонические и палеогеодинамические реконструкции ареалов активного вулкано-плутонизма Фенноскандинавского щита . . . 235
Введение . . . 235
Глава 6. Тектонический каркас литосферы Восточно-Европейской платформы и Фенноскандинавского щита . . . 237
6.1. Главные типы геотектонических режимов Восточно-Европейской платформы и Фенноскандинавского щита . . . 238
6.1.1. Режим платобазальтового вулкано-плутонизма Фенноскандии . . . 244
6.1.2. Эволюция представлений о тектоническом режиме корообразования Фенноскандинавского щита. Тектонический режим региональной гранитизации . . . 252
6.2. Тектонический каркас литосферы Фенноскандии и связь с ним ареалов активного вулкано-плутонизма . . . 255
6.2.1. Шовные зоны геоблоков как трансформированные геофлексуры . . . 261
6.2.2. Тектонический каркас ФСЩ, ареалы активного вулкано-плутонизма и ЦЭМА . . . 263
Краткие выводы . . . 267
Глава 7. Глубинное строение Фенноскандинавского щита по геофизическим данным . . . 269
7.1. Земная кора ФСЩ, ее латеральная и вертикальная неоднородность по геофизическим данным . . . 269
7.2. Геолого-геофизические исследования ареалов и центров активного докембрийского вулкано-плутонизма . . . 281
Краткие выводы . . . 304
Глава 8. Автоволновое геодинамическое поле и энергоструктура Фенноскандинавского щита . . . 305
8.1. Геометризация автоволнового поля упругих напряжений в энергоструктуре литосферы Фенноскандинавского щита . . . 306
8.2. Автоволновое геодинамическое поле Фенноскандинавского щита, связь с ним центров эндогенной магматической, сейсмической и тепловой активности . . . 313
8.3. Центры магматизма как индикаторы автоволнового геодинамического поля и энергоструктуры ФСЩ . . . 315
8.4. Мантийный диапиризм, геологический эффект докембрийского вулкано-плутонизма и формирование земной коры щита . . . 321
Краткие выводы . . . 324
Глава 9. Геоэкологические проблемы докембрия . . . 326
9.1. Докембрийский вулканизм и формирование ландшафтов Земли . . . 327
9.2. Вулканический фактор возникновения жизни на Земле . . . 330
9.3. Вулканы и жизнь. Цели и задачи современной биовулканологии . . . 334
Краткие выводы . . . 340
Вулканизм, плутонизм, рудообразование и геодинамика земных недр ФСЩ (вместо заключения) . . . 341
Принятые сокращения . . . 346
Литература . . . 347

CONTENTS

From the authors . . . 9
Preface . . . 10
Part I. Basic methods of Precambrian palaevolcanology . . . 11
Introduction . . . 11
Chapter 1. Physical essence of Precambrian volcano-plutonism. Potential and restrictions of its specialized study . . . 14
1.1. Major forms of magmatic events . . . 16
1.2. Phenomena accompanying Precambrian volcano-plutonism . . . 18
1.3. Types of eruptions and products of eruptive activity . . . 25
1.4. Acute problems in the areal study of Precambrian volcanism . . . 44
1.4.1. Physical essence of Precambrian volcanism . . . 44
1.4.2. Goals of Precambrian palaeovolcanological studies in Karelia . . . 46
Brief conclusions . . . 49
Chapter 2. Palaeovolcanological studies and methods for regional reconstructions of areas and centres of active volcano-plutonism . . . 51
2.1. Precambrian palaeovolcanological studies in Karelia. Methods for palaeovolcanological reconstructions . . . 52
2.2. Periodization of eruptive activity and accompanying sedimentation . . . 71
2.2.1. Periodization of volcano-plutonism . . . 71
2.2.2. Duration of eruptions . . . 72
2.3. Palaeovolcanological zonation of old volcanic domains and centres of volcano-plutonism . . . 75
2.3.1. Fundamentals of palaeovolcanological zonation . . . 76
2.3.2. Sectorial pattern of lava-volcaniclastic fields . . . 78
Brief conclusions . . . 80
Chapter 3. Facies composition of igneous rocks and criteria for diagnosis of facies in the centres of active volcano-plutonism . . . 81
3.1. Facies composition and genetic types of igneous rocks in the centres volcano-plutonism on the supra-volcanic surface level . . . 81
3.1.1. Cover effusive-pyroclastic group of facies . . . 83
3.1.2. Cover-extrusive group of facies . . . 123
3.1.3. Remote sedimentary-volcanic group of facies . . . 124
3.2. Depth facies and their diagnosis criteria . . . 140
3.2.1. Diatremal group of feeder channel facies . . . 141
3.2.2. Subvolcanic group of facies . . . 144
3.2.3. Deep-volcanic group of facies . . . 147
3.2.4. Plutonic group of facies . . . 149
3.2.5. Primary slip joint systems . . . 150
Brief conclusions . . . 152
Summary . . . 153
Part II. Areas of active volcano-plutonism and ore formation . . . 154
Introduction . . . 154
Chapter 4. Centres of endogenous magmatic activity: reconstruction and Classification . . . 156
4.1. Criteria for diagnosis of centres of magmatism and their genetic types . . . 157
4.2. Centres of endogenous magmatic activity in the Fennoscandian Shield . . . 160
4.2.1. Centres of endogenous magmatic activity of Archean magmatism . . . 163
4.2.2. Centres of endogenous magmatic activity of Svecokarelian volcano-plutonism . . . 168
4.2.3. Centres of endogenous magmatic activity of Riphean volcano-plutonism . . . 183
4.3. Volcano-tectonic structures and their genetic types . . . 195
4.4. Volcanic, volcano-plutonic and plutonic root systems . . . 204
Brief conclusions . . . 212

Chapter 5. Ore-magmatic systems of centres of endogenous magmatic activity in the Fennoscandian Shield . . . 213
5.1. Centres of volcano-plutonism and related genetic types of ore-magmatic systems . . . 214
5.2. Deep section through ore-bearing volcano-plutonic structures and centres of active magmatism . . . 222
5.3. Geochemical types of granites and their metallogenic significance . . . 228
Brief conclusions . . . 232
Summary . . . 233
Part III. Palaeotectonic and palaeogeodynamic reconstructions of areas of active volcano-plutonism in the Fennoscandian Shield . . . 235
Introduction . . . 235
Chapter 6. Tectonic framework of the lithosphere of the East European Platform and the Fennoscandian Shield . . . 237
6.1. Major types of geotectonic regimes in the East European Platform and the Fennoscandian Shield . . . 238
6.1.1. Regime of plateau-basaltic volcanism in Fennoscandia. . . . 244
6.1.2. Conceptual evolution of the tectonic crust-formation regime in the Fennoscandian Shield. Tectonic regime of regional granitization. . . . 252
6.2. Tectonic framework of the lithosphere of Fennoscandia and relation of areas of active volcano-plutonism . . . 255
6.2.1. Suture zones of geoblocks as transformed geoflexures . . . 261
6.2.2. Tectonic framework of FSS and areas of active volcano-plutonism in CEMA . . . 263
Brief conclusions . . . 267
Chapter 7. Deep structure of FSS as shown by geophysical data . . . 269
7.1. Earth crust of FSS, its lateral and vertical heterogeneity as shown by geophysical data . . . 269
7.2. Geological-geophysical study of areas of active Precambrian volcano-plutonism . . . 281
Brief conclusions . . . 304
Chapter 8. Autowave geodynamic field and energy structure of the Fennoscandian Shield . . . 305
8.1. Geometrization of the autowave field of the stressed lithosphere in the energy structure of the Fennoscandian shield . . . 306
8.2. Autowave geodynamic field of the Fennoscandian Shield and its relation to centres of endogenous magmatic, seismic and thermal activity . . . 313
8.3. Magmatic centrec as an indicator of the autowave geodinamic field and energy-structure of the FSS . . . 315
8.4. Mantle diapirism, the geological effect of Precambrian volcano-plutonism and the formation of the FSS' earth crust . . . 321
Brief conclusions . . . 324
Chapter 9. Precambrian geoenvironmental problems . . . 326
9.1. Precambrian volcanism and the formation of landscapes on the Earth . . . 327
9.2. Volcanic factor of the birth of life on the Earth . . . 330
9.3. Volcanoes and life. Goals of and problems in modern biovolcanology . . . 334
Brief conclusions . . . 340
Volcanism, plutonism ore formation and geodynamics of FSS (in lieu of conclusions) . . . 341
Abbreviations . . . 346
References . . . 347

ОТ АВТОРОВ

Материалы, изложенные в предлагаемой монографии, являются итогом многолетних региональных исследований авторами основного-ультраосновного вулкано-плутонизма и гранитообразования в докембрии Карелии. Выводы и заключения базируются на палеовулканологических исследованиях базитового вулканизма, являющегося главным энергетическим источником коровых процессов.

Основой настоящей работы послужили палеовулканологические исследования по плановым темам № 128 «Центры эндогенной магматической активности и рудообразования ареалов докембрийского вулкано-плутонизма Балтийского щита (Карельский регион)» и № 168 «Корово-мантийный магматизм надочаговых зон Приладожья (Юго-Западная Карелия)». Салминский ЦЭМА Приладожья – благоприятный природный объект для решения этой проблемы, так как здесь широко развит разновозрастный гранитоидный магматизм (кислая ветвь бимодального мантийно-корового магматизма), глубинность магматических источников которого варьирует от среднекорового до нижнекорового уровня. Фактический материал по региональным исследованиям в Карелии изложен в целом ряде монографий в интервале 1968–1995 гг. Это позволило в настоящей работе, опираясь на результаты комплексных исследований разновозрастного магматизма, попытаться решить или поставить проблемы докембрийской тектоники и показать, что центры эндогенной магматической активности Фенноскандинавского щита формируют тектонический каркас и дают возможность оценить энергетический вклад мантии в процессы формирования докембрийской континентальной земной коры.

В изложении проблемных вопросов как прикладного, так и теоретического характера во всех разделах монографии материал представлен в виде выводов и заключений, составляющих концептуальное решение рассматриваемых проблем. Ввиду недостаточно глубоких разработок тех или иных проблем региональной палеовулканологии и докембрийской геологии нами приводятся доводы, обосновывающие принятое решение. Мы представляем возможности и ограничения предлагаемых методик палеовулканологических реконструкций, допускаем их последующее совершенствование. Однако подчеркиваем, все методические подходы должны основываться прежде всего на прямых наблюдениях в древневулканических ареалах. Безусловно, сочетание геологических и геофизических тематических исследований при проведении палеовулканологического изучения ареалов разноглубинного докембрийского вулкано-плутонизма в значительной степени расширяет содержательную часть специфики древних проявлений магматизма.

Структура монографии и содержание отражают общий уровень исследованности физической сущности докембрийского магматизма, а также решение проблемы связи магматизма и тектоники с новых позиций автоволновой геодинамики. Бóльшая часть монографии написана А. П. Световым. Л. П. Свириденко принимала участие в написании глав 3, 4, 5, 6, 7.

Большую помощь при подготовке работы к изданию оказали картографы оформительского отдела О. Л. Кожевникова, О. О. Соколан, О. А. Лермонтова и старший лаборант-исследователь Геоинформационного центра Л. В. Титова. Авторы глубоко им благодарны. Авторы выражают глубокую признательность Н. В. Шарову и А. И. Голубеву, взявших на себя труд ознакомиться с рукописью и сделавших ряд ценных замечаний, способствовавших ее улучшению.

Работа не могла бы быть изданной без финансовой поддержки Российского фонда фундаментальных исследований (издательский проект № 05–05–78 012).

ПРЕДИСЛОВИЕ

Палеовулканология, как и любая другая наука, пользуется собственной терминологией, соответствующей целям и задачам описания сущности рассматриваемых событий и явлений. В практике региональных палеовулканологических исследований изначально применяется кайнотипная номенклатура не только для диагностики изверженных пород, но и для наименования главных явлений и событий в ареалах древнейшего вулканизма. Как вулканология, так и палеовулканология обладают для этого глубоко обоснованной методологией и соответствующими методическими руководствами, специальными словарями и глоссариями. Облик древних изверженных пород, претерпевших самые разнообразные виды метаморфических изменений, на современном уровне специальных исследований не является непреодолимым барьером в диагностике их первичного состава или способа и механизма происхождения. Региональный метаморфизм, как правило, изохимичен. Вопросы петрохимии и петрологии в процессе наших многолетних исследований решались на базе более 9000 оригинальных химических анализов. Разновозрастные вулканогенно-осадочные чехлы местами испытывали воздействие рассеянного мантийного флюидного потока, несущего в земную кору калий и сопутствующие литофильные редкие элементы. Метасоматической гранитизации при этом подвергались лишь близкие по составу к граниту осадочные породы. Плотные вулканиты проницаемы для флюида лишь по тектоническим трещинам. Их химический состав сопоставим с одновозрастными вулканитами, находящимися за пределами области гранитизации. На площадях глубоких автометаморфических (позднемагматических, автометасоматических) преобразований возможно выделение зон с ярко выраженными пропилитизацией и спилитизацией.

Большая часть монографии посвящена методологии палеовулканологических исследований в условиях докембрия, разрабатывавшейся А. П. Световым на территории Карелии более 40 лет, за которые пройден путь от морфологической палеовулканологии, конечной целью чего была реконструкция эруптивных центров, до геодинамической палеовулканологии, решающей вопросы конкретных форм связи ареалов вулкано-плутонизма с динамикой эндогенных режимов региона и формированием общерегионального тектонического каркаса. Методами геодинамической палеовулканологии получены свидетельства синергетических соотношений, структурообразования и вулкано-плутонизма.

Предлагаемая вниманию читателей монография не является обобщением всех ранее опубликованных работ, но она рассматривает их с единых методологических позиций обоснования критериев поиска и реконструкций центров вулкано-плутонизма и их радиальных протяженных корневых зон. Нам не известны опубликованные исследования данной проблемы в региональном аспекте, изложенные в отечественной или зарубежной литературе. Проведенные реконструкции древних вулканических ареалов и их эруптивных зон, по существу, отражают начальную стадию рассмотрения проблемы картирования центров эндогенной магматической активности. Движущие силы этого глобального процесса остаются скрытыми. Тем не менее, есть все основания полагать, что у палеовулканологии докембрия имеются реальные перспективы перехода от описания объектов магматической геологии к анализу сущности вулкано-плутонизма ранней истории Земли.

Уже сейчас очевидно, что проблема географии ареалов активного вулкано-плутонизма и их эруптивных центров находится в тесной взаимосвязи с глубинным строением Фенноскандинавского щита и Восточно-Европейской платформы в целом. Исследования в этом направлении позволили найти геометрические параметры некоторых волновых полей и выделить центры их возбуждения.

В основу монографии положены личные полевые исследования в Карело-Кольском регионе, а также материалы личных опубликованных работ. Широко использованы литературные источники коллег по работе, а также опубликованные и картографические материалы не только по Восточно-Европейской платформе в государственных границах России, но и по Фенноскандинавскому, Украинскому щитам. Пониманию проблем региональной палеовулканологии способствовало участие авторов в ряде международных совещаний и геологических экскурсий в Финляндии, Канаде, США. Весьма полезными явились личные наблюдения в Карпатах, на Кавказе, Урале, горном и рудном Алтае, Восточных Саянах, Прибайкалье и Забайкалье. Особенно следует признать эффективными поездки на Камчатку, Курильские острова и Сахалин, позволившие наблюдать продукты как древнего, так и недавнего, вплоть до современного вулканизма.

За время научных палеовулканологических исследований авторы в разные годы имели возможность обсудить многие аспекты докембрийской магматической геологии с К. О. Кратцем, Б. Г. Лутцем, И. В. Лучицким, Е. Ф. Малеевым, Е. К. Мархининым, Т. И. Фроловой, Г. Ф. Червяковским и другими. Особенно полезным было плодотворное сотрудничество с коллегами Института геологии КарНЦ РАН и Геологического института Кольского НЦ РАН. Мы признательны всем коллегам за конструктивные обсуждения положений настоящей монографии, доброжелательное и внимательное отношение к обсуждаемым вопросам докембрийской геологии, тектоники и особенно разновозрастного вулкано-плутонизма.

ЧАСТЬ I

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

ВВЕДЕНИЕ

В магматической геологии докембрия проблемы реконструкций центров вулкано-плутонизма изначально возникли из задач локального, а затем и регионального палеовулканологического районирования территории Карелии (Светов, 1972, 1974, 1979, 1984). Выявление руин вулканической постройки или места ее былого размещения обычно рассматривалось как своеобразное завершение реконструкций ареала древнего проявления вулканизма (Вулканические постройки.., 1978).

Анализ фаций глубинности изверженных пород не только в выявленных вулканических центрах, но и в пределах территорий с глубоким эрозионным срезом их лавовых полей дал основание к выделению комплементарных вулкано-плутонических ассоциаций пород мантийного и корово-мантийного магматизма. Результатом палеовулканологических разномасштабных реконструкций ареалов совмещенного проявления начальных форм магматизма явилась разработка критериев диагностики и выявления их общих центров (Эволюция докембрийского магматизма.., 1985; Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1991).

Научные исследования по теме «Центры эндогенной магматической активности и рудообразования ареалов докембрийского вулкано-плутонизма Фенноскандинавского щита (Карельский регион)» были начаты в 1991 г. в лаборатории магматизма и палеовулканологии Института геологии КарНЦ РАН и с перерывами продолжались до конца 1998 г. За время разработки темы ее ответственными исполнителями, А. П. Световым и Л. П. Свириденко, были подготовлены к печати и изданы две монографии «Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья» в 1992 г. и «Рифейский вулкано-плутонизм Фенноскандинавского щита» в 1995 г.

Планированию, организации и проведению специализированных палеовулканологических исследований обычно предшествовали разномасштабные геологические исследования и анализ геолого-геофизических материалов.

Разработка методов палеовулканологического расчленения и изучения форм залегания разнообразных изверженных пород обычно проводилась на площадях геологических структур с максимальным развитием магматических образований. В ходе геологического доизучения вулканического ареала обычно проводилось геологическое картирование в масштабе 1 : 50 000. Попутно с картированием составлялись опорные (трансструктурные) разрезы вулканогенных толщ и частные разрезы по отдельным участкам складчатых структур. Они выполнялись в масштабе от 1 : 500 до 1 : 2000. Подобный масштаб позволил расчленить вулканогенные породы с высокой детальностью на всем интервале. Этой детальности (достаточной для лавовых толщ) обычно не хватает для пачек вулканогенно-осадочных пород. В таком случае туфы, туфокремнистые, туфогенно-карбонатные породы, металлоносные осадки отображаются в колонке с масштабом от 1 : 50 до 1 : 100. В наиболее важных в палеовулканологическом отношении случаях отдельные частные разрезы профилями по

простиранию соединялись в единую систему геологического плана, что давало возможность анализировать пакет изверженных пород в объеме. Этот прием с площадным картированием важных в геологическом отношении участков оказался наиболее эффективным, но и весьма трудоемким. В ряде случаев площади сплошного картирования составляли от долей до 3–4 км^2. Отметим, что площадь Кирьявалахтинского опорного полигона непрерывным картированием изучена в масштабах 1 : 20 000–1 : 25 000. Общая площадь полигона составила около 15 км^2. Следует упомянуть, что все выявленные эруптивные зоны, руины вулканических построек картировались в масштабе 1 : 1000–1 : 2000 до их полного изучения, насколько позволяла обнаженность объекта (Орченьский, Гирвасский, Шидгубский, Суйсарский, Ровкозерский, Туливаранмякский и некоторые другие вулканические сооружения или их руины). При этом площадь каждой из изучаемых вулканических построек составляет не менее 0,5 км^2. Площадное картирование вулканического ареала нередко проводилось в зонах сочленения лавовых полей или их значительного структурного преобразования наложенной складчатостью или разломной тектоникой. Магматические интрузивные тела (интрузии Кааламо, Велимяки, Терву, Тенъярви, Импиниеми, Салминский плутон рапакиви) изучены профилями и геологическим картированием в масштабах 1 : 25 000 и 1 : 50 000.

Практически все ятулийские структуры Центральной Карелии изучены в ходе составления геологических карт-схем в масштабе 1 : 50 000. Ареал ятулийского вулкано-плутонизма Лехтинской структуры закартирован полностью в масштабе 1 : 50 000. Область суйсарского вулканизма и часть лавового поля Заонежского вулканического комплекса закартированы полностью в масштабе 1 : 50 000. По каждой из закартированных и доизученных структур составлено от 10 до 15 частных разрезов и по одному-два опорных. Частные разрезы проходили на расстоянии от 5–10 км для платобазальтов ятулия и до 2–5 км в ареалах суйсарских эруптивных зон. Ареалы свекокарельского вулкано-плутонизма Северного Приладожья изучены с охарактеризованной выше детальностью.

Наличие общерегиональных обзорных и геологических средне-крупномасштабных карт составляет основу для планирования специализированного палеовулканологического изучения ареалов активного вулкано-плутонизма. Перечисленные картографические материалы позволяют выбрать наиболее важные, первоочередные объекты, конкретные тектонические структуры или их элементы на стадии планирования тематических исследований. Как правило, для каждого региона, нередко и части его, имеется большое количество карт геологического содержания, таких как атласы палеогеографических карт, тектонические, магматических формаций, геофизические, металлогенические и т. д. Основанием для выяснения геолого-геофизической изученности и географии размещения вулканических ареалов, состава вулканических и вулкано-плутонических серий является анализ этих карт, что позволяет определить наиболее эффективную организацию работ. Тщательный анализ имеющихся литолого-стратиграфических схем регионального и местного ранга, а также схем корреляции осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований дает основание к выявлению наиболее дискуссионных проблем их периодизации и стратификации. Таким образом, выбирается наиболее важный объект проведения полевых специальных исследований. Палеовулканологические исследования отличаются от общегеологических, главным образом, методическим подходом. Успешному проведению реконструкций способствует опыт (предыдущего) геологического картирования магматических тел и их ареалов. Основу наблюдений и геологической документации магматических образований составляют фациальный состав изверженных пород, критерии диагностики пород разных условий образования и глубинности, текстурно-структурный анализ пород при их послойном (в случае лавовых толщ) или породном (при картировании площадей интрузивных пород) расчленении. Основу палеовулканологического изучения вулканического ареала, таким образом, составляет максимально возможное детальное расчленение лавовых толщ на слагающие потоки (покровы), прослеживание их по простиранию, выделение туфогенных горизонтов и т. д. Центры магматизма определяются целым рядом методических приемов с привлечением геофизических исследований.

Итогом проведения исследований по выбранной программе обычно являлись палеовулканологические карты и схемы, отражающие главные особенности вулканических ареалов. Очевидно, что такие карты должны составляться для каждого из выделяемых периодов или фаз отдельных вулканических эрупций и охватывать весь его ареал. Подобные картографические материалы создаются чаще всего в масштабах вулканических районов или областей. Переход на региональный уровень обобщений связан с расширением территорий исследований. Успешными и эффективными палеовулканологические исследования не могут быть без изучения территорий, где ареалы былого вулканизма уничтожены эрозией ниже их фундамента. В связи с этим важной задачей является изучение магматических образований не только в пределах конкретной вулкано-тектонической структуры, но и за ее границами.

География докембрийского магматизма на всех стадиях локальных и региональных палеовулканологических реконструкций составляла одну из важнейших проблем. В ходе исследований было показано не поясовое (линейное) распределение площадей активного вулканизма, а его ареальный характер с гнездовым размещением эруптивных вулканически активных зон. В частности, было установлено, что широко известные позднеархейские (верхнелопийские) зеленокаменные пояса в Карело-Кольском регионе представляют собой фрагменты опущенных блоков ранее единого осадочно-вулканогенного чехла, образующих систему эрозионно-тектонических останцовых структур.

Ареальный тип полихронного протерозойского вулкано-плутонизма следует из принадлежности многочисленных вулканических зон к конкретным провинциям, вулканические ареалы которых не выявляют их строгой приуроченности к какой-либо единой трансструктурной линейной зоне глубинного заложения. Если подходить к палеовулканологическому районированию с позиций некоего предполагаемого тектонического каркаса деструкции литосферы, то возникает вопрос, насколько вулкано-плутонизм во всех формах и глубинах его проявления «вписывается» в рамки отведенных ему тектонических элементов той или иной концепции новой глобальной тектоники. Для наших исследований постулируемые зоны офиолитового магматизма, островные дуги, задуговые бассейны не являются ни предметами классификаций, ни вулканических реконструкций. Там, где заканчивается геодинамический анализ и останавливается концептуальное объяснение моделей тектоники докембрийских плит, для нас начинается углубленное изучение вулканических ареалов не столько в «островодужном» аспекте, сколько в его палеовулканологическом обосновании. Заметим, что палеовулканологическими специализированными исследованиями в Карелии охвачена едва ли половина ее территории. Остальная часть, вне ареалов останцовых структур, является областью глубокого эрозионного среза вулканических полей ниже их основания. Свидетельством тому являются многочисленные тела даек, силлов, камерно-инъекционных тел, малых интрузий, штоков, некков протерозойского возраста, размещенных в архейском кристаллическом фундаменте. Таким образом, оказывается, что на изученной территории нет более или менее крупного участка коры, где бы ни были известны вулканические ареалы. Ареальный магматизм охватывает всю земную кору региона во всем его объеме, а не только в постулируемых коллизионно-спрединговых зонах, островных дугах или рифтогенных структурах. Геометризовать выявленные только проведенными исследованиями центры эндогенной магматической активности тектоническим каркасом докембрийских литосферных плит невозможно. Ситуация более сложная, проблема оказалась далеко не очевидной.

Разнофациальные полихронные изверженные породы вулканогенно-, вулкано-плутонического, плутонического и осадочно-вулканогенного классов как на территории Карело-Кольского региона, так и в особенности на зарубежной части щита в геодинамических построениях глобальной тектоники остаются в палеовулканологическом отношении недостаточно изученными. Поэтому категории региональной и глобальной вулканологии едва ли можно признать обоснованными в плитотектонических моделях.

Такие понятия, как островная вулканическая гряда, реликт протоокеанической земной коры, офиолитовая ассоциация изверженных пород, вулкано-тектоническая структура, коллизионная зона или зона субдукций (спрединга), глубинный магмовыводящий и вулкано-контролирующий разлом, интракратонная рифтовая зона, зеленокаменный пояс и другие, имеют место быть в самых разнообразных геологических, геофизических и геолого-геофизических моделях геотектонического развития ФСЩ и ВЕП начиная от архея до позднего протерозоя.

По-видимому, реальность этих геологических категорий иногда воспринимается настолько очевидной, что не требует доказательств. Справедливости ради следует подчеркнуть, что перечисленные в предлежащем абзаце категории, как правило, не имеют достаточных обоснований ни с позиций региональной геологии, ни с позиций магматической геологии. Вместе с тем очевидно также, что целый ряд нерешенных проблем, вытекающих из недостаточной изученности, главным образом, аспектов докембрийского магматизма, в той или иной степени рассмотрен в палеовулканологии докембрия региона, и они нашли достаточно глубокое обоснование.

Невостребованность выводов и заключений палеовулканологических исследований объясняется не столько незнанием их, сколько их несоответствием популярным геодинамическим концепциям. Суть ситуации заключается в том, что весьма внушительный объем наблюдательной информации позволил нам сделать иные выводы и представления, не совпадающие, а зачастую отвергающие популярные концепции.

За более чем полувековой период научных тематических исследований палеовулканология вышла из ограничений описательной науки, и ее выводы могут служить экспертными критериями в решении проблем региональной геологии, тектоники, геодинамики и металлогении.

Последующее неизбежное территориальное расширение палеовулканологических исследований и объединение усилий национальных геологических служб Скандинавских стран, Финляндии, России и переход от локальных к региональным и трансрегиональным обобщениям в масштабах ФСЩ и ВЕП будет способствовать решению важнейших проблем региональной палеовулканологии.

ГЛАВА 1

ФИЗИЧЕСКАЯ СУЩНОСТЬ ДОКЕМБРИЙСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА. ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ ЕГО СПЕЦИАЛИЗИРОВАННОГО ИЗУЧЕНИЯ

Среди всех изученных ареалов докембрийского вулкано-плутонизма не выявлено ни одного, в котором сохранились бы полными разрезы вулканогенных толщ – от наиболее ранних и до конечных стадий извержений. Чаще всего приходится иметь дело с сокращенными разрезами лавово-вулканокластических полей в отдельных разобщенных геологических структурах. Большинство морфоструктур в современном эрозионном срезе содержат значительные площади зеленокаменно измененных пород, ареалы которых не отображают истинных площадей их первичного распространения. Структурно-геологическая фрагментарность ареалов бывшего вулкано-плутонизма в значительной степени затрудняет проведение изучения докембрийского магматизма в регионе.

Одной из важнейших особенностей Фенноскандинавского щита является его общая наследованная геономическая тенденция к длительным колебательным движениям с резко выраженной тенденцией к устойчивому воздыманию. Периоды длительных аккумулятивных процессов чередуются с не менее продолжительными этапами сводового воздымания. Все, что было сформировано в ходе седиментационного и вулканогенного породообразования в условиях низкого стояния щита, подвергалось денудации в ходе его воздымания[1]. Фенноскандинавский щит значительную часть геологического времени представлял область континентального выветривания, денудации и пенепленизации. Однако сохранившиеся от денудации осадочно-вулканогенные чехлы содержат в себе в явном преобладании продукты активных проявлений древнейших эпох вулкано-плутонизма от позднего архея до середины позднего протерозоя в интервале времени не менее чем от 3,2 до 1,2 млрд лет назад. В геоисторическом отношении ФСЩ является признанным полигоном докембрийских полихронных проявлений разноглубинного вулкано-плутонизма с разнообразным вещественным составом его продуктов.

В ходе геологического развития современная территория ФСЩ неоднократно перекрывалась, практически полностью, продуктами полихронного мантийного платобазальтового вулкано-плутонизма с мощностью чехлов, достигающей 1,5–2,0 км. Нет убедительных доказательств того, что на ФСЩ и ВЕП в течение докембрия когда-либо существовали глубоководные бассейны, подобные современным океаническим. Наоборот, имеется множество доказательств принадлежности их к числу эпиконтинентальных мелководных близких к полной компенсации обширных морей, границы которых выходят за пределы ФСЩ и распространяются на континентальный шельф.

Существует также одна, хорошо изученная особенность эруптивной деятельности докембрия, связанная с самоуничтожением в центрах активного

[1] Суммарный геологический эффект величин денудации супракрустальных пород столь велик, что на поверхность выведена древнейшая протокора планеты. Мощность коровой денудации оценивается в сумме от 8–12 км до 12–15 км, а в ряде случаев до 26–30 км.

вулканизма вершинных частей вулканических построек в ходе мощных пароксизмов, образование громадных по площади отложений агломератовых, шлаковых, бомбовых и пепловых туфов значительных мощностей.

Лавово-вулканокластические поля разных эруптивных центров испытывали значительные перекрытия. Денудация их еще более усугубляла первичную стратификацию. Значительные разрушения вулканов в зонах активного вулканизма проходят в межвулканические стадии, когда активная эффузивно-эксплозивная деятельность затухала или прекращалась. Размыв привершинной части постройки столь велик, что в его проксимальной зоне образуются горизонты вулканомиктовых конгломератов мощностью до десятков метров, как это отмечено в Суйсарском и Шидгубском вулканах. Если вулканическая фаза завершалась и наступал длительный период нового осадочного цикла, то разрушение построек достигало значительных масштабов. Оценить их без трудоемких исследований и реконструкций ареала эруптивной зоны невозможно. Однако известны случаи, когда лавовые поля имеют врезы долинами типа речных на мощность одного-двух потоков. Из этого следует, что степень эрозии лавового конуса была еще более значительной.

Складчатые деформации и радиальные блоковые разрывные движения усложнили морфологию древневулканических областей настолько, что их реконструкция представляет весьма трудно решаемую задачу. Тектоническая перестройка радикально изменяет формы и размеры первичных вулканических ареалов. В ходе складчатости бывшие ареалы вулканизма выводятся на эрозионный уровень, и их денудация формирует не только пенеплены, но и горсто-грабеновые системы (сариолийские компенсационные грабены, односторонние и ступенчатые). В таком случае образуются на месте вулканических плато остаточные эрозионно-тектонические останцовые структуры, фрагменты вулканических ареалов.

Все изложенное оказывает самое непосредственное влияние на достоверность основы палеовулканологических реконструкций в единичной вулканической зоне – опорного (и особенно унифицированного) разреза (разрезов) лавово-вулканокластического поля, т. е. вулканической постройки. Вместе с тем самым негативным образом отражается на полноте и достоверности реконструированных последовательностей пород в эруптивной зоне секториальность при формировании вулканогенных толщ. Выявленные факты размещения изверженных пород практически всех вулканических фаций в отдельных секторах вулканических построек свидетельствуют о распространенности этого явления, еще слабоизученного и практически не учитываемого в геологических построениях. Из этого следует, что составление типовых разрезов вулканогенных образований в эруптивных или иных зонах вулканических ареалов – чрезвычайно ответственный и самый трудоемкий момент в исследованиях. Реконструкция вулканического ареала в виде объемной модели позволила бы избежать многих неточностей.

Ошибка в оценке соотношений или исключение (равно как и введение) некоторых ассоциаций пород может быть обнаружена не сразу. Неправильная диагностика фаций изверженных пород или фаций глубинности способна привести к ошибочным выводам (лавовая фация и субвулканическая, дайковая и силловая, лакколит или экструзивный купол, лавовое озеро или увеличенная мощность лавового потока в силу рельефа его основания и т. д. и т. п.). Вулканохронологические и вулканодинамические методы исследований максимально способствуют успешному стратиграфическому изучению вулканогенных пород. В этом отношении метод относительной тефрохронологии чем-то подобен изотопной геохронологии.

Опыт изучения изверженных пород докембрийских вулканических, вулкано-плутонических и всех типов осадочно-вулканогенных и осадочных серий пород от зеленосланцевых до гранулитовых степеней перерождения дает основание обнаружить признаки их первичного состава и текстурно-структурных особенностей. При современном состоянии наук о веществе горных пород возводить степень их метаморфического преобразования (перерождения) в ранг непреодолимого барьера при фациальном анализе и их первичном составе – значит не признавать возможность аналитических и наблюдательских методов диагностики измененных пород.

Измеренные мощности и параметры первичных ареалов распространения изверженных пород в большинстве случаев, оказывается, являются крайне заниженными. Синвулканическая, межпароксизмальная постоянно действующая денудация исказила представления о роли эксплозивных пирокластических отложений в разрезах вулканогенных толщ настолько, что мы оцениваем по «фактическим» наблюдениям за тефрой коэффициент эксплозивности вулканических платобазальтовых извержений в первые проценты. Очевидно, что значительный снос из ареалов активного вулканизма рыхлых отложений и продуктов фумарольно-гидросольфатарной деятельности, денудация вулканических построек в проксимальной зоне и формирование удаленных фаций вулканогенного и осадочно-вулканогенного литогенеза в дистальной и открытых частях бассейнов зоны исказили представления об объемах и площадях распространения тех или иных типов пород. В таких случаях кажущаяся низкая эксплозивность докембрийских вулканических пароксизмов является ошибочной.

В ходе складчатых, складчато-глыбовых движений и длительных периодов континентального выветривания и пенепленизации в ряде случаев утрачены следы вулканизма не только в известных мелких эрозионно-тектонических структурах, но и крупных глубинно-компенсированных прогибах. Нам остаются практически не известными по геологическому вещественному накоплению громадные отрезки времени. Такие лакуны являются в настоящее время непреодолимыми барьерами. В некоторой степени их можно уже на современном этапе региональных исследований преодолеть лишь углублением средне-крупномасштабных палеовулканологических реконструкций, совершен-

ствованием специальных методов изучения объектов, развитием методик изотопной геохронологии, проведением изучения явлений докембрийского магматизма методами относительной вулканохронологии и т. д. В то же время палеовулканологическому изучению по специальной программе должны быть подвергнуты не только ареалы вулкано-плутонизма с максимально полным сохранившимся разрезом изверженных пород, но и в особенности области с глубоким эрозионным срезом лавово-вулканокластических полей и ареалов ниже их фундамента. В этом отношении периодизация актов эруптивной деятельности через эпизоды внедрений тел дайково-силловой фациальной принадлежности способна в значительной степени уточнить интенсивность и ход протекания вулкано-плутонизма. Этот путь в свою очередь открывает большие возможности в палеовулканологическом районировании и уточнении геологического эффекта отдельных вулканических пароксизмов.

1.1. Главные формы проявлений магматизма

Современное распространение магматических пород на дневной поверхности, соответствующей суммарному эффекту длительных процессов денудации докембрийских купольных и складчатых областей, не отражает ни первоначальных ареалов их распространения, ни исходных объемных соотношений изверженных пород разноглубинного магматизма. Палеовулканологическими реконструкциями было показано несоответствие современных полей распространения супракрустальных докембрийских образований их первичным ареалам (Светов, 1972, 1979; Светов, Свириденко, 1992, 1995).

В вулканологии, палеовулканологии и магматической геологии главными формами (типами) проявлений магматизма принято выделять вулканическую (поверхностную) и плутоническую (разноглубинную). Мы в целях изучения разноглубинных форм вулкано-плутонизма считаем необходимым расширить понятие «формы магматизма» введением новых – вулкано-плутонической (экструзивно-купольной, дайково-силловой), как связующей первых двух форм и криптовулканической, скрытой формы взрывной и эруптивной деятельности. Для докембрия принятая классификация служит решению многих задач выделения фаций глубинности в зонах с разной величиной эрозионного среза вулканических ареалов.

Территории с уровнем глубинности эрозионного среза ниже фундамента древних вулканических ареалов не утрачены безнадежно для палеовулканологических реконструкций. Докембрийские ареалы активного вулканизма обладают замечательным качеством – независимо от степени и глубины их эродированности в срезах фундамента всегда сохраняются питающие каналы их корневых вулканических, вулкано-плутонических и плутонических систем. Для палеовулканологических реконструкций и выяснения локализации древних вулканических ареалов эти магматические образования служат главными объектами исследований с использованием разработанной нами методики фациального анализа глубинности вулкано-плутонических и плутонических образований. На основе диагностики фаций глубинности изверженных пород вертикальный диапазон исследованных вулканогенных и плутонических систем включает уровни от вершин вулканических построек до уровня их периферических магматических очагов, и в целом определяется интервалом глубины порядка 20–25 км. Этот вертикальный диапазон в разрезе земной коры стал доступен прямому геологическому исследованию исключительно благодаря вертикальным тектоническим блоковым движениям, включая неравномерные сводовые поднятия. То, что недоступно изучению без сложных технических и технологических решений в областях современного и недавнего вулканизма, выведено на поверхность в пределах кристаллических щитов.

Специализированные палеовулканологические исследования проводились на всех по глубинности срезах ареалов активного вулканизма и плутонизма. Табл. 1 включает типы (формы) магматической деятельности, которые характеризуют разную глубинность этого важнейшего коробразующего эндогенного процесса.

Очевидно, что магматические процессы в различных условиях глубинности реализуются в разных формах. Формы реализации определяются многими причинами, анализ которых приводится в соответствующих разделах.

Вулканизм являлся наиболее яркой, грандиозной и эффективной аккумулятивной (созидающей) и деструктивной (разрушающей) формой не только фанерозойского, но и докембрийского полихронного магматизма. Его геологический эффект огромен, ареалы распространения охватывали практически всю поверхность современной территории Фенноскандинавского щита. Разнообразные продукты вулканической деятельности, как правило, запечатлевали сменившиеся фациальные обстановки и механизм своего образования и накопления в виде широкой гаммы текстурных и структурных признаков, фиксировались в виде покровов, потоков, слоев и пластов. Многочисленные явления, сопровождавшие эруптивную деятельность докембрийских вулканов, содержат в себе исключительно важную, ключевую информацию о разных этапах развития Земли. Магматические породы, сформированные в условиях подводных, субаэральных подледных и смешанных фациальных обстановок, помимо всего прочего, содержат в себе информацию о месте расположения эруптивного центра, о форме и динамике роста вулканической постройки, т. е. являются важнейшими указателями месторасположения центров эндогенной магматической активности.

Плутонизм – это скрытая форма магматизма не только в областях современного недавнего, но и древнего магматизма. Его прямое геологическое изучение возможно только в областях, где они вскрыты процессами денудации, что само по себе служит решению кардинальных вопросов магматической геологии и геотектоники. Глубинность магматического породообразования отражается не только на формах интру-

Таблица 1. Формы или типы проявлений магматизма (вулкано-плутонизма)

Форма (тип) проявления	Главные типы продуктов	Морфологические типы тел
Вулканизм (поверхностные проявления, наземные и подводные излияния)	Лавы, туфы, хемогенные вулканогенно-осадочные образования, включая рудоносные и металлоносные осадки, как продукты реакций в ходе фумарольно-гидросольфатарной деятельности. Вулканические серии изверженных пород	Лавовые потоки, покровы, плато, щитовые вулканы, стратовулканы, экструзивные купола, лавово-вулканокластические плато, дайки, силлы, штоки, трубки взрыва, тела хемогенных вулканогенно-осадочных пород (слои, линзы, прослои)
Плутонизм (разноглубинные проявления корово-мантийной интрузивной деятельности)	Магматические породы широкого вещественного состава магм, разных режимов кристаллизации, дифференциации и взаимодействия. Плутонические серии изверженных пород	Интрузивные тела разнообразных морфологических типов от крупнейших плутонов, расслоенных пластовых интрузий до тел камерно-инъекционного типа – силлов, даек, штоков и т. д.
Вулкано-плутонизм (экструзивно-купольные, дайково-силловые, камерно-инъекционные, субвулканические внедрения)	Разноглубинные магматические породы питающих и магмоподводящих каналов от уровня периферических очагов до магматических камер вулканических сооружений. Вулкано-плутонические серии изверженных пород	Вулкано-плутоны, круто падающие дайки, их сообщества, камерно-инъекционные дайково-силловые тела, пакеты силлов и ряды параллельных пластинчатых даек, дайки туффизитов, автомагматических брекчий. Кальдерные комплексы
Криптовулканизм (скрытовулканическая от поверхностных до разноглубинных коровых уровней)	Разноглубинные, преимущественно субвулканического уровня, магматические породы взрывного типа, брекчии, жерловые брекчии, туфобрекчии, автомагматические брекчии, кимберлиты, лампроиты, флюидизированные дайки	Туффизитовые трубки взрыва, кимберлитовые трубки, реже дайки и силлы кимберлитов, лампроитов

зивных тел, но и на качественных и количественных характеристиках слагающих их пород. Важнейшей особенностью разноглубинного плутонизма является его максимальная пространственная приуроченность к глубинным магматическим очагам, путям магмоводов, зонам корово-мантийного и мантийного диапиризма. Глубинные сечения земной коры, вмещающие колоссальные объемы магматических пород, представляют значительный интерес в целях изучения геодинамических обстановок, полей напряжений в литосфере и выявления общей ее энергоструктуры. Плутонизм в наиболее яркой форме проявлялся на глубинах уровня периферических магматических очагов и ниже.

Вулкано-плутонизм характеризует уровень глубинности периферических очагов до магматических камер под вулканами. Этот вертикальный интервал, вероятно, составляет от глубин субвулканического уровня (~1–2 км) до абиссального (более 5 км). Земная кора на этих уровнях испытывает максимальные напряжения, высокую тектоническую подвижность, следствием чего является чрезвычайно высокая плотность разломной, разломно-сдвиговой тектоники. Вертикальные сводовые поднятия и нисходящие движения формируют весьма сложный тектонический каркас не только литосферы в целом, но и особенно верхней коры. Все это обусловливает значительное разнообразие магмоподводящих и магмоконтролирующих разломов, определяющих не только пути движения расплавов к поверхности, но и геометрию, и глубинность разного рода магматических камер. Отметим исключительное значение этого типа магматизма в том, что здесь формируются, действуют и отмирают вулкано-плутонические и целый ряд вулканических корневых систем. Эта часть коры является наиболее энергоемкой и служит своего рода аккумуляцией тепловой энергии.

Криптовулканизм представляет особую форму вулканизма, вертикальный диапазон которого охватывает практически всю верхнюю земную кору. Его проявления в форме слепых круто- или вертикально залегающих трубчатых округлых или линейно-протяженных тел известны как в границах лавово-вулканокластических полей, в околожерловых зонах вулканических построек, в ареалах интрузивных тел, так и вне их по всей вертикальной колонке вулканических, вулкано-плутонических и плутонических систем. В качестве одной из модификаций этой формы магматизма может быть туффизитовая, автомагматическая и кимберлитовая разновидности. Они обычно сопровождают ранние и наиболее активные периоды формирования вулканических и плутонических серий магматических пород любого вещественного состава.

Предложенная типизация форм магматической деятельности отражает функциональную зависимость от глубинности формирования серий изверженных пород и таким образом служит целям палеовулканологических[2] реконструкций областей с разными величинами эрозионных срезов супракрустальных вулканогенных или осадочно-вулканогенных толщ. На геологических особенностях докембрийских объектов формируются основы методологии изучения магматизма ранних этапов развития Земли.

[2] Вполне оправданным, наряду с термином палеовулканологические реконструкции, должен быть термин – палеоплутонические реконструкции. Однако в связи с устоявшимся в отечественной литературе определением «палеовулканологические реконструкции», мы вкладываем в его содержание и понятие палеоплутонических реконструкций. Вместе с тем существуют и вулканология, и палеовулканология, каждая из которых решает свои вопросы и взаимно дополняет изучение проблем магматической геологии. Поскольку возможности вулканологии в исторической магматической геологии весьма неясны, то в последующем у палеовулканологии перспективы очевидны.

Факторами, определяющими формы магматизма, по нашему мнению, являются, главным образом, те, которые определяют энергетическую эволюцию недр Земли. Литосфера, как главная арена проявлений разных форм магматизма, имеет не только гравитационную, но и механическую неустойчивость. Термическая энергетическая история развития литосферы определяется взаимодействием ядра Земли с ее мантией. Тепловое возбуждение нижней мантии через тепло-массоперенос оказывает значительное влияние на гравитационную неустойчивость не только верхней мантии, но и литосферы в целом. Зарождение областей генерации магм на путях концентрации трансмантийных флюидов есть первая и основная причина последующего проявления магматизма в разных его формах. Рассеянная или телескопированная форма трансляции тепловой энергии вызывает плавление, разуплотнение среды и в ряде случаев при движении расплава – к деформациям твердой литосферы, а при увеличении плотности теплового потока – к ее объемному разуплотнению. С выходом головной части теплового потока в верхнюю мантию она подвергается плавлению в объемах, пропорциональных его мощности. При возрастании флюидного потока, расширении области магмогенерации и приобретении ею плавучести за счет флюидизации, формируются мантийные диапиры, представленные объемом разуплотненной мантии с включенным расплавом и трансмантийными флюидами. Рост объема способен увеличить его плавучесть.

Движение диапира постоянно поддерживается по декомпрессионному принципу все возрастающим потоком тепловой энергии в форме флюидизированного расплава. Под жесткой литосферой в зоне коромантийного перехода происходит остановка диапирового всплывания. Дополнительным увеличением энергоемкости за счет экзотермических фазовых и химических реакций и переходов создаются условия температуры и давления, превышающие литостатические. В этот период возможно плавление не только мантии, но и нижней коры, где происходит заложение промежуточных магматических очагов. В результате к моменту становления нижних уровней промежуточных очагов закладываются все условия для формирования динамической системы питающих каналов. Для их оформления важную роль имеют элементы тектонического каркаса и плотностных неоднородностей литосферы. В зависимости от конкретных условий анизотропной, неоднородной среды, обладающей не только пластичной, но и хрупкой деформацией, создаются условия для образования ослабленных радиальных зон и зон дробления литосферы. Разуплотненная литосфера является благоприятной средой хрупко-пластичных деформаций, средой формирования радиальных конических систем расколов и сводового надочагового воздымания (рис. 1).

Возрастание плавучести мантийного диапира и рост его внутреннего давления по отношению к литостатической нагрузке приводит к массовому отделению магмы и ее активному механическому воздействию на тектонический каркас и внедрению. В зависимости от конкретных обстановок и степени проницаемости литосферы (нижней коры) в ней могут быть созданы новые периферические очаги магмы. Сводообразное воздымание в наддиапировой зоне создает условия для выработки питающего выводящего канала к поверхности. Прорыв этого канала – первый акт глубинного магматизма в криптовулканической или в вулкано-плутонической, или плутонической формах.

Таким образом, начало функционирования очага было подготовлено не только ростом диапира и зоны разуплотнения на глубинах коро-мантийного перехода, но и использованием существовавшего тектонического каркаса литосферы. В последующем магматические массы используют системы бывших разломно-блоковых дислокаций и активно влияют на создание новых, с образованием вулкано-тектонических, плутоно-тектонических структур разной глубинности. Главные формы магматизма (вулканизм и плутонизм) начинают проявляться с достижением питающих каналов поверхности Земли. Рост активности вулканизма и плутонизма связан с динамикой и энергоемкостью мантийного диапира, обусловившего начало их проявления. Формы проявлений разноглубинного вулкано-плутонизма отражают ход термической эволюции Земли. Все явления, связанные с протеканием вулканических пароксизмов и интрузивной деятельностью, находятся в зависимости от параметров мантийного тепло-массопереноса. Некоторые стороны этой взаимосвязи будут рассмотрены при характеристике динамики эруптивной деятельности, формировании ЦЭМА, становления ВТС и анализе общей энергоструктуры литосферы. Последняя является одним из главных элементов структурно-морфологической организации вулканических ареалов и вулканических провинций.

1.2. Явления, сопровождающие докембрийский вулкано-плутонизм

Значительное фациальное разнообразие изверженных пород в супракрустальных толщах является лишь свидетельством былой вулканической активности. Полученные методами полевой геологии сведения об их составах, формах тел, территориальном распространении не дают возможности воспроизвести ход вулканической деятельности, динамику эруптивных актов и тем более представить реальную физическую сущность всех вулканических явлений. Задача палеовулканологических исследований и заключается в том, чтобы документально расшифровать строение ареалов вулканизма, локализовать вулканические сооружения и в их пределах изучить сущность тех процессов, следствием которых является многообразие пород вулканического и вулкано-плутонического типов. Всю полноту процессов вулканического извержения можно получить, изучив его вулканическую постройку. Поэтому, когда речь идет о динамике вулканической деятельности вообще, то это подразумевает характер режима извержений в эруптивных ареалах.

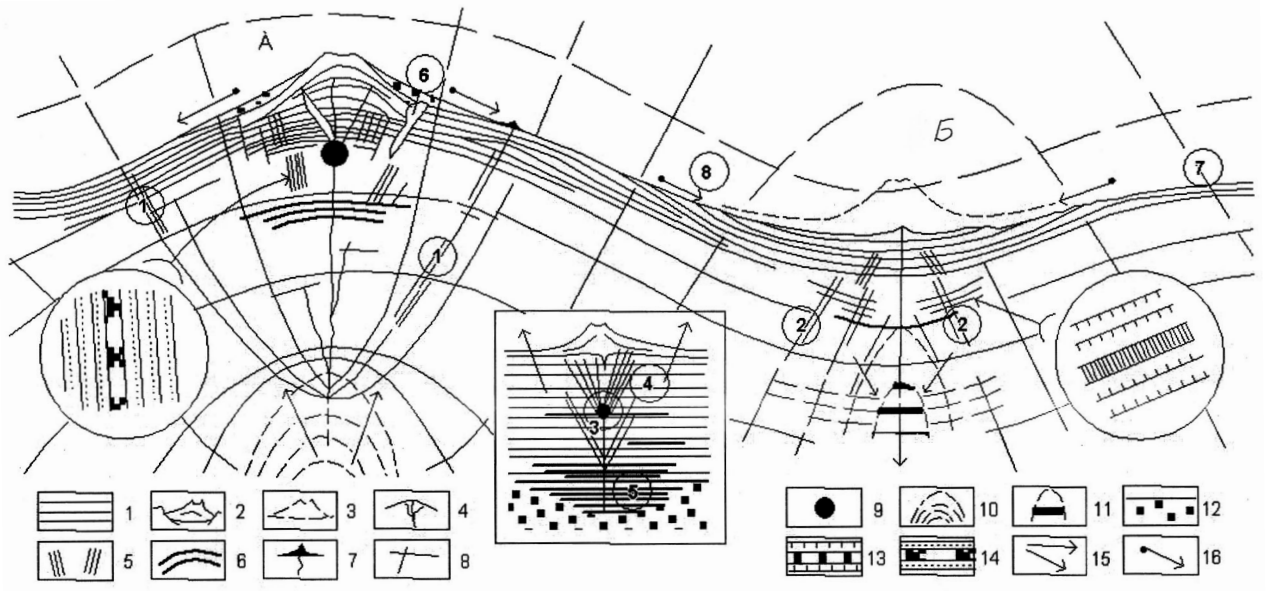


Рис. 1. Поля напряжений и морфоструктура щитовых платобазальтовых вулканических центров в условиях активного кульминационного сводового воздымания (А) и на стадии угасания эруптивной деятельности в ходе инверсионного прогибания и проседания вулканического ареала (Б).

1 – плато базальтовых лавово-вулканокластических полей; 2 – вершинная кальдера щитового вулкана; 3 – денудационные формы щитового вулкана; 4 – системы питающих каналов вулканических центров; 5 – параллельные дайки и «дайки в дайке»; 6 – малые интрузивные субвулканические формы: силлы, пластовые интрузии, камерно-инъекционные тела, включая «силлы в силле»; 7 – шлаково-лавовые конуса боковых прорывов; 8 – конические дайки и сопряженные с ними силлы; 9 – вулканическая камера в подошве щитового вулкана; 10 – область скопления магм, периферический магматический очаг, зона фокусированного потока трансмагматических флюидов, апикальная часть мантийного диапира; 11 – зона периферического очага, редуцированная в систему «интрузий под вулканом»; 12 – базальная терригенная толща в подошве платобазальтов (на врезке); 13 – участки размещения «силлов в силле»; 14 – участок расположения системы «даек в дайке»; 15 – напряжения сжатия; 16 – напряжения растяжения.
Цифрами обозначены: 1 – конические дайки, 2 – кольцевые дайки, 3 – вулканическая магматическая камера в толще платобазальтов, 4 – два пучка с разными фокусами внедрения, 5 – пакет силлов (до девяти пластовых субвулканических тел) габбро-долеритов в основании лавовой толщи и фундамента платобазальтов, 6 – шток, экструзивный купол риодацитов, 7 – поверхность континентального пенеплена, 8 – место прохождения осевой линии геофлексур

Fig. 1. Stress fields and morphostructure of shield plateau-basalt volcanic centres in an active culminating arched uplift environment (A) and at the waning eruptive activity stage in the course of the inversion sagging and subsidence of the volcanic area (B).

1 – basaltic lava-volcaniclastic field plateau; 2 – top caldera of a shield volcano; 3 – denudation forms of a shield volcano; 4 – feeder channel systems of volcanic centres; 5 – parallel dykes and «dykes within a dyke»; 6 – minor intrusive subvolcanic forms: sills, intrusive sheets, chamber-injection bodies, including «sills within a sill»; 7 – slag-lava cones of lateral breaks; 8 – conical dykes and conjugate sills; 9 – volcanic chamber at the bottom of a shield volcano; 10 – magma accumulation domain, peripheral magmatic chamber, focused transmagmatic fluid flow zone, apex of a mantle diapir; 11 – peripheral centre zone reduced to a system of «intrusions under a volcano»; 12 – basal terrigenous unit at the base of plateau-basalts (inset); 13 – distribution of «sills within a sill»; 14 – position of a «dyke within a dyke» system; 15 – compressive stress; 16 – tensile stress.
Numbers show: 1 – conical dykes, 2 – ring dykes, 3 – volcanic magmatic chamber in plateau-basalts, 4 – two beams with different intrusion foci, 5 – package of gabbro-dolerite sills (up to nine sheeted subvolcanic bodies) at the base of a lava unit and the basement of plateau-basalts; 6 – stock, extrusive dome of rhyodacites; 7 – surface of continental peneplain; 8 – direction of the axial line of geoflexures

Вулканическая деятельность проявляется в явном виде через ее продукты. Задача палеовулканологического фациального анализа решается таким образом лишь в эруптивных проксимальных зонах. Удаленные дистальные зоны имеют второстепенное, подчиненное значение. Главные формы внешних проявлений вулканизма в виде разных типов эруптивной деятельности – лавовых излияниях, лавовых выжиманиях, вулканических взрывах разной мощности, выделениях вулканических газов и паров воды, в общем, дают первые приближения к расшифровке их физической сущности и оценке геологического эффекта.

Значительный интерес представляют многочисленные явления, которые сопровождают ход эрупции (табл. 2). Они менее эффективны, в большей степени кратковременны, однако их следы играют важную роль не столько в описании феноменологии каждого вулканического цикла, сколько в целях локализации вулканических центров или их питающих каналов. Поскольку вулканогенные толщи латерально и вертикально не выдержаны, то любое свидетельство околожерловой зоны особенно важно для палеовулканологического районирования.

Явления, сопровождающие вулканическую деятельность от начальных до конечных фаз, суммированы в табл. 2 и не требуют подробного комментария. Отметим, что многие из указанных проявлений вулканизма фиксируются в осадочных толщах, предшествовавших вулканизму периодов осадконакопления. Задолго до лавовых излияний ареал будущего вулканизма испытывает поднятие. Например, регрессия в ятулийских бассейнах перед извержением отмечена

Таблица 2. Явления, сопровождающие вулканические пароксизмы

Физические явления	Формы проявления и их продукты
А. Предвулканические	
1. Вулкано-тектонические поднятия	Локальные сводовые поднятия. Следы довулканических регрессий. Признаки кор выветривания. Эрозионные врезы и долины. Временные потоки и конусы выноса. Локальные размывы
2. Сейсмические явления	Водно-оползневые явления. Сейсмодислокации и обвалы. Сейсмические толчки и удары. Обилие водно-оползневых текстур. Олистостромы
Б. Вулканические	
3. Лавовые излияния	Растечение жидких платобазальтовых лав. Окисление лав и туфов, виды лавовых потоков и покровов. Выжимание вязких лав в виде экструзивно-купольных форм
4. Раскаленные лавины и палящие тучи	Игнимбритовые поля и плато. Игниспумитовые покровы. Риодацитовые потоки
5. Вулканические взрывы	Диспергирование лавы. Пеплопады и камнепады. Пирокластические отложения направленных взрывов. Пепловые тучи. Ливневые дожди. Локальный перемыв тефры. Пизолиты
6. Образования вулканических построек, вулканического ландшафта	Рост лавово-вулканокластических полей, лавового плато. Наращивание платобазальтов и образование щитовых вулканов. Развитие вулканов центрального типа, жерловых кратерных зон, лавовых озер. Становление вулканических долов. Образование коллювиально-протовиальных отложений. Флювиогляциальные покровные отложения. Врезы речных долин и долин временных потоков
7. Фумарольно-гидросольфатарная деятельность	Фумарольные поля. Термальные площадки. Гидросольфатары и мофеты. Фумарольные сифоны, горнитосы. Шлаковые лавы. Пенистые и вспененные лавы
8. Газо-гидротермальная деятельность	Гидротермальный метаморфизм в объектах вулканических построек. Травертины, гейзериты, яшмы, силициты, металлоносные медистые осадки. Кремнисто-карбонатно-марганцевые, фосфоритовые, железисто-сульфидные и железисто-кремнистые отложения
9. Сейсмические явления	Вулканическое дрожание. Сейсмообвалы, сейсмодислокации. Взламывание корки потоков, безкорневые базальтовые дайки. Сейсмические цунами, волнения, грубообломочные линзы штормовых фаций. Валунно-галечные пласты между лавовыми потоками. Отсутствие пирокластики в разрезах лавовых пакетов. Калькреты, силкреты. «Просеивание» терригенного материала через «сито» шарово-подушечных лав. Свалы, «кладбища» шарово-подушечных лав
В. Поствулканические	
10. Вулкано-тектонические проседания	Трапповые впадины, прогибы. Признаки трансгрессий и лавинной седиментации в бортах. Видоизменение вулканического ландшафта. Обилие вулканомиктовых пород неясного генезиса. Ритмиты вне седиментационных циклов
11. Вулкано-тектонические обрушения	Провалы, кальдерообразование. Формирование ВТС. Радиальные и радиально-концентрические структуры. Кольцевые и радиальные дайки
12. Грязевой вулканизм	Термальные площадки. Аргиллитизация лав. Зоны пропилитов. Обилие тонкослоистых осадочных вулканогенно-хемогенных пород. Соответствие их состава составу лав. Связь с термальными площадками. Зоны скопления силицитов, кремнисто-карбонатных пород
13. Лахаровые и грязевые потоки	Отложение грубообломочных временных потоков и покровов в проксимальной зоне. Исключительно однообразный материал пород вулканической постройки в псефитовой фракции и цементе. Отсутствие сортировки. Локальность и секториальность локализации
14. Подводные выбросы газа	Наличие в ритмитах вулканомиктовых обломков типа «дробстоунов». Вспучивание, нарушение слоистости. Локальные водноопползневые текстуры фонтанирования газов. Гальки-катуны, форты вдавливания. Миндалекаменные текстуры пепловых туфов
15. Глобальные изменения климата	Покровные оледенения. Ледниковая экзарация. Штрихованные валуны. Отложения вулканомиктовых тиллитов. Сокращения видового состава биоты. Мощные регрессии. Грязевые потоки и покровы вне центров вулканизма
16. Геоэкологические катастрофы	Формирование платобазальтовых провинций и «лунных» ландшафтов – вымирание биоты. Изменение палеогеографии. Разрушение системы континент – море (бассейн). Отмирание старой и образование новой гидросети. Изменение режима формирования литофаций. Смены типов литогенеза. Смена геохимии ландшафтов
17. Геотектонические перестройки	Активная деструкция вулканических ареалов. Денудация, пенепленизация, педиментация. Глубокое расчленение вулканической провинции: эрозионное, тектоническое. Усиленная тафономия. Вскрытие корневых зон в областях питания. Вступление в период полного отмирания ареала вулкано-плутонизма

не только формированием конгломератов и гравелитов регрессивной стадии циклического вулканизма, но и значительным размывом осадочных толщ. Подобные же особенности характерны и для всех остальных зон начиная с лопия (конгломераты в верхах разрезов терригенной толщи раннего лопия в районе оз. Летнего, конгломераты в базальных отложениях ливвия в районе оз. Карельского и др.). Часто наиболее ранние признаки проявлений вулканической деятельности отмечаются тонкими слойками литокристаллокластических туфов, отложениями туфогенно-кремнистых слоев отдаленных фаций и т. д. Последний факт свидетельствует о не строгой синхронизации вулканизма, как это было выявлено в Сегозерской, Медвежьегорской и Селецкой зонах. Здесь более ранние извержения в раннем ятулии начались в Селецкой вулканической зоне.

Динамика формирования лавовых полей и лавовых плато отчетливо отражается в удаленных фациях вулканов накоплением хемогенных вулканогенно-осадочных пород за флангами зон активного вулканизма (Туломозерская структура). Этот факт дает основание к ограничению ареала зоны активного вулканизма. Мы обращаем особое внимание на факты

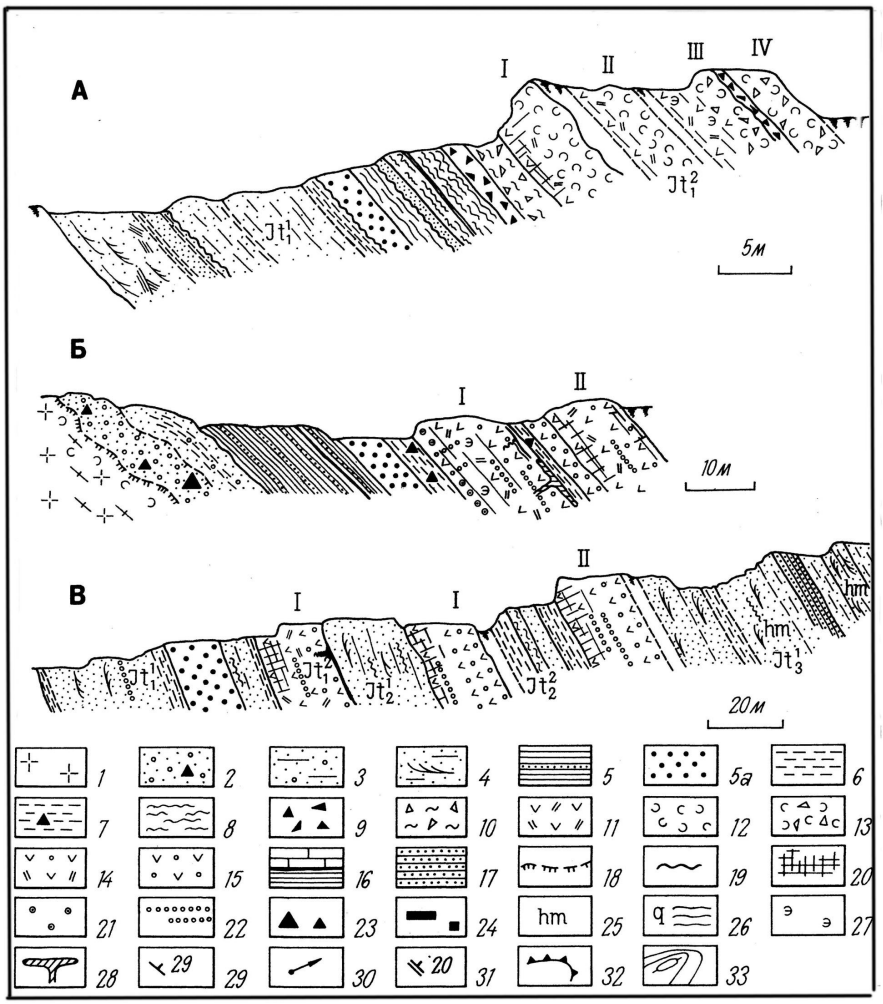


Рис. 2. Разрезы ятулийских платобазальтов свекокарельской провинции Северной Финляндии (составлены А. П. Световым).

А. Разрез нижнеятулийских платобазальтов ур. Ракутунтури Кусамо. Гид А. Силвеннойнен. Сев. Финляндия.
Б. Базальные отложения нижнего ятулия и платобазальтовые лавы выс. Рункаусваара (Тервола). Гид Веза Перттунен. Сев. Финляндия.
В. Ятулийские терригенные и вулканогенные толщи выс. Мянтяваара, ур. Кяткяваара. Сев. Перепохья. Сев. Финляндия (гиды М. Пелконен и В. Перттунен).
1 – тоналиты, тоналито-гнейсы, плагио-микроклиновые граниты (терассы); 2 – полимиктовые базальные конгломераты, аркозовые грубозернистые песчаники; 3 – полевошпатовые песчаники (аренитовые) с редкой галькой, гравелиты; 4 – аренитовые косослоистые; 5 – алевролиты с линзами песчаников, 5а – кварциты светло-зеленые, сливные, маркирующий горизонт; 6 – туфы, туффиты, зеленые сланцы; 7 – туфогенно-кремнистые сланцы; 8 – кремнистые сланцы с прослоями пелитовых туфов; 9 – рассеянная вкрапленность магнетита; 10 – агломератовые туфы, агломератовые брекчии платобазальтов; 11 – массивные плагиофировые базальты (нижний ятулий); 12 – шаровые и шарово-подушечные базальты; 13 – лавобрекчии в кровле потоков, потоки лавобрекчий; 14 – миндалекаменные базальты; 15 – вспененные базальты; 16 – горизонты туфогенно-карбонатных пород; 17 – песчаники разнозернистые аренитового типа; 18 – поверхности кор химического выветривания; 19 – следы размыва на поверхности слоев; 20 – отдельность в подошве потоков; 21 – вариолитовые обособления; 22 – «слоистость течения»; 23 – вкрапленность титаномагнетита и магнетита; 24 – вкрапленность сульфидов меди; 25 – гематизация; 26 – кварцевые и кварц-кальцитовые жилы; 27 – эпидотизация; 28 – пластовые тела силицитов на фумарольных площадках; 29 – элементы залегания пород; 30 – направление растекания лав; 31 – элементы залегания пластовой отдельности; 32 – уступы, обрывы; 33 – горизонтали рельефа

Fig. 2. Sections of Jatulian plateau-basalts in the Svecofennian province of North Finland (by A. P. Svetov).

A. Section of Lower Jatulian plateau-basalts at Rakutunturi Kuusamo. Guide: A. Silvennoinen. North Finland. B. Lower Jatulian basal rocks and plateau-basalt lava at Runkausvaara (Tervola). Guide: Vesa Perttunen. North Finland. C. Jatulian terrigenous and volcanogenic units, Mäntävaara Hill, Kätkävaara.
North Perepohja. North Finland (guides: M. Pelkonen and V. Perttunen).
1 – tonalites, tonalite-gneisses, plagio-microcline granites (terraces); 2 – polymictic basal conglomerates, coarse-grained arkoses; 3 – feldspathic sandstones (arenites) with scarce pebbles, gravelstones; 4 – cross-bedded arenites; 5 – siltstones with sandstone lenses, 5a – light-green quartzites, reference horizon; 6 – tuffs, tuffites and green schists; 7 – tuffaceous cherts; 8 – cherts with pelitic tuff intercalations; 9 – magnetite dissemination; 10 – agglomeratic tuffs, agglomeratic plateau-basalt breccia; 11 – massive plagiophyric basalts (Lower Jatulian); 12 – spherulitic and pillow-spherulitic basalts; 13 – lava breccia at flow top, lava breccia flows; 14 – amygdaloidal basalt; 15 – foamy basalt; 16 – tuffaceous-carbonate rock horizons; 17 – inequigranular arenite-type sandstone; 18 – surfaces of chemical weathering crusts; 19 – traces of erosion on the surface of beds; 20 – jointing at the bottom of flows; 21 – isolated variolites; 22 – «flow bedding»; 23 – titanomagnetite and magnetite dissemination; 24 – copper sulphide dissemination; 25 – hematitization; 26 – quartz and quartz-calcite veins; 27 – epidotization; 28 – sheeted silicite bodies at fumarolic sites; 29 – mode of rock occurrence; 30 – lava flow direction; 31 – mode of occurrence of sheet jointing; 32 – scarps and cliffs; 33 – relief contours

использования тефрохронологических методов реконструкций вулканических ареалов. Например, раннеятулийские туфы и туфокремнистые отложения с прослоями типоморфных тонкозернистых светло-зеленых хемогенных кварцитов установлены от Сегозерской, Лехтинской вулканических зон раннего ятулия до Куолаярвинской и вплоть до структуры Куусамо в Восточной Финляндии (рис. 2, 3). В разрезе нижнеятулийских лавовых полей такого же уровня в районе г. Куопио (рис. 4) вместе с кварцитами зеленого цвета и раковистого излома присутствует медно-сульфидная минерализация типа Воронова Бора в Карелии. Расстояния между этими объектами составляют около 3000 км. Однотипные, в сходных обстановках сформированные и близкие по времени, меденосные сульфидные хемогенные кварциты и туфы являются устойчивым маркирующим горизонтом, связывающим отдельные вулканические ареалы в единую платобазальтовую провинцию.

Продукты разных фаз и циклов свекокарельского вулканизма, перечисленные в табл. 2, отражают динамику явлений на всем интервале эруптивной деятель-

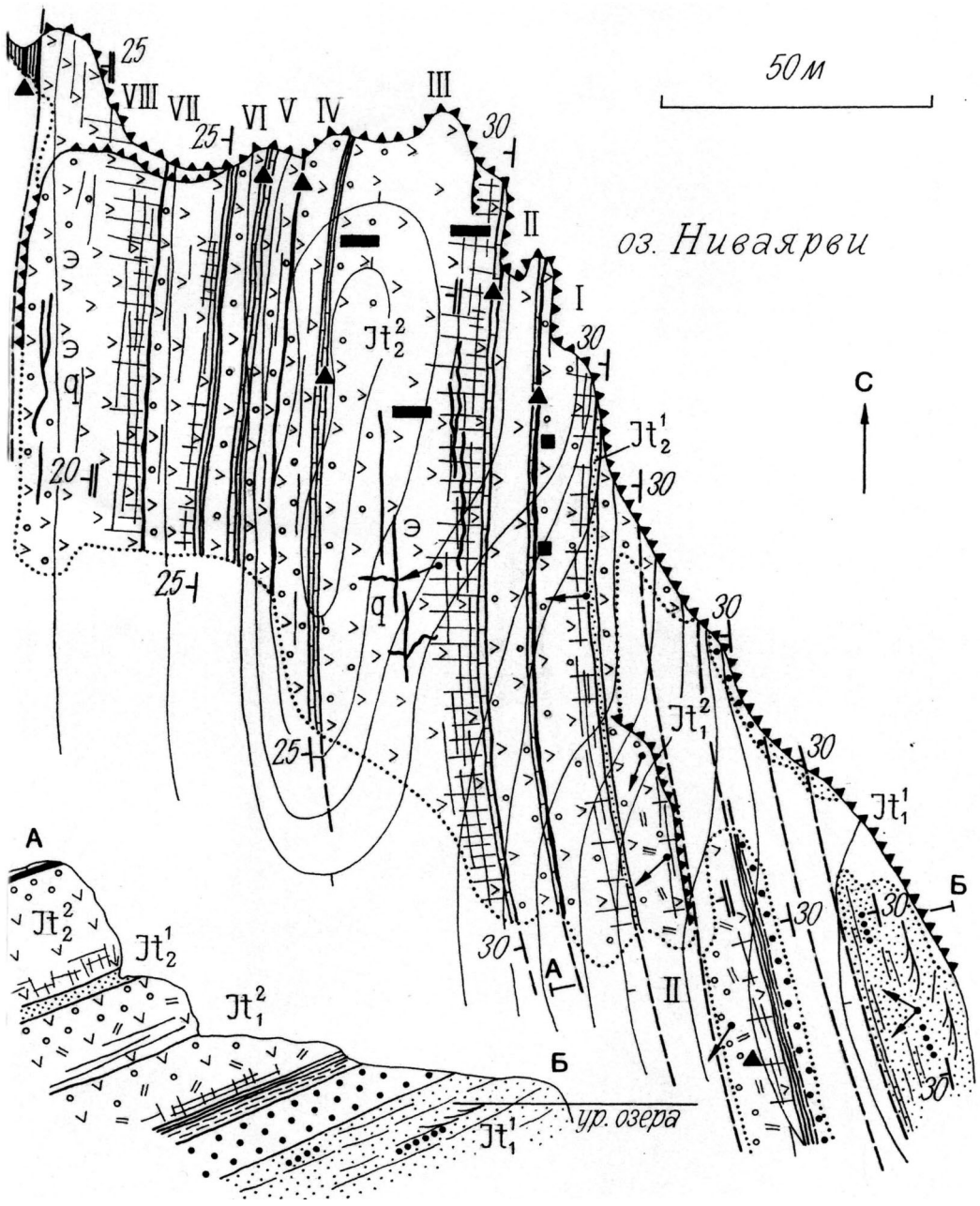


Рис. 3. Платобазальты нижнего и среднего ятулия западного берега оз. Ниваярви. Куолаярвинская вулканическая зона Северной Карелии (условные обозначения – на рис. 2).

Fig. 3. Lower and Middle Jatulian plateau-basalts on the western shore of Lake Nivajärvi. Tajärvi volcanic zone, North Karelia (for symbols, see fig. 2)

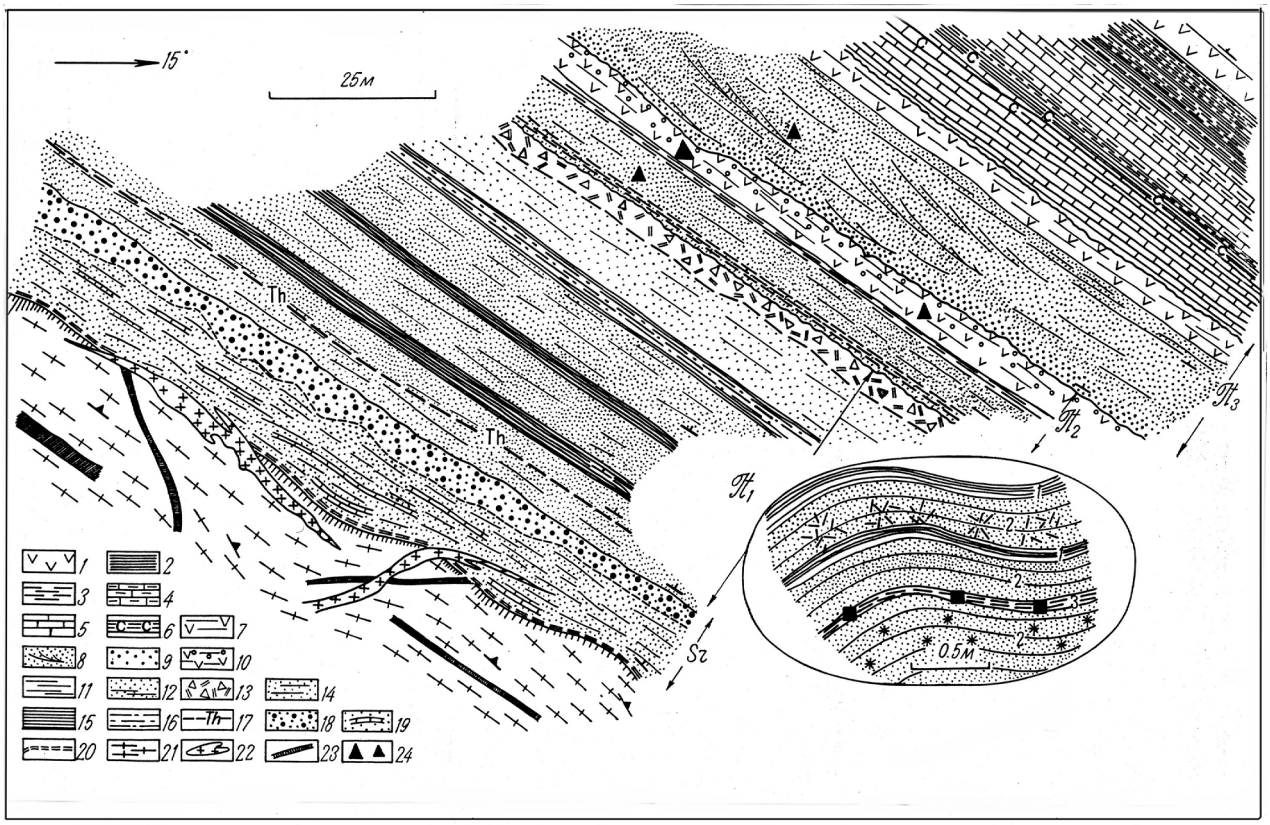


Рис. 4. Корреляция свекокарельских вулканогенно-осадочных пород ур. Рисинмяки (г. Куопио, Финляндия) со стратотипическими разрезами Карелии на основе тефрохронологии (сланцевый пояс Саво) (разрез составлен А. П. Световым во время геологических экскурсий в районе г. Куопио. Гид геологической экскурсии Хейкки Луккаринен).

Людиковий (формация Вайванен): 1 – базальты амфиболизированные (амфиболовые сланцы); 2 – туфопелиты, зеленые пелитовые сланцы полосчатые; 3 – туфоалевролиты, туфы пелитовые; 4 – скарнированная карбонатная порода и скарны (диопсид-тремолитовые); 5 – известняки и доломиты; 6 – углеродсодержащие сульфидизированные алевролиты, сульфидсодержащие алевролиты с графитом (типа графитовых сланцев месторождений Юнкя и Лайвонсаари).
Верхний ятулий: 7 – базальты миндалекаменные, амфиболизированные; 8 – кварцито-песчаники косослоистые; 9 – грубозернистые песчаники, гравелиты.
Средний ятулий: 10 – базальты амфиболизированные; 11 – туфоалевролиты, алевролиты; 12 – кварциты, кварцито-песчаники, светло-розовые стекловатые кварциты, серые с силлиманитом.
Нижний ятулий (формация Kolmisoppi): 13 – плагиофировые базальты; 14 – аркозовые песчаники серые, розовые до красновато-бурых, кварцито-песчаники, кварциты, стекловатые кварциты; 15 – пелитовые сланцы кварц-серицитовые; 16 – алевролиты, алевропелиты; 17 – горизонт алевролитов с U-Th минерализацией, глинисто-карбонатные тонкослоистые породы; 18 – конгломераты; 19 – аркозы, аркозовые арениты, частично сапролиты с линзами скарнов и конгломератов, формация Липпумяки; 20 – базальный горизонт досвекокарельской коры выветривания; каличе, обызвесткованный эллювий, калькрит, канкар; 21 – позднеархейские тоналиты и тоналитогнейсы; 22 – дайки и жилы плагио-микроклиновых гранитов; 23 – дайки свекокарельских диабазов; 24 – вкрапленность магнетита.
Врезка: ритмичнослоистые арениты (2), сульфидсодержащие металлоносные осадки (3) калевия с кордиеритом и силлиманитовыми (формация Рахкамяки) сланцами калевия

Fig. 4. Correlation of Svecokarelian volcanic-sedimentary rocks at Risinmäki (Kuopio, Finland) with a stratotype column of Karelia on the tephrochronological basis (Savo schist belt) (the column was constructed by A. P. Svetov on a geological field trip to the Kuopio area guided by Heikki Lukkarinen).

The Ludicovian (Vaivanen Formation): 1 – amphibolized basalts (amphibole schists); 2 – tuff pelites, green banded pelitic schists; 3 – tuff siltstones, pelitic tuffs; 4 – skarned carbonate rock (diopside-tremolitic) skarns; 5 – limestones and dolomites; 6 – carbonaceous sulphidized siltstones and sulphide-bearing siltstones with graphite (Junkä- and Laivonsaari graphite schist type).
The Upper Jatulian: 7 – amygdaloidal amphibolized basalts; 8 – cross-bedded quartzitic sandstones; 9 – coarse-grained sandstones and gravelstones.
The Middle Jatulian: 10 – amphibolized basalts; 11 – tuff siltstones and siltstones; 12 – quartzites, quartzitic sandstones, light-pink vitreous quartzites, grey-coloured with sillimanite.
The Lower Jatulian (Kolmisoppi Formation): 14 – grey, pink to reddish-brown arkoses, quartzitic sandstones, quartzites; vitreous quartzites; 15 – quartz-sericitic pelitic schists; 16 – siltstones and silty shale; 17 – siltstone horizon with U-Th mineralization, thinly-laminated argillaceous-carbonate rocks; 18 – conglomerates; 19 – arkoses, arkosic arenites, partly saprolites with skarn and conglomerate lenses, Lippumäki Formation; 20 – basal horizon of the pre-Svecokarelian crust of weathering; caliche, calcified elluvium, calcrete, kankar; 21 – Late Archean tonalites and tonalite-gneisses; 22 – plagio-microcline granite dykes and veins; 23 – Svecokarelian diabase dykes; 24 – magnetite dissemination.
Inset: rhythmically-bedded arenites (2), Calevian sulphide-bearing metalliferous sediments (3) with cordieritec and Calevian sillimanitic schists (Rahkamäki Formation)

ности. Хотя таблица составлена для ареалов свекокарельского платобазальтового вулкано-плутонизма, она может быть применима и для явлений рифейского и лопийского циклов. Геологическое содержание этих явлений приводится в более развернутом виде при рассмотрении соответствующих фаций.

Не менее важное значение имеют явления, связанные с интрузивной деятельностью. Было бы желательно провести хотя бы предварительную классификацию тектонических обстановок и типов структурных форм в ареалах глубинных зон ЦЭМА. Однако этот класс структур здесь, в таблице явлений, сопровождавших докембрийский вулкано-плутонизм, только намечен (табл. 3). Одной из важнейших задач последующих палеовулканологических исследований корневых зон вулкано-плутонизма и связанных с ними рудно-магматических систем должно стать специальное объемно-геофизическое изучение. Работы в этом направлении практически не проводились и не проводятся, хотя значимость их очевидна.

Явления, связанные с внедрением магмы в процессе формирования вулкано-плутонических систем, включают разные формы воздействия магмы на тектонический каркас рамы и реакцию этого каркаса на степень его видоизменения. Очевидна ведущая роль домагматических разломно-складчатых структур коры в общей локализации ареалов эруптивной и интрузивной деятельности. Однако наибольшее значение в палеовулканологии имеют структуры, которые формировались под влиянием внедрившегося расплава. Максимальное влияние на разнообразие этих структур оказывает нарушение гравитационного равновесия в домагматических областях. Этот класс явлений еще плохо изучен и выделяется на основании косвенных фактов. Элементы подобных структур отмечались неоднократно в докембрии Карелии. Однако в ряде случаев они имеют недостаточное палеовулканологическое обоснование. Их можно рассматривать как первоочередные объекты тематических исследований в области магматической геотектоники.

Отметим одну, на наш взгляд, важную особенность явлений, характеризующих магматизм в ЦЭМА. Эта особенность заключается во взаимосвязи динамических усилий магматических масс и кинематики рамы, которые являются своего рода аттракторами

Таблица 3. Явления, сопутствующие становлению питающих магматических каналов и внедрению интрузий под вулканами

Физические явления	Формы воздействия на среду и ее реакции
Поднятие головы флюидно-магматического диапира к границе и в нижнюю часть земной коры. Заложение ЦЭМА	1. Начало сводового вздымания, хрупко-пластические деформации и разрывы. 2. Становление круто восстающей радиальной разрывной структуры питающего канала в пределах его коровой части. Зоны трещиноватости, дробления, брекчирования. Декомпрессия. 3. Запонение флюидно-магматическим расплавом зоны питания. Раннемагматические системы даек (параллельных и радиальных). Разуплотнение среды в зоне мантийного диапира
Ретроградное вскипание магм. Плутонизм, переходящий в вулканизм	4. Расширение питающей системы трещин. Периодическое вскипание магмы в условиях шоковой декомпрессии. 5. Автомагматические взрывы, образование тел туффизитов, переполненных обломками вмещающих пород. 6. Начало прорыва канала земной коры. Наземный вулканизм инициальной стадии, массовое внедрение даек в линейную зону разрывов вулканического свода
Рост внутреннего магматического давления. Начало становления очаговых зон, вулкано-плутонической системы питания	7. Расширение, отслаивание и расклинивание слоев на фронте даек, силлов, пластовых интрузий. Механическое воздействие на породы рамы. 8. Взламывание некомпетентных слоев. Образование промежуточного и (или) периферического магматических очагов. Формирование интрузий под вулканами. 9. Становление в максимуме роста систем радиальных, радиально-кольцевых и концентрических разломов и акты внедрения главной массы даек, в том числе конических
Формирование системы разноглубинных интрузивных тел в ареале ЦЭМА	10. Стабилизация главного и начало формирования второстепенных выводных каналов. Максимум вулканической активности, побочные прорывы, редкие силлы в фундаменте вулканических построек. Дайки, их группы, поля и пояса даек за пределами вулканического ареала. Явления базификации коры путем инъекций базитовых даек, камерно-инъекционных тел. 11. Активное функционирование систем питающих очагов и магматических (вулканических) камер. Флюидно-магматическое расщепление расплава, ранняя кристаллизационная дифференциация в периферических очагах и вулканических камерах. Разделение родоначальной магмы на исходные расплавы
Отмирание корневой вулкано-плутонической системы. Внедрение интрузий под вулканами. Контракционное сжатие очаговых зон	12. Спад вулканической активности, начало проседания, массовое внедрение силлов, пластовых интрузий, однофазных и многофазных, частичные обрушения в зоне вулканической постройки. Акты формирования кольцевых даек. Интрузии под вулканами. 13. Деструкция вулканической постройки, свода. Проседание вулканического ареала. Кальдерообразование. Формирование штоков, мелких интрузивных тел. 14. Становление гидротермальных рудно-магматических систем, охватывающих эруптивную зону ЦЭМА. 15. Пневматолито-гидротермальный и гидротермальный метаморфизм пород глубоких сечений ЦЭМА, включая породы рамы. Термальные площади. 16. Угасание вулканизма, плутонизма, позднемагматические низкотемпературные преобразования пород, гидротермальных «карст». Рудообразование, рудоотложение и удаленный пропилитовый метаморфизм. Контракционное сокращение объема корневых зон плутонизма, депрессии проседания. Остывание коры

функционирования очаговых систем и режима проявлений эффузивной и интрузивной деятельности. Эта теснейшая связь наблюдается с довулканических этапов и вплоть до отмирания эруптивных центров.

1.3. Типы извержений и продукты эруптивной деятельности

Основой представлений о режиме вулканического извержения являются текстурно-структурные особенности вулканогенных пород, их фациальный состав, генетические типы и соотношения в разрезах вулканогенных толщ, а также данные о геологических объемах и латеральных вариациях в пределах вулканических ареалов. Обобщенные данные по физической сущности проистекавшей вулканической деятельности позволяют в пределах конкретного ареала реконструировать не только общие, но и ряд типоморфных признаков, по которым возможно проследить ход былого извержения. Существующие классификации типов извержений в вулканологии основываются исключительно на прецеденте наблюдаемой эруптивной деятельности, ходе вулканических взрывов, истечении лавового или лавово-пирокластического материала, росте внутрикратерных экструзивных куполов и явлений, сопровождающих извержение современных вулканов. В ее основу положены реальные наблюдения за эруптивной деятельностью конкретных вулканов, и типы извержений получили названия от наименований самих вулканов (гавайский, исландский, стромболианский и т. д.). Между тем известно, что в ходе эруптивной деятельности современных вулканов сменяющие пароксизмы нередко относятся к разным типам. Для целей палеовулканологических реконструкций современная вулканологическая классификация типов извержений имеет частное приложение, поскольку она не отражает обобщенного образа режима эруптивной деятельности в древневулканических ареалах. Актуализация физической сущности явлений, происходивших в центрах эруптивной деятельности, по нашему мнению, необходима для каждого ареала, от начала и до завершения его формирования и должна строиться на интегрированной основе частных событий. Такая обобщенная классификация вулканических извержений с присущими им морфологическими типами продуктов приведена в табл. 4. Здесь каждый выделенный тип вулканической эруптивной деятельности характеризует всю динамику пароксизмальной деятельности интервала времени его активного состояния. Данная классификация не претендует на исключительную полноту. Она предполагает ее дальнейшее совершенствование, особенно в части выделения и конкретизации главных типов и, возможно, подтипов извержения, насыщение на основе наблюдательного материала новыми явлениями или их сочетаниями, включая и не актуалистические, т. е. присущие только определенному периоду докембрия. Выделение подтипов эруптивной деятельности в рассматриваемых исследованиях не являлось самоцелью, поскольку они очевидны из фациальных составов вулканических пород разных динамических обстановок в околожерловой (проксимальной) зоне, где отчетливо выявляются не только вялотекущие излияния лав, но и бурная высокоэнергетическая (вплоть до катастрофических) эффузивная или эксплозивная деятельность. Степень изученности некоторых вулканических построек (Гирвасской, Суйсарской, Ровкозерской и др.) уже является достаточной для описания динамики эрупций каждого из них с позиций смены типов извержений. Однако степень изученности и реконструирования вулканических построений нельзя признать достаточной для выделения подтипов эрупций.

Очевидно, что значимость предложенной классификации заключается не столько в выделенных типах извержений, сколь в их геологическом обосновании.

Платобазальтовый тип вулканической деятельности характеризуется излияниями лав на значительных площадях в режиме формирования базальтовых лавовых плато. Характерной особенностью данного типа является участие в режиме извержений огромных объемов магмы, поступавших на поверхность в чрезвычайно короткие отрезки времени. Отдельные лавовые покровы формировались из перегретой высокотемпературной и высокоподвижной лавы, содержащей умеренные количества летучих, затапливающих громадные территории. Фактическое присутствие пеплового пирокластического материала в разрезах платобазальтов дает основание предполагать небольшой коэффициент эксплозивности (около 5–10% или до 15%). Наиболее изучены плато ятулийской платобазальтовой провинции. Питающими каналами базальтовых плато являлись, как правило, эшелонированные протяженные трещины в земной коре, формировавшиеся на ограниченных сводовых поднятиях в ходе образования систем региональных геофлексур. Ширина перегиба геофлексур составляла не менее 50–100 км, поэтому лавовые поля отдельных вулканических зон размещались не только вдоль их осей, но и распространялись в сторону опущенного крыла на значительные расстояния. Исходя из палеогеографических реконструкций, вулканические зоны платобазальтовых излияний охватывали не только прибрежную часть мелководных эпиконтинентальных бассейнов, но нередко и более удаленные зоны открытого бассейна.

Реконструированная, например, ятулийская платобазальтовая провинция охватывает территорию от оз. Суоярви, городов Медвежьегорска и Надвоиц на юго-востоке Карелии и до Финской Лапландии и провинции Финнмарк на севере Норвегии. Западные границы, вероятно, выходят за пределы Норботтена Швеции и зоны Тампере в Финляндии, и таким образом, имеют площадь не менее 0,8 км^2. Карельская платобазальтовая провинция первоначально представляла собой уплощенную лавовую подводную равнину с надводными выступающими вершинами щитовых вулканических построек исландского типа. Часть лавовых полей формировалась в обстановках субаэральных излияний, подвергалась денудации и формированию кор физического и химического выветривания.

Таблица 4. Типы извержений и их продукты

Реконструированные типы извержений докембрийских вулканов	Типы извержений современных вулканов	Режим эруптивной деятельности	Режим лавовых излияний	Главные типы продуктов извержений	Типы вулканических построек и формы околожерловой аккумуляции
1. Платобазальтовый (затопляющих базальтов)	Гавайский, исландский, вулканский	Редкие умеренной силы взрывы, лавовые потоки	Высокая текучесть лав, излияния покровных затапливающих базальтов, андезито-базальтов, андезитов. Умеренные содержания летучих. Значительные объемы одноактных излившихся лав	Лавовые покровы, потоки, пахоэхоэ лавы, вспененные и пенистые лавы, шаровые, шарово-подушечные, жгутовые, тубообразные лавы и их гиалокластиты. Пепловые туфы, реже бомбовые агломераты	Лавовые плато, наклонные лавовые равнины. Трещинные извержения, вулканы щитового исландского и переходного типов к гавайскому. Возможно, шлаковые конусы и вершинные кальдеры. Редко конические стратовулканы
2. Эффузивно-эксплозивный (лавово-пирокластический)	Стромболианский, вулканский, плинианский, исландский	Частые разной силы взрывы, вплоть до катастрофических. Спокойное истечение вулканических газов	Газонасыщенные лавы, небольшие объемы лав с высокой текучестью	Лавовые потоки, реже покровы. Туфы пепловые, агломератовые, агглютинатовые. Бомбы, лапилли	Вулканы стратифицированного типа, вулканы центрального типа (стратовулканы). Побочные прорывы, шлаковые конусы. Возможные вершинные кальдеры
3. Эффузивно-экструзивный (лавово-купольный)	Пелейский, безымянный, этны	Лавовые потоки, резкое возрастание жерловых экструзий, мощные выбросы шлаков. Игнимбриты и игниспумиты	Излияния небольших объемов вязкотекучих лав. Купола выжимания	Короткие потоки, экструзивные купола, штоки. Агломераты, агглютинаты. Пеплопады. Палящие потоки и тучи	Полигенные стратовулканы, возможно, обширные надочаговые кальдеры обрушения. Риолитовые плато
4. Экструзивно-эксплозивный (экструзивно-купольный)	Пелейский, безымянный	Жерловые экструзии. Игнимбриты, игниспумиты. Агглютинаты	Потоки истечения, раскаленные лавины, тучи. Купола выжимания	Экструзивные купола, штоки	Постройки стратифицированного типа. Стратовулканы полигенные. Надочаговые кальдеры, кальдерные стратовулканы. Экструзивные купола, интрузии. Риодацитовые, риолитовые плато
5. Эксплозивный (пепловых или палящих туч)	Плинианский, безымянный, вулканский	Пепловые и палящие тучи. Пеплопады, камнепады, вулканические бомбы и лапилли. Умеренные и катастрофические взрывы. Схождение раскаленных лавин	Редкое излияние лав. Возможные лавовые потоки в околожерловой зоне, не исключены боковые прорывы лав	Агглютинаты, агломераты, возможно, грязевые потоки. Покровы раскаленных лавин. Гидротермальные и гидротермально-метасоматические образования	Крупные шлаковые конусы, шлаково-пепловые постройки с небольшим числом лавовых потоков. Игнимбритовые плато. Трубки взрыва, маары
6. Эксплозивно-фреатический (эксплозивно-газовые)	Фреатический, Суртсея	Энергичные, «короткие» взрывы. Эксплозии в прерывном режиме	Возможно истечение небольших объемов лав. Шаровые и пахоэхоэ базальты	Гиалокластиты, агломератовые туфы, туфобрекчии, лахаровые и грязевые потоки	Стратовулканические, уплощенные постройки исландского типа. Туфовые конусы. Агломератовые поля
7. Кимберлитовый (криптовулканический)	Кимберлитовый	Энергичные многоактные взрывы. Слабые лавовые излияния и силлообразование в околожерловой зоне	Редкие единичные лавовые потоки. Силлы, дайки	Жерловые эруптивные брекчии. Озерно-кратерные отложения	Одноактные и полигенные стратовулканы, трубки взрыва, маары

Примечание. Классификация типов извержений дана по И. В. Лучицкому (1971), Г. А. Макдоналду (1975) и А. Ритману (1964).
Продукты типов извержений даны по Е. Ф. Малееву (1963, 1975, 1977, 1980) и Л. Н. Ботвинкиной (1974).
Типы построек выделены с использованием классификаций И. В. Лучицкого (1971), В. И. Влодавца (1984).

Решение проблемы локализации вулканических зон в осевых частях сводовых поднятий выходит за рамки реконструкций ятулийских платобазальтов. Она может быть решена путем вовлечения в палеовулканологические исследования ареалов, испытавших последующую глубинную денудацию ниже основания (фундамента) вулканических зон. Проведенное исследование по палеовулканическому районированию в свекокарелии еще недостаточно для обоснования выделения их в пределах изученной территории. Единичные вулканические щитовые сооружения – вулканы, такие как Гирвасский, Медвежьегорский, Орченьский и др. морфологически представляли приподнятую островную сушу как вершины щитовых плоских вулканов, напоминающих щитовые вулканы Исландии. Лавово-вулканокластические поля отдельных вулканов формировали вулканическую группу, которая рассматривается нами как отдельная платобазальтовая область. Не исключено, что вулканические области в Южной, Северной Карелии, Финской Лапландии, Сев. Швеции и Норвегии в ятулии смыкались своими флангами и образовали единую геоморфологическую аккумулятивную структуру – Карельскую платобазальтовую провинцию.

Последующие геологические события привели к деструкции осадочно-вулканогенного чехла, его глубокой и неравномерной эрозии. Вершинные части вулканических построек, как и в целом проксимальная их зона, уже на ранних стадиях в позднеятулийское время испытали глубокую эрозию. Некоторые особенности геологического строения фрагментов лавовых полей платобазальтов Лехтинской вулканической зоны отражены на рис. 5. Можно предполагать, что таким образом оказались уничтоженными не только кратерные зоны, поля шлаковых конусов, но и привершинные кальдеры. Их следы практически не сохранились, можно лишь по косвенным признакам предполагать их былое присутствие. В частности, в корневой зоне платобазальтовых вулканов ятулия, людиковия и суйсария постоянно фиксируются пакеты силлов габбро-долеритов, которые формируются на стадии отмирания периферических магматических очаговых зон. Реакцией на нисходящие движения в надочаговой зоне служит образование вершинных кальдер. Ко времени обрушения вершинных кратеров и образования кальдер, вероятно, относится формирование небольших лавовых конических вулканов, вторичных по отношению к щитовым платобазальтовым постройкам. В проксимальной зоне платобазальтовых построек фиксируются следы многих вулканических явлений, связанных с сейсмической активностью, фумарольно-гидросольфатарной деятельностью, а также поствулканической деструкцией эруптивных центров, в связи с их проседанием.

В ходе извержений платобазальтового типа формируются лавовые, лавово-вулканокластические толщи не только платобазальтового толеитового состава, но и пикрито-базальтового, главным образом, в составе свекокарельского комплекса. Однако на примере сариолийских лав Карелии и верхнеархейских лопийских лавовых полей Восточно-Карельской структуры можно предполагать зоны существования андезито-базальтовых и базальт-андезитовых лавовых полей, построенных по принципам извержений платобазальтового типа.

Результатом эруптивной деятельности вулканизма данного типа являются вулканические сооружения формы лавовых плато, наклонных лавовых равнин, щитовых построек исландского типа, а также вторичные лавовые конусы, ареалы шлаковых конусов, включая трубки взрыва маарового типа, заполненные не только ресургентной обломочной породой, но и отложениями типа кратерных озер (район оз. Хелмиярви на юго-западном стоке Кирьявалахтинского вулкана).

Эффузивно-эксплозивный тип вулканической деятельности наиболее ярко проявлен в пределах эруптивных зон при формировании вулканических построек стратифицированного типа. К ним относится, главным образом, Суйсарская древневулканическая область. Здесь реконструирована группа стратовулканов, расположенных на площади около 4,2 тыс. км^2.

В процессе эффузивно-эксплозивного режима эрупций устанавливается периодическое чередование лавовых излияний и вулканических взрывов разной интенсивности. Переслаивание лавовых потоков или их пакетов с горизонтами, слоями, пачками обломочных пирокластических образований обусловлено не столько химическим составом поступающих расплавов, сколько режимом отделения летучих компонентов, их объемом и составом. Анализ разрезов вулканогенных образований в проксимальных зонах реконструированных вулканов свидетельствует о видимой «беспорядочности» и хаотичности в последовательностях излившихся и пирокластических пород. Однако выявлено, что вклад в «хаотичность» вносит не только взаимное влияние пирокластики соседних вулканических построек, но и вторичных (побочных) прорывов. Обнаружено также влияние на режим эруптивной деятельности явлений секториальности в размещении как лавовых, так и пирокластических пород. В такой ситуации задача выяснения истинной ритмичности или периодичности в значительной степени усложняется. Однако элементы ее все же можно раскрыть, как и вероятную общую динамику вулканической эксплозивности и лавовых излияний.

Данный тип вулканической деятельности характеризуется общим преобладанием объемов разновеликой обломочной пирокластики над лавовым материалом. Есть и промежуточные по данному соотношению разрезы последовательностей продуктов извержений. Однако этот момент не принципиальный, а выделение подтипов вулканических извержений только усложнило бы принятую классификацию, не привнося ничего принципиально нового.

Характерной особенностью лавовых потоков и покровов этого типа вулканической деятельности является их высокая газонасыщенность. Это приводит к формированию вспененных и миндалекаменных лав, а также к большому разнообразию лавобрекчий и глыбовых лав, особенно на фронте их растекания.

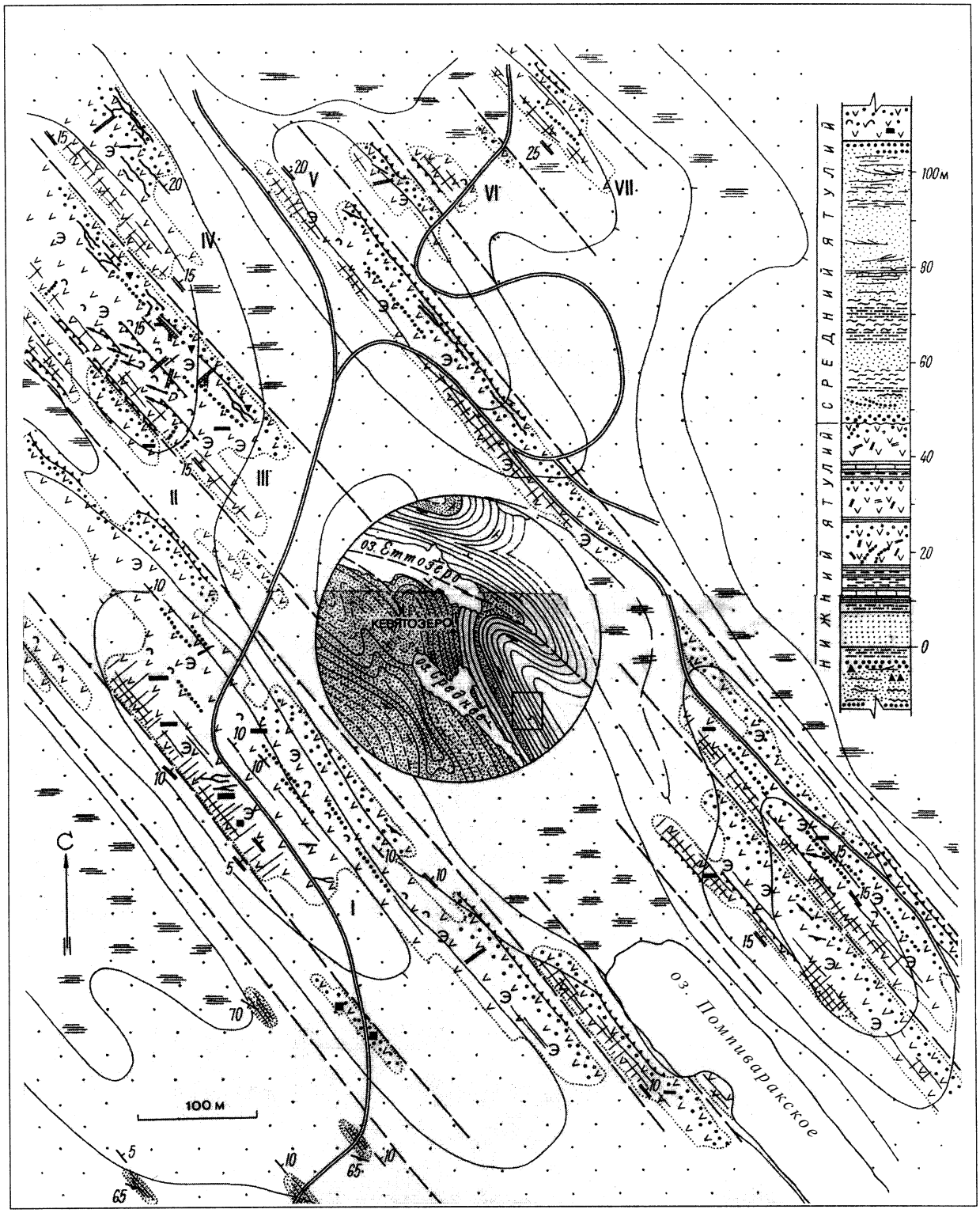


Рис. 5. Геологический план осадочных и вулканогенных пород платобазальтовой серии среднего ятулия в районе оз. Помпиваракского в ЮЗ крыле Лехтинской структуры и место его расположения. Геологический разрез составлен для нижнеятулийских осадочных и вулканогенных пород и среднеятулийских терригенных обломочных отложений. Условные обозначения см. рис. 2

Fig. 5. Geological plan of Middle Jatulian plateau-basalt-series sedimentary and volcanogenic rocks in the Lake Pompivarakka area at the southwestern flank of the Lehta structure and its location. A geological column was constructed for Lower Jatulian sedimentary and volcanogenic rocks and Middle Jatulian terrigenous clastic rocks (for symbols, see fig. 2)

Лавовые поля областей стратовулканических построек, где тесно сопряжены разнообразные генетические типы грубой и пепловой пирокластики, содержат наибольшее морфологическое разнообразие типов потоков и покровов. Здесь в пакетах агломератовых покровов отмечаются массивные, однородные, с отчетливой порфировой структурой, дегазированные лавы. Они чаще всего имеют миндалекаменную кровлю. В проксимальной зоне часто формируются подушечные, шарово-подушечные и пахоэхоэ базальты.

Плагиофировые и плагиоклаз-порфировые базальты лавовых потоков по степени газонасыщенности не уступают нередко потокам и покровам пикритовых базальтов. Этот тип вулканических извержений наиболее широко распространен и является характерным для переходного режима от трещинных питающих каналов к стабилизированным. Замечено, что трещинные извержения инициальных стадий с сильной степенью предварительной дегазации дают большую часть пирокластики только в проксимальной зоне. Переход к стадии формирования вулканов центрального типа и вулканов со стратифицированным лавово-вулканокластическим полем отличается большой взрывоспособностью, большим разнообразием пирокластики и более широким ее распространением. Именно для таких случаев установлены признаки секториальности за счет ее пирокластических образований, вероятно, как следствие, направленных взрывов. Наилучшие примеры этого типа эруптивной деятельности дают реконструкции Суйсарской древневулканической области. Здесь коэффициент эксплозивности достигает 25–30%. Иногда стадии вулканизма представлены преимущественно агломератовыми туфами, при подчиненном количестве лавовых потоков и покровов. Наиболее яркие текстурные виды грубой пирокластики представляют агломераты, переполненные ресургентным обломочным материалом, в околожерловой зоне обычны шлаковые агглютинированные туфы, бомбо-шлаковые образования и бомбово-лапиллиевые туфы. При этом наиболее часто спекание эруптивного материала отмечается в ареалах пикрито-базальтового вулканизма.

С данным типом вулканической деятельности связано образование побочных прорывов, формирование шлаковых конусов на главных вулканических постройках, как это установлено в Суйсарском, Шидгубском и Кирьявалахтинском вулканах. Здесь выявлены питающие каналы лавовых потоков, агломератовые жерловые брекчии. В районе мыса Пиппури (влк. Шидгубский) выявлены признаки полигенного шлакового конуса с двумя-тремя лавовыми потоками, разделенными сваренными шлаками, сильно окисленными.

В проксимальной зоне Суйсарского вулкана по ассоциациям агглютинатовых туфов с отложениями раскаленных лавин, а также по морфологическим особенностям пакетов шаровых и подушечных лав выявлены эруптивные брекчии жерлового типа. Они имеют локальное распространение, резкие, тектонизированные контакты с вмещающими разнофациальными породами и признаки сильного внутреннего гидротермально-метасоматического изменения. Подобные признаки имеют брекчии в эруптивной зоне Ровкозерского вулкана.

Эффузивно-экструзивный тип вулканической деятельности характерен для формирования лавово-купольных вулканических построек в ходе излияний андезитовых, андезито-дацитовых и дацит-риолитовых лав и роста экструзивных куполов при разной степени эксплозивной деятельности. Элементы лавово-вулканокластического поля полигенной постройки подобного типа изучены на о. Ихамиеленсари в Северном Приладожье. Общей особенностью извержений данного типа является резкое преобладание андезит-базальтовых и андезито-дацитовых маломощных лавовых потоков (от 1 до 6–8 м) и ограниченность их латерального распространения, ограниченный объем излившихся дацитовых и дацит-риолитовых лав, а также наличие центрального некка с элементами радиально-концентрического строения. Лавовые потоки являются текстурно-однородными, реже встречаются потоки с миндалекаменным сложением или признаками лавобрекчий в кровле. Вулканические взрывы, сопровождавшие лавовые излияния, судя по пепловой размерности пирокластического материала, были частыми и не являлись разрушительными. Эруптивная деятельность сопровождалась образованием в околожерловой зоне пластовых или пластовосекущих силлов, а также крутопадающих даек диорит-гранодиоритового состава, порфировидных гранитов и кварц-полевошпатовых порфиров (гранит-порфиров).

Подобный тип вулканической деятельности, вероятно, проявлялся после извержений платобазальтового типа. Примером такой ситуации могут служить некки, штоки кварц-полевошпатовых гранит-порфиров в пределах Кирьявалахтинского щитового вулкана (п-ов Вехканиеми и острова Пиенсуонсаари, Васикко-саари в Кирьявалахтинском заливе Ладожского озера).

Масштабы андезит-дацитового и риодацитового вулкано-плутонизма и вулканизма в настоящее время в Карелии изучены недостаточно. Наиболее крупные их ареалы известны на территории Финляндии и особенно в Швеции. В частности, в провинции Бергслаген данный тип эруптивной деятельности фиксируется обширными полями лавовых, агломератовых и экструзивных образований. Сформированные поля риодацитовых изверженных пород в форме риолитовых плато содержат руины нескольких вулканических построек. Не исключено наличие здесь и надочаговых кальдер обрушения (Vivallo, 1984). Наиболее интенсивно вулканические извержения происходили в Центральной Швеции и лишь в единичных эруптивных зонах они отмечены в Южной Финляндии (Stålhös, 1975; Lundberg, 1980).

Экструзивно-эксплозивный ход вулканических эруптивных извержений в наиболее ярком виде проявлялся в ареалах корового вулкано-плутонизма. Основной формой эруптивных извержений следует признать внедрение или выжимание куполов при энергичной взрывной деятельности. Излияния вязкотекучих лав имеют подчиненное значение, хотя в ряде случаев их поля достаточно обширны. В современных границах Восточно-Карельской

структурной зоны реконструируется Лехтинская вулкано-тектоническая структура с напряженным позднелопийским риодацитовым вулкано-плутонизмом. Изученные здесь объекты дают общее представление о формах экструзивных куполов, их строении и динамике роста.

Многоактное поступление расплава с обилием протокристаллической фазы обусловило сложную форму экструзий. Нередко экструзивные купола сохраняют свой брекчиевидный панцирь, благодаря которому можно проследить рост, слияние отдельных куполов в экструзивно-купольные поля и, вероятно, площади. В их пределах фиксируются лавовые потоки, флюидально-полосчатые или массивные с агломератовой кровлей. В пределах вулкано-тектонической структуры можно встретить самые разнообразные сочетания экструзивных куполов, лавобрекчий и агломератовых туфов. Общие оценки интенсивности взрывной деятельности не превышают 10–15% коэффициента эксплозивности. Однако он может быть занижен, вследствие экзогенной переработки пирокластического материала. Следует признать, что данный тип вулканической деятельности до сих пор изучен недостаточно. Выявлены лишь весьма информативные частные явления на примерах отдельных объектов. Очевидно, что Лехтинская вулкано-тектоническая структура требует специализированного палеовулканологического исследования. Нет геологического обоснования столь мощных проявлений корового магматизма на такой значительной территории, сопоставимой с размерами риолитового плато. Экстремальными являются и объемы извергнутого материала. Эти и другие особенности данного вулканического ареала позволяют предполагать его локализацию в системе мелких или в единой крупной кальдере обрушения на лопийском лавово-вулканокластическом плато. Формирование их происходило в активной кинематической обстановке осевой части трансрегиональной флексуры. Однако это предположение требует всестороннего геологического, тектонического и особенно палеовулканологического обоснования. Исходя из литературных данных по геологии Фенноскандинавского щита, данный тип вулканизма достаточно часто проявлялся не только в ареалах лопийского вулканизма, изученного на территории Карело-Кольского региона и Восточной Финляндии, но и в ряде вулканических ареалов свекокарелия в Северной и Центральной Швеции и особенно в провинции Бергслаген.

Эксплозивный тип извержений характеризуется прежде всего энергичной, прерываемой лишь кратковременными излияниями лав, взрывной деятельностью, возможно, пароксизмального особо мощного типа. Свидетельствами реальности подобного режима являются не столько чрезвычайно широкое распространение мощных толщ грубообломочной пирокластики разных генетических типов, фиксируемых в разрезах лавово-вулканокластических полей таких вулканических построек, как Суйсарская, Шидгубская и Виданская, сколько аномально высокие мощности агломератов, до 40–60 м, одноактного образования и их секториальное распространение в пределах вулканических зон. Кроме того, среди них установлены лишь единичные маломощные и непротяженные лавовые потоки. Главным аргументом выделения данного типа извержений является необычно высокий коэффициент эксплозивности, достигающий 40 и 60%. Более того, выявлены факты распространения агломератовых туфов пикритовых базальтов Суйсарского эруптивного центра в разрезе лавово-вулканокластического поля соседнего Шидгубского вулкана. Это является свидетельством чрезвычайно сильных вулканических взрывов, вероятно, разрушающих некоторую вершинную часть вулканического сооружения. Их продукты перекрывали часть лавово-вулканокластического поля соседнего вулкана. Можно с уверенностью утверждать, что данный тип вулканической деятельности в пределах ливвийской Суйсарской группы вулканов сменил четко обособленный предшествовавший ему платобазальтовый. Кроме того, можно предположить, что это явление имеет статус закономерности и не только в ливвии, но и в ятулии. Позднеятулийские изверженные породы по своему фациальному составу и генетическому типу в значительной степени отличаются от подстилающих их среднеятулийских платобазальтов.

Для этого типа вулканической деятельности весьма характерны образования направленных взрывов и формирование агглютинатовых плащей, схождение раскаленных лавин, занимающих значительные пространства в северо-восточном секторе Виданского и северо-северо-восточном секторе Суйсарского вулканов. Данный тип вулканизма производил чрезвычайное разнообразие пирокластических образований многих генетических типов. Следует отметить яркие факты сейсмодислокаций, фиксируемые в ареалах распространения изверженных пород данного типа извержений. К их числу относится образование нептунических даек не только в лавовых потоках, но и в осадочно-вулканогенных толщах, следы водного оползания в пакетах вулканогенно-осадочных слоев, нарушения первичных взаимоотношений отдельных блоков в шарово-подушечных лавах, скопления экзотического грубообломочного обвального материала в виде включений в пласты тонкослоистых осадков и целый ряд других.

В ходе извержений данного типа образуется большое разнообразие вулканических построек, фиксирующих центры активного вулканизма. К ним относятся, помимо стратовулканов центрального типа, побочные кратеры и трубки взрыва вторичных прорывов Суйсарского и Шидгубского вулканов. Возможно образование шлаковых конусов и трубок взрыва с кратерными вулканогенными хемогенными отложениями.

Эксплозивно-фреатический тип вулканизма широко распространен в ареалах не только свекокарельского, но и рифейского вулканизма при подводных извержениях на малых глубинах. Многие генетические типы обломочных образований, которые нами интерпретируются как собственно пирокластические (т. е. образовавшиеся при окислении магмати-

ческих взрывоспособных газов), на самом деле являются не только фреато-магматическими, но и собственно фреатическими (т. е. являются следствием взрыва сжатого перегретого водяного пара). Фреатомагматические явления, как наиболее разрушительные на небольших глубинах, происходят в голове вулканического канала на контакте с водной средой. Концентрации взрывоспособных газов при сильном каталитическом влиянии водяных паров придают извержению катастрофический режим. Разрушается не только большая часть вулканических построек, но и образуются обширные кальдеры проседания (Влодавец, 1984). Мы не имели возможности исследовать подобные явления в докембрии. Однако явления подобного типа в околожерловых зонах могли иметь место, когда часть вулканических построек была разрушена. Толщи обломочных пород с повышенной мощностью и без каких-либо признаков сортировки наблюдались нами только в Суйсарской древневулканической области.

Более обычны фреатические явления, связанные с истечением перегретых лав в подводных извержениях, когда образовывались большие объемы пара. Их смесь со взрывоспособными магматическими газами давала взрывы, но незначительной мощности. Мы не имели четких критериев разделения вулканогенных разнообломочных пород по данному признаку. Допускаем, что в случае выхода вулканической постройки в надводное положение и изоляции жерла от водной среды будут формироваться туфы в результате вулканических взрывов, главным образом, первичных, ювенильных газов. Обломки будут в основной массе состоять из вспененных шлаков и ранее сформированных пород дробления вулканической постройки. Шлаки с высокой степенью окисления представляют сильно диспергированную пемзовидную, вспененную лаву. Нередко в ходе эксплозий формировались вулканические бомбы шаровидной, элипсообразной или дисковидной формы с ноздреватой или даже ровной слабошероховатой поверхностью. Однако среди обломочных пород пирокластического генетического типа наиболее распространены шарово-гиалокластические брекчии, которые едва ли являются собственно пирокластами. Большая часть их представляет результат термического шока при излиянии небольших порций раскаленных лав в подводных условиях и при вулканическом дрожании постройки. В таких случаях блоковая шарово-подушечная лава разрывается силами внутреннего давления газов на разновеликие куски, обломки, фрагменты. Поэтому, как правило, большинство шарово-подушечных потоков сопровождается гиалокластитами, особенно в проксимальных зонах и на флангах лавовых потоков.

Гиалокластиты чешуйчатой, тонкоплитчатой, осколочной формы нередко наблюдаются на поверхности кровли однородных лавовых потоков. В таких случаях осколки присутствуют как включения в туфогенно-осадочные породы. Гиалокластиты шарово-подушечного типа широко распространены в районе лавовых полей Кирьявалахтинского, Янисъярвинского и Туливаранмякского вулканов, в пределах Суйсарской древневулканической области, а также в Лехтинской и Куолаярвинской вулканических зонах. Они служат здесь не только индикаторами подводных излияний, но и указывают на близость к эруптивным центрам. Нами явления гиалокластитообразования наблюдались в большом числе объектов, как среди шарово-подушечных лав платобазальтов, так и в наиболее ярком виде в подушечных лавах пикритовых базальтов, андезито-базальтов и особенно андезитов.

Особого внимания заслуживают разовые, кратковременные, чисто газовые взрывы смесей нагретых вулканических газов с парами воды в околожерловых зонах в подводных, субаэральных и аэральных условиях ареалов затухающего вулканизма. В таких случаях отсутствуют продукты диспергирования лавы и какие-либо твердые ювенильные материалы. Газовые взрывы, прорывая рыхлые поверхностные отложения, способны образовать маары, трубки взрыва. Их ресургентный материал образует валы и может быть разбросан на большие площади. Мы обращаем внимание на этот эфемерный эпизод в цепи явлений вулканических ареалов в связи с проблемой «дробстоунов». Дробстоуны – гальки, обломки пород, вдавленные при падении в подстилающую осадочную массу, рассматриваются как фрагменты ледникового разноса тающими льдинами. Этот серьезный вывод, помимо одиночных «дробстоунов», должен иметь и другие обоснования. Не исключено, что подобные каменные фрагменты могут быть обнаружены и в неледниковых ареалах. Их образование может быть объяснено подводными газовыми взрывами, явлениями нередкими в ареалах угасшего или недавнего вулканизма.

Данный тип вулканической деятельности чрезвычайно важен в целях палеовулканологических реконструкций. Можно, например, при втекании субаэральных лав в водный бассейн ожидать формирования в прибрежной зоне скоплений гиалокластитов и шарово-подушечных брекчий в виде валов или свалов. А при достижении водного пространства раскаленной лавиной можно было бы ожидать сильных фреатических взрывов, в результате которых обломочный материал приобретает ряд новых особенностей. Таким образом, новоприобретенные обломочным материалом черты можно было бы использовать для определения береговой линии и относительной глубины водного бассейна. Эти данные, совершенно очевидно, имеют исключительное значение. Признаки, по которым можно фиксировать линию берега и литоральную (сублиторальную) зону, для докембрийских обстановок не единичны, и тем не менее указанный признак имеет особое значение в вулканических ареалах. Нами, в частности, было замечено, что в лавовых потоках формирование жгутовых, тюбиковых (трубообразных) лав, а также разветвленных пахоэхоэ базальтовых потоков происходит в прибрежной сублиторальной зоне. Однако это положение необходимо подтвердить данными иного рода – полосами галечников в зонах древнего штормового прибоя, формированием русловых потоков (конгломератов) с глубоким врезом, а также уровнем первого появления окисленных шлаков в разрезе лавовой толщи. В силу

разобщенности этих объектов нам не удалось достоверно, с геометризацией формы вулканических построек Суйсарского и Шидгубского вулканов, увязать приведенные данные глубин в единую гипсометрическую и батиальную систему отметок ареала ливвийского вулканизма.

К и м б е р л и т о в ы й тип вулканизма мы рассматриваем как одну из важнейших форм проявления криптовулканизма, где исключительно высока роль фреатомагматических «медленных» взрывов в голове колонны флюидизированных магматических расплавов. Данный тип, вероятно, является единственным, не имеющим аналогов в ареалах недавнего или современного вулканизма. В докембрии этот тип поверхностных проявлений магматизма практически не изучен. Все имеющиеся ареалы фанерозойского магматизма на всех континентах дают примеры кимберлитового вулкано-плутонизма.

Этот тип магматизма в вулканической форме был обоснован сравнительно недавно и наиболее полной сводкой является работа А. Джейкса и др., (1989). В провинциях активного кимберлитового магматизма, имеющих низкую степень эрозионного расчленения вулканических ареалов, продукты магматизма входят в состав пород вулканических построек, их некков (диатрем), а также наблюдаются в виде морфологически разнообразных даек переменного состава, силлов, пластовых и штокообразных интрузий. Наиболее частой формой кимберлитового вулканизма являются конусовидные, нередко с вершинными кратерами постройки. Вулканические сооружения с питающим каналом диаметром от нескольких до 700 м имеют форму конической трубы. На глубине жерловые брекчии (кимберлиты) переходят в системы крутопадающих даек лампроитового состава (Джейкс и др., 1989).

Проявления кимберлитового, щелочно-ультраосновного и щелочно-базальтового магматизма к настоящему времени изучены достаточно полно не только на территории Русской плиты ВЕП, но и на всей площади ФСЩ. Предпринимаются значительные усилия уже по локализации ареалов кимберлитового вулканизма. Однако специфика докембрия заключается в том, что эти редкие геологические формы магматизма за историю геологических эпох претерпели значительные денудационные процессы и «затерялись» среди продуктов пенепленизаций. Отыскать их корни – задача чрезвычайно сложная.

Создание моделей докембрийских этапов кимберлитового вулкано-плутонизма – научная проблема, весьма сложная и трудоемкая. Как нам представляется, одним из наиболее значимых моментов в решении этой проблемы является выяснение связей кимберлитового типа магматизма не столько с позиций физической сущности, сколько с позиций общей теории магматической геотектоники.

На территории ФСЩ в настоящее время не известны наземные формы кимберлитового вулканизма. Большинство выявленных кимберлитовых полей представлено трубками взрыва и редко – телами пластового типа или морфологически разнообразными дайками. Глубокий эрозионный срез и общая эфемерность кимберлитового вулканизма не дают заметного геологического эффекта. Вулканические постройки в подавляющем числе случаев в пределах кимберлитовых полей обычно денудируются до уровня их основания (Светов, Свириденко, 1995).

Опыт изучения режима извержений через их текстурно-структурные и вещественные особенности разнофациальных пород свидетельствует о том, что в ходе полного (от начала и до завершения) эруптивного акта частные вулканические проявления относятся к разным типам, сменяя или сопровождая вулканическую периодичность и стадийность. Выделенные типы, таким образом, характеризуют динамику эруптивного процесса по наиболее общим особенностям и чертам, присущим завершенным извержениям. Принятая классификация типов извержений особенно полезна для сравнения энергетики вулканизма не только соседних ареалов, но и проявлений разных по времени циклов.

На основании палеовулканологического изучения конкретных обстановок денудации ареалов свекокарельского активного вулканизма и способов захоронения (тафономии) реликтов или остаточных элементов вулканических построек возможно воссоздание его первичных форм и режима формирования ареала активного вулканизма. Работы по изучению древних вулканических областей дают необходимые материалы для выяснения содержания предвулканических событий и всех событий и явлений, сопутствующих полно развитой вулканической стадии, фазы или в целом вулкано-тектонического законченного цикла. Хроника эруптивного процесса, фиксирующая суть вулканических событий и явлений отдельного вулканического пароксизма, характерна и для динамики формирования ЦЭМА, естественно, имея иные масштабные параметры и геологический эффект.

Ход реконструированных событий при зарождении, развитии и угасании вулканического центра, так же как и их совокупностей в объеме всего ЦЭМА, может быть представлен в виде нескольких достаточно хорошо обособленных последовательных стадий (табл. 5).

В этом отношении стадии развития единого вулканического центра могут быть проиллюстрированы спектрограммами лавово-вулканокластических полей эруптивных центров. Нами приведена спектрограмма типового построения платобазальтовых щитовых вулканов ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии (рис. 6, А, Б), а также Кирьявалахтинского щитового платобазальтового вулкана людиковия Северного Приладожья (рис. 6, В).

Данные морфоструктурной организации ареалов активного вулканизма в целом и единичных центров вулканизма, в частности, свидетельствуют о многообразии явлений и событий, предшествующих вулканическому пароксизму как начальному акту формирования ЦЭМА.

Стадия п р е д в у л к а н и ч е с к а я фиксируется началом вулкано-тектонического поднятия территории, сменой палеогеографических обстановок и палеотектонических режимов в области будущего ЦЭМА.

Таблица 5. Стадии и фазы развития вулканического и плутонического центра

Наименование стадий и фаз магматизма	Вулканизм	Плутонизм
	Поверхностно-вулканический и частично близповерхностно-субвулканический уровни глубинности	Близповерхностно-субвулканический и, главным образом, абиссальный и гипабиссальный уровни глубинности
1. Предвулканическая (ранняя)	Палеогеографические перестройки в области будущего вулканизма. Регрессия, местное усложнение терригенных условий осадконакопления. Конгломераты и гравелиты	Активизация магмогенерации в мантии. Формирование промежуточных магматических очагов, мантийный диапиризм, формирование силлово-дайковых камерно-инъекционных тел
2. Подготовительная (инициальная)	Последовательная смена терригенного осадконакопления вулканогенно-осадочным, первые проявления хемогенных и пирокластических отложений. Возможны единичные лавовые потоки и покровы	Развитие очаговой зоны, выход на периферические очаги, заложение питающих магмовыводящих трещин и трещин вулкано-контролирующих. Первые прорывы к поверхности лавы и первые эксплозии и излияния
3. Активная (главная кульминационная)	Нарастание активности, массовые излияния лав, серии вулканических взрывов, энергичная эксплозивная и эффузивная деятельность. Боковые извержения. Образование силлов и даек внутри вулканического сооружения	Усиление деятельности зон генерации магм, массовые выплавки, активные извержения примитивных базальтов, образование коровых очагов. Бимодальный вулкано-плутонизм, образование большей части камерно-инъекционной группы тел
4. Затухающая (угасающая)	Общее ослабление эрупций, снижение активности излияний, значительные периоды усиления фумарольно-гидросольфатарной деятельности. Начало деструкции сооружения. Отдельные эксплозии и эффузии	Инверсия зоны (ареала) активного магматизма. Опустошение магматических камер и очагов. Прогибание, вплоть до надочагового обрушения вулканического поля, образование камерно-инъекционных силлово-дайковых тел. Формирование рудно-магматических систем
5. Поздневулканическая (деструктивная)	Начало обрушения в надочаговой зоне, возможно кальдерообразование. Развитие гидротермальной деятельности, усиление метасоматического минералообразования	Отмирание очагов, зон генерации магм. Общее отмирание мантийного диапиризма. В зонах питающих каналов внедрение даек многих генераций и актов внедрения
6. Поствулканическая (денудационная)	Отмирание эруптивной зоны, денудация, абразия, уничтожение построек, пенепленизация и тектоническая региональная перестройка	Ослабление термального потока, отмирание гидротермально-метасоматических систем. Общее остывание зоны вулкано-плутонизма. Последние внедрения даек, силлов

Воздымание вызывало местные регрессии, формирование гравелито-конгломератовых фаций, отмирание органогенных построек строматолитов, размыв и переотложение терригенных осадочных толщ.

Стадия ранневулканическая (подготовительная) характеризуется формированием систем магмовыводящих трещин и каналов многожерловых рассеянных (ареальных) извержений обычно в подводных обстановках. В переотложенных осадках терригенно-обломочного типа обнаруживаются первые признаки туфов, маломощные единичные лавовые потоки, пласты и выдержанные горизонты туфогенно-кремнистых, кремнистых и карбонатных пород с примесью углеродного материала. Иногда отмечаются кристаллокластические туфы, шлаки и вулканические бомбы. В период стабилизации центров извержений происходит отмирание одних питающих центров и активизация других.

Стадия инициальная фиксирует последующее развитие уже стабилизированного центра вулканических эрупций из одного или серии сближенных магмовыводящих каналов. Их совместной деятельностью начинает формирование лавово-вулканокластическое поле платобазальтового ареала. Можно предполагать, что трещинный, многовыходной режим извержений (ареальный тип) оставался еще достаточно длительное время (например, в течение вулканической стадии, фазы). Однако с нарастанием объемов магматических расплавов, с усилением вулканического сводового воздымания происходила окончательная стабилизация главной эруптивной зоны.

Яркие примеры размыва раннеятулийских лав перед началом следующей среднеятулийской фазы вулканизма дают основания в деталях реконструировать ход последующих событий (влк. Орченьский, рис. 6, Б).

Стадия кульминационного развития вулканизма характеризуется тем, что лавы поступают уже через главный стабилизированный канал. В эту активную стадию эруптивной деятельности достигается кульминация лавовых излияний. Лавово-вулканокластические поля достигают максимальных размеров. Эруптивная деятельность входит в режим формирования базальтовых плато. Высокотекучие газонасыщенные лавы затопляют огромные территории, формируя ландшафт лавовых равнин. К завершению кульминационной стадии лавовые плато уже выходят выше уровня воды и испытывают краснокаменные изменения (Орченьский, Чуккури влк., лавовые поля всех остальных вулканических построек среднего и позднего ятулия). На этой стадии, возможно, частичное обрушение лавовых построек и формирование кальдер обрушения. Они, в частности, предполагаются на плато Кирьявалахтинского вулкана (рис. 6, В).

Продолжающееся вулкано-тектоническое воздымание ареалов активного вулканизма способствует формированию трещиноватости отслоения и изгиба. В условиях декомпрессии поступающий в зоны наложенной трещиноватости лавовый расплав формирует системы конических даек, «даек в дайке», а также системы пластовых силлов, не только в самой лавовой

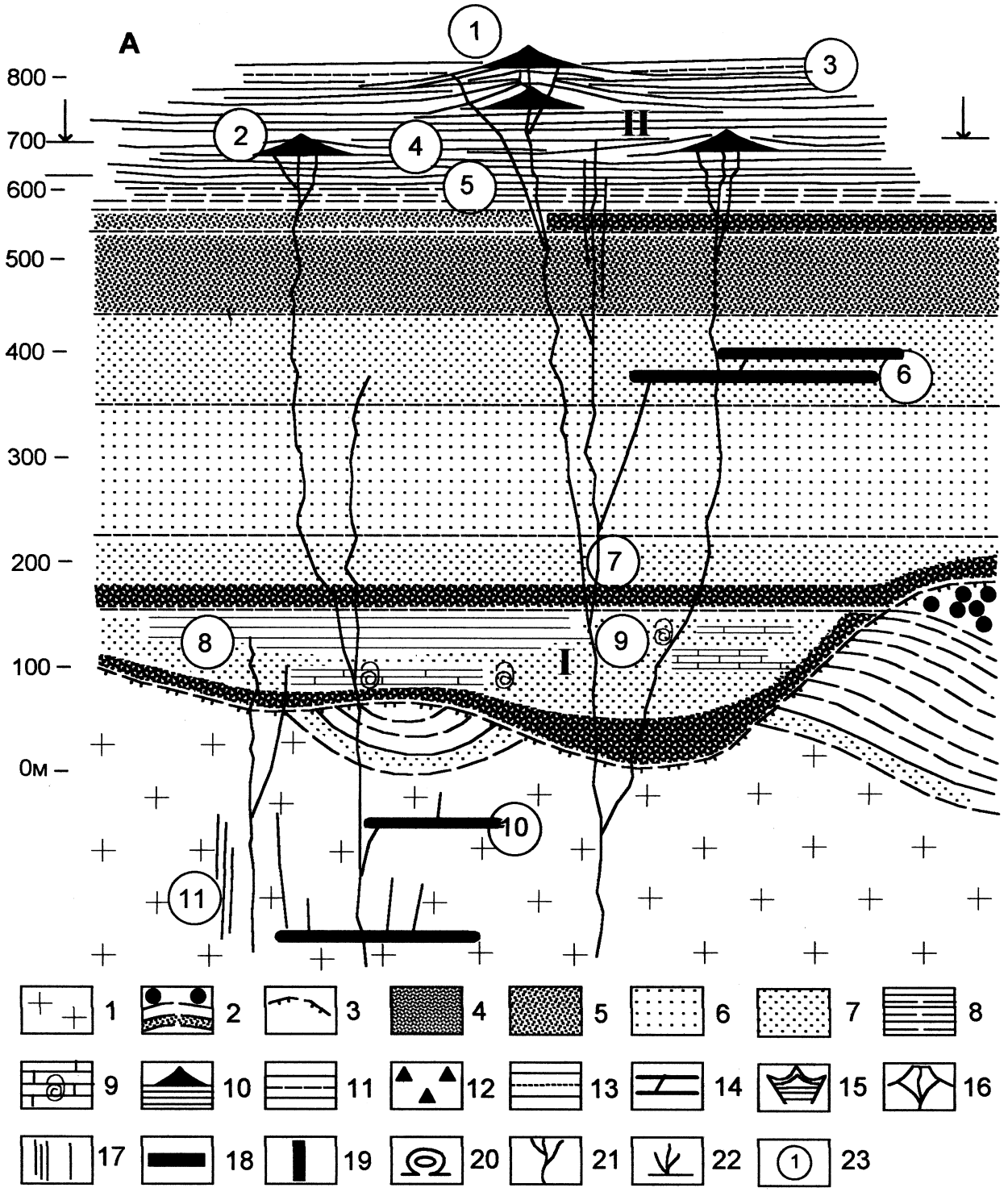

А
800 –
700
600 –
500 –
400 –
300 –
200 –
100 –
0м –
I
II
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23

Рис. 6.

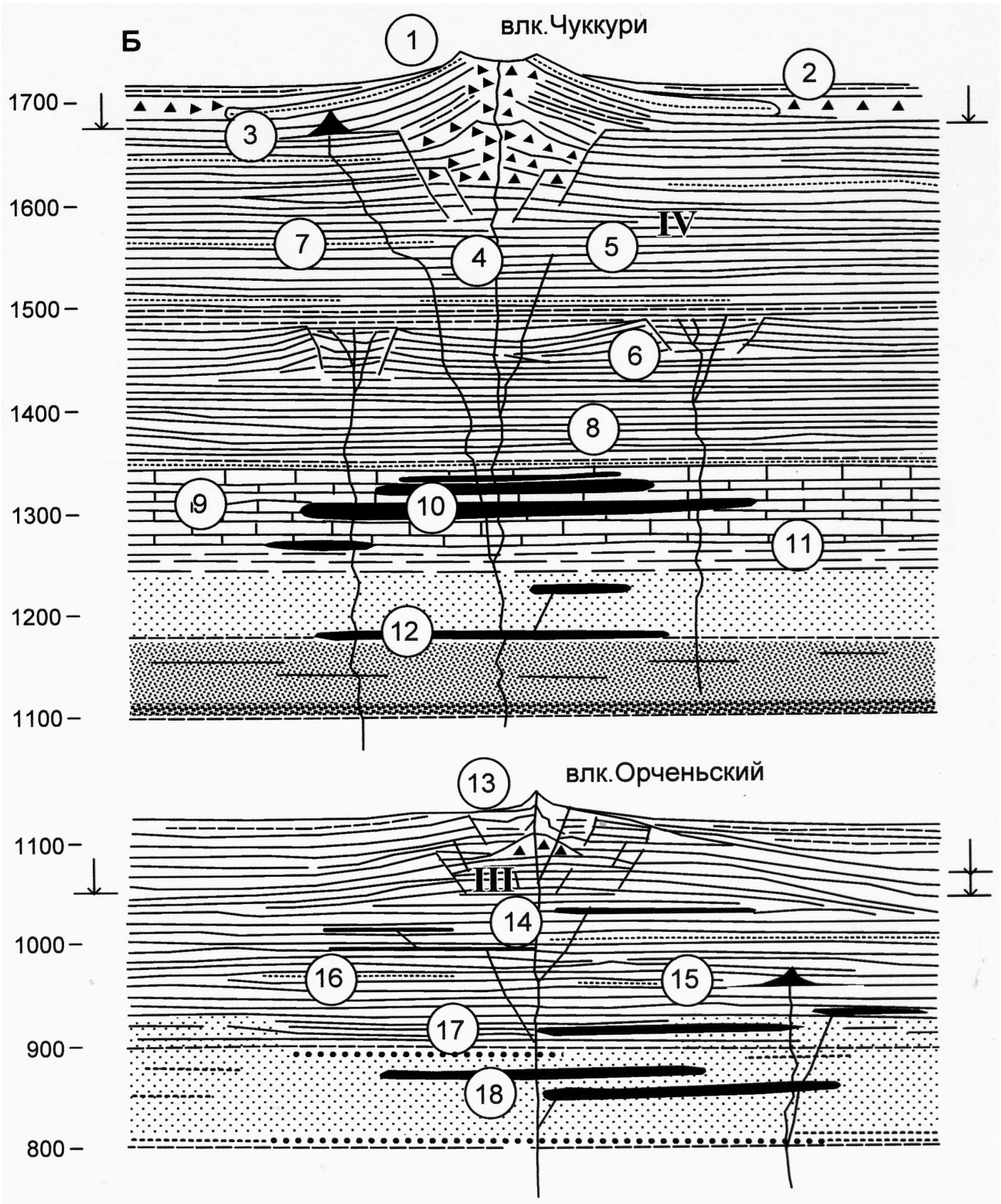
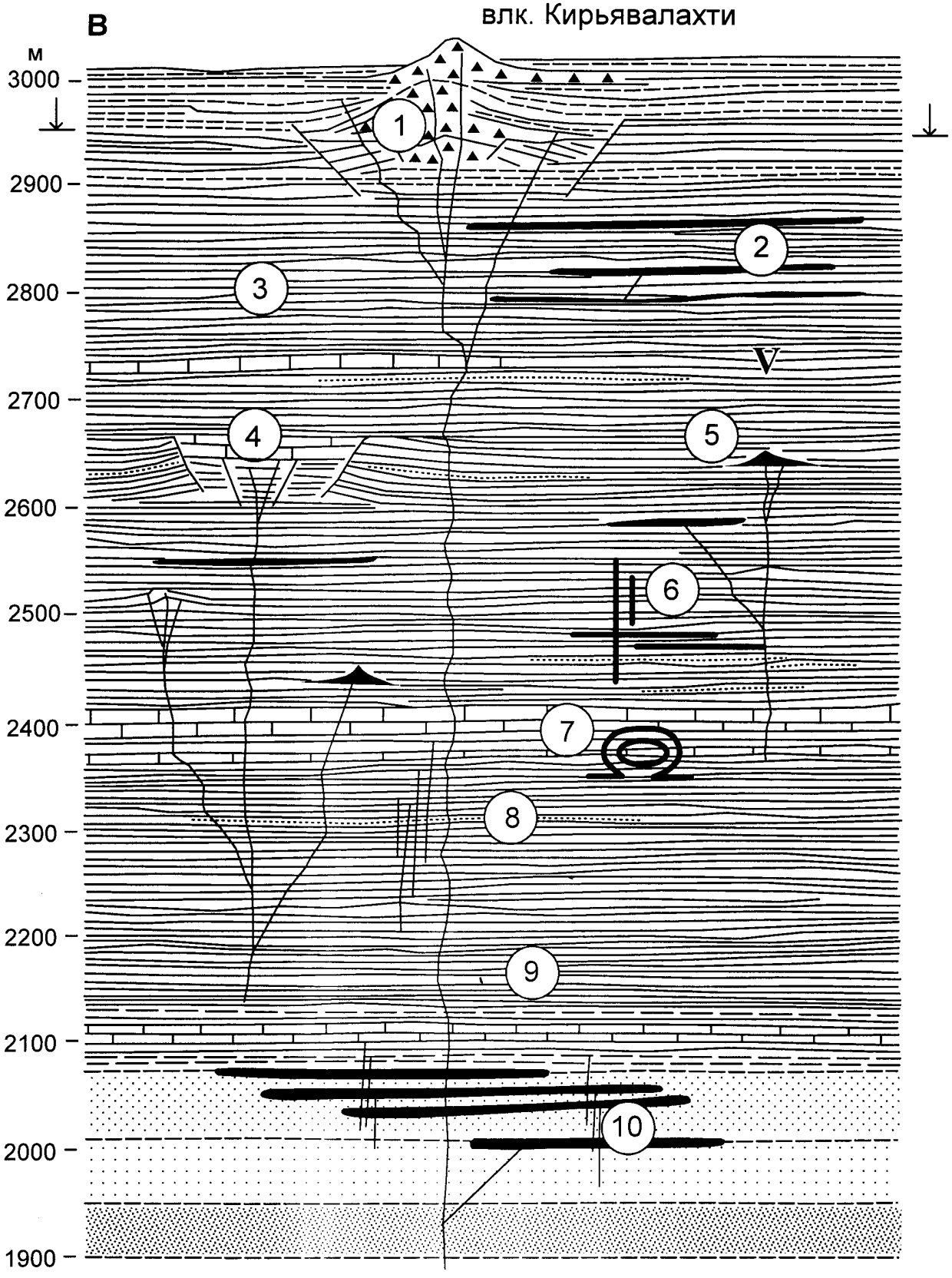


Рис. 6. (продолжение)


В
влк. Кирьявалахти
м
3000
2900
2800
2700
2600
2500
2400
2300
2200
2100
2000
1900
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
V

толще, но и в ее фундаменте и на субвулканическом уровне (рис. 6, А). С достижением максимума вулканической активности в очаговую зону мантийного питания начинает поступать расплав зарождающихся коровых очагов. Небольшие интрузии лакколитового типа, штоко-некковые тела, являющиеся, вероятно, образованиями экструзивно-купольного типа, фиксируются в составе лавовых толщ Кирьявалахтинского вулкана. Нередко риодацитовые пластово-секущие тела в виде даек, кустов даек, камерно-инъекционных тел наблюдаются в виде участков лавового плато проксимальной зоны Кирьявалахтинского вулкана (рис. 6, В). Возможно, достигнув предельной высоты, вулканическая деятельность в силу низкой плавучести поднимающихся лав, резко сокращает активность. Эксплозивная деятельность и лавовые излияния теряют свою массовость и производительность.

В последующем вулканический центр вступает в стадию угасания (кальдерообразования) эруптивной деятельности. Достигнутая перекомпен-

Рис. 6. Спектрограммы динамики формирования унифицированных щитовых платобазальтовых вулканических центров ятулия (А, Б) и людиковия (В) (составлены по данным: Светов, 1972, 1979, 1984; Эволюция магматизма.., 1985; Светов, Свириденко, 1991, 1992).

Фазы вулканизма: I – предраннеятулийская, II – раннеятулийская, III – среднеятулийская, IV – верхнеятулийская, V – людиковийская.
1 – архейский кристаллический фундамент, 2 – сариолийский осадочно-вулканогенный чехол, 3 – предъятулийская поверхность эрозионного среза и континентального выветривания. Свекокарельские осадочные и вулканогенные образования: 4 – базальные полимиктовые и кварцевые конгломераты, 5 – гравелиты, 6 – кварциты, 7 – кварцито-песчаники, 8 – алевролиты, туфоалевролиты, 9 – карбонатные породы, в том числе органогенные, 10 – пакеты лавовых потоков, покровов, 11 – туфогенно-кремнистые, карбонатно-кремнистые отложения, силициты, яшмы, травертины, 12 – околожерловые и жерловые туфобрекчии, 13 – потоки и покровы шарово-подушечных лав, 14 – силлы, пластовые и камерно-инъекционные интрузии, 15 – элементы вершинных кальдер, 16 – вершинные кратерные зоны реконструированные, 17 – комплексы параллельных даек, в том числе «дайки в дайке», 18 – пластовые и камерно-инъекционные риодацитовые тела, 19 – экструзивные некки кварц-плагиоклазовых порфировых риодацитов, 20 – малоглубинные экструзивно-купольные интрузии, купола, лакколиты, 21 – системы разноранговых питающих каналов, 22 – уровень денудационной поверхности вулканических построек, 23 – наиболее важные элементы вулканических центров: А. 1 – лавово-шлаковые конусы базальтов ур. Воронов Бор, 2 – шлаковые лавовые купола базальтов с сифонами фумарол, д. Вичка, 3 – гидротермально-осадочные медно-сульфидные силициты и яшмы, Воронов Бор, 4 – базальтовое плато микропорфировых плагиобазальтов, 5 – базальный горизонт вулканогенной толщи, кристаллокластические туфы, 6 – силлы и камерно-инъекционные тела габбро-долеритов, 7 – габбро-долериты крутопадающих даек зон питания (Юкко-губа), 8 – пакеты единичных лавовых потоков Лехтинской структуры, 9 – горизонт магнетитсодержащих пепловых и кристаллокластических туфов, 10 – силлы габбро-долеритов зон питания, 11 – параллельные дайки в зонах мантийного питания (ур. Киихтелюсваара, Pekkarinen, 1979 и др.).
Б. 1 – реконструированная стратовулканическая постройка влк. Чуккури, 2 – отложения игнимбритового потока, 3 – шлаково-лавовые конусы п-ва Барига, 4 – питающий канал габбродолеритов Барига, 5 – пластовые силлы в лавовой толще, 6 – кальдеры проседания в лавовой толще, Барига, 7 – шаровые и вариолитовые лавы, 8 – пакеты лавовых потоков оз. Пальеозера и о. М. Букки, 9 – карбонатные породы меденосные и окремненные, в том числе органогенные, 10 – пластовые интрузии Койкарской группы (оз. Пальеозеро, р. Суна-Поорпорог), 11 – туфогенно-железисто-кремнистые гематит-магнетитовые рудоносные сланцы, 12 – пластовые и камерно-инъекционные интрузии габбро-долеритов, 13 – реконструированная вершинная кальдерно-кратерная часть влк. Орченьского, 14 – Орченьский некк габбро-долеритов, 15 – шлаково-лавовые конусы Лехтинских платобазальтов, 16 – шаровые, шарово-подушечные лавы, 17 – пакет инициальных закаленных базальтовых потоков (о. Шенонсаари, оз. Сегозеро), 18 – дайки и силлы габбродолеритов под вулканом, силл Медные Горы.
В. 1 – предполагаемая вершинная кальдера влк. Кирьявалахти (район оз. Ристиярви), 2 – пластовые силлы в районе влк. Мякиахо, 3 – пакеты покровов плагиофировых базальтов, 4 – кальдера обрушения оз. Хелмиярви, кратерно-озерные отложения, 5 – лавово-шлаковые конусы Рускеала, Виссу, 6 – некки риодацитов мыса Ораваниеми, 7 – лакколиты, экструзивно-купольные тела риодацитов о. Пиенсуонсаари, 8 – пакеты шарово-подушечных лавовых потоков, 9 – покровы тонкозернистых однородных базальтов, закаленных, 10 – пластовые силлы, камерно-инъекционные интрузии габбро-долеритов

Fig. 6. Spectrograms showing the formation dynamics of unified Jatulian (A, B) and Ludicovian (C) shield plateau-basalt volcanic centres. (Based on personal data: Svetov, 1972, 1979, 1984; Evolution of magmatism.., 1985; Svetov & Sviridenko, 1991, 1992). Phases of volcanism: I – pre-Early Jatulian, II – Early Jatulian, III – Middle Jatulian, IV – Upper Jatulian, V – Ludicovian.

1 – Archean crystalline basement; 2 – Sariolian sedimentary-volcanic cover; 3 – pre-Jatulian surface of erosion section and continental weathering. Svecokarelian sedimentary and volcanogenic rocks: 4 – basal polymictic and quartz conglomerates; 5 – gravelstones, 6 – quartzites, 7 – quartzitic sandstones; 8 – siltstones and tuffaceous siltstones; 9 – carbonate (organogenic, etc.) rocks; 10 – packages of lava flows and covers; 11 – tuffaceous-cherty and carbonate-cherty rocks, silicites, jasper and travertines; 12 – circumdiatremal and diatremal tuffo-breccia; 13 – spherulitic-pillow lava flows and covers; 14 – sills, intrusive sheets and chamber-injection intrusions; 15 – apical caldera elements; 16 – reconstructed crater top zones; 17 – complexes of parallel dykes, including «dykes within a dyke»; 18 – sheeted and chamber-injection rhyodacite bodies; 19 – extrusive necks of quartz-plagioclase porphyric rhyodacites; 20 – shallow-depth extrusive-domal intrusions, domes and laccolites; 21 – systems of different-rank feeder channels; 22 – denudation surface level of volcanic edifices; 23 – most important elements of volcanic centres:
A. 1 – lava-slag basalt cones, Voronov Bor; 2 – slag basaltic lava domes with fumarole siphons, Vichka; 3 – hydrothermal-sedimentary copper-sulphide silicites and jaspers, Voronov Bor; 4 – basaltic plateau of microporphyric plagiobasalts; 5 – basal horizon of a volcanogenic unit, crystalloclastic tuffs; 6 – gabbro-dolerite sills and chamber-injection bodies; 7 – gabbro-dolerites of steeply dipping feeder-zone dykes (Jukko-guba); 8 – packages of single lava flows, Lehta structure; 9 – magnetite-bearing ash and crystalloclastic tuff horizon; 10 – gabbro-dolerite sills of feeder zones; 11 – parallel dykes in mantle feeding zones at Kiihtelysvaara (Pekkarinen, 1979 et al.).
B. 1 – reconstructed stratovolcanic edifice, Chukkuri Volcano; 2 – ignimbrite flow deposits; 3 – slag-lava cones, Bariga Peninsula; 4 – gabbrodolerite feeder channel, Bariga; 5 – sheeted sills in a lava unit; 6 – sagging calderas in a lava unit, Bariga; 7 – pillow and variolitic lavas; 8 – lava flow packages, Lake Palyeozero and M. Bukki Island; 9 – cupriferous and silicified (organogenic, etc.) rocks; 10 – intrusive sheets, Koikary Group (Lake Palyeozero, River Suna-Poorporog), 11 – tuffaceous iron-cherty hematite-magnetite ore-bearing schists; 12 – gabbro-dolerite intrusive sheets and chamber-injection intrusions; 13 – reconstructed apical caldera-crater portion of Orchensky Volcano; 14 – Orchensky gabbro-dolerite neck; 15 – slag-lava cones of Lehta plateau-basalts; 16 – spherulitic and spherulitic-pillow lava; 17 – package of initial chilled basaltic flows (Shenonsaari Island, Lake Segozero); 18 – gabbro-dolerite dykes and sills under a volcano, Mednye Gory sill.
C. 1 – assumed apical caldera of Kirjävalahti Volcano, Lake Ristijärvi area; 2 – sheeted sills near Mähiako Volcano; 3 – packages of plagiophyric basalt covers; 4 – Lake Helmijärvi collapse caldera, crater-lacustrine deposits; 5 – Ruskeala and Vissu lava-slag cones; 6 – rhyodacite necks, Point Oravaniemi; 7 – laccolites, extrusive-domal rhyodacite bodies, Piensuonsaari Island; 8 – spherulitic-pillow lava flow packages; 9 – chilled, fine-grained, homogeneous basalt covers; 10 – sheeted sills, chamber-injection gabbro-dolerite intrusions

сация эруптивной зоны, особенно в условиях сосредоточенного размещения вулканических центров предельной производительности, спад режима поступления расплава из зон мантийного питания и опустошение периферических очагов, магматических камер неизбежно вызывает формирование кальдер обрушения кратерных зон. Вулканизм осуществляется в основном в виде эксплозивных взрывов, выбросов диспергированной лавы, при сильных эмиссиях газов и с образованием пепловых туч, а нередко и игнимбритовых потоков, и раскаленных лавин. Эта стадия вулканизма отличается активным образованием в условиях наметившихся нисходящих движений и просадки постройки, многочисленных кольцевых интрузий, пластовых силлов, «силлов в силле», так называемых интрузий под вулканом. Явления усадки зоны магматического питания способствуют формированию многочисленных разрывов в кристаллическом фундаменте внизу под вулканом, массовому развитию пластовых сдвиговых явлений и образованию зоны обширной надочаговой декомпрессии под вулканическим центром. Ситуация, обратная (инвариантная) сводовому поднятию, вызывает смену поля напряжений и образование нового класса малых интрузивных форм. В субвулканических условиях формируется совершенно новая система пластово-секущих интрузий. Геометризация этого поля напряжений возможна по мере тщательного анализа пространственного размещения десятков, сотен (до тыс.) интрузивных тел пластово-секущего типа. Ясно, что морфология и генетические типы этих интрузий являются критериями геодинамических режимов и раскрывают кинематические особенности эруптивной зоны. Например, конические дайки и секущие интрузии образуются, главным образом, в режиме воздымания сводового типа, «дайки – в дайке» в лавовой постройке отражают режим растяжения эруптивного центра, в то время как кольцевые интрузии, малые интрузивные формы, а также комплементарные им «дайки – в дайке» формируются на стадии проседания эруптивной зоны.

Все эти интрузивные тела, как оказалось, являются не только индикаторами геодинамических обстановок, но и отражают кинематику эруптивной зоны с вполне реконструируемым полем напряжений. К сожалению, исследования в этом направлении в докембрии практически не проводятся ни в стране, ни за рубежом в пределах ФСЩ.

Стадия *затухания* (поздневулканическая) развития эруптивного центра характеризуется практически полным угасанием извержений через главное жерло, главную питающую систему. В ходе сжатия поверхности каналы питания оказываются в зоне сжатия и отмирают. Вулканизм осуществляется в режиме проявлений боковых прорывов и активизации трещин разрыва в тектоническом каркасе ареала. Малые объемы остаточных расплавов вызывают бурные, но малопродуктивные извержения типа БТТИ (Большое трещинное.., 1984). Продукты данной вулканической стадии в докембрии пока установлены лишь для вулканов центрального типа в Суйсарской древневулканической области (Шидгубский, Суйсарский влк.). В большинстве случаев они уничтожены денудацией. Имеющейся степени палеовулканологических реконструкций явно недостаточно, чтобы решить этот вопрос.

Свидетельством угасающего вулканизма могут служить горизонты хемогенных кремнисто-карбонатных, яшмовидных осадков в дистальной зоне осадконакопления среди осадочных пород поздних стадий его проявлений.

В этом отношении следует обратить внимание на область осадконакопления в удаленных зонах эруптивных центров. Здесь заключена, вероятно, весьма полная информация об угасающем вулканическом ареале, подвергающемся эрозионно-денудационному разрушению. Спектрограммы таких динамических сред в сравнении со спектрограммами вулканических ареалов способны решить многие проблемы палеовулканологии угасающих эруптивных центров по принципу решения обратной задачи литологии.

Поствулканическая стадия может быть выявлена лишь путем изучения осадочных толщ дистальных зон, либо обнаружена в реликтах кальдерных структур обрушения, сохранившихся от денудации. Их свидетелями могут быть признаны проявления гидротермального кремнистого и карбонатного (гейзерит-травертинового) осадкообразования в пределах термальных площадок. Вероятно, зоны гидротермально измененных (пропилитовых) пород могут содержать их реликты. Поствулканическая стадия по причине ее чрезвычайной длительности, обусловленной медленным остыванием очаговых зон мантийного питания, обычно характеризуется весьма активной газо-гидротермальной деятельностью. В результате усадки эруптивной зоны и формирования вулканотектонической структуры усложняется тектонический каркас центра. В ряде случаев это может даже вызвать возобновление (рекурренцию) вулкано-плутонизма. Однако обновленная система разрывных нарушений формирует, как правило, высокоэффективные высокодебитные гидротермальные системы, функционирующие весьма длительные периоды, соизмеримые не только со стадиями, но и превышающие их. Гидротермально-осадочный литогенез и рудообразование – важнейшая черта угасающего термального потока.

Таким образом, стадийность эруптивной деятельности, ее общая напряженность, геологический эффект в суммарном выражении является одной из важнейших характеристик ЦЭМА. Более того, по признаку полноразвитого цикла эруптивной деятельности только и можно судить о зрелости каждого из рассматриваемых ареалов активного вулканизма, особенностях геотектонических режимов и кинематических обстановках их формирования.

Форма поверхности лавовых потоков и покровов определяется целым рядом факторов. Она функционально связана с вязкостью излившихся лав, скоростью течения, химическим составом, уклоном ложа лавовых излияний и т. д. К сожалению, чрезвычайно редко удается наблюдать отпрепарированную

поверхность кровли лав. Однако имеется целый ряд объектов, заслуживающих внимания. Наиболее важной является пологая или мелкая волнистая поверхность. Она фиксирует, прежде всего, поверхности первоначально наименее вязких и высокотемпературных лав, как это следует из вулканологии. Размеры волн, скорее всего, отражают скорость истечения лавы из жерла. Такие поверхности пахоэхоэ базальтов можно наблюдать как в ятулийских, так и в ливвийских лавах. Пахоэхоэ волнистые лавы мыса Пиппури, впервые обнаруженные В. Т. Тимофеевым (1916а), образуют вытеки в кровле потока лавобрекчий и являются весьма распространенными образованиями. Их большое разнообразие установлено в лавах Гирвасского влк. среднего ятулия, в лавах Сегозерской вулканической зоны (архипелаг Каличьих островов), среди лавобрекчий верхнего ятулия Лехтинской вулканической зоны и других участках.

Нередко такие поверхности пахоэхоэ лавы наблюдаются под корочкой закалки, где скапливаются летучие и лава выжимается в эти субгоризонтальные полоски. Такие объекты имеют важное палеовулканологическое значение. По их морфологии и фактуре поверхности можно определить направления растекания лав. Волнистые поверхности лавовых потоков и покровов – это также и вестники того, что на их фронте, возможно, формировались лавовые вытеки пахоэхоэ из жидких (перегретых) расплавов с высокой текучестью. Пахоэхоэ потоки имеют особое значение в реконструировании вулканических построек и определении локализации центров извержений. Имеются примеры резкой смены волнистой поверхности на вспененную и глыбовидную не только по простиранию течения лав, но и поперечно к ним (Селецкая вулканическая зона среднего ятулия). В дистальной зоне лавовых полей по направлению к фронту растекавшихся лав выявлены признаки существования широких и выдержанных по удлинению лавоводов, где скорость движения достигала, вероятно, предельной величины. Иногда оси лавоводов фиксируются массовым распространением вспененных, волнистых лав типа пахоэхоэ или шарово-подушечных и подушечных. В ряде случаев удается наблюдать элементы лавобрекчий и глыбовых лав, которые фиксируют валы, обрамляющие лавоводы. С осевыми линиями растекания лав предположительно связаны наиболее яркие фумарольно-гидросольфатарные площадки и развитые в их пределах гейзериты, травертины и другие отложения типа силицитов (яшмоидов). Они наблюдаются в платобазальтах Сегозерской вулканической зоны ятулия Центральной Карелии, влк. Кирьявалахтинского людиковия в Северном Приладожье, в ряде вулканических построек людиковия и ливвия в Суйсарской, Пана-Куолаярвинской и Восточно-Карельской древневулканических областях.

Большинство лавовых потоков или покровов имеет миндалекаменную, шлаковидную форму, обычно выровненную. Возможно, эти поверхности являются денудационными и формируются вслед за излиянием лавы. Глыбовые поверхности лавовых потоков установлены преимущественно у вулканов Суйсарской группы Онежской ВТС. Здесь нередко сохраняются засыпанные агломератами типичные лавобрекчии, которые захоронили кровлю потока в первоначальном виде. В Суйсарской древневулканической области шлаковые, вспененные поверхности имеют чаще всего окисленные красновато-бурые пикритовые базальты, реже они наблюдаются у плагиоклаз-пироксеновых и пироксеновых порфировых базальтов. Плагиофировые базальтовые лавы формируют глыбовую или массивную неровную поверхность кровли.

Легко распознается поверхность шарово-подушечных и подушечных лав по их бугристой форме. Как правило, в кровле таких потоков мы не наблюдаем гиалокластитов того панциря, которым покрываются потоки подушечных лав. Гиалокластитовые шаровые брекчии чаще всего фиксируются как самостоятельные покровы.

В большинстве случаев лавовые потоки имеют довольно ровные поверхности, и туфогенные, туфогенно-хемогенные породы залегают с четким контактом на этой поверхности. Более того, нередко на уровень этой границы выведены сифоны гидросольфатар, в которых сохраняются маломощные пласты яшмовидных силицитов или гейзеритов. Иногда бескорневые дайки базальтов, проникающие из центральной части покрова, пронизывают кровлю и резко заканчиваются на границе с туфами или с подошвой вышележащего потока.

Все эти и многие другие факты являются ярким свидетельством того, что любые типы потоков после излияния длительное время подвергались в кровле значительной денудации. Отсутствие шлаковой кровли в абсолютном большинстве, не только миндалекаменных, но и вспененных базальтов, размыв силицитов, горнитосов, сифонов, фумарол, вторичных вытеков лав над бескорневыми дайками является подтверждением этому. Хотя шлаковые лавы часто сохраняются, однако присутствие среди них конусов разбрызгивания устанавливается исключительно редко.

Фрагменты документированных поверхностей лавовых покровов в Сегозерской и Лехтинской вулканических зонах в разрезе средне-позднеятулийских лав отражены на рис. 7 и 8.

Если в Сегозерской зоне поверхность лавовых потоков платобазальтов является весьма выровненной и отвечает форме ГУВИ, то в позднеятулийских лавах Лехтинской структуры в районе оз. Летнего лавовые потоки чрезвычайно не выдержаны по мощности и по простиранию. Подобная ситуация весьма характерна для вулканических полей вулканов переходного типа от щитового к центральному.

Лехтинская и Гайкольская вулканические зоны позднего ятулия являются единственными, где фиксируются признаки стратифицированных вулканов. Однако динамика водной среды была столь велика, что вулканический ландшафт быстро перерабатывался, а поверхности к последующему извержению были как слабонаклонные, так и выровненные. Вариации поверхностей лавовых покровов и потоков наиболее значительны в Суйсарской группе вулканов.

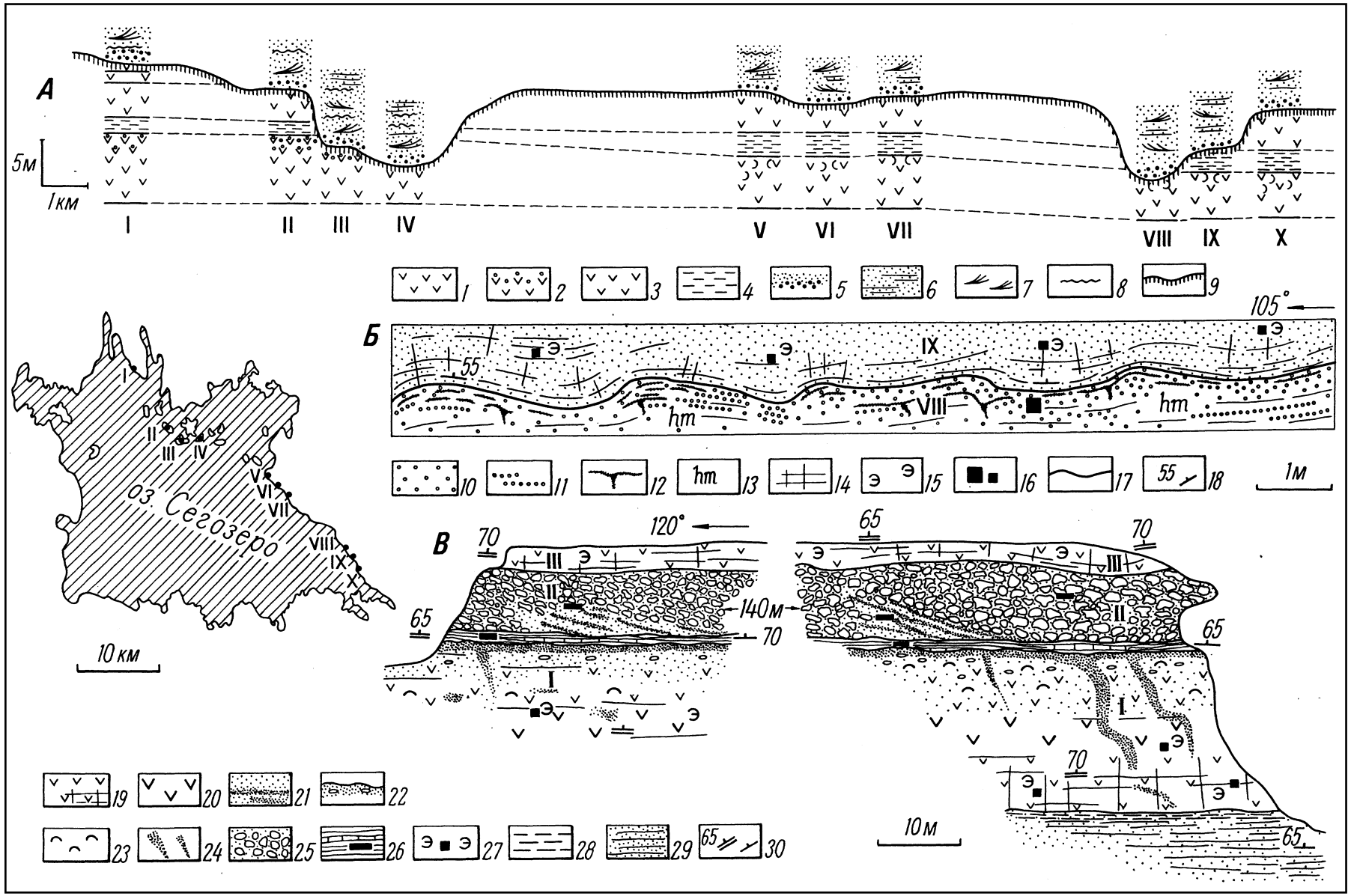

А
5м
1км
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
1
2
3
4
5
6
7
8
9
Б
105°
55
hm
10
11
12
13
14
15
16
17
18
1м
оз. Сегозеро
10 км
В
120°
70
65
140м
10м
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30

Рис. 7. Среднеятулийские платобазальты Сегозерской вулканической зоны Центральной Карелии. Морфология контактовых зон лавовых покровов и поверхности эрозионного среза в начале позднего ятулия.

А – латеральная выдержанность пакета лавовых потоков вдоль простирания лавово-вулканокластического поля. Поверхность эрозионного среза и денудации платобазальтов в поствулканическую стадию перед накоплением и во время терригенных осадков позднего ятулия. Орченьский некк – питающий канал вулканической зоны расположен в 2,5 км к северу от профиля I. Продольный профиль от Орчень-губы, через архипелаг Каличьих островов и до Глухой губы на СВ берегу оз. Сегозера.
Б – контактовая зона двух лавовых покровов в профиле VI Глухой губы. Подстилающий покров VIII имеет грубоволнистую первичную поверхность. Вышележащий покров IX повторяет все неровности его подошвы.
В – сложнопостроенный лавовый поток шарово-подушечных базальтов и вспененных миндалекаменных базальтов в пакете трех лавовых потоков. Основание лавовой толщи среднего ятулия. о. Лехта II, к северо-западу от линии профиля V.
А. 1 – массивные плагиоклаз-пироксеновые амфиболизированные, порфировластические базальты; 2 – вспененные миндалекаменные амфиболизированные и эпидотизированные базальты (спилиты); 3 – массивные базальты эродированных лавовых покровов; 4 – горизонт типоморфных ритмичнослоистых пепловых туфов (хлорит-карбонатно-кремнистых сланцев), туффитов (песчанистых туфов), туфогенно-кремнистых пород с линзами силицитов. Туфогенно-карбонатно-кремнистый гематитсодержащий слой мощностью до 10–15 см имеет устойчивое простирание вдоль линии профилей и необычную столбчато-призматическую отдельность; 5 – горизонт грубообломочных (от конгломерато-брекчий, конгломератов, гравелитов) пород с преобладанием крупнозернистых песчаников с обилием зерен голубого кварца и естественных шлихов магнетитового (с цирконом) состава; 6 – чередование разнозернистых песчаников, алевролитов со знаками ряби и трещин усыхания, седиментогенные брекчии кирпично-красных филлитовидных сланцев (алевролитов); 7 – косые серии с магнетитовым шлихом; 8 – знаки перемыва, размыва; 9 – линия зоны выветривания и эрозионного среза.
Б. 10 – миндалекаменные (до вспененных и пенистых) базальты; 11 – слоистость течения в миндалекаменных базальтах; 12 – отслоения в кровле, заполненные силицитами; 13 – краснокаменно-измененные (окисленные) и затем пропилитизированные и гематитизированные мандельштейны (спилиты), зоны гематитизации; 14 – системы трещин первичной отдельности; 15 – гнездовая эпидотизация по массе породы; 16 – зоны сульфидизации (пирит, халькопирит, реже борнит и халькозин); 17 – линия контакта потоков частично отвечает поверхности денудации, частично первичной поверхности; 18 – элементы залегания поверхности контакта.
В. 19 – однородные массивные базальты подошвы покрова с системой первичных трещин отдельности; 20 – базальты средней части покрова; 21 – «слоистость» течения в миндалекаменных базальтах; 22 – миндалекаменные и вспененные базальты кровли покрова; 23 – скопление серповидных миндалин; 24 – столбообразные скопления миндалин и их фонтанчики, всплывающие в текучей лаве; 25 – зоны шарово-подушечных лав с основной массой миндалекаменных базальтов; 26 – пепловые, литокристаллокластические туфы, туфогенно-кремнистые и кремнисто-карбонатные сильно сульфидизированные металлоносные осадки, породы с вкрапленностью сульфидов железа, меди, редко свинца; 27 – зоны наложенной эпидотизации и сульфидизации (кварц, пирит, халькопирит, турмалин, эпидот, аксинит, альбит, гематит); 28 – алевролиты и алевриты (филлитовые пестроцветные до красновато-бурых); 29 – разнозернистые песчаники до гравелитов с прослоями филлитов; 30 – элементы залегания слоистости и пластовой отдельности

Fig. 7. Middle Jatulian plateau-basalts. Segozero volcanic zone, Central Karelia. Morphology of the contact zones of lava sheets and the surface of the erosion channel at the beginning of Late Jatulian time.

A – lateral persistence of a lava flow package along the strike of a lava-volcaniclastic field. The surface of the erosion section and denudation of plateau-basalts at the postvolcanic stage before and during the accumulation of Late Jatulian terrigenous sediments. The Orchensky neck, a feeder channel of the volcanic zone, is located 2,5 km north of profile I. A longitudinal profile extends from Orchen Guba across the Kalichyi Island Archipelago to Glukhaya Guba on the northeastern shore of Lake Segozero.
B – contact zone between two lava sheets in profile VI at Glukhaya Guba. Underlying sheet VIII has a coarse-wavy primary surface. Overlying sheet IX follows the ruggedness of its base.
C – complex-structured spherulitic-pillow basalt and foamy amygdaloidal basalt lava flow in a package of three lava flows. The base of the Middle Jatulian lava unit. Lehta P.II Island, northwest of the profile V line.
A. 1 – massive amphibolized plagioclase-pyroxene porphyroblastic basalts; 2 – foamy amphibolized and epidotized amygdaloidal basalts (spilites); 3 – massive basalts of eroded lava sheets; 4 – horizon of typomorphic rhythmically-bedded ash tuffs (chlorite-carbonate-cherty schists), tuffites (arenaceous tuffs) and tuffaceous-cherty rocks with silicite lenses. Tuffaceous-carbonate-cherty hematite-bearing lamina, up to 10–15 cm in thickness, strikes steadily along the profile line and has an unusual columnar-prismatic jointing); 5 – horizon of coarse clastic (conglomerate-breccia, conglomerates and gravelstones) rocks dominated by coarse-grained sandstones with abundant blue quartz grains and natural heavy mineral concentrates of magnetite (plus zircon) composition; 6 – alternation of inequigranular sandstones and siltstones with ripple marks and mud crack, sedimentary breccia of brick-red phyllite-like schists (siltstones); 7 – oblique series with heavy magnetite concentrate; 8 – rewashing and washout marks; 9 – line of weathering zone and erosion channel.
B. 10 – amygdaloidal to frothed and foamy basalts; 11 – flow bedding in amygdaloidal basalts; 12 – silicite-filled exfoliations at the top; 13 – red-bed-altered (oxidized) and then propylitized and hematitized amygdaloidal basalts (spilites), hematitization zones; 14 – primary joint systems; 15 – pocket epidotization of body of rock; 16 – sulphidization zones (pyrite and chalcopyrite; bornite and chalcosine are less common); 17 – flow contact line, agrees partly with denudation surface and partly to primary surface; 18 – mode of occurrence of contact surface.
C. 19 – homogeneous massive basalts of the sheet base with a primary joint system; 20 – basalts, middle portion of the sheet; 21 – flow «bedding» in amygdaloidal basalts; 22 – amygdaloidal and frothed basalts, sheet top; 23 – cluster of crescentiform amygdales; 24 – columnar clusters of amygdales and their spouts in flowing lava; 25 – spherulitic-pillow lava zones with amygdaloidal basalt matrix; 26 – ash, lithocrystalloclastic tuffs, tuffaceous-cherty and cherty-carbonate, highly sulphidized metalliferous sediments) rocks with iron and copper (less commonly lead) sulphide dissemination; 27 – multiple epidotization and sulphidization zones (quartz, pyrite, chalcopyrite, tourmaline, epidote, axinite, albite and hematite); 28 – siltstones and silts (mottled to reddish-brown phyllitic); 29 – inequigranular sandstones to gravelstones with phyllite intercalations; 30 – mode of occurrence of bedding and sheet jointing

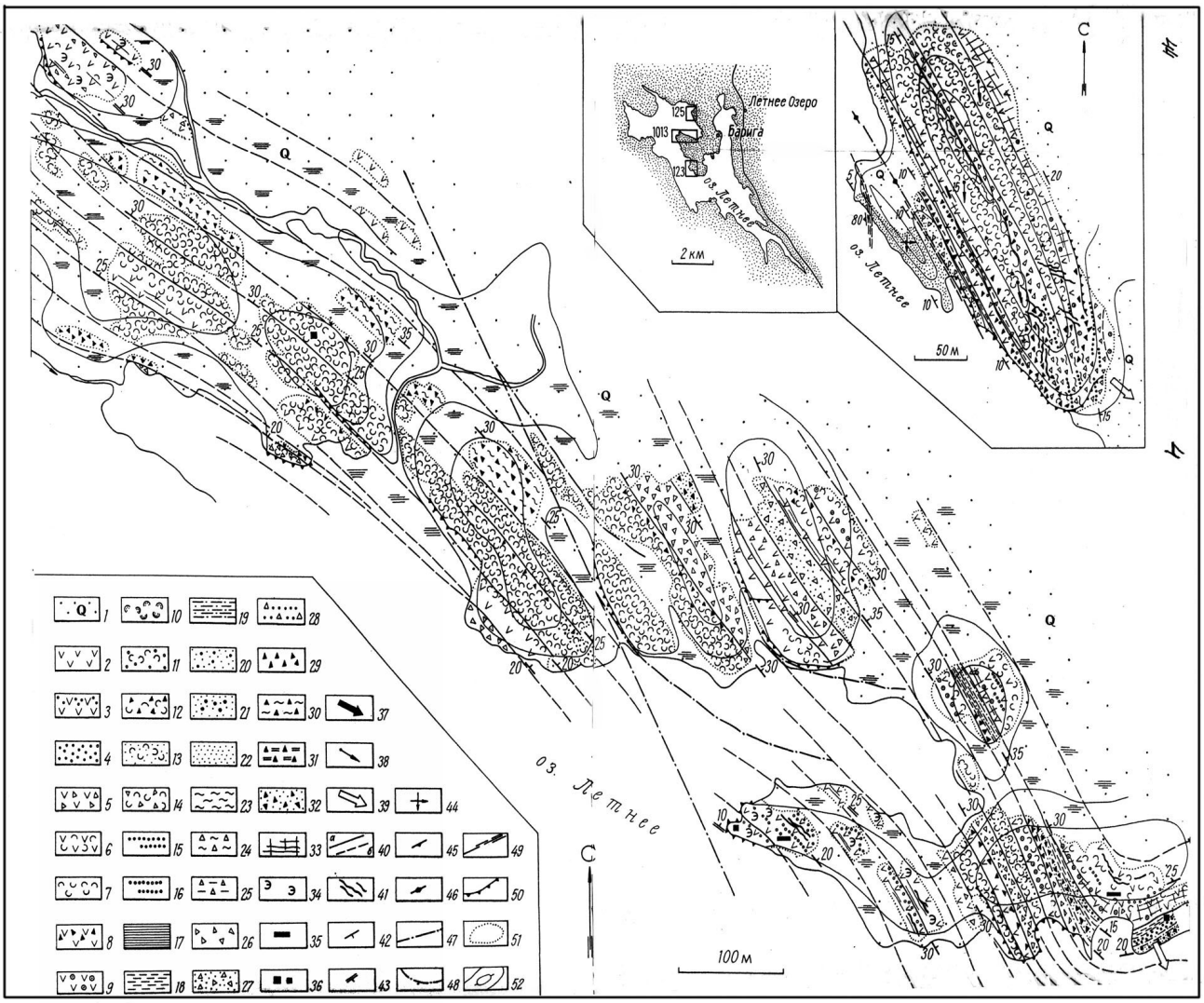

Летнее Озеро
Варига
оз. Летнее
2 км
оз. Летнее
50 м
оз. Летнее
100 м
С
Ю
Q

Рис. 8. Геологическое строение фрагмента позднеятулийского лавово-вулканокластического поля Лехтинской вулканической зоны (оз. Летнее) и морфология его лавовых покровов игнимбритов и пирокластических отложений в дистальной зоне (обн. 125). (Условные обозначения к геологическим схемам участков обн. 123 – полуостров Барига, южный берег, обн. 1013 – полуостров Барига, северный берег).

1 – рыхлые четвертичные отложения. Верхнеятулийские образования: 2 – однородные, массивные пироксен-плагиоклазовые микропорфировые базальты; 3 – миндалекаменные, реже вспененные базальты; 4 – пенистые лавы, вспененные базальты; 5 – лавобрекчии базальтов, брекчированные (автобрекчии) базальты; 6 – базальтовые потоки с шаровыми лавами в кровле; 7 – шаровые и шарово-подушечные лавы практически без цементирующей массы; 8 – глыбовые лавобрекчии с торосовидной текстурой; 9 – базальты с вариолитовой текстурой в кровле потока; 10 – шаровые и шарово-подушечные базальты с вариолитовой структурой; 11 – миндалекаменные базальты с шаровой текстурой, п. п. эмбриональные шаровые лавы без полного обособления блоков; 12 – гиалокластиты, подушечные брекчии, шарово-гиалокластитовые брекчии; 13 – шарово-подушечные лавы с заполнением межшаровых пространств терригенным материалом (следы сейсмического дрожания и «просеивания» песчаной фракции вглубь потока); 14 – шаровые лавы с зонами брекчированных лав (дробление шаровых лав сейсмогенное); 15 – «слоистость» и полосчатость вариолитов в лавах; 16 – «слоистость» и полосчатость течения с газовыми пустотами; 17 – пелитовые туфы, частично туффиты; 18 – туфоалевролиты с кристалло-литокластическими туфами, обычно тонкослоистые и ритмичнослоистые, горизонт пепловых осадков; 19 – туфопесчаники, туффиты, песчаники с туфогенной примесью при совместной седиментации, частично и перемывом; 20 – песчаники, аркозовые песчаники с галечками, катунами и линзами гравелитов; 21 – песчаники с линзами конгломератов, отложения перемывов и конусов выноса; 22 – песчаники, кварцито-песчаники базального горизонта основания лавовой толщи; 23 – однородные, полосчатые туфы, плотные отложения сильного пеплопада, туфы лито-витрокластические; 24 – туфы псефитовой размерности с лапиллями, шлаковыми кусочками и частично тефроид; 25 – туфобрекчии, агломератовые туфы плохо сортированные; 26 – псефитовые туфы, несортированные, как правило, агломераты с ресургентным материалом; 27 – разнообломочные псефитовые агломераты, частично с признаками спекания, возможно, агглютинаты; 28 – агломератовые туфы, нередко хорошо сортированные по размеру обломочного материала и с разным содержанием цемента; 29 – агглютинаты сваренные, нерасчленяемые; 30 – отложения игнимбритов, сваренные полосчатые пирокластические породы; 31 – агглютинаты с разновеликим материалом от пеплов до шлаковых бомб; 32 – агглютинаты наиболее «текучие», типа раскаленного потока, со следами размыва и переотложения; 33 – системы пластовой и блоковой отдельности; 34 – зоны объемной эпидотизации, прокварцевания (пропилитизации); 35 – медноколчеданная вкрапленность (халькопирит, борнит, реже халькозин, ед. зерна самородной меди); 36 – обильная сульфидизация по массе (пирит, халькопирит); 37 – направление общего течения лавовых покровов, потоков; 38 – частные замеры направления течения лав; 39 – направления транспортировки тефры и терригенного материала (данные замеров косой слоистости); 40 – прослеженные (а) и предполагаемые (б) геологические границы; 41 – кусты кварцевых, кварц-кальцитовых жил, прокварцованных зон сдвиговых деформаций; 42 – залегание слоистости; 43 – залегание пластовой отдельности; 44 – горизонтальное залегание пород; 45 – сланцеватость; 46 – вертикальная сланцеватость; 47 – линейные зоны сдвигов; 48 – зоны сдвиговых деформаций вращения; 49 – зоны дробления и милонитизации, неотектонические; 50 – береговые тектонические уступы, обрывы, крутые склоны ледниковой экзарации; 51 – контуры преимущественной обнаженности; 52 – горизонтали проведены через 2 метра

Fig. 8. Geological structure of a fragment of a Late Jatulian lava-volcaniclastic field in the Lehta volcanic zone (Lake Letneye) and the morphology of its ignimbrite lava sheets and pyroclastic rocks in the distal zone (exp. 125). (Symbols to geological schemes of localities. Exp. 123 – Bariga Peninsula, southern shore; exp. 1013 – Bariga Peninsula, northern shore).

1 – unconsolidated Quaternary deposits. Upper Jatulian rocks: 2 – homogeneous, massive pyroxene-plagioclase microporphyric basalts; 3 – amygdaloidal, less commonly frothed basalts; 4 – foamy lava, frothed basalt; 5 – basaltic lava-breccia, brecciated (autobreccia) basalt; 6 – basalt flows with spherulitic lava at the top; 7 – spherulitic and spherulitic-pillow lava practically devoid of matrix; 8 – hummocky-textured blocky lava-breccia; 9 – flow-top variolitic-textured basalts; 10 – variolitic-textured spherulitic and spherulitic-pillow basalts; 11 – spherulitic-textured amygdaloidal basalts, embryonic spherulitic lava without complete isolation of blocks; 12 – hyaloclastites, pillow breccia, spherulitic-hyaloclastic breccia; 13 – spherulitic-pillow lava with interstices filled with terrigenous material (traces of seismic tremor and «sieving» of a sand fraction deep into a flow); 14 – spherulitic lava with brecciated lava zones (seismogenic disintegration of spherulitic lava); 15 – «bedding» and banding of variolites in lava; 16 – flow «bedding» and banding with gas cavities; 17 – pelite tuffs, partly tuffites; 18 – tuffaceous siltstones with crystallyne-lithoclastic tuffs, normally thinly-laminated and rhythmically-bedded, ash sediment horizon; 19 – tuffaceous sandstones, tuffites, sandstones with tuffaceous admixture upon joint sedimentation; 20 – sandstones, arkoses with small pebbles, clay pellets and gravelstone lenses; 21 – sandstones with conglomerate lenses, rewashing and debris cone deposits; 22 – sandstones, quartzitic sandstones of the basal horizon at the base of a lava unit; 23 – homogeneous, dense banded tuffs, deposits produced by vigorous ash fall, litho-vitroclastic tuffs; 24 – psephite-sized tuffs with lapilli, pieces of slag and partially tephroid; 25 – tuff-breccia, poorly sorted agglomeratic tuffs; 26 – commonly unsorted psephitic tuffs, agglomerates with resurgent material; 27 – heteroclastic psephitic agglomerates, partly with indications of welding, probably agglutinates; 28 – agglomeratic tuffs, often well-sorted with respect to clast size, with varying quantities of matrix; 29 – indivisible welded agglutinates; 30 – ignimbrite deposits, welded banded pyroclastic rocks; 31 – agglutinates with inequigranular material varying from ash to scoriaceous bombs; 32 – the most «fluid», incandescent flow-type agglutinates with traces of scour and redeposition; 33 – sheet and block jointin systems; 34 – volumetric epidotization and silicification (propylitization) zones; 35 – chalcopyrite dissemination (chalcopyrite and bornite; chalcosine is less common; scarce native copper grains); 36 – abundant sulphidization with respect to mass (pyrite and chalcopyrite); 37 – general lava sheet flow direction; 38 – individual lava flow direction measurements; 39 – direction of transport of tephra and terrigenous material (cross-bedding measurement data); 40 – traced (a) and assumed (b) geological boundaries; 41 – clusters of quartz and quartz-calcite veins and silicified shear zones; 42 – mode of bedding; 43 – occurrence of sheet jointing; 44 – horizontal rock bedding; 45 – schistosity; 46 – vertical schistosity; 47 – linear shear zones; 48 – shear rotation zones; 49 – neotectonic shatter and mylonitization zones; 50 – coastal tectonic scarps and cliffs, steep glacial exaration slopes; 51 – dominant outcropping contours; 52 – contour lines are 2 m apart

Суммирование для Суйсарской древневулканической области данных по морфологии поверхностей покровов и потоков лав, отложений агломератовых туфов и покровов игнимбритов, а также принимая во внимание вариации мощностей этих разнофациальных образований, можно выделить ареалы с разной динамикой водной среды и ареалы с субаэральными и аэральными отложениями. В аэральной обстановке (влк. Ангозерский, Виданский и Ровкозерский) поверхности лавовых потоков наименее эродированы. Здесь наблюдается обилие глыбовых лав, шлаковых пород, шлаковых туфов в кровле потоков. В вулканических зонах – влк. Шидгубского и особенно Суйсарского в лавовых потоках, однотипных по химическому составу, отмечаются совершенно иные формы и некоторые особенности пород кровли. В последних имеются явные следы перемыва, эрозии, абразии, переотложения и выравнивания поверхностей излившихся потоков.

Таким образом, наблюдения за характером поверхности лавовых потоков и покровов, а также за текстурно-структурными особенностями пород их кровли позволяют решить важные вопросы палеогеографических обстановок лавовых излияний, динамики водной среды и степени денудации вулканических построек, в случае их образования в условиях подводных извержений. В этом отношении необходимо обратить внимание на то обстоятельство, что каждое лавовое излияние и каждый пароксизм пирокластических выбросов проходят в каком-то интервале времени.

Эта величина временного периода извержения или длительности межпароксизмального времени важна в целях вулканохронологии и вулканодинамики формирования вулканических построек разных типов. Изотопная геохронология в настоящее время способна в лучшем случае определить начало и окончание вулканического цикла. Все «кратковременные» события пока остаются вне точности геохронологического датирования. Восполнить этот недостаток хронологических исследований можно оценкой интервалов относительной длительности лавового извержения или формирования пакета лавовых потоков с длительностью формирования туфогенно-осадочных пород, терригенных обломочных отложений или формированием кор выветривания внутри лавовых толщ.

Длительность излияния лавового потока меньше или, в крайнем случае, равна времени формирования туфогенно-осадочного слоя, но много меньше времени формирования вулканомиктовых обломочных или терригенно-обломочных пород. Поэтому в колонке осадочных и вулканогенных толщ время пароксизмальных извержений кратно (2, 3 и до 5 раз) меньше времени накопления осадочных толщ. Исходя из этого, можно соотнести длительность вулканических пароксизмов с ритмичностью предшествовавшего, завершающего или сопутствующего ему осадконакопления. Следовательно, наблюдения за морфологией кровли лавовых потоков и покровов дают возможность выявить, первична она или денудирована со всеми вытекающими отсюда палеогеографическими последствиями.

1.4. Актуальные проблемы изучения ареалов докембрийского вулканизма

Палеовулканология как наука исторического геологического содержания призвана изучать разные формы проявлений вулканизма на ранних этапах развития Земли, географию ареалов активного вулканизма, физико-географические обстановки эруптивных зон и реконструировать длительность и последовательность пароксизмальных актов, их геологический эффект с целью воссоздания не только облика древних вулканических ландшафтов, но и тектонических условий формирования.

Палеовулканология целями и задачами исследований, таким образом, взаимосвязана с вулканологией. Являясь ветвями науки – магматической геологии, они объединены общими объектами исследования, включающими как области завершенной вулканической деятельности, так и провинции недавнего и современного его проявления.

Исторически становление этих ветвей магматической геологии связано с научной и научно-организационной деятельностью Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, впервые в отечественной геологии сформулировавшего задачи палеовулканологии как науки о древних вулканических проявлениях в России, проведя специальные исследования в Олонецкой губернии (Левинсон-Лессинг, 1888). В дальнейшем в 1935 г. по его личной инициативе была создана в пос. Ключи первая отечественная Камчатская вулканологическая станция АН СССР с целью организации систематических наблюдений за действующими вулканами и предупреждения их извержений.

Палеовулканология как самостоятельная научная дисциплина, таким образом, только что преодолела вековой рубеж, а вулканология недавно отметила свое пятидесятилетие.

В силу целого ряда обстоятельств эти науки получили быстрое становление, а их развитие способствовало прогрессу магматической геологии и послужило основой разработки новых концепций в области петрогенезиса вулкано-плутонических серий, в теории вулканогенного и осадочно-вулканогенного рудообразования, а также в развитии концепций магматической геотектоники и автоволновой геодинамики. Учение о современном и древнем вулканизме вносит значительный вклад в общее естественно-историческое научное мировоззрение и в разработку общей теории развития Земли.

1.4.1. Физическая сущность докембрийского вулканизма

Среди докембрийских супракрустальных вулканогенных толщ присутствуют практически все фациальные и генетические типы изверженных пород самого широкого вещественного состава от примитивных базальтов (платобазальтов), андезито-базальтов, андезитов до андезито-дацитов, дацитов, риодацитов, вплоть до щелочных базальтоидов, характерных для областей современного или недавнего вулканизма.

Практически однообразными являются главные морфологические типы изверженных пород, сочетания их в разрезах и на площади. Текстурные и структурные особенности вулканогенных и субвулканических пород минералого-петрографическими методами идентифицируются как однотипные среди пород вулкано-плутонических ассоциаций палеотипного и кайнотипного обликов. Мировой опыт изучения древнейших изверженных пород приводит к общему заключению, что их физическая сущность и проявление современного вулканизма и магматизма в целом, в разных регионах мира едина. Более того, общее состояние геологических знаний дает основание считать вулканизм не только одним из свойств формирования планет Земной группы, но и космическим явлением.

Вместе с тем докембрийские изверженные породы испытали значительные метаморфические преобразования, которые частично привели как к утрате первичных внешних признаков, так и нередко к полному зеленокаменному перерождению.

Метаморфизм древних вулкано-плутонических пород и тектонические перестройки с нарушением первичных форм их залегания, тем не менее, не являются непреодолимым препятствием в расшифровке условий их образования. Опыт изучения вулканических ареалов докембрия с различной степенью сохранности первичных признаков изверженных пород дает основание к предположению о сопоставимом механизме их образования с современными проявлениями эруптивной деятельности.

Среди вулканических ареалов докембрия в Карелии широко развита лавовая фация излившихся пород, представленная большим разнообразием морфологических типов лавовых потоков, а также переслаивающимися с ними эксплозивными образованиями целого ряда генетических типов туфов, агломератов, агглютинатов и т. д. Общая описательная палеовулканология имеет множество примеров наличия руин древних вулканических построек, а также сопутствующих им разнообразных по форме и строению субвулканических интрузий. Выявлены ареалы широкого развития хемогенных, осадочно-вулканогенных, кремнистых и кремнисто-карбонатных отложений, включая класс металлоносных осадков.

Фациальный анализ ассоциаций вулканогенных пород докембрия показал их номинальное сходство с современными. Практически все типы изверженных пород провинций современного или недавнего вулканизма отмечены и изучены в ареалах активной эруптивной деятельности докембрия. Остается все меньше неопознанных паравулканических явлений, характерных современным действующим вулканам. Неизвестными, возможно, редкими явлениями в докембрии можно считать вершинное кальдерообразование, синвулканическое воздымание постройки, сейсмическое дрожание, схождение раскаленных лавин и извержения в режиме палящих туч, ареалы экструзивно-купольного корового вулкано-плутонизма, грязевого вулканизма и ряд других. Практически не изученными являются древние термальные явления в ареалах активного вулкано-плутонизма, включая их гидротермальные системы с такими формами, как грязевые котлы, фумарольно-гидросольфатарные площадки, области дренирования и разгрузки термальных вод. Не выявлены признаки лавовых озер, поскольку не известны кратерные формы вулканических построек. Не имеется указаний на лавовые туннели, шлаковые конусы и т. д. В вулканических ареалах докембрия не известны грязевые вулканы, следы гейзерных площадок, а также доказанные признаки древних долапландских оледенений и таких паравулканических явлений, как сейсмодислокационные, обвальные, водноползневые (включая и эрозионно-денудационные) главных уровней вулканических излияний. Весьма слабо изучены явления экскавации вулканическими взрывами ранее сформированных вулканогенных образований, самоуничтожение вершинных частей вулканических построек. Провальные явления в связи с обрушением лавоводов (туннелей), катастрофические проседания вершинной части вулкана и формирование кальдер (наиболее значительные деструктивные факторы паравулканических явлений в докембрии) остаются не идентифицированными. Недостаточная геологическая и палеовулканологическая изученность ареалов докембрийского вулканизма не позволила идентифицировать и научно обоснованно характеризовать их сущность и формы проявления.

Общие структурные и морфологические особенности лавово-вулканокластических полей докембрийских ареалов вулканизма обладают многими отличиями, обусловленными, главным образом, весьма напряженными массовыми излияниями, частыми катастрофическими взрывами, активнейшей поствулканической газо-гидротермальной деятельностью, т. е. тем, что называется геологическими эффектами. Однако суть физических явлений одна и та же. Если бы нам удалось сжать плейстоцен-голоценовую ритмику вулканизма в виде обобщенной колонки на всю мощность изверженных пород от кровли до их подошвы и до последнего извержения влк. Безымянного, Шивелуга, Ключевского, то мы бы увидели, что тип и принципы построения разрезов идентичны! Более того, формы залегания, соотношения разнофациальных пород, их внутреннее строение неотличимы в принципе. И, тем не менее, наш опыт изучения современного вулканизма крайне невелик, и могли ускользнуть некоторые общие или частные их признаки. Однако очевидно, что шлаковые агглютинированные туфы Шидгубского влк. и агломератовые туфы Ангозерского влк. вполне однотипны с подобными образованиями влк. Менделеева, Авача, Ключевского. Без более углубленного сравнительного анализа этих крайних по возрасту образований делать обобщения с позиций ортодоксального униформизма нельзя. Предстоит еще определить, в чем собственно продукты и процессы докембрийского вулкано-плутонизма сходны или различны с недавним или современным.

Поскольку палеовулканология рассматривает явления вулкано-плутонизма в весьма значительном диапазоне времени по сравнению с вулканологией, то

все особенности современной эруптивной деятельности в континентальных, островодужных и подводно-океанических обстановках на Земле являются, в некотором смысле, частным случаем угасающего геоисторического магматизма.

Значительное сходство в вещественном и морфологическом облике изверженных пород, в их текстурном и структурном состоянии, сходство многих паравулканических явлений служит правовой основой использования актуалистических методов и подходов в методологии палеовулканологических исследований и реконструкций. Формы и динамика проявлений современного вулканизма открывают перед палеовулканологией неограниченные возможности изучать ход грандиозных событий и сопутствующих им явлений, исследовать продукты извержений и оценивать их геологический эффект и энергетический уровень. Сравнительный историко-геологический анализ провинций современного и ареалов активного докембрийского вулкано-плутонизма с позиций актуалистических представлений, как основы метода униформизма, является вполне правомерным и научно обоснованным. Подобный методологический крен в сторону актуализации докембрийских событий с современными следует признать весьма эффективным в палеовулканологических исследованиях, особенно на ранних этапах исследований.

Следует подчеркнуть то обстоятельство в палеовулканологических исследованиях, проведенных нами в Карелии, которое заключается в поиске не столько сходства паравулканических событий и явлений древних эпох с современными, сколько в фиксации видимых и ярких отличий. Очевидно и то, что если неизвестные явления в режимах современных вулканических эруптций, еще не изучены и не оценены, то весьма трудно, если возможно, выявить их в докембрии.

Специфика докембрия, так единодушно поддерживаемая всеми научными дисциплинами геологического содержания, остается практически не изученной в отношении вулканических процессов. Нет научно обоснованной тенденции изменения геологического эффекта проявлений магматизма в историческом развитии Земли. Данные палеовулканологии, касающиеся ФСЩ и прилегающей части Русской и Баренцевоморской плит ВЕП, свидетельствуют, по крайней мере, с позднего архея (лопия), о резком сокращении площадей, охваченных вулкано-плутонизмом, о возрастании с докембрия эпох осадконакопления, особенно терригенного и терригенно-карбонатного. Отмечены тенденции к сокращению масштабов платобазальтовых затопляющих излияний, прослеживается усиление режима эксплозивной деятельности. Разнообразнее становятся формы вулканических эруптций, и резко возрастает доля катастрофических эруптций. Без сомнения, от ранних проявлений к современным увеличивается петрогенетическое разнообразие вулканических серий, все более широко протекает бимодальный корово-мантийный вулкано-плутонизм, резко усиливается роль ультраосновного и щелочно-ультраосновного, щелочного и щелочно-базальтового магматизма. Целый ряд других признаков, еще недостаточно научно доказанных, свидетельствует об увеличении фациального разнообразия разноглубинных изверженных пород. Главной причиной этих явлений, по нашему мнению, служит вещественная дифференциация Земли, рост мощности литосферы, усложнение ее внутренней структуры, рост неоднородности и в целом рост добротности и мощности земной коры континентального типа.

Одной из наиболее актуальных проблем магматической геологии и, в частности, палеовулканологии и вулканологии является проблема океанического базальтового магматизма. Эта проблема на стыке магматической геологии, геотектоники и сравнительной планетологии ждет своего решения. Не исключено, что для ее решения значительным окажется вклад региональной и планетарной палеовулканологии.

1.4.2. Цели и задачи палеовулканологических исследований в докембрии Карелии

Главную цель палеовулканологических исследований докембрийских образований региона с общепризнанных позиций можно определить как изучение общих особенностей эволюции магматизма от древнейших эпох и до современности и как выяснение географии проявления магматизма и его роли в создании земной коры в границах Карельского региона ФСЩ. С социально-экономических позиций главной целью палеовулканологических исследований является выяснение общего геоэкологического эффекта полихронных проявлений вулкано-плутонизма и его вклада в создание минерально-сырьевых ресурсов республики. Очевидно, что в основу научных исследований должна быть положена такая методология, которая способна осуществить решение этой главной цели путем рассмотрения наиболее актуальных проблем, сформулированных в виде частных задач.

Основой методологии проведенных исследований явилось признание физической сущности современного и недавнего вулканизма, близкой или сходной с древнейшей. Она предполагает, что формы, режим, динамика вулканизма управляются одними и теми же физическими процессами, однако их реализация могла осуществляться в иных физико-географических обстановках. Это позволило использовать в исследованиях в докембрии практически все виды методик, которыми владеет современная вулканология, оценить их эффективность и прогностический характер. По мере перехода от глубокого докембрия к современности только палеовулканология может оценить те едва уловимые отличия событий и явлений, связанных с полихронными проявлениями эруптивной деятельности. С другой стороны, вулканология на примере наблюдаемых явлений современной вулканической деятельности способна изучить параметры эруптций, их вещественное накопление, зафиксировать динамику режима извержений и выработать критерии их диагностики, где важная роль отводится прогностическим заключениям. Поэтому униформистский подход

достаточно эффективен и может служить основой конкретных научных исследований.

Богатый опыт российских вулканологов, уникальные научные материалы по БТТИ 1975–1976 гг. не могли быть не использованы для выработки методологии докембрийской, наиболее ранней палеовулканологии. Те объекты, которые для вулканологов являются основой их научных исследований, в докембрии не имеют очевидности, а требуют трудоемких исследований их реконструирования. Однако вулканология имеет свои ограничения, обусловленные, главным образом, эпизодичностью исторической летописи плейстоцен-голоценовых вулканических проявлений. Свежесть «живых» активных и слабая эродированность угасших вулканов затрудняют изучение их корневых зон на разных уровнях глубинности. Приоритетность докембрийских объектов в изучении корневых вулкано-плутонических и особенно плутонических систем в этом отношении очевидна.

Мы униформизм не воспринимаем как ортодоксальную методологию, понимая, что за внешним сходством вулканических событий и сопровождающих явлений в докембрии скрыты труднодиагностируемые различия. Исходя из этого, факт самого процесса вулканизма нами воспринимается как близкий современному, но его частные проявления могут иметь значительные отличия. Поиски не столько сходства, сколько отличий составляют одну из главных задач палеовулканологических исследований разнообразия фациальных типов изверженных зон на разных удалениях от эруптивного центра. В отличие от некоторых научных дисциплин, решение общих задач в палеовулканологии невозможно без предварительного решения частных. Очевидно, что в палеовулканологических построениях регионального и особенно трансрегионального масштабов нельзя исходить из факта признания вулканического эруптивного центра, как нельзя строить модели палеовулканологического районирования из предположения о наличии в регионе той или иной вулканической гряды с сопутствующими ей элементами морфоструктуры и питающей разломной зоны. Прежде необходимо собрать данные по локализации, геометрии их, изучению продуктов магматизма, и только на их основе предложить некую концепцию (или модель) развития акта, фазы, этапа, эпохи докембрийского вулкано-плутонизма.

Следует особо подчеркнуть, что роль локальных палеовулканологических исследований в значительной степени возрастает, когда с позиций автоволновой геодинамики предпринимается попытка изучения вулкано-тектонического, тектоно-плутонического структурообразования, а также сопутствующих им магматических проявлений и особенно при локализации эруптивных центров, их корневых питающих и рудномагматических систем.

В связи с этим одной из важнейших задач докембрийской палеовулканологии является совершенствование методологии проведения локальных исследований. Среди общих задач можно назвать наиболее важную – изучение фаций изверженных пород, их классификацию, уточнение главных критериев их диагностики. Признаки, на основании которых возможно в тех или иных условиях производить выделение эруптивных зон, являются наиболее важными не только в целях палеовулканологического районирования, но и выявления вулканических построек.

На основе размещения в разрезе лавовых и лавово-вулканокластических полей тех или иных фаций изверженных пород возможна реконструкция динамики эруптивной деятельности и ее режима. Мы только начинаем понимать, насколько сложны и разнообразны вулканические явления в докембрии и насколько важны полевые наблюдения. Альтернативных подходов наблюдательным специализированным палеовулканологическим исследованиям нет. Их невозможно подменить любыми лабораторными технологиями современной геологии. Аналитические методы способны раскрыть сущность явлений, но не выявить новые. Наблюдательная полевая палеовулканология способна своими методами по законам обратной связи (причина – следствие, явление – геологический эффект) раскрыть сущность не явных, скрытых, событий (термальная история, гидрохимия, сейсмичность, флюидный режим и многое другое) и определить их параметры, количественные и качественные характеристики. Постановка задач полевой палеовулканологии вызывает конкретный поиск технологических решений, их количественного выражения в физических показателях (кислотно-щелочные соотношения, концентрации химических компонентов, температура и давление, энергетика и кинетика процессов, геодинамические режимы). Вместе с тем полнота и характер фактических наблюдений, интерпретация и реконструкция вулканических пароксизмов в значительной степени зависят от технической вооруженности исследователя, анализирующего и суммирующего огромную разнообразную информацию по каждому реставрированному объекту.

В этом отношении разработка методики палеовулканологического картографирования – это прямой путь к совершенствованию методик составления геологических карт в государственной разграфке от средних и до крупных масштабов. Очевидно, отобразить достоверную для областей активного магматизма информацию на листе геологической карты масштаба 1 : 25 000 и крупнее невозможно без глубоких палеовулканологических реконструкций. Более того, создание любой объемной геологической модели важного рудоносного объекта без комплекса специализированных палеовулканологических реконструкций на основе палеовулканологического картирования также невозможно. При проведении этих работ возникает потребность в организации специальных геофизических исследований по изучению, например, глубинной суперструктуры отрезка вулкано-контролирующего разлома, глубинных сечений вулканической постройки, морфологии и геометрии интрузий под вулканами и т. д. Тем более без комплекса геолого-геофизических исследований невозможно создание эффективной модели корневой питающей вулкано-плутонической системы.

В области магматической геотектоники остается чрезвычайно слаборазработанной концепция сопряженности ареалов докембрийского вулкано-плутонизма с главными элементами современного тектонического каркаса суперструктуры ФСЩ. Факторы тектонического контроля ареалов докембрийского вулкано-плутонизма в абсолютном большинстве случаев оцениваются как наследования с предыдущих эпох. Палеовулканологические реконструкции дают основание утверждать, это будет показано в соответствующих разделах монографии, что каждая смена палеогеографической обстановки происходила в результате, во-первых, активного сводообразования, и, во-вторых, с заметными перекосами существовавших плит. Глыбово-волновые колебательные движения приводили к заложению новых разломных зон, которые являлись либо сопряжением с осевыми линиями геофлексур, либо с областями криптовых хрупко-пластических деформаций в полях напряжений в литосфере. При этом, по данным локальной палеовулканологии, регионально выдержанные разломы обычно не являются магмовыводящими и тем более вулкано-плутоно-контролирующими, и в большинстве случаев имеют коровое заложение. Магмораспределяющая роль разрывных структур контролируется обычно границами ВТС или крыльями сводов антеклиз или поднятий. При этом наиболее активными магмовыводящими зонами являются не региональные разломы, а узлы их пересечения. Более того, по палеовулканологическим данным, многофазные интрузивные тела, интрузии под вулканами, вулкано-плутонические корневые системы сопряжены обычно с системами эшелонированных коротких радиально-концентрических разломов, сформированных в зонах сдвиговых деформаций блоков тектонического каркаса ВТС. Таким образом, все интрузии центрального типа, корни плутонов, вулканов, фокусы параллельных и радиальных даек чаще всего контролируются узлами взаимного пересечения локальных кулисообразных разломов в системах ВТС. Глубинность таких структур по геофизическим данным наибольшая. Эти структуры ответственны также за те элементы неоднородности земной коры, а возможно, и литосферы, которые в последние годы были выявлены акустическими методами сейсмической томографии.

В связи с изложенным следует особо подчеркнуть чрезвычайное преувеличение роли поверхностной разломной тектоники и систем разломов геоизостатического воздымания ФСЩ на неотектоническом этапе, которым особенно в картографических материалах отводится едва ли не магмо-рудоконтролирующая роль. Более того, некоторые из таких разломов ранжируются по возрастному принципу от раннепозднеархейских до рифейских и каледонских.

Дайкам в геодинамике обычно отводится роль индикаторов напряжений, т. е. тектонических напряжений сжатия и растяжения. Вместе с тем поля наиболее многочисленных даек связаны не столько с актами тангенциального субгоризонтального движения блоковых структур, сколько с актами криптовулканизма и мантийного диапиризма. При этом акты внедрения даек здесь сопряжены не с горизонтальными движениями, а с радиальными и движениями кручения, сдвига.

Проблемы комагматичности излившихся и интрузивных, пирокластических и отдаленных вулканогенных отложений, так же как и генетическое родство карбонатно-кремнистых, карбонатных и кремнистых пород или собственно вулканогенных, обычно доказывается или отвергается данными петрологических и петрохимических исследований. Мы считаем, что более убедительным доказательством их синхронности являются данные фациального анализа глубинности изверженных пород и палеовулканологических реконструкций динамики эруптивной деятельности в ЦЭМА. Метод тефрохронологии уже неоднократно доказал свою эффективность в межрегиональных стратиграфических корреляциях.

Опыт палеовулканологических исследований в докембрии убеждает, что палеовулканология является одной из важнейших дисциплин докембрийской магматической геологии. Ее возможности еще практически не раскрыты в главных аспектах эволюции вулканизма в истории Земли. Остаются еще неоцененными и не востребованными многие палеовулканологические следствия. В этом отношении особо следует подчеркнуть роль палеовулканологических реконструкций в создании и расшифровке первичного петрохимического состава вулканических серий, испытавших за геоисторическое время значительные преобразования. Уже очевидно, что палеовулканологические возможности не использованы в изучении так называемых докембрийских офиолитовых ассоциаций изверженных пород, в интерпретации широко постулируемых рифтогенных зеленокаменных поясов, в оценке и номенклатуре геодинамического состояния позднеархейской и постсвекокарельской земной коры ФСЩ и в геокинематике умозрительных литосферных плит.

Не использованы также самые очевидные палеовулканологические следствия и в учениях о вулканогенном рудообразовании и рудоносности областей активного докембрийского вулканизма. Вулканы – как центры полигенного и полихронного рудообразования в докембрии Карело-Кольского региона остаются не только геологически, но и геофизически не изученными. Опыт вулканологии в области металлогенического прогнозирования еще очень незначителен. Вулканы и их питающие зоны не подвергнуты необходимой геолого-геофизической изученности. В области региональной металлогении остаются нерешенными многие проблемы корневых зон (зон глубокого сечения) рудных полей и групп месторождений. В таких объектах методами палеовулканологии возможна реконструкция уровней глубинного вскрытия рудного тела методами вертикальной зональности гидротермального метаморфизма, геохимической зональности гидротермальных образований, фациям глубинности плутонических образований, так называемых интрузий под вулканами. В рудно-металлогенических исследованиях весьма привлекательными могут быть построения по морфологии кольцевых, радиальных,

радиально-поликонцентрических и других замкнутых или полузамкнутых ВТС, полученные методами локальных палеовулканологических реконструкций.

Аспекты рудоносности вулканических, вулкано-плутонических и плутонических ассоциаций изверженных пород, как и общие построения моделей осадочно-вулканогенного и вулканогенного рудообразования, не имеют достаточно обоснованного палеовулканологического подтверждения данными о их связи с источниками рудного вещества в конкретных рудно-магматических системах суперструктуры ЦЭМА. Более того, динамика рудообразования, как правило, остается не увязанной с динамикой эруптивной деятельности и режимом становления конкретных рудно-магматических корневых систем.

В области геоэкологии палеовулканология способна внести существенный вклад в изучение древних ландшафтов Земли, уточнение физических параметров атмосферы, гидросферы, оценки палеоклиматических изменений, их направленности и цикличности, а также в изучение проблемы связи с ареалами активного подводного вулканизма наиболее ранних форм предбиологических соединений и первых органических форм биоты. Общие проблемы биовулканологии, сформулированные Е. К. Мархининым (1980), уже нашли мировое признание ученых биохимиков. Связь очагов докембрийского подводного вулкано-плутонизма с ареалами возможного раннего зарождения жизни на Земле и ее первичные формы могут быть изучены на примере небольших уникальных объектов раннепротерозойского вулканизма в Карелии, к числу которых относятся, прежде всего, Онежская и Лехтинская ВТС и территории Пана-Куолаярвинской и Ладожской структур Северной и Южной Карелии. Здесь уже известны и достаточно полно изучены нахождения докембрийской фитофлоры, а также такие формы Metazoa, которые сосредоточены в углеродсодержащих пелитовых и кремнисто-карбонатных вулканогенно-осадочных хемогенных толщах людиковия. Предполагается значительная бактериальная роль в накоплении сульфидно-колчеданных, железисто-кремнистых и кремнисто-углеродных отложений в позднем архее Карелии. В этом направлении докембрийская биовулканология имеет прекрасные уникальные объекты к исследованию.

Не раскрыла палеовулканология всех своих возможностей и в изучении таких явлений, как климатические оптимумы и ледниковые эпохи. Вулканические ареалы, формирующиеся в экстремальных климатических условиях в продукте эруптивной деятельности, содержат важные признаки не только потеплений, но и древних похолоданий и оледенений. Продукты гипергенного минералообразования и вещественного преобразования на основе вулканических пород дают возможность оценить не только физико-химические окислительно-восстановительные обстановки среди вторичных изменений, но и целый ряд их параметров. В частности, сариолийские ледниковые и водно-ледниковые озерно-флювиогляциальные отложения не изучены с той полнотой, которая позволила бы перейти от констатации фактов к их общему и частному описанию. Проблема сариолийских тиллитов, их территориальное распространение, орография и климатология изучены еще в общем виде, не дающем оснований даже к районированию их ареалов.

В заключение следует обратить внимание на проблему чистоты палеовулканологической терминологии. Как и в любой другой области знаний, в палеовулканологии необходимо придерживаться принятых в научных справочных изданиях (словарях, глоссариях) значений употребляемых терминов. Это замечание особенно относится к наименованию самых разнообразных терминов пирокластических образований, типов вулканических извержений, генетических типов вулканических даек, морфологии интрузивных тел. Однако наибольшее значение приобретает петрохимическая номенклатура разнофациальных изверженных пород, касающаяся не главных членов изверженных вулканических и вулкано-плутонических, а их дериватов. Здесь следует признать малообоснованным выделение среди платобазальтов свекокарелид субщелочных и щелочных разновидностей пород.

Система концепций, представлений, взглядов, выдвигаемых сегодня региональной палеовулканологией, представляет отнюдь не только академический интерес. Ее методологические следствия оказывают огромное влияние на формирование мировоззрения о естественном развитии Земли, внося ощутимый вклад в разработку общей физической теории Земли. Все это способствует развитию наук о рудных месторождениях, условиях и обстановках их формирования и, следовательно, оказывает огромное влияние на экономические оценки минеральных ресурсов регионов.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Физическая сущность всей совокупности вулканических, вулкано-плутонических и плутонических событий и явлений в истории геологического развития Земли остается единой, как едиными и однообразными остаются механизмы их проявлений. Генерация магм, подъем расплава за счет окклюдированных трансмагматических флюидов, приобретение плавучести, вариации температурного режима и давления и эруптивная деятельность – общая и единая цепь событий древнего и современного вулкано-плутонизма. Предвулканическое поднятие, формирование магмовыводящих трещин, начало эруптивного извержения, выброс пирокластики, массовые излияния лав, внедрение даек и силлов, становление термальных площадок, фумарольных полей с мощной эмиссией газов, активная фумарольно-гидросольфатарная деятельность, прогрессирующий гидротермальный пропилитовый метаморфизм и угасание вулканического ареала – таков сценарий реконструированных вулканических процессов в ходе формирования платобазальтовых и стратифицированных вулканов в докембрии.

2. Помимо традиционно выделяемых форм магматизма, вулканической (эффузивной) и интрузивной (плутонической), столь ярко проявленных в областях

современного вулканизма, нами выделяются и другие – дайково-силловая (вулкано-плутоническая) и криптовулканическая (скрытовулканическая) формы эндогенной эруптивной деятельности. Каждый из выделяемых типов магматизма соответствует конкретному уровню глубинности в литосфере.

3. Главным формам проявления наземного и подводного вулканизма сопутствует множество едва уловимых, эфемерных явлений, связанных с вариациями состояния расплава, его вязкости, дегазации, скорости кристаллизации, изменений температурного режима и соотношений внешнего и внутреннего давления в магме, а также взаимодействием формирующихся физических полей – теплового, электрического, магнитного, гравитационного и напряженного состояния литосферы. Многообразие физических явлений в расплаве и окружающей среде является основой вариаций хода эруптивной деятельности и связанных с ними продуктов вулканизма и плутонизма.

4. Для целей исторической вулканологии (палеовулканологии) существующие классификации типов извержений, вулканических построек, лавовых потоков, экструзивно-купольных и многих других образований не могут быть признаны удовлетворительными. Возникает острая необходимость разработки новой терминологии и новых классификационных признаков не от современного прецедента, а от сущности того или иного наблюдаемого или изучаемого события или явления. Палеовулканологическая и вулканологическая терминологии в таком случае будут более точно соответствовать реальности.

BRIEF CONCLUSIONS

1. The physical essence of all volcanic, volcano-plutonic and plutonic events and phenomena in the geological evolution of the Earth retains its integrity; their manifestation mechanisms, too, remain integral and homogeneous. Magma generation, the ascent of melt by occluded transmagmatic fluids, the acquisition of buoyancy, variations in temperature and pressure regime and eruptive activity form a chain of old and modern volcano-plutonic events. Prevolcanic uplift, the formation of magma transport cracks, the beginning of eruption, the ejection of pyroclastics, large-scale lava flow, the intrusion of dykes and sills, the formation of thermal spots and fumarolic fields with vigorous gas emission, high fumarolic-hydrosolphataric activity, progressive hydrothermal propylitic metamorphism and fading out of the volcanic area – such is a scenario of reconstructed volcanic processes during the formation of plateau-basaltic and strata-bound volcanoes in Precambrian time.

2. In addition to commonly distinguished volcanic (effusive) and intrusive (plutonic) forms of magmatism, so distinct in modern volcanic domains, we distinguish other forms, such as dyke-sill (volcano-plutonic) and cryptovolcanic forms of endogenous eruptive activity. Each of the above types of magmatism corresponds to a certain depth level in the lithosphere.

3. Major forms of terrestrial and submarine volcanism are accompanied by numerous subtle, ephemeral events related to variations in the state of melt, its viscosity, degassing, crystallization rate, variations in temperature regime, external-to internal pressure ratio in magma, interaction between forming physical (thermal, electrical, magnetic and gravitational) fields and the stressed state of the lithosphere. The diversity of physical phenomena in melt and in the environment provides a basis for variations in the course of eruptive activity and related products of volcanism and plutonism.

4. Available classifications of types of eruptions, volcanic edifices, lava flows, extrusive-domal structures and many other units fail to meet the demands of modern historical volcanology (palaeovolcanology). New terminology and new classification characters are badly needed. They should be developed with regard for the essence of the events and phenomena observed or studied, rather than a modern precedent. Palaeovolcanological and volcanological terminology will then be in a better agreement with real observed and reconstructed events and phenomena.

ГЛАВА 2

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И МЕТОДЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЙ АРЕАЛОВ И ЦЕНТРОВ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА

Среди супракрустальных докембрийских толщ вулканогенные и сопутствующие им осадочно-вулканогенные породы занимают явно преобладающий объем. Более того, они на территории Карелии, как и вообще ФСЩ, имеют весьма широкое территориальное распространение. Многообразные по форме и многочисленные по числу субвулканические и плутонические (интрузивные) породы в абсолютном большинстве случаев образуют комагматические и комплементарные серии изверженных вулкано-плутонических ассоциаций. Известна и неоднократно изучена общая закономерность раздельного распространения излившихся пород, их субвулканических и интрузивных аналогов. Эта закономерная обособленность разных типов изверженных пород, как оказалось, определяется развитием покровных образований исключительно в составах осадочных и осадочно-вулканогенных чехлов, а их интрузивных аналогов – в их кристаллическом фундаменте. Подобное раздельное распространение целого класса магматических эффузивно-пирокластических и сопутствующих им осадочных, терригенно-обломочных толщ было использовано для целей структурного и тектонического районирования. В результате площади развития осадочных и осадочно-вулканогенных толщ выделились на геологических картах как протерозойские автономные структуры (Онежская, Восточно-Карельская, Сегозерско-Ельмозерская и многие другие), а остальные территории были отнесены к областям развития архейского гранито-гнейсового фундамента. Несколько позднее из этого фундамента стали выделяться структуры преимущественно или исключительно сложенные лопийскими (позднеархейскими) породами зеленокаменного облика. Эти структуры получили название зеленокаменных прогибов, поясов, грабенов и т. д. Подобный взгляд на местоположение и возрастные соотношения вулканогенных толщ, возрастные взаимоотношения которых устанавливались методами относительной стратификации, нашел отражение на первых геологических картах, изданных в 1935 г. (автор В. М. Тимофеев) и в 1958 г. (автор В. А. Перевозчикова, редактор К. О. Кратц) для территории Карелии.

Общий уровень изученности изверженных пород убеждал в том, что геологическому картированию в докембрии поддаются преимущественно интрузивные массивные породы. Вулканогенные породы признавались таковыми, но оставались слабоизученными, и их геологические тела не отражались на картах и оставались практически нерасчлененными. Немаловажно отметить, что вулканогенная природа изверженных пород даже протерозойских структур не всегда признавалась геологами разных научных и производственных организаций. Однако еще первые специализированные исследования наиболее насыщенных изверженными породами площадей, таких как Восточно-Карельская, Онежская, Сегозерская и др., показали на преимущественное развитие в их границах разнообразных по происхождению вулканогенных, осадочно-вулканогенных, в том числе и пирокластических

образований. Здесь же были выделены и породы интрузивной фации разных глубин залегания (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 1888; В. М. Тимофеев, 1916а, б, 1917, 1935; М. А. Гилярова, 1941, 1949, 1956; А. А. Полканов, 1956; Marmo, 1949 и многие другие).

Создавшаяся обстановка слабой изученности изверженных пород была преодолена в ходе развернувшихся геолого-съемочных и тематических научных работ, возглавляемых К. О. Кратцем, Л. Я. Харитоновым, В. А. Соколовым, М. А. Гиляровой, А. А. Полкановым и другими, в результате чего были не только закартированы главные площади вулканических толщ, но и произведена их общая региональная стратификация.

В этом отношении нельзя не упомянуть исключительно важную пионерскую работу К. О. Кратца, посвященную основам стратиграфии супракрустальных толщ в составе протерозойских и допротерозойских возрастных групп (Кратц, 1958).

Таким образом, к началу 1960-х гг. на территории Карелии были проведены геологические съемочные и тематические работы, которые обосновали представление о чрезвычайно широких масштабах и высокой производительности актов докембрийского вулканизма и плутонизма.

Тем не менее, объективные сложности изучения и расчленения изверженных разнофациальных вулканических и вулкано-плутонических пород оставались и в ряде случаев до сих пор остаются труднопреодолимыми. Свидетельством этому является отсутствие палеовулканологической информации на геологических картах не только мелкого, но и крупного масштабов. Поля вулканогенных пород остаются «немыми» и практически фациально не расчлененными. Нам представляется, российские традиции геологического картографирования, основанные прежде всего на высокой детальности отображения геологических границ ассоциаций пород, в областях докембрийских образований не смогли найти эффективной методики реализации не только при изучении структуры полей зеленокаменных толщ, но и их площадей, испытавших глубокие метаморфические преобразования. Это отрицательно сказалось как на содержании геологических карт государственной разграфки в масштабе 1 : 50 000, так и на идеологии их составления. Увеличение детальности картографических материалов, к сожалению, не сопровождалось глубиной познания закартированных территорий. В результате крупномасштабные карты перестали по своему содержанию соответствовать их назначению. Следует подчеркнуть особую роль литолого-стратиграфических (а отсюда и палеовулканологических) исследований для целей составления не только специальных карт, но и карт серии Государственные Геологические Карты масштаба 1 : 50 000.

С середины 1960-х и с начала 1970-х гг. резко усилилось внимание к проблемам вулкано-плутонизма и связанного с ним рудообразования. Развернулись широкомасштабные тематические исследования по изучению вулканизма в региональных масштабах страны.

На территории Карелии к этому времени уже были проведены тематические работы, которые явились основой к началу фациального расчленения зеленокаменных пород, их геологического картирования, а, следовательно, и районирования. Была, в общем, определена методология палеовулканологических исследований, сформулированы главные цели и определены задачи для практической реализации в ходе специализированных тематических работ. Этому способствовали развернувшиеся в Карело-Кольском регионе широкомасштабные производственные работы по оценке минерально-сырьевых ресурсов северо-западной части Европейского Севера России. Повышению интереса к изучению одного из ведущих эндогенных процессов, каким является вулкано-плутонизм, следует признать не столько естественный рост научного знания, сколько признание огромных минерально-сырьевых ресурсов, заключенных в докембрийских регионах (Смирнов, 1968, 1974, 1976).

К началу 1970-х гг. в Карелии оформилось новое научное направление – палеовулканология и металлогения докембрия. Повышенному интересу к магматическим образованиям способствовало исключительное разнообразие разновозрастных вулканогенных толщ, достаточно изученных, но имеющих очевидные признаки и факты рудоносности разнообразных минеральных и генетических типов.

2.1. ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ КАРЕЛИИ. Методы палеовулканологических исследований и реконструкций

Проведение палеовулканологических исследований осуществляется с применением разнообразных методических подходов и приемов, включая целый ряд самостоятельных и специальных, в совокупности представляющих методологию изучения продуктов древнейших проявлений вулкано-плутонизма и реконструкций географии их размещения, хронологии событий, палеогеографии и палеотектоники обстановок.

Очевидно, изучение фациально различающихся изверженных пород разных генетических типов и разного вещественного состава будет в методическом отношении отличаться от изучения способов и механизмов их формирования. Причинно-следственные соотношения, отражающие физическую сущность условий и способа проявлений разноглубинного вулкано-плутонизма, должны выявляться совершенно иными методическими подходами и приемами.

Следует особо подчеркнуть, что методология палеовулканологических исследований и особенно палеовулканологических реконструкций является по своей сути весьма специализированной. В ней исключительное значение имеет логический закон обратной, причинно-следственной связи магматических явлений и событий. Очевидный недостаток – следование логике рассуждений от примера (события). В данном случае примером могут служить актуалистические явления и

события. Однако совершенно не ясно, все ли из того, и только ли то, что можно наблюдать в современных ареалах вулканизма, имело подобный результат и эффект. Опыт подсказывает, геолого-исторические аспекты докембрийского вулкано-плутонизма много богаче явлениями, более грандиозны по масштабам и более разнообразны. Современные ареалы имеют очень много не только событий, но и явлений, эпизодов, скрытых от прямого наблюдения. Докембрийские вулканизм и плутонизм доступны изучению на всех глубинах и расстояниях. Одним лишь ограничением здесь является степень сохранности магматических образований в эрозионно-денудационной истории Земли.

Специализированные методы палеовулканологических исследований через морфологические, текстурно-структурные, вещественные и другие признаки и свойства изверженных пород позволяют вскрыть не только физическую сущность способа и условий их образования, но и динамику, последовательность событий и явлений, геологический эффект и физико-географические обстановки протекания эруптивной деятельности. Мы допускаем, что при глубоком и внимательном изучении продуктов древнейшего вулканизма должно и возможно открытие многих новых физических явлений, остающихся неизвестными. Как палеовулканология, так и вулканология имеют свои собственные достоинства и недостатки, ограничения и возможности. Использовать их – задача формирования методологии изучения актов древнего вулкано-плутонизма.

Разнообразие и совершенствование методологии палеовулканологических исследований признается нами как важнейшая задача, решение которой способно повысить эффективность изучения геологической истории Земли. В связи с этим методологические основы палеовулканологических реконструкций разных форм проявления разноглубинного магматизма, рассматриваемого с геоисторических позиций как интегрированная форма совокупностей неразрывного многообразия физических и физико-химических явлений, намечают главные пути их распознания, выявления и расшифровки их сущности. Поэтому в докембрийской геологии феноменологический подход к раскрытию внутреннего содержания не столько частных видов изверженных пород, сколько их естественных ассоциаций открывает неограниченные возможности в углублении сущности процесса, который является предметом исследований и именуется докембрийским магматизмом. Таким образом, основу палеовулканологии докембрия, в нашем понимании, составляет содержательная часть пути от восприятия горной магматической породы как таковой до понимания физической сущности ее образования.

Палеовулканология докембрия относится к числу описательных, естественных наук о Земле. Ее теоретическую основу составляет петрология магматических пород. Наша задача состоит в том, чтобы показать возможности и содержание описательной, общей палеовулканологии, как части магматической геологии. Докембрийские эпохи геологической истории Земли изучены крайне слабо, отрывочно и с большими геологическими лакунами. Мы должны признать, что к таким лакунам относятся вулканизм и вулканогенно-осадочный литогенез, а также геодинамические и геокинематические аспекты их проявлений.

Объектами палеовулканологических исследований являлись площади распространения вулканогенных и сопутствующих им интрузивных изверженных пород, а также территории с глубоким эрозионным срезом осадочно-вулканогенных чехлов ниже их фундамента[3]. Методика исследований в каждом конкретном случае отвечала задачам либо региональных, либо локальных тематических работ и видоизменялась в зависимости от геологической сущности изучаемых объектов.

Следует еще раз подчеркнуть то обстоятельство, что успешное решение палеовулканологической проблемы любого ранга зависит исключительно от глубины и детальности, прежде всего, локальных палеовулканологических исследований в пределах так называемых палеовулканологических полигонов. В качестве таких полигонов обычно предстают ВТС (Онежская, Пана-Куолаярвинская, Лехтинская, Ветреного Пояса) в целом или отдельные их части. На этих полигонах отрабатываются приемы и методические подходы исключительно по систематизации критериев диагностики вулканических фаций и фациальному составу пород вулканического ареала.

Для планирования, организации и проведения палеовулканологических исследований обычно выбираются те объекты, которые предварительно лично были изучены с общегеологических позиций, или которые, по литературным данным, являются весьма привлекательными для постановки на них специальных исследований.

---

[3] В сферу палеовулканологических объектов исследований нами включены не только те, которые несут отчетливые признаки пород вулканогенного или в целом эндогенного магматического происхождения, но и ареалы метаморфически переработанных и перерожденных зеленокаменных пород, которые нередко интерпретируются как пара-ортоамфиболиты. Из рассмотрения нами не исключены образования, которые относятся к классу псевдовулканических. К их числу относится объект, экзогенная природа которого предполагается как импактная (так называемая Янисъярвинская астроблема) и связана с метеоритной бомбардировкой Земли. Однако современное состояние этой проблемы наведенного внешними причинами земного вулканизма не вполне очевидно. Есть основания предполагать, что мгновенная энергия и шоковая реакция земных недр на космический удар вызывают лишь плавление пород и не могут обеспечить тепловой энергией процессы дифференциации (кристаллизационного фракционирования) и многофазности проявления вулканизма, в том числе формирование толщи лав, где потоки переслаиваются с вулканическими брекчиями. Материалы глубокого бурения двух скважин на площади астроблемы Сильян (Швеция) не вскрыли пород, которые могли бы быть признанными в качестве местного отзвука на удар. К числу псевдовулканических относятся породы эффузивного облика, известные в пределах каменноугольных бассейнов и образованных в результате подземных пожаров. Мы имели возможность ознакомиться с результатами эффективного плавления осадочных пород и образования лавоподобных вспененных агрегатов на Ангренском месторождении каменных углей. Однако в докембрии пород эффузивного облика, связанных со вторичным разогревом недр, на Земле не известно. Отмечены случаи нахождения пород, происхождение которых интерпретируется как результат природных цепных ядерных реакций и природных подземных ядерных взрывов.

Основой успешного развития любой науки геологического содержания является разветвленная гибкая методология с глубокими междисциплинарными связями, с родственными областями знаний. Способность реагирования на видоизменение способов решения очевидных и вероятных научных проблем в первую очередь зависит от способности этой методологии к прогностическим построениям, а также к оценке влияния временны́х и пространственных факторов на суть геологических процессов. Многие негативные явления в развитии геологических наук связаны прежде всего с консервативностью методологических «технологий». Их сумма не всегда обусловливает прогресс науки.

В палеовулканологии, так же как и в вулканологии, цели и задачи исследований осуществлялись обычно общегеологическими приемами и методами. Сближение наук и возникновение на их рубежах новых областей знаний оказывало существенное влияние на развитие каждой из них, в том числе и на палеовулканологию.

Суммированные в табл. 6 методы палеовулканологических исследований и реконструкций, как это следует из ее содержания, в значительной степени носят междисциплинарный характер. Можно с удовлетворением отметить проникновение палеовулканологии в вулканологию, магматическую геологию, геотектонику, геохимию, петрологию и др. Особо важным, по нашему мнению, является сближение региональной палеовулканологии с прикладной и особенно региональной геофизикой. Думается, что в недалеком будущем совместное решение геологических задач будет осуществляться с палеовулканологических и геофизических позиций. Можно предполагать, что прогресс научных исследований в области палеовулканологии будет зависеть в значительной степени от того, насколько тесными окажутся взаимодействия ее с геофизикой. Очевидно, по обратной связи геофизические методы получат более совершенную систему интерпретации физических полей и расшифровки глубинного строения земной коры.

Многие из перечисленных геологических, специальных палеовулканологических и вулканологических методов обладают целым рядом дополнительных и вспомогательных методик, методических приемов и подходов, которые мы не в состоянии учесть. Подчеркнем, что из 37 учтенных методов 14 являются узкоспециальными палеовулканологическими, 21 основан на разных способах обработки, анализа и синтеза палеовулканологических данных и только 2 – методы региональной геофизики и автоволновой геодинамики, в настоящее время относятся к иным дисциплинам. Таким образом, палеовулканологические исследования в своей основе опираются на наблюдательную (визуальную) сущность получения новой информации. Однако очень высок уровень совершенствования технологий обработки баз данных, особенно в компьютерном варианте. Пример с геофизикой дает основание считать стремление к интегрированному решению геологических проблем явлением весьма важным. Вместе с тем роль отдельных наук резко возрастает. Можно предположить дальнейшее совершенствование палеовулканологических реконструкций с внедрением в практику ее полевых исследований современных дистанционных методов изучения не только физических полей, но и крупномасштабного картографирования, включая высотную радарную съемку. Но известна и другая сторона этой проблемы, свидетельствующая о традиционных связях прикладной геофизики с проблемами нефтегазовой геологии.

Несмотря на то, что содержательная часть методологии палеовулканологических исследований и реконструкций в целом достаточно понятна, однако, по нашему мнению, она нуждается в небольшом комментарии, особенно в иллюстративной части приложения методов к решению конкретных задач исследования. Естественным можно признать то состояние, когда палеовулканологические исследования проводятся до или одновременно с общими геологическими картосоставительскими и другими работами. Весьма типично, особенно в докембрии, когда палеовулканологические исследования охватывают территории, «немые» для реконструкций, или где масштаб существующих карт геологической картографической основы, как правило, более мелкий, чем это требовалось.

Из личного опыта вполне очевидно, что исследовательская работа наиболее эффективна, когда вопросы палеовулканологии отрабатываются совместно с составлением геологической карты наиболее важной территории. На всех площадях, где нам приходилось работать, по геологическим структурам и их обрамлению у нас составлены оригинальные карты масштаба, как правило, 1 : 50 000 и реже 1 : 25 000, и фрагментами 1 : 10 000. При их составлении непременным условием являлось обобщение всего доступного картографического материала, фондового и оригинального, составление макета геологической карты на изучаемую территорию и оценка состояния изученности, вулканогенных пород. На основе этой карты планировались виды работ и определялись объекты для специального изучения.

На стадии локальных палеовулканологических исследований в период общегеологических картосоставительских работ особое внимание обращалось на прослеживание вулканогенных пород в складчатых структурах, ограничение их площадей и выбор участков или небольших объектов для детального изучения. В ходе картирования территории фиксировались все виды магматических проявлений в интрузивной (дайковой, силловой) форме, а также проявления вулканогенного и осадочно-вулканогенного литогенеза.

Главная цель детального изучения – это построение полного разреза осадочных и вулканогенных пород, включая базальный комплекс. Послойное описание разреза с расчленением на слои, пачки, пакеты, толщи производилось с максимально возможной детальностью с обязательным выделением потоков и пачек вулканогенных, осадочно-вулканогенных пород. На колонках по разрезам обязательно отмечались места положения даек, силлов и пород, выделяющихся какими-то особыми признаками. Как правило,

Таблица 6. Методы палеовулканологических исследований и реконструкций

Ранг исследований	Методы палеовулканологических исследований и реконструкций	Геологические и палеовулканологические материалы и документы. Масштабы исполнения
1	2	3
Локальные палеовулканологические исследования и реконструкции	1. Палеовулканологическое картирование ареалов вулкано-плутонизма	Геологические и палеовулканогические карты, схемы, блок-диаграммы 1 : 50 000–1 : 25 000 до 1: 10 000
	2. Выделение и прослеживание главных и вспомогательных маркирующих горизонтов	В масштабах соответствующих карт 1 : 25 000–1 : 10 000
	3. Стратиграфическое расчленение вулканогенных толщ	Геологические планы, разрезы, частные и сводные литостратиграфические колонки в масштабе 1 : 10 до 1 : 2000
	4. Фациальный анализ поверхностных пород вулканических ареалов	Таблица латеральных рядов фаций и их общая характеристика
	5. Фациальный анализ глубинности изверженных пород	Таблица фаций глубинности магматических образований по уровням эрозионного среза
	6. Генетическая классификация и критерии диагностики фаций	Сводная таблица принятых генетических типов полифациальных изверженных пород разной глубинности
	7. Литолого-стратиграфическое изучение пород разной фациальной принадлежности	Описательные характеристики всех выделенных фаций и их генетических типов
	8. Ретроспективные униформистские историко-вулканологические построения	Историко-вулканологические описательные корреляции, ретроспективный анализ и синтез
	9. Вулканохронологический анализ и синтез хода эруптивных проявлений	Метод сравнительного описательного и графического анализа латеральных соотношений литофаций соседних вулканических построек
	10. Вулканохронологический, тефрохронологический и лавохронологический анализ и синтез синхронизации эрупций сближенных вулканов	Описательные и графические модели синхронизации эруптивной деятельности в вулканическом ареале
	11. Вулканодинамический анализ хода эруптивной деятельности в вулканической зоне или ареале	Схемы периодизации и описательные модели сопряженности синвулканической деятельности вулканов ареала активной эруптивной деятельности
	12. Изотопно-геохронологические датировки событий эруптивной деятельности	Частные определения абсолютных возрастных событий и явлений активного вулкано-плутонизма
	13. Метод анализа латеральных вариаций мощностей изверженных пород	Статистические характеристики и графики распределения мощностей
	14. Биовулканологический анализ следов эдиакарской формы бесскелетных Metazoa	Изучение возможностей использования ранних форм и признаков бактериальной жизни для изучения латеральных секвенций осадочных и вулканогенных образований
	15. Геофизические методы изучения глубинной суперструктуры вулканических ареалов: – Магнитометрическое профилирование – Гравитационная съемка – Электропрофилирование – Сейсмо-акустическое профилирование	Критерии диагностики фаций глубинности, определения секвенций и палеовулканологическое районирование вулканического ареала. Масштабность исследований определяется свойствами и размерами объектов от 1 : 100 до 1 : 50 000
	16. Палеовулканологическое геолого-геофизическое моделирование ЦЭМА и создание их объемных моделей	Модельные графические построения по изученным объектам и их описание 1 : 1000–1 : 10 000
Региональные палеовулканологические исследования и реконструкции	1. Палеовулканологическое и палеогеографическое районирование по возрастным срезам	Схемы и карты выделенных вулканических провинций и ее элементов 1 : 20 000 до 1 : 5 000 000
	2. Трансрегиональные литолого-стратиграфические корреляции	Схемы стратиграфических региональных корреляций
	3. Трансрегиональная периодизация проявлений вулкано-плутонизма	Схема периодизации проявлений магматизма
	4. Палеомагнитные исследования вулканических провинций	Каталоги палеомагнитных исследований в регионе

Продолжение табл. 6

1	2	3
Региональные палеовулканологические исследования и реконструкции	5. Методы качественных оценок геологического эффекта проявлений вулкано-плутонизма	Табличные данные по характеристике геологического эффекта разных форм проявлений магматизма
	6. Методы региональных геолого-геофизических и геофизических специальных исследований в пределах ФСЩ и ВЕП – Гравиметрия – Магнитометрия – Сейсмометрия, включая сейсмическое профилирование и сейсмическую томографию	Атласы и специализированные карты геофизического изучения (наземного и аэрогеофизического, вплоть до космогеофизического) территории ФСЩ от 1 : 100 000 до 1 : 1 000 000 (реже 1 : 5 000 000)
	7. Метод автоволновой нелинейной геодинамики	Анализ тектонических явлений, морфоструктур с позиции напряженного состояния литосферы и с позиций формирования общей энергоструктуры Земли разнообразными физическими полями (от региональных до локальных) (масштаб от 1 : 25 000 до 1 : 2 500 000)
	8. Тектоно-фациальный анализ глубоких сечений земной коры	Модельные построения геодинамики земной коры глубоких сечений континентов
	9. Формационный анализ изверженных пород ареалов вулкано-плутонизма	Карта магматических формаций Карелии и Карело-Кольского региона 1 : 500 000
	10. Металлогеническое районирование провинций докембрийского кристаллического фундамента региона и ФСЩ	Карта металлогенического районирования ареалов и провинций Карелии 1 : 500 000 – 1 : 1 000 000 по возрастным срезам с учетом фактора глубинности
	11. Метод магматической геотектоники	Исходные материалы для карт тектонического районирования и тектонического каркаса ФСЩ от 1 : 200 000 до 1 : 2 500 000
	12. Петрофациальный анализ областей ультраметаморфизма глубоких сечений коры сиалического типа	Описательные и модельные представления степени перерождения вулканогенных, вулканогенно-осадочных и плутонических пород в зонах ультраметаморфизма
	13. Палеотектонический историко-геологический анализ	Схемы палеотектонического районирования и тектонических каркасов ареалов активного вулкано-плутонизма от 1 : 200 000 – 1 : 5 000 000 до 1 : 2 500 000 – 1 : 10 000 000
	14. Палеовулканологическое картографирование вулканических провинций	Палеовулканологические региональные карты вулканических провинций ФСЩ в масштабе от 1 : 1 000 000 до 1 : 10 000 000. Атласы палеовулканологических карт по отдельным возрастным срезам
	15. Геоэкологический анализ и синтез докембрийских вулканических ландшафтов и тафономических обстановок ареалов обитания цианобактерий эдиакарской формы бесскелетных Metazoa	Описательные модели географии бесскелетной ранней биоты ареалов и провинций докембрийского вулкано-плутонизма. Геоэкологическая схема 1 : 5 000 000
Аналитические лабораторные исследования для целей палеовулканологии	1. Химико-аналитические минералого-петрографические исследования	Описательные, табличные и графические материалы по перерождению разнофациальных изверженных пород
	2. Петрохимические и геохимические исследования	
	3. Петрологическое моделирование петрогенетических процессов	Модели петрогенезиса магматических серий изверженных пород в координатах времени и пространства
	4. Петрофизические исследования	Модели закономерностей смены наложенных изменений изверженных пород в разных природных обстановках
	5. Математические статистические исследования	Статистические данные по геологическому эффекту полихронных проявлений докембрийского вулкано-плутонизма
	6. Палеоэнергетические оценки эруптивных проявлений	Система количественных данных, раскрывающих сущность энергетики эруптивной деятельности на ранних стадиях докембрийской истории
	7. Палеоэкологические количественные и качественные оценки ландшафтов и ареалов беспозвоночной биоты докембрия	Количественные табличные и качественные описательные оценки палеоэкологических обстановок ранних этапов исторического развития Земли

уже на ранней стадии удавалось выявить один-два, иногда и более маркирующих горизонтов, которые тщательно картировались самостоятельно.

В качестве маркирующих горизонтов были использованы горизонты кварцевых конгломератов, высокозрелых чистых кварцитов (ортокварцитов), горизонты нижнеятулийских базальтов в общих разрезах ятулийских образований, среднеятулийские сильно окисленные базальты начиная с 6–8 потоков и выше, плагиофировые базальты в людиковии, высокомагнезиальные потоки и покровы в ливвии, а также типоморфные вариолитовые лавы, горизонты туфогенно-кремнистых пород с пачками карбонатных пород в людиковии Приладожья, весьма характерные железисто-кремнистые осадки среди лавовых толщ людиковия и ятулия и т. д. Важное значение в расчленении ятулийских и людиковийских осадочно-вулканогенных толщ имеют верхнеятулийские органогенные доломиты, нижне-среднелюдиковийские углеродсодержащие (шунгитоносные) карбонатно-глинистые и туфогенно-карбонатно-кремнистые пачки весьма типоморфных пород в разрезах не только свекокарелид Карелии, но и в целом ФСЩ.

Таким образом, в ходе палеовулканологического картирования ареалов вулканизма определялись общие площади вулканических ареалов (ареала), выяснялись возможности их районирования на предмет определения возможного центра лавовых излияний и размещения вулканической постройки.

Выделение и прослеживание главных и вспомогательных маркирующих горизонтов способствовало стратиграфическому расчленению вулканогенных толщ. В ходе литологического описания вулканогенных толщ производился фациальный анализ изверженных пород, с выделением отдельных потоков и покровов лав, туфов по их текстуре, составу, размерности и однородности. Одновременно тщательно фиксировались текстуры, несущие информацию о направленных растеканиях лав, косослоистые серии, знаки ряби, выклинивание потоков и осадочных толщ. В то же время данные по латеральному размещению агломератовых туфов, агглютинатов, массовому нахождению силицитов, травертинов служили признаками эруптивного центра. Так нами были выявлены практически все из известных теперь вулканических построек среди исследованных ареалов свекокарельского вулканизма. Однако в большинстве случаев в силу разных ландшафтных условий или особенностей тектонического строения их местоположение ограничено площадью предполагаемого размещения.

Фациальный анализ лавово-вулканокластических полей изверженных пород позволил в значительной степени создать представление о внешнем облике, типоморфных признаках первичных текстурно-структурных особенностях поверхностных фаций и разработать с учетом разнообразия фациальных обстановок генетическую классификацию типов изверженных пород. При этом широко использовались личные наблюдения в областях развития вулканогенных пород от девона до неогена и плейстоцен-голоцена, а также разработки специалистов в области генетической вулканологии и петрологии (Петров, 1957; Влодавец, 1961; Малеев, 1961, 1963, 1964, 1969, 1975, 1977, 1980; Гущенко, 1965; Коптев-Дворников, 1967; Иванов, 1970; Ботвинкина, 1974; Хворова и др., 1974; Коротеев и др, 1994). Следует особо подчеркнуть важную роль литолого-палеогеографического анализа обстановок вулканических проявлений в ареалах докембрийского осадконакопления. Сопутствующие и предшествовавшие вулканизму периоды осадочного терригенно-обломочного осадконакопления несут значительную информацию о режиме динамики водной среды, фациальных обстановках формирования литофациальных секвенций, что является крайне важным в оценке ландшафтных и палеоклиматических обстановок ранних проявлении эруптивной деятельности (Соколов В. А., 1963; Соколов и др., 1970; Галдобина, 1966; Галдобина, Михайлюк, 1971).

В целях палеогеографических построений на локальном уровне исследований имели значение методы литолого-стратиграфического изучения сообществ пород разной фациальной принадлежности. Сочетание грубообломочной пирокластики с тонкослоистыми и ритмичнослоистыми осадками вулканогенно-осадочного, вплоть до терригенного, типов позволяло фиксировать динамику пароксизмальных явлений в ходе эруптивной деятельности и сочетание с ней динамики сопутствующего терригенного осадконакопления. При этом широко использовалась актуализация пород разных генетических типов на основании их текстурно-структурных особенностей.

В отношении ретроспективных униформистских историко-геологических построений следует особо оговорить специфику докембрийских условий сохранности диагностируемых пород. В этом отношении практически не вызывает затруднений идентификация полифациальных изверженных пород лавовой фации платобазальтов ятулия в Центральной Карелии, полифациальных эффузивно-эксплозивных и хемогенных вулканогенно-осадочных пород в ареалах суйсарского вулканизма в пределах Пана-Куолаярвинской, Онежской и Ладожской структур, а также рифейских краснокаменно-измененных пород салминского комплекса. В большинстве изученных объектов приобретенный опыт картирования изверженных перерожденных зеленокаменных пород позволяет выявить многие внешние и минералого-петрографические признаки их первичного облика и состава. Значительные затруднения могут вызывать реконструкции первичного фациального состава зон с высокими степенями ультраметаморфизма. Однако здесь сохраняются многие признаки их парагенетических ассоциаций с другими породами – высококремнистыми, обломочными грубо пирокластическими, высокомагнезиальными или карбонатными. Более того, методами химико-аналитических исследований можно получить дополнительную информацию об их первичной природе.

Важную часть палеовулканологических исследований составляет изучение режима, вулканической деятельности, типов проявлений эрупций, включая производительность и синхронность вулканических явлений. Наиболее изученными в этом отношении

являются вулканы ареала Суйсарской древневулканической области.

Вулканохронология поступления изверженного материала в зону вулканической аккумуляции изучалась путем анализа 27 колонок пород соседствующих 6 вулканических построек и их детальной литолого-стратиграфической корреляции путем прослеживания маркирующих горизонтов каждого из локализованных эруптивных центров. Виданская, Габозерская, Ровкозерская, Шидгубская, Суйсарская и Радкольская вулканические постройки методами палеовулканологического картирования обособлены по своим лавово-вулканокластическим полям с выявлением местоположения эруптивного центра. Из них первые 5 охарактеризованы не менее чем 3-мя полными и до 5–6 частными фрагментарными разрезами и колонками. Их относительная корреляция производилась по соотношению уровней размещения маркирующих горизонтов отдельных вулканов (рис. 9), а слагающих вулканическую постройку изверженных пород – по мощностям от этих горизонтов. Таким способом удалось установить синхронизацию (хронологию) эруптивной деятельности во всей Суйсарской области (рис. 10). С меньшей достоверностью такие сопоставления могли бы быть проведены и для платобазальтовых вулканических сооружений, однако их поля на территории Карелии не сохранились полностью. Однако у нас есть уверенность в том, что, собирая лавовые плато «по кусочкам» – останцовым полям, и в этом случае можно при углубленных исследованиях провести их синхронизацию относительно лавовых излияний, по крайней мере, для 8 платобазальтовых щитовых вулканов среднего ятулия Центральной Карелии и 3 людиковийских в Онежской ВТС.

Основой вулкано-динамического анализа эруптивной деятельности служат колонки послойного состава каждой из вулканических зон, составленных в разных их секторах. Переслаивание в полном, унифицированном разрезе от подошвы до кровли последних документированных членов лавовых потоков с разного генетического типа пирокластики, имея их фиксированные мощности, можно без труда установить, в каком режиме лавовых излияний и эксплозий проходила эруптивная деятельность. Более того, можно оценить, насколько длительнее были излияния лав, чем пароксизмальная взрывная деятельность. В двух случаях, в Виданском и Шидгубском ареалах, были получены свидетельства самоуничтожения вулканических построек в ходе катастрофических эрупций. Однако нельзя исключать, что более углубленные исследования по данной методике могут привести к положительным решениям и в других ареалах местного вулканизма.

Что касается вулкано-хронометрического метода синхронизации вулканических явлений в отдаленных ареалах, то он используется в измененном виде тефрохронологической методики временно́й корреляции удаленных извержений через пепловые (туфовые) горизонты в бассейнах осадконакопления на расстояниях в сотни или в тысячи километров. В платобазальтовой провинции раннеятулийских извержений подобный метод нами применен при корреляции через выбросы пепла удаленной части ятулийской седиментации (Светов, 1979). Эти расстояния составили в районе Лехтинской структуры первые десятки километров, а в Центральной Карелии (Воломская, Костомукшская и Туломозерская структуры) – первые сотни километров. Остался не ясным вопрос – чьи туфы, и из какого вулкана они поступили? На него можно дать ответ, изучив тонкую геохимию и петрохимию лав каждого из возможных вулканов и сравнив их с удаленными фациями. Тем более что нами установлены явные и четкие латеральные геохимические и петрохимические вариации в составах продуктов вулканизма эруптивных зон в разных частях провинции.

Лавохронология принципиально даже облегчена, если какому-то потоку удалось вырваться далеко за пределы своего лавового поля. Идентификация его в современных условиях не составляет большого труда. Такую работу можно было бы провести для синхронизации удаленных полей лав Северо-Карельской и Восточно-Карельской структурных зон, где перерыв в обнаженности составляет более 200 км. Эффективность данного метода в палеовулканологии чрезвычайно велика, поскольку на основе дальнего разноса пеплов в докембрии возможно увязать между собой целые вулканические провинции. Допускаем, что такие исследования, особенно по отысканию пеплов суйсарских вулканов в Приладожье, в Пана-Куолаярвинской структуре или в Восточной Финляндии, не бесперспективны, и они имеют не только чисто академический научный интерес.

Методы изотопной геохронологии в настоящее время ставят перед собой главную цель – обоснование историко-геологических рубежей и местных стратиграфических схем. Широкомасштабные геохронологические исследования магматических образований ФСЩ касаются, главным образом, возрастных принадлежностей интрузивных комплексов гранодиорит-гранитного, габбро-диоритового, габбро-норит-перидотитового составов, но в меньшей степени их эффузивных аналогов. Крайне недостаточно изученными оказались малые интрузивные, дайковые, дайково-силловые и камерно-инъекционные тела. Выборочные датировки их кристаллизации практически бессистемны и хаотичны.

В результате осуществления национальных изотопно-геохронологических программ[4] более обоснованными и более дробными стали стратиграфические

[4] Начиная с 1960-х гг. региональная изотопная геохронология пережила три технологические революции, вызванные переходом от K-Ar к Rb-Sr и U-Pb, а затем и к Sm-Nd методам. Революции сопровождались усовершенствованием не только приборной базы, но и значительным повышением точности частных датировок. Однако геохимия изотопов, как в целом «изотопная» геология, в концептуальном плане испытала меньший прогресс в идеологическом (методически содержательном) отношении чем в технологическом. Претендуя на справедливую роль «хранителя времени», геохронология, однако, не смогла преодолеть целый ряд концептуальных проблем, касающихся изучения времени через минеральные агрегаты, соотношения изотопных элементов, в которых признаются индикаторами времени их кристаллизации. Геохронология, без сомнения, является «геологическими часами», но не достигла уровня, позволяющего ее относить к «хронометру» геологической истории.

схемы, приближающиеся по содержанию к типу литохроностратиграфических. Имеющиеся данные позволяют обосновать основные рубежи магматической истории докембрия (Светов, Свириденко, 1991, 1992, 1995). Имеющиеся данные возрастных датировок изверженных пород следует считать основой к проведению качественно нового этапа изотопно-геохимических и изотопно-геологических исследований и от региональной точечной хронологии перейти к углубленному изотопно-хронометрическому изучению длительности геологических событий и связанных с ними явлений. Для целей хронометрии докембрийских проявлений вулкано-плутонизма, хода эруптивной, субвулканической и плутонической деятельности, а также явлений предвулканических и поствулканических, изотопное датирование должно иметь точность до десятков тысяч лет. Большинство определений с точностью от 5 до 10–20 млн лет само по себе не отвечает требованиям вулканохронологии. Значительная часть вулканических фаз и эпох завершается в доли одного миллиона лет. Траповые проявления платобазальтового вулканизма в Индии при формировании Декканского плато произошли в течение 1,0–1,5 млн лет.

Изотопная палеовулканология в настоящее время находится лишь в стадии определения задач исследований и поиска соответствующих объектов исследований. Изучение вулканизма древних эпох с актуалистических позиций показывает стремительность эруптивных проявлений. Для изучения истории вулканизма через геологическое время, вероятно, потребуется специальная программа по разработке методологии изотопной хронометрии.

В целях определения хода эруптивных процессов, их деления, темпоральности вулканических явлений и эпизодов, обоснования реальной сингенетической комагматичности пород вулкано-плутонических ассоциаций, общей продолжительности вулканических фаз, периодов, стадий, длительности разделяющих их перерывов, зафиксированных терригенными породами или эпохами континентального выветривания, необходимо в значительной мере повысить точность датирования. Можно допустить, исходя из шкалы относительных временных соотношений разных событий в ареалах осадконакопления, магматических проявлений, тектонической активности и процессов пенепленизации и педиментизации, необходима точность изотопной

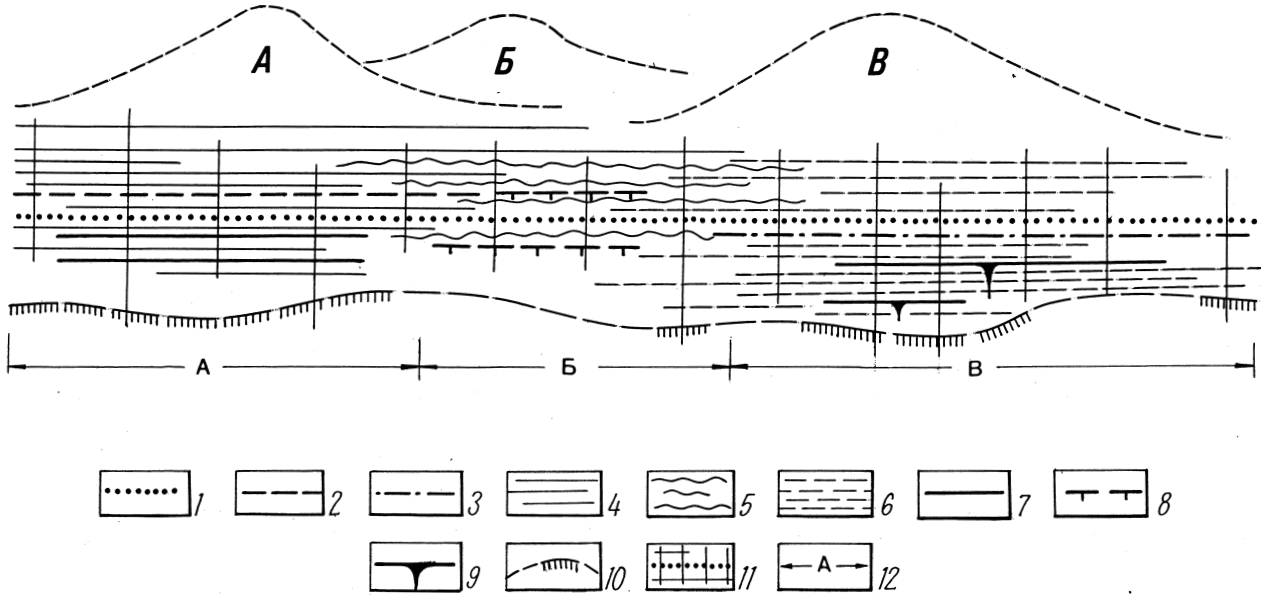


Рис. 9. Принципы лавохронологических и тефрохронологических корреляций частных разрезов лавово-вулканокластических полей вулканических построек (А–Б–В) свекокарелид в ареале активного вулкано-плутонизма (унифицированная модель вулканохронологических реконструкций в дистальной зоне).

Горизонты тефры как маркирующие образования: 1 – трансареальный – одного из вулканов (например, влк. Б); 2 – лавово-вулканокластического поля влк. А; 3 – лавово-вулканокластического поля влк. В. Лавово-вулканокластические поля вулканических построек: 4 – постройки влк. А; 5 – постройки влк. Б; 6 – постройки влк. В. Пластовые малые интрузии (силлы) вулканических полей: 7 – постройки влк. А; 8 – постройки влк. Б; 9 – постройки влк. В. 10 – установленное и предполагаемое размещение фундамента вулканических построек; 11 – размещение линий частных разрезов и их корреляция по трансареальному горизонту тефры; 12 – лавово-вулканокластические поля влк. А, Б, В

Fig. 9. Principles of lavochronological and tephrochronological correlations of individual sections of lava-volcaniclastic fields in three volcanic edifices (A–B–C) of the Svecokarelides in the area of active volcano-plutonism (general-purpose model of volcanochronological reconstructions in a distal zone).

Tephra horizons used as reference units: 1 – trans-areal horizon of a volcano, e.g. B-volcano; 2 – lava-volcaniclastic field horizon of A-volcano; 3 – lava-volcaniclastic field horizon of C-volcano. Lava-volcaniclastic fields of volcanic edifices: 4 – edifices of A-volcano; 5 – edifices of B-volcano; 6 – edifice of C-volcano. Minor sheeted petrurgies (sills) of volcanic fields: 7 – edifices of A-volcano; 8 – edifices of B-volcano; 9 – edifices of C-volcano. 10 – established and assumed distribution of the basement of volcanic edifices; 11 – distibution of lines of individual sections and their correlation along a trans-areal tephra horizon; 12 – lava-volcaniclastic fields of volcanoes A, B and C

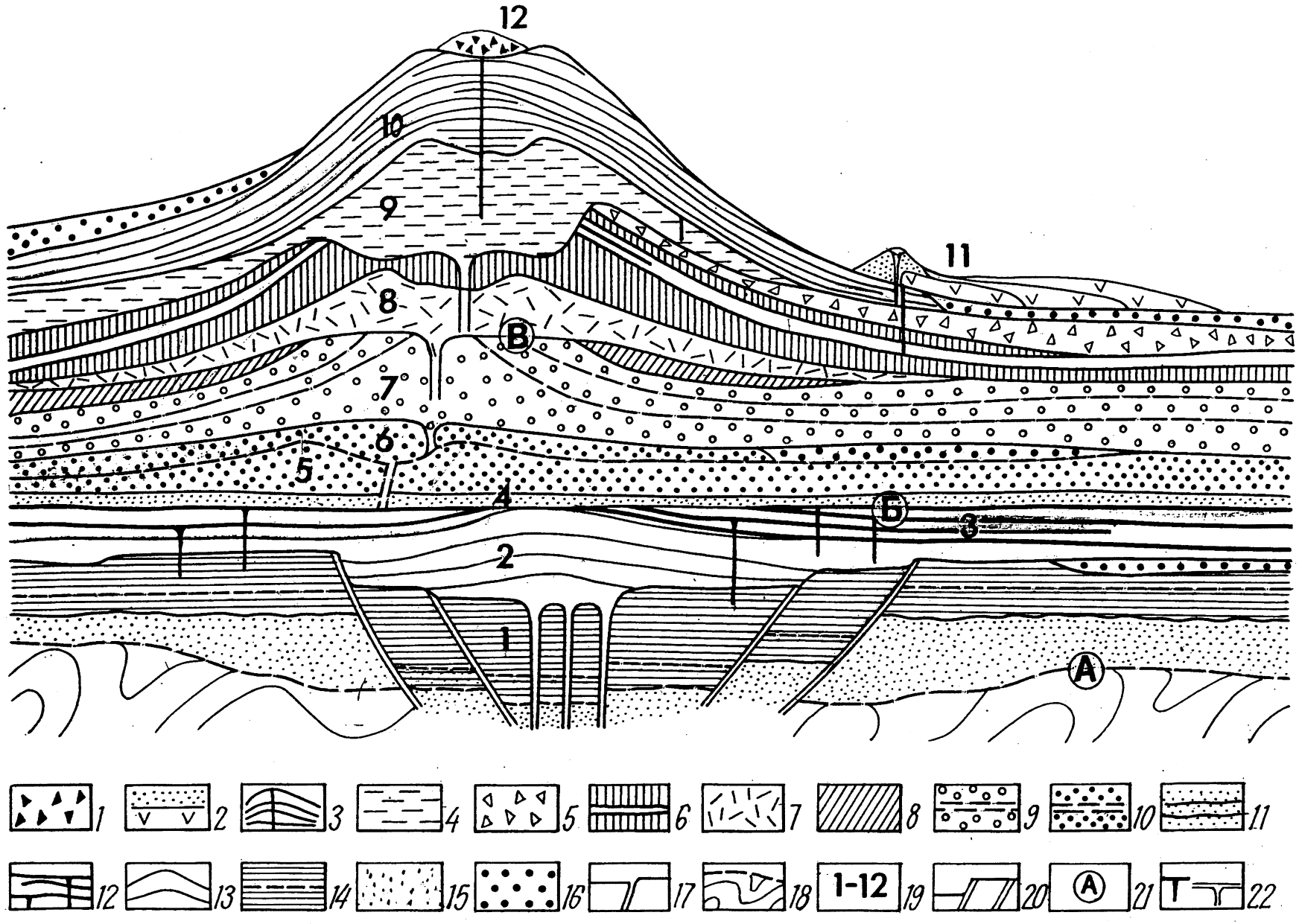

12
10
9
11
8
B
7
6
5
4
3
2
1
A
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
1-12
19
20
A
21
T
22

Рис. 10. Принципы вулканохронологии эруптивной деятельности при формировании стратифицированной вулканической постройки в проксимальной зоне (унифицированная модель вулканических секвенций в Суйсарской группе вулканов).

Стадии (и секвенции) формирования стратифицированной вулканической постройки центрального типа: 1 – жерловые брекчии вулканической постройки и ее питающий канал; 2 – шлаково-лавовые конусы боковых прорывов с системой питания; 3 – лавовые и пирокластические образования поздней стадии эруптивной деятельности; 4 – изверженные породы, сформированные в постпароксизмальную стадию вулканической аккумуляции; 5 – отложения пароксизмальной (экскавационной) стадии с образованием раскаленной лавины направленного истечения; 6 – вулканогенные образования допароксизмальной и пароксизмальной (экскавационной) секвенций, разделенных периодом лавовых излияний (соответствует времени формирования пикритовых базальтов и их туфов или плагиофировых и полифировых базальтов, их агломератовых, псефитовых туфов) и отложений направленного взрыва с ресургентным материалом; 7 – стадия активизации вулканической деятельности после перерыва и денудации стратифицированной постройки, обычно связана с формированием секвенций базальтового состава; 8 – отложения сейсмообвалов, пролювиально-обвальных, связанных с деструкцией вулканической постройки, период длительной денудации и уплощения вулканической постройки; 9 – стадия активной аккумуляции изверженных пород в проксимальной зоне вулкана и последующий пароксизмальный взрыв вслед за лавовыми излияниями, вызвавший образование отложений направленного взрыва; 10 – начальные стадии зарождения вулканической постройки, изверженные породы толеитовых базальтов, преимущественно лавовые образования и туфы, затем отложения пароксизмальной (экскавационной) стадии; 11 – период формирования терригенных отложений и вулканомиктовых граувакковых отложений в области платобазальтовой вулканической постройки, ареала, пенепленизация и денудация плато вулканического ареала; 12 – плато-базальтовые излияния конечных стадий формирования лавового плато; 13 – стадия кальдерообразования на вершине платобазальтовой постройки исландского типа и посткальдерные излияния базальтов, формирующих щитовой вулкан; 14 – платобазальтовые излияния ранних стадий вулканизма при формировании вулканической провинции, с горизонтом (или горизонтами) пород, являющихся маркирующими; 15 – терригенные отложения эпиконтинентальных, мелководных седиментационных бассейнов, образующие основание ложа базальтового плато; 16 – делювиально-пролювиальные, склоновые обвальные и коллювиальные отложения продуктов денудации вулканической постройки на разных стадиях ее формирования; 17 – листрические разломы бортовых и внутренних ограничений кальдеры; 18 – породы фундамента, включая и кристаллические образования земной коры; 19 – последовательные стадии эруптивной деятельности; 20 – листрические разломы кальдеры, проседания и обрушения; 21 – главные геоморфологические уровни вулканических извержении (ГУВИ); 22 – питающие каналы

Fig. 10. Principles of volcanochronology of eruptive activity during the formation of a strata-bound volcanic edifice in a proximal zone (general-purpose model of volcanic sequences in the Suisari group of volcanoes).

Stages (and sequences) in the formation of a central-type strata-bound volcanic edifice: 1 – vent agglomerate of the volcanic edifice and its feeder channel; 2 – scoriaceous-lava lateral-breached cones with a feeding system; 3 – lava and pyroclastic rocks produced at a late stage of eruptive activity; 4 – igneous rocks formed at the postparoxysmal stage of volcanic accumulation; 5 – rocks deposited at the paroxysmal (excavation) stage, which gave rise to directed-flow incandescent avalanche; 6 – volcanogenic rocks of preparoxysmal and paroxysmal (excavation) sequences separated by a lava flow period (corresponds to the time of formation of picritic basalts and their tuffs or plagiophyric and polyphyric basalts and their agglomeratic, psephitic tuffs) and directed explosion deposits with resurgent material); 7 – stage of increased volcanic activity after a break and denudation of the strata-bound edifice; commonly related to the formation of sequences of basalt composition; 8 – proluvial-collapse seismic rock fall deposits related to the destruction of the volcanic edifice; a period of long denudation and flattening of the volcanic edifice; 9 – stage of active accumulation of igneous rocks in the proximal zone of the volcano and subsequent paroxysmal explosion after lava flow which gave rise to directed-explosion deposits; 10 – initial stages of the birth of the volcanic edifice, igneous rocks of tholeiitic basalts, dominantly lava deposits and tuffs, followed by paroxysmal (excavation)-stage deposits; 11 – period of formation of terrigenous rocks and volcanomictic graywacke deposits in the plateau-basalt volcanic edifice area, peneplanation and denudation of the volcanic area plateau; 12 – plateau-basalt flow at the final stages in lava plateau formation; 13 – stage of caldera formation on top of an Iceland-type plateau-basalt structure and post-caldera basalt flow that form a shield volcano; 14 – plateau-basalt flow at the early stages of volcanism upon formation of a volcanic province with a reference horizon(s); 15 – terrigenous deposits in epicontinental shallow-water sedimentary basins that form the base of a basaltic plateau floor; 16 – deluvial-proluvial, slope, rock fall and colluvial deposits of the denudation products of the volcanic edifice in different stages and periods of its formation; 17 – listric faults of the lateral and internal boundaries of caldera; 18 – basement rocks, including the crystalline rocks of the earth crust; 19 – consecutive stages of eruptive activity; 20 – listric faults in caldera, sagging and collapse; 21 – main geomorphological levels of volcanic eruptions (MLVE); 22 – feeder channels

хронометрии четырех порядков. К наиболее длительным событиям первого порядка в хронологии эруптивной деятельности относятся те, которые охватывают интервалы времени в 1,0–2,6 млн лет. Они, по-видимому, соответствуют времени проявления нескольких вулканических фаз, а также перерывам в эруптивной деятельности. Более скоротечными являются события второго порядка с длительностью в сотни тысяч лет. В этот отрезок времени укладываются сроки деятельности одного вулкана. Вместе с тем события третьего порядка охватывают по делению десятки тысяч лет и соответствуют времени формирования лавовых плато или их частей, межпароксизмальным перерывам и т. д. Наиболее стремительными, скорее всего, являлись события с отдельными эруптивными актами вулканического извержения.

Хронометрические исследования способны ввести не только в региональную геологию, но и в палеовулканологию, стратиграфию количественные оценки длительности тех или иных событий магматической геологии. В этом заинтересована палеовулканология, которая стоит на рубеже уже не столько качественных, сколько количественных оценок геологического эффекта докембрийского вулкано-плутонизма. Особого внимания заслуживают длительности тех или иных событий в ходе эруптивной деятельности, обоснования комплементарности вулкано-плутонических серий и ассоциаций разноглубинных пород, интервалов главных не только рудообразующих, но и петрогенетических процессов. Совершенствование известных, разработка новых методов геохронологической изотопии, повышение их точности, равно как и массовости определений – первоочередная задача исследований в этом направлении. Насколько известно авторам, такие программы в Карело-Кольском регионе практически не ведутся, как и на зарубежной части ФСЩ. Близки к желаемому уровню работы канадских и особенно австралийских геохимиков, которые показывают всю значимость и эффективность подобных исследований.

Наиболее удобным во всех отношениях объектом углубленных геохронометрических исследований в Карелии для целей палеовулканологических реконструкций, несомненно, следует признать Суйсарскую древневулканическую область Онежской вулкано-тектонической структуры и изверженные породы Кирьявалахтинской платобазальтовой постройки людиковия в Северном Приладожье.

Метод анализа мощностей вулканогенно-осадочных и изверженных пород в пределах седиментационных бассейнов и ареалов активного вулкано-плутонизма позволяет на основе статистических данных оценить не только геологический эффект осадконакопления и эруптивной деятельности, но и динамику этих процессов. Скорость осадконакопления – одна из важнейших характеристик, оценивающих режим сноса и отложения терригенного материала. Мощности изверженных пород разной фациальной принадлежности дают возможность оценить расход магматических расплавов, а через него и некоторые параметры питающих каналов, морфологические особенности магмоподводящих эруптивных систем, а также параметры магматических очагов и вулканических камер.

Вместе с тем мощности лавовых толщ являются одним из главных критериев для ограничения лавово-вулканокластических полей. Мощность лавовых единичных потоков или покровов, степень их геоисторической выдержанности и площадного распространения – весьма показательная величина морфологии лавово-вулканокластического поля, степени выравненности или «совершенства» лавового плато, а также морфологии вулканических построек. На основе только мощностей лавовых потоков в статистических средних величинах за несколько сравниваемых эпох платобазальтовых излияний можно, вероятно, косвенно судить о характере вариаций амплитуд тектонических перекосов литосферных плит, вертикальных амплитуд их относительных перемещений. В мощности лавового потока (покрова) зашифрована весьма значительная генетическая информация о физических полях Земли на ранних этапах ее развития. На использовании параметров лавовых потоков и покровов будут еще выявлены многие особенности вулканических ландшафтов прошедших эпох.

Только в последние десятилетия в палеовулканологических областях свекокарельского вулкано-плутонизма были выявлены объекты, имеющие интерес в целях биовулканологических исследований. В проводимых в настоящее время палеовулканологических реконструкциях данный метод исследований активно не применяется, однако используется как поисковый для обнаружения возможных объектов сохранения простейших бесскелетных Metazoa, так называемых цианобактерий эднакарского типа. Судя по многообразию органических остатков в докембрийских породах, можно предполагать присутствие их и среди хемогенных осадочно-вулканогенных кремнистых, и кремнисто-карбонатных пород вулканических ареалов. Одной из задач возможного внедрения этого метода комплексных палеовулканологических исследований в будущем можно признать изучение благоприятных объектов таких исследований. В этом отношении, судя по имеющимся литературным указаниям, наиболее благоприятными являлись области термальных площадок и фумарольно-сольфатарных полей, где маты цианобактерий встречаются наиболее часто. Исходя из этого предположения, возможно, значение имеет группа пород хемогенной фумарольно-гидросольфатарной фации, где в травертинах или яшмовидных силицитах и яшмах могут быть обнаружены следы простейших бактерий бесскелетной Metazoa.

В локальных палеовулканологических исследованиях и реконструкциях особое место занимают геофизические методы, с помощью или посредством которых может быть решен более широкий круг вопросов. Это, прежде всего, относится к картированию ареалов древнего вулканизма и вычленению из них полей и тел разнофациальных изверженных пород.

Весьма эффективны методы магнито-электропрофилирования в работах по расчленению и прослеживанию горизонтов разнофациальных пород – лавовых

потоков, силлов, пластов металлоносных осадков, а также при оконтуривании пород жерловой фации. В случае картирования ареалов нескольких вулканических построек значительный эффект имеют не столько наземные, сколько аэромагнитные исследования по локализации дайковых полей, штоков, силлов и камерно-инъекционных тел. Отчетливый аномальный рисунок имеют поля пирокластических образований как проксимальной, так и дистальной зон. В целях выявления структуры лавово-вулканокластических полей, локализации интрузивных разноглубинных магматических пород, реконструкции в целом морфоструктуры эруптивного центра и его корневой системы, а также в выделении зон термальных полей и гидротермального метаморфизма вулканических построек докембрия высокоэффективным является применение локальных региональных разномасштабных наземных и дистанционных гравиметрических работ. При наличии разномасштабных геофизических данных характер потенциальных полей и их количественные значения дают основания к глубоким и качественным выводам палеовулканологического содержания.

Широкое развитие разнообразных методов акустических исследований на территории Карело-Кольского региона и в Баренцевоморском регионе способствует в значительной степени и развитию региональной магматической геологии и, в частности, палеовулканологии. Сейсмоакустическое профилирование, обладающее высокой глубинностью, способно вскрыть не только общие элементы тектонического каркаса магматических ареалов, но и определить их глубины. Нет более эффективного метода определения глубин залегания магматических образований, корней эруптивных зон, степени насыщенности магматитами горстограбеновых систем, чем сейсмопрофилирование или сейсмическое зондирование разными методами. Конкретные данные по латеральной и вертикальной неоднородностям литосферы, ее структурно-вещественной неоднородности, глубинности крупнейших зеленокаменных структур и тектонических элементов, их ограничивающих, имеют фундаментальное значение и являются основополагающими для анализа магматической летописи региона. Признавая исключительную значимость комплекса специальных геофизических исследований в ареалах докембрийского вулкано-плутонизма, мы не можем признать удовлетворительным состояние прикладной геофизики в палеовулканологии, в решении прямых геофизических задач на объектах вулканических построек или ЦЭМА. Более того, совершенно очевидно, прогресс палеовулканологии будет в значительной степени зависеть от того, насколько она будет тесно связана с геофизикой. Все выводы и реконструкции, касающиеся недр ВТС, глубоких сечений вулканических построек, корневых вулкано-плутонических систем, полученные палеовулканологией, должны пройти в обязательном порядке геофизическую экспертизу. Уместно заметить, такой контакт с палеовулканологией и магматической геологией послужит повышению надежности геологической интерпретации геофизических данных. Более того, выявленные геофизическими методами локальные аномальные зоны, нередко интерпретируемые как магматические очаговые зоны, либо магмоподводящие каналы древних построек, должны пройти палеовулканологическое тестирование. Эффективность комплексных геолого-геофизических исследований можно в значительной степени повысить путем взаимопроникновения методов магматической геологии в интерпретацию геофизических данных и геофизических методов в обоснование палеовулканологических построений и реконструкций.

Одной из конечных задач локальных палеовулканологических исследований и реконструкций является геолого-геофизическое обоснование ЦЭМА и создание его объемной модели.

Геолого-геофизическое палеовулканологическое моделирование выступает как обобщающий, синтезируемый метод палеовулканологических реконструкций, практически конечная их цель. Акт моделирования ЦЭМА, корневых вулкано-плутонических систем имеет две составные части – многоаспектное реконструирование его поверхностного, изученного уровня и выяснение глубинной структуры ВТС и их центров магматизма. Методология подобных реконструкций еще слабо разработана и касается только полевых и аналитических исследований. При этом отработаны лишь некоторые методические приемы. В настоящее время отсутствует методика изучения глубинных срезов ЦЭМА. При преобладающей здесь роли методов глубинного объемного картирования не ясны совместные действия и возможная программа комплексных исследований. Одним из вариантов такого моделирования представляется составление срезами мощностью в 1,5–2 км блок диаграммы магматического центра от поверхности до промежуточного очага, т. е. до глубин 10–15 км. В случае получения вполне достоверной объемной информации по корневым вулкано-плутоническим системам, могут быть смоделированы срезы вплоть до вершины мантийного диапира, т. е. на всю глубину литосферы под ВТС, контролирующей размещение частичного ЦЭМА или их совокупностей. Опыта подобных исследований отечественной геологией накоплено недостаточно.

Таким образом, работы по моделированию корневых зон вулкано-плутонических систем, вскрывающих апикальную часть мантийного диапира и увенчанных вулканической постройкой с обилием форм магматизма центрального типа в докембрии, осуществляется впервые в отечественной геологии. В то же время нам неизвестны примеры реконструкций вулканических центров с их питающими системами и в практике зарубежных исследований. Поэтому высокие требования к объективному отражению природных явлений докембрия в эпохи проявления активных магматических эрупций накладывают определенную ответственность за их интерпретацию. Очевидно, положительное решение может быть достигнуто в ходе комплексных геолого-геофизических разномасштабных специализированных работ. Изучение этой проблемы выходит за рамки научного академического интереса, поскольку она затрагивает фундаментальные основы

магматической геологии, петрологии, геотектоники, региональной металлогении и выходит на уровень геономических построений.

Переход от локальных палеовулканологических исследований и реконструкций к региональным означает не столько масштаб детальности полевых наблюдений, сколько переход на более высокий уровень постановки задач и поисков общих особенностей изучаемых явлений в своей сущности.

Региональные палеовулканологические реконструкции начинаются, как правило, с выходом палеовулканологических исследований на все возрастные рубежи проявлений магматизма и анализа всей совокупности ареалов, развитых на территории изученного региона. Палеовулканологические специальные, узкого назначения исследования на территории ФСЩ проведены, главным образом, только в Карелии, в меньшей степени ими охвачен Кольский полуостров. ФСЩ в остальной своей части практически в палеовулканологии является «белым пятном», что и отображают составленные нами макеты ретроспективных мелкомасштабных (1 : 10 000 000) палеовулканологических схем по целому ряду возрастных срезов. Однако геологические сведения, касающиеся разных сторон геологии магматических пород региона, нами были широко использованы для расширения тех или иных границ возрастных проявлений разноглубинного магматизма. При этом следует особо подчеркнуть высокую геохронологическую изученность магматитов как на территории Карелии, Швеции и особенно Финляндии. Это способствовало дальнейшей корреляции и сопоставлению с одновозрастными образованиями, изученными нами на российской части щита.

Палеовулканологическое и палеогеографическое районирование выступает как метод локализации вулканических ареалов в масштабах вулканических провинций. Основой регионального палеовулканологического районирования является районирование конкретных вулканических ареалов. Цели и задачи локального и регионального масштабов исследований вызывают необходимость разработки такой терминологии районирования, которая соответствовала бы всем возможным масштабам детальности данных исследований. Это касается также и периодизации вулканических событий с такой дробностью членения времени, которая позволяла бы в терминах и понятиях охарактеризовать их с наибольшей полнотой. При этом необходимо учесть, чтобы эти понятия взаимно соответствовали в масштабности и пространству, и времени. При создании перечня этих понятий мы стремились, насколько это было возможным, отказаться от тавтологии и многозначности, закрепив за каждым термином свою пространственную или возрастную нишу. Основной задачей палеовулканологического районирования является, с одной стороны, выявление и ограничение территорий, занятых эруптивным центром, группой центров, вплоть до провинции или совокупности провинций, т. е. выяснение географии вулканизма отдельно от его возрастного проявления. Поэтому районирование необходимо проводить не столько в интегрированном виде, сколько в стремлении четкого пространственного обособления центров вулкано-плутонизма. Палеовулканологическое районирование, таким образом, призвано рассмотреть вопросы размещения центров вулкано-плутонизма на изученной территории.

Все это относится и к категории палеогеографического районирования, целью которого является фиксирование особенностей седиментационных бассейнов, существовавших ландшафтных обстановок, типов литогенеза и т. д. Немаловажное значение имеют данные по районированию кор выветривания вулканитов, областей денудации вулканических ареалов, площадей краснокаменного изменения вулканических пород. Районирование в палеовулканологии, таким образом, решает задачи территориального разнообразия и различий по признакам проявления вулкано-плутонизма.

С палеовулканологическим и палеогеографическим районированием тесным образом связаны исследования по литолого-стратиграфической корреляции вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований. На основании трансрегиональных стратиграфических исследований проведены корреляции отдельных вулканических проявлений с учетом не только местных особенностей их вещественного состава, но и данных геохронологических датировок. Подобной логической операции способствует то обстоятельство, что каждое литостратиграфическое подразделение в ранге от литологического горизонта до группы в целом обладает набором целого ряда типоморфных образований, которые делают эти сопоставления правомерными и обоснованными. Можно указать, в частности, на железистые кварциты и коматииты лопия, типоморфные петролого- и геохимические особенности платобазальтов сариолия, как в Лапландско-Беломорской, так и Карельской провинциях, меденосные базальты (купробазальты), высокожелезистые ванадийсодержащие лавы и силлы ятулия, мономинеральные химически чистые ортокварциты раннего ятулия и органогенные доломиты верхнего ятулия. Весьма типоморфными оказались для людиковия исключительно однородные по составу платобазальты и сопутствующие им плагиофировые до мегапорфировых базальты, а также ассоциирующие с ними углеродсодержашие отложения в составе шунгитоносных пород Карелии. Для ливвия давно выявлена принадлежность высокомагнезиальных пикритовых базальтов и своеобразный режим высокоэксплозивных эруптивных процессов (Светов, Свириденко, 1991, 1992).

Дальнейшие исследования в геохронологическом датировании изверженных пород подтвердили хроностратиграфическую последовательность свекокарельских вулканических толщ на всей изученной части ФСЩ.

Поэтому трансрегиональная периодизация, свекокарельская и предшествующая архейская, а также последующая рифейская нашли эффективные подтверждения литолого-стратиграфическими и геохронологическими исследованиями. Имея четко обоснованные возрастные и литологические границы, стало возможным на основании относительных

стратиграфических лавово-вулканокластических полей выстроить их общую последовательность в шкале геологического времени не только свекокарелия, но и всего докембрия (Светов, Свириденко, 1991, 1995). В ходе проведенных исследований по палеовулканологическим реконструкциям задача периодизации изучаемого вулкано-плутонизма являлась одной из важнейших. В результате углубленных исследований удалось выявить относительную периодизацию вулканических проявлений не только в ранге отдельных вулканических циклов, периодов, но и стадий, вплоть до явлений и отдельных эпизодов. В этом отношении уникальные природные объекты активного вулканизма позволяют достичь достаточно дробной периодизации докембрийского вулкано-плутонизма, в Карелии – для ливвия (суйсарский вулканический комплекс), на Кольском полуострове – для всего свекокарелия, а в Швеции (Даларна) и Норвегии (Трюсиль и Телемарк) – для значительного отрезка времени рифея (Светов, Свириденко, 1995). Однако, к сожалению, пока не удается создать обоснованную хроностратиграфическую последовательность вулкано-плутонизма в силу изложенных выше причин.

Палеовулканологические исследования в мировой геологической практике еще не нашли признания. Этим можно объяснить минимальное содержательное внимание к изверженным породам докембрия. Барьер недоверия к возможности успешных исследований в области магматической геологии докембрия не преодолен не столько в отечественной геологии, сколько зарубежной. Уместно заметить, тем не менее, это непреложный факт; палеовулканологические категории общерегиональных реконструкций в зарубежной литературе широко практикуются в таких категориях, как «островная вулканическая дуга», задуговый бассейн, известково-щелочная серия изверженных пород в «обоснование» офиолитов «неразвившихся океанов» или зон субдукции литосферных плит.

Однако, по нашему мнению, еще сделано недостаточно для того, чтобы воссоздать истинную количественную оценку геологического эффекта. Опыт в этом отношении внушает надежду на высокую эффективность таких исследований (Светов, 1979).

Из всех количественных расчетов эруптивной деятельности привлекают внимание исследования С. А. Федотова, 1976, 1982, 1993 и др.; О. К. Брайцевой с соавторами, 1994 и введение понятия о «предельном вулкане» с формулой расчета его высоты (Масуренков, 1977, 1979).

Несомненно, изверженные породы несут в себе неисчерпаемую информацию о сущности вулканического процесса. На примере статистик по мощностям лавовых потоков нами показано, какие важные следствия вытекают из этих количественных данных. Можно предполагать, что данные по мощностям зон закалки в шаровых лавах, геометрии миндалин (пустот в лаве) во вспененных лавах, размеры вариолей в вариолитовых базальтах и андезитах, характеристики первичной отдельности, особенно столбчато-призматической и многие другие. Количественные оценки параметров вулкано-плутонизма в палеовулканологических исследованиях докембрия в Карелии приобретают все возрастающее значение. К показателям интенсивности эруптивной деятельности относятся рассчитанные коэффициенты эксплозивности, эффузивности, степени окисленности, данные по средним мощностям лавовых потоков, туфовых горизонтов, их наибольшей выдержанности по простиранию, а также количественные оценки геологического эффекта, как частных актов вулканизма, так и вулканических пароксизмов в целом. Важными являются: оценка площадей, занимаемых ареалами вулканизма, их частные размеры, а также площади лавовых плато и размеры вулканических построек. Указанные количественные характеристики параметров вулканических эрупций в целом не только дают представления об активности и продуктивности докембрийских проявлений вулканизма, но и создают основу к оценке общего энергетического уровня магматизма. На основе количественных оценок ареалов вулканизма, соотношений объемов разнофациальных изверженных пород, и на их латеральных вариациях возможно создание объемных моделей в виде графических изображений типов вулканических построек, их морфологии и размеров.

Переход от палеовулканологических реконструкций вулканических ареалов к реконструкциям зон глубоко эродированных корней вулканических построек и корневых вулкано-плутонических систем очаговых зон делает возможной количественную оценку реальных глубин вертикальной колонны питания и воссоздание ее многих деталей. Реальные возможности таких построений позволяют уже на настоящем этапе исследований представлять обоснованные их объемные модели. Без сомнения, развитие палеовулканологии будет способствовать внедрению разнообразных методов и методик оценки параметров извержений, физических величин процессов, регулирующих их, и т. д.

Ранее отмечалась значительная роль комплекса геофизических исследований в локальных палеовулканологических реконструкциях. Однако их роль может быть выше, чем мы это предполагаем в региональных геолого-геофизических и геофизических специальных исследованиях, главным образом, в локализации ВТС и ЦЭМА, а также в изучении их тектонического каркаса. Геофизические карты потенциальных полей содержат обильную информацию по глубинному строению территории. Они позволяют оценить по распределению глубинных плотных масс размещение интрузивных образований, в том числе и магмоподводящие зоны, вулканические некки, штоки, а также вулкано-плутоноконтролирующие разломы и многие их детали. Велика роль геофизических магнитометрических исследований по фациальному размещению изверженных пород разных глубин залегания. Известно, что в вулканических ареалах Камчатки области кальдер имеют отрицательное гравитационное поле. Низкими значениями характеризуются гравитационные поля над зонами интенсивного гидротермального метаморфизма, пропилитизации, аргиллитизации.

Все это позволяет рассматривать геофизические методы исследований как весьма эффективные при проведении фациального анализа.

Региональные геофизические исследования особо высокоэффективны на стадии планирования и выбора объектов для локальных исследований, а также при обработке материальной региональной палеовулканологии.

Метод автоволновой нелинейной геодинамики является одним из основных в анализе и синтезе геолого-геофизической информации любых масштабов палеовулканологических исследований, в выявлении роли смены полей напряжений в литосфере, изменений общей энергоемкости элементов тектонического каркаса, геометрических характеристиках ВТС любого масштаба, от размеров трубки взрыва до разновеликих радиально-концентрических, кольцевых, радиальных структур и т. д.

Образование их происходит в условиях постоянного видоизменения волновых полей напряжений в ходе локальных воздыманий, погружений блоков земной коры, обилии структур кручения, сдвиговых дислокаций и т. д.

Оказалось, что классической геологией и тектоникой практически исключенным из рассмотрения оказался целый класс магматогенных структур, являющихся исключительно радиальным. Более того, с развитием аэрогеологических или космогеологических исследований оказалась крайне заниженной роль кольцевых, концентрических структур разного масштаба. Во-первых, они представляют фрагменты дуг большого радиуса загружения, во-вторых, входят в систему трансконтинентальных, глобальных систем кольцевых и радиально-концентрических структур, включая такие складчатые окраинно-континентальные, внутриконтинентальные и океанические структуры, как системы СОХ, островных вулканических дуг, горно-складчатых поясов.

Идеология нелинейной геотектоники, металлогении, геологии остается еще слаборазработанной, а примеры ее приложения достаточно ограничены. Нам представляется, что методы и принципы нелинейного автоволнового анализа и синтеза найдут благоприятную почву в области не только современной вулканологии, но и в локальной, а также региональной палеовулканологии.

Тектоно-фациальный анализ строения и минералого-петрографического состояния изверженных пород в условиях их перерождения при зональном метаморфизме – от зеленосланцевых до высокотемпературных стадий амфиболитовой фации – имеет значение, главным образом, потому, что позволяет определить современные ограничения литолого-фациального анализа. Известно, что еще в 1950–1960-х гг. на ФСЩ все без исключения зеленокаменные породы признавались, главным образом, интрузивными. Длительная дискуссия по поводу их происхождения, хотя и привела к определению их полифациальности, разных и особенно вулканического происхождения, однако, судя по всему, не окончена.

Совсем недавно территория Северного Приладожья по многим аспектам литологии, стратиграфии, генезиса пород признавалась едва ли не закрытой для их расчленения и безнадежной для литолого-стратиграфических исследований. Это справедливо лишь частично, и только в тех случаях, когда складчатые вулканогенно-осадочные и вулканогенные толщи попадают в зоны ультраметаморфизма и гранитизации.

Мы сохраняем полную уверенность в том, что ареалы ультраметаморфических изменений, поскольку ультраметаморфизму подвержены лишь осадочные породы, при хорошей сохранности вулканических, не утрачены для палеовулканологических реконструкций, хотя в настоящее время информация из них крайне ограничена. Отработка методов возможного приложения элементов палеовулканологии к их изучению – основная цель исследований в данном направлении.

Формационный анализ – как высокоэффективная методология выявления пространственно-временных соотношений разноглубинных изверженных пород и их рудоносности охватывает всю систему научных исследований в области магматизма и рудоносности вулкано-плутонических ареалов. В этом отношении палеовулканологические исследования следует рассматривать как обоснование принципов выделения главных типов магматических формаций. Необходимо подчеркнуть, что аналогами магматических формаций в палеовулканологическом отношении является вулкано-плутоническая или плутоно-вулканическая ассоциации. Поэтому палеовулканологию следует рассматривать как генетическую часть формационного анализа, с одной стороны, и как обоснование объема, вещественного состава, географии, тектонических обстановок и т. д. конкретных магматических формаций. Естественным являются признаки важной определяющей роли палеовулканологии в «собирании» и локализации формаций эффузивного типа. Многие аспекты методологии региональной и локальной палеовулканологии отвечают целям и задачам формационного анализа. Более того, формационный анализ в обязательном порядке, как это теперь признано в магматической геологии, должен проходить палеовулканологическое тестирование.

Прикладная часть формационного анализа магматических образований, связанная с решением проблемы их рудоносности, тесным образом связана с районированием вулканических ареалов и проведением специальных работ по металлогеническому районированию не по принципу географии рудной минерализации любого ранга, но с позиций их генетических отношений, главным образом, с динамикой развития магматизма и ходом петрогенетических процессов. Палеовулканологические исследования или по обратной связи палеовулканологические обстановки – это решение разных проблем и локализации оруденения и генезиса рудоносных объектов и источника вещества. Использование методов общего исследования с позиций магматической геологии при этом, очевидно,

недостаточно. Привлечение палеовулканологических исследований способствует успешному решению проблем генетической металлогении.

В этом отношении показателен пример методологии изучения рудных объектов в докембрии, продемонстрированный в работе первого Всесоюзного совещания по металлогении докембрия СССР, проходившего в г. Ленинграде в 1974 г. Материалы этого форума свидетельствуют об отсутствии в докембрии вулканогенных и вулканогенно-осадочных типов месторождений рудных полезных ископаемых. Данные месторождения классифицируются только как реоморфизованные метаморфогенного типа. Можно надеяться, что барьер докембрийского метаморфизма и ультраметаморфизма в генетической металлогении докембрия преодолен. По крайней мере, его преодолению может в значительной степени способствовать палеовулканология.

Одним из важнейших достижений современной отечественной палеовулканологии является ее значительный вклад в магматическую геологию, и особенно в ту ее часть, которая получила название магматической геотектоники. Теоретическое обоснование магматической геотектоники впервые в отечественной геологии было дано В. В. Белоусовым в его фундаментальных обобщениях (Белоусов, 1966). Дальнейшее развитие это направление получило в работе Б. Г. Лутца (1973).

Магматическая геотектоника признает в качестве одного из факторов тектонической нестабильности разноглубинный мантийный, коровый и корово-мантийный магматизм, адвективный мантийный диапиризм и импульсы возбуждения мантии. Формы влияния магматизма на геоизостатичную неустойчивость очевидны, хотя бы в той части, которая вызвана огромным массопереносом из недр земли высокоплотных масс на поверхность планеты. Земля чутко реагирует вариациями угловых скоростей вращения в связи с изменением момента количества движений. Гравитационная неустойчивость земной коры в условиях нарушенного равновесия является одним из факторов тектонических напряжений и разных форм их релаксации. Палеовулканология способна оценить мелкие аспекты проблем движения этого вещества из мантии в кору и на поверхность, оценки объемного эффекта и закономерностей распределения их в виде тонкого слоя на поверхности Земли (на континентах либо на океаническом дне).

Петрофациальный анализ супракрустальных толщ ФСЩ в целом и Карелии, в частности, скорее всего, является частью методологии метаморфической петрологии, чем палеовулканологии. В связи с этим необходимо сделать одно замечание, касающееся того факта, что из отечественного учения о метаморфических преобразованиях пород оказалась утраченной проблема восстановления их первичного состава и условий образования. Однако достижения в области поиска физико-химических условий и параметров этого перерождения остаются главной темой региональной геологии, ушедшей в корни региональной геотектоники. Задача реконструкции первичного исходного вещества метаморфических пород, очевидно, осталась на втором плане. Таким образом, чрезвычайно широкий класс вторичных горных метаморфических пород, когда-то бывших не парапородами, а первичными ортопородами, заслуживает необходимого глубокого петрогенетического изучения и реконструкций. Данный метод, рожденный в недрах формационной школы ВСЕГЕИ, призван к решению проблем картирования метаморфических комплексов в крайних степенях преобразования. Он имеет право и обязанность быть использованным в совокупности с любыми иными методами по реставрации исходного состава и способа образования всех типов метаморфических пород.

Можно в связи с этим подчеркнуть высокую эффективность использования методов фациального расчленения разнообразных осадочно-вулканогенных пород, испытавших высокую степень метаморфических преобразований в районе Северного Приладожья (Светов, Свириденко, 1992).

Палеотектонический историко-геологический анализ ареалов активного докембрийского вулкано-плутонизма исходит, главным образом, из палеогеографических данных по размещению литофаций бассейнового осадконакопления, морфологии лавово-вулканокластических полей и ареалов активного вулкано-плутонизма. Применение этого метода в палеовулканологических исследованиях и реконструкциях древневулканических областей с глубоким эрозионным срезом ареалов вулкано-плутонизма, с одной стороны, в значительной степени расширяет возможности палеовулканологических реконструкций вообще, а с другой – позволяет реконструировать корневые зоны эруптивных центров вплоть до уровня периферических магматических очагов. Тот факт, что блоково-глыбовые движения обусловили деструкцию ареалов былого вулканизма и вывели на один уровень эрозионного среза как реликты осадочно-вулканогенных чехлов, так и глубокие корневые части вулкано-плутонических систем, является ключевым в обосновании возможности палеовулканологических реконструкций глубоко эродированных вулканических ареалов, и позволяет решить многие вопросы теоретической вулканологии и магматической геологии.

Фундамент вулканических ареалов, как показывают современные геологические карты национальных геологических служб Скандинавских стран, Финляндии и России в границах ФСЩ, насыщен массовыми инъекциями даек, силлов, пластовых интрузий и сопутствующих им малых интрузивных тел значительного числа актов внедрений. На основе петрохимических исследований комплементарности вулканических и плутонических серий, их геохимического единства, может быть обоснована модель корневой системы питания эруптивного центра и зон периферических магматических очагов. Эта чрезвычайно важная проблема магматической геологии докембрия имеет возможность стать строго геолого-геофизически обоснованной. К настоящему времени разработаны лишь некоторые звенья этой цепи исследований на нескольких примерах вулканических зон в ятулии,

людиковии и ливвии. Однако данные по размещению надочаговой и непосредственно очаговой зон питающих систем еще требуют углубленного изучения, в том числе и методами изотопной геохронологии. Зоны магматического питания характеризуются чрезвычайно широким набором полихронных магматических инъекций, и для того чтобы выявить среди них питающие, необходимы специальные работы.

Региональные аспекты палеотектонического анализа включают выявление миграций и разрастание ареального платобазальтового вулкано-плутонизма, их геоисторическое наследование или автономность, а также оценку геологического эффекта вулканических проявлений. Важную задачу представляет поиск закономерностей или конкретных условий тектонического контроля географии размещения вулканических ареалов со стороны палеотектонического каркаса областей докембрийского магматизма. Палеогеографические реконструкции путем литолого-палеогеографического анализа обстановок осадконакопления, предшествовавших вулканизму, определяют границы областей питания и накопления осадков, выявляют главные параметры областей размыва (поднятий) и седиментации (конседиментационных прогибов). Это дает возможность реконструировать характер перекоса кристаллического фундамента, степень относительных амплитуд движений. Общая геодинамическая ситуация выявляется путем фациального анализа и определения генетических типов осадков, степени их зрелости, условий лавинной седиментации или локальных перерывов ранее сформированных толщ терригенных осадков. Пути решения смены тектонических обстановок весьма разнообразны. Эта информация, в частности, содержится в морфологии базальтовых плато и, как оказалось, она заключена в мощностях отдельных лавовых потоков и покровов. Именно анализ мощностей лавовых потоков и покровов позволил выявить факт существования в разновозрастных базальтовых плато геоморфологических уровней лавовых излияний, находящихся либо выше, либо ниже отметок уровня докембрийских седиментационных бассейнов. Эти выводы имеют принципиальное значение в палеогеографии и палеогеоэкологии.

Внедрение в практику палеовулканологических реконструкций методов волновой геодинамики, по нашему мнению, внесет целый ряд новых подходов к оценке энергетики построения ВТС и формирования их глубинных зон. Анализ сейсмических полей ФСЩ, в частности, дает повод к предположению о неизбежности высоких магнитуд тех землетрясений, гипоцентры которых должны контролироваться отложениями с разным знаком активных движений. К числу таких областей относятся пояса ограничений сводовых поднятий и зоны их опоясывающих геофлексур. В целом палеотектонические историко-геологические исследования в ретроспективном отношении обладают значительной степенью прогностичности.

Одной из важнейших задач палеовулканологического изучения ареалов докембрийского магматизма и реконструирования обстановок протекания в них разноглубинного вулкано-плутонизма является составление на палеогеографической основе специальных палеовулканологических карт и схем разного масштаба.

Палеовулканологическое картографирование служит конечной целью любых региональных исследований по изучению древневулканических областей. Авторские макеты палеовулканологических картографических материалов обычно составляли основную часть отчетных документов по завершенным научно-исследовательским проектам.

Традиционно нами палеовулканологические картографические материалы составлялись отдельно по нескольким возрастным группам вулкано-плутонических проявлений, обычно соответствующим вулканическим фазам. Опыт работы показал, что возможна и более глубокая детализация картосоставительских работ в пределах отдельных эруптивных зон с детальностью, соответствующей, например, определенной стадии вулканического пароксизма. В таких случаях, например, события формирования пакета лавовых потоков и покровов маркирующего горизонта совместно с сопутствующими явлениями могут быть отражены на самостоятельной палеовулканологической схеме. Такие крупномасштабные схемы могут быть особенно полезны для объемного обоснования ареала, например, металлоносных осадков или вулканогенной толщи, являющейся рудовмещающей для стратиформных рудных залежей, или даже для локализации области термального поля с высокой степенью гидротермального метаморфизма.

Существующие в настоящее время палеовулканологические схемы и карты, выполненные в масштабе 1 : 200 000 и мельче, относятся, главным образом, к областям свекокарельского вулкано-плутонизма (Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1995). Отдельные схемы в общерегиональном масштабе составлены по возрастным срезам рифейского и вендского вулкано-плутонизма.

Палеовулканологические карты призваны отражать главные качественные и количественные характеристики географии вулканических проявлений, латеральные вариации фаций определенного генетического типа, типы вулканических ареалов и элементы вулканических построек, а также палеогеографические обстановки проявления и локализации эруптивных центров и т. д. Эти карты в синтезированном виде должны содержать основную информацию о вещественном составе серий пород разных вулкано-плутонических ассоциаций, их минерагении и металлоносности областей осадочно-вулканогенного литогенеза. Неотъемлемой частью содержания палеогеографических и палеовулканологических картографических материалов являются некоторые общие и частные количественные оценки геологического эффекта вулкано-плутонизма, включающие мощности разнофациальных пород некоторых генетических типов, коэффициенты эксплозивности, степени окисленности, количеств зафиксированных лавовых потоков или покровов, ранговость рудных проявлений и ряд других.

Особо следует подчеркнуть значимость палеогеографической и палеотектонической основы в целях интерпретации геодинамических обстановок проявлений вулкано-плутонизма рассматриваемых возрастных срезов.

Палеовулканологические карты являются ретроспективными геологическими документами, характеризующими достаточно небольшие интервалы времени частного возрастного среза. Поэтому палеогеографические и особенно палеотектонические обстановки выявляются на основании суммарного обобщения данных по сменам бассейновой седиментации и размещению вулканических ареалов, занимающих длительные этапы историко-геологического развития региона. Обращаем внимание на невозможность построения палеовулканологических карт, особенно общерегионального, обзорного масштаба, на концепции тектоники литосферных плит для рассматриваемого времени докембрия, как основы палеовулканологического районирования. Умозрительность коллизионных зон, зон субдукций и спрединга для докембрия Фенноскандии очевидна. Недоказанность офиолитовых ассоциаций в составах стратифицированных платобазальтовых эпиконтинентальных серий изверженных пород ставит под сомнение сам факт выделения на ФСЩ островных вулканических дуг, протяженных вулканических поясов в системах глубинно-компенсированных рифтов. Все эти постулируемые элементы тектонического каркаса докембрийской литосферы абсолютно не доказаны и не имеют ни геологического, ни геофизического, ни тем более палеовулканологического обоснования.

Степень изученности палеовулканологических обстановок, например, лопийского вулкано-плутонизма не дает никаких оснований для интерпретации современных приразломных структур типа «зеленокаменных поясов», как первичных глубинных структур эпилопийского тектонического каркаса ФСЩ и ВЕП, и, следовательно, рассматривать их как островные вулканические пояса или древнейшие рифты.

Палеовулканологические схемы и карты для докембрия ФСЩ, главным образом, отражают специфические особенности древнейших ландшафтов Земли и являются фоном для палеовулканологического районирования и палеотектонических построений. Они прежде всего отражают физическую сущность ареального вулкано-плутонизма и существование палеогеографических обстановок.

Все многообразие картографических палеовулканологических материалов основано на наблюдениях по геологии изверженных пород, сохранившихся на современном эрозионном срезе поверхности земной коры ФСЩ. Этот «остаточный» принцип палеовулканологических реконструкций еще далек от совершенства, нуждается в новых методологических подходах, в реставрации вулканизма в ареалах, максимально приближенных к первичным. В связи с этим существуют неограниченные возможности для последующего совершенствования и углубления содержательной части проведенных нами реконструкций. Одним из наиболее перспективных методических приемов в этом отношении следует признать углубленное изучение кратковременных вулканологических событий, охвативших значительные площади в составах вулканических провинций.

Ретроспективный геоэкологический анализ областей древнейших проявлений вулкано-плутонизма не только в границах Карело-Кольского региона, но и всей Фенноскандии, насколько нам известно, осуществляется впервые. Как нам представляется, исследования в направлении палеогеоэкологии имеют не только мировоззренческое значение, но и составляют фундаментальную основу геоэкологических построений современной геологической эпохи.

Мы видим основную задачу исследований этого нового для нас научного направления в реконструировании главных физико-химических параметров географической среды и первичных ландшафтов вулканических провинций древних геологических эпох. Фундаментальную основу этих исследований составляют достижения в области биовулканологии, открывшей путь к пониманию истоков жизни на Земле (Мархинин, 1980, 1985; Подклетнов, 1985; Вулканизм и биосфера, 1998). В концепции происхождения живых организмов важную роль современная наука отводит процессам активного наземного и подводного вулканизма, способствующего синтезу огромного количества органических соединений, необходимых для жизнеобеспечения цианобактерий, первых одноклеточных, многоклеточных и нитчатых растений – синезеленых водорослей. При этом вулканы рассматриваются как громадные природные реакторы, осуществляющие этот синтез не только в своем объеме, но и, главным образом, в газопылевом облаке (столбе) извержений.

В водно-спиртовых вытяжках из вулканических пеплов, шлаков, бомб обнаружены важнейшие органические соединения, служащие исходным материалом к синтезу аминокислот как главных компонентов белков. Задача палеовулканологии состоит в том, чтобы проследить не только раннюю историю развития вулканизма, но и научиться распознавать вариацию условий его протекания и его главных параметров. Созданные вулканами ландшафты, судя по всему, явились той ареной, где формировались первые живые организмы на Земле. Мы видим свою задачу в изучении направленности изменений природных условий ареалов вулканизма, обеспечивающих сукцессию признаков одних биологических форм другими. Помимо того, на наш взгляд, важное значение представляет изучение геохимической эволюции водных сред осадконакопления, места основного обитания простейших. Достижения в этой области палеовулканологических исследований являются той научной базой, из которой происходит формирование концепций биоразнообразия древних геологических эпох.

Очевидно, ареалы древнего вулканизма в виде породных ассоциаций, их геохимического фона продолжают оставаться важнейшим фактором размещения ареалов современной растительности, произрастания лесов, биоценозов высших растений. Вероятно,

немаловажное значение в решении проблем биологического современного разнообразия имеют те глубинные вулканические формы, обладающие высокой энергоемкостью, которые соотносятся не только с вулканическими центрами активного вулканизма, но и созданным под его влиянием элементом тектонического каркаса литосферы. Геоэкологические условия современных ландшафтов Фенноскандии, по всей вероятности, есть определенный уровень развития древнейших вулканических.

Особое значение в палеовулканологических исследованиях, как локального, так и регионального уровней имеют аналитические лабораторные работы по диагностике минерального и химического составов разнообразных изверженных пород различных способов формирования.

Химико-аналитические и минералого-петрографические исследования в разной степени метаморфически измененных пород имеют первостепенное значение в целях точной диагностики магматических, осадочно-вулканогенных и хемогенных осадочных пород, выявления их первичного минерального состава, оценки сохранности и реконструкций первичных магматических и осадочных текстур и структур. В целом совокупностью данных методов и полевых наблюдений, за редкими исключениями, удается достичь необходимых результатов. Существует значительное число петрографических критериев идентификации первичных пород по их метаморфическим производным, включая также петрохимические пересчеты, количественные соотношения главных и малых компонентов, разные виды построения статистических и дискриминантных диаграмм и графиков.

В палеовулканологических исследованиях уже выработаны правила внешнего (визуального) контроля за качеством отбираемого на анализ материала, исключающего в той или иной степени искажения валового состава исследуемой породы. Методы количественного минералого-геохимического анализа состава изверженных пород решают, однако, не столько вопросы их номенклатуры, сколько вопросы петрохимических вариаций составов, как в возрастной последовательности формирования пород, так и их комплементарности в ряду вулкано-плутонических ассоциаций. Изучение вещественного состава разноглубинных пород различных ареалов вулкано-плутонизма дают необходимые химико-аналитические основания к обоснованию способа их образования, сущности наложенных процессов, а также метаморфического перерождения.

Особо необходимо подчеркнуть большие возможности петрогенетического анализа в решении многих проблем магматической геологии и палеовулканологии серий изверженных пород. Его средствами и методами можно с высокой точностью обосновать объемы вулкано-плутонических серий, во всем вертикальном диапазоне их размещения от надочаговой зоны до эруптивного центра.

Исследования в этом направлении показали, что серии платобазальтов – высокожелезистые, высокоглиноземистые, высокомагнезиальные, с разным уровнем щелочности, кремнекислотности, связаны единством своего происхождения из единой первичной магмы, прошедшей очаговую дифференциацию.

Вычленение из совокупности вулкано-плутонической серийности любого из членов и придание ему значения первичной, образованной из глубинной самостоятельной зоны очагового плавления исходной магмы, является необоснованным допущением. Из этого положения следует, что вулкано-плутонические серии следует рассматривать как главные комплементарные составные части эволюции исходной магмы. В то же время каждая из выделенных магматических серий является производной родоначальной магмы (дериватом исходной) и обладает своей собственной последовательностью комплементарных изверженных разноглубинных пород.

Высока роль в региональных палеовулканологических исследованиях прикладных петрофизических методов, поскольку они являются связующим звеном между собственно геологическими исследованиями и геофизическими. Тщательное создание базы данных по петрофизическим свойствам разноглубинных изверженных полифациальных пород и на ее основе выявление статистических характеристик их главных типов – исходная процедура петрофизических картосоставительских работ. Коллекции изверженных пород с известными петрофизическими характеристиками – исходный материал к обсуждению и выбору моделей геофизической интерпретации структурно-вещественной организации верхней части земной коры методами разведочной и поисковой геофизики.

Вспомогательное значение в палеовулканологии имеют методы математической статистики, способствующие выявлению причинно-следственных отношений в разных формах проявления разноглубинного магматизма. Особо следует подчеркнуть исключительную роль математической статистики в петрохимических, геохимических, петрологических исследованиях как количественных оценок вариаций физико-химических параметров петрогенезиса пород. Оказались весьма полезными методы статистического анализа мощностей лавовых потоков, систем наложенной и первичной трещиноватости изверженных пород, а также в анализе размещения жильных гидротермальных и позднемагматических инъекционных образований в ходе формирования малоглубинных субвулканических интрузий.

Изучение общей энергетики и палеоэнергетических характеристик эруптивной деятельности – одна из главнейших задач магматической геодинамики. Палеоэнергетический анализ проявлений древнейшего вулканизма – важная часть выяснения внутренних ресурсов и энергоемкости ЦЭМА, что само по себе представляет одну из фундаментальных сторон создания общей физической теории развития Земли. Несмотря на значительную степень еще качественного характера предпринимаемых оценок энергетики вулканических пароксизмов, они имеют большое значение в изучении энергетического баланса древневулканических областей и изучения энергоемкости эпох раннего вулканизма на Земле.

В области биовулканологии с современных мировоззренческих позиций эволюции Земли важное прикладное значение имеют узкоспециализированные палеогеоэкологические исследования, в целях изучения ресурсов современного биоразнообразия. К сожалению, такие работы в нашем регионе еще весьма редки. Однако широкое развитие в Карелии уникальных объектов докембрийских углеводородных органических соединений в виде мощных толщ углеродсодержащих вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород является залогом будущих широкомасштабных исследований в этом направлении.

Значимость палеогеоэкологических исследований в Карелии обусловлена прежде всего фактором широкого развития в углеродсодержащих толщах региона бесскелетной Metazoa. Палеовулканологические реконструкции в исследованиях в этом научном направлении способны внести значительный вклад.

Следует еще раз подчеркнуть то обстоятельство, что степень геологической, стратиграфической, литологической изученности и палеовулканологических реконструкций ареалов древнего докембрийского вулкано-плутонизма современного уровня их эрозион-ного среза может быть доведена до самой высокой детальности. Сами геологические объекты позволяют это сделать без особых крупных материальных средств и технического обеспечения. Вместе с тем они составляют неотъемлемую основу будущих локальных и региональных исследований с целью объемного картирования не только ЦЭМА вулканических ареалов, но и вулканических провинций в объемах верхней части земной коры и литосферы в целом.

2.2. ПЕРИОДИЗАЦИЯ ЭРУПТИВНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ И СОПУТСТВУЮЩЕГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Одной из важнейших задач изучения динамики древнейшего вулканизма является выявление временных интервалов и длительности законченных вулканических пароксизмов. В целом эта задача решается хроностратиграфическими построениями и корреляциями опорных разрезов изучаемых территорий. Неполнота вещественного наполнения геологической летописи затрудняет решение этой главной количественной оценки интенсивности вулканических пароксизмов. В целях приближения к реальным оценкам активности вулканизма минувших эпох, очевидно, необходимы специальные методы распознания по вещественному составу всей последовательности эруптивной деятельности и их былой длительности. Очевидно, главными носителями информации являются не только сами вулканогенные толщи, но и сопутствующие и синхронные им терригенно-обломочные и особенно вулканогенно-осадочные. Сопоставление данных по их размещению в опорных и частных разрезах дает возможность выявить все бывшие проявления вулканизма, синхронного или асинхронного на изучаемой территории. Специальные методы геохронологии решают уже конкретные временные рубежи и интервалы их проявлений.

Палеовулканологические исследования, как правило, не только опираются на литостратиграфические и хроностратиграфические шкалы периодизации эндогенных и экзогенных процессов, но и вносят существенные дополнения и уточнения в вулканическую летопись региона. Наиболее показательными в этом отношении являются примеры выявления позднеятулийской фазы вулканизма, разделения людиковийского и суйсарского вулкано-плутонизма, выделения активного калевийского магматизма, особенно в вулканической форме (Тимофеев, 1935; Светов, 1979; Светов и др., 1990).

Мы убеждены в том, что значительные по длительности лакуны в геологической летописи Фенноскандии в дальнейшем могут быть сокращены исключительно методами палеовулканологических исследований и реконструкций.

Опыт работы по периодизации свекокарельского вулканизма дает нам основание предполагать неограниченные возможности в делении интервалов вулканических пароксизмов в ранге от тектоно-магматических этапов до кратковременных проявлений, охвативших значительные площади. Очевидно, хронологическая периодизация тесным образом сочетается с пространственной локализацией продуктов вулканизма. Этим обусловлена необходимость однопорядковой ранжированности как геологического времени, так и геологического пространства. Ранние исследования в области вулканологии докембрийских образований поставили задачу создания такой пространственно-временной четырехмерной модели количественных оценок вулкано-плутонизма как глобального геологического эндогенного события. В таблице 6 строго синхронизированы по времени и рангу площадного распространения и вулканизм, и плутонизм, и осадконакопление. Основные категории пространственно-возрастной иерархии в системе вулканизм – бассейн осадконакопления выработаны, главным образом, на основе личных исследований, особенно на локальном и местном уровнях.

2.2.1. Периодизация вулкано-плутонизма

Вулканическое извержение, особенно в режиме пароксизмального, развивается весьма стремительно. Однако всегда есть возможность выявить дискретность эруптивного действия, поскольку в динамике самого процесса устанавливается весьма четкая последовательность. При видимом хаосе событий вулканогенные толщи, например, суйсарских вулканических построек настолько четко стратифицированы, что позволяют видеть смену событий от акта выпадения пепловых частиц, формирующих осадок, до эпизодов смены пеплообразования выпадением шлаков и т. д. Подобные наблюдения обычно носят местный характер.

Основу периодизации событий и явлений в эруптивной зоне составляют временные интервалы

формирования литологически обособленных пластов пепловых туфов, бомбовых горизонтов, истечение единичного лавового потока, покрова, формирование шлаковой корки или волнистой пахоэхоэ поверхности лавового потока (табл. 5). Время истечения лав, разливающихся на значительных пространствах, является более длительным событием локального масштаба и составляет стадию эруптивной деятельности. Как правило, отдельные вулканические стадии разделяются достаточно длительными перерывами, в течение которых происходит частичная денудация рыхлых продуктов, переотложение их и формирование вулканогенно-осадочных пород. Каждая вулканическая стадия сопровождается фумарольной деятельностью, проявлениями термальных гидросольфатарных отложений хемогенных осадочно-вулканогенных пород. Вулканические стадии являются, по-существу, основной временной единицей членения всего эруптивного процесса и его ранжированием в геологических масштабах времени.

Стадийная вулканологическая деятельность лавовых излияний и эруптивных проявлений обычно имеет четко очерченные возрастные рамки, зафиксированные межпароксизмальными перерывами. Поэтому сформированные в течение нескольких последовательных стадий вулканогенные толщи рассматриваются как продукты самостоятельных вулканических фаз. Изверженные породы конкретной вулканической фазы отличаются, как правило, близким составом, большой однородностью пирокластических образований, единством генетических типов, строгой локализацией в составе лавово-вулканокластического поля. Смена состава вулканических петрохимических серий, режима излияния лавовых потоков, типов пирокластических образований, автономное размещение в эруптивной зоне – признаки проявления новой вулканической стадии.

Эруптивная деятельность начальных вулканических стадий реконструируется нами в вулканическую фазу. Вулканическая фаза отличается завершенностью вулканического пароксизма. Фазы в платобазальтовых излияниях выделяются в ятулии по интервалам времени излияний раннеятулийских, среднеятулийских и верхнеятулийских лав, разделенных периодами угасания эруптивной деятельности, перемыва пород вулканического ареала и смены в нем вулканогенно-осадочного типа литогенеза на терригенно-обломочный. Вулканическая фаза выступает уже как временная категория анализа размещения продуктов эруптивной деятельности в ареальном масштабе. Вулканические фазы отвечают времени образования вулканических ареалов вулканогенных и вулканогенно-осадочных районов вулканогенно-осадочного литогенеза. Например, вулканической фазе соответствуют раннеятулийские базальты, пакеты лавовых потоков или покровов пикритовых базальтов или плагиофировых базальтов в общей лавовой многофазной толще людиковийских изверженных пород.

Вулканический период охватывает время формирования любого из выделенных вулканических комплексов местной хроностратиграфической шкалы (табл. 7). Вулканический завершенный период эруптивной деятельности обычно достаточно уверенно реконструируется в истории геологического развития региона на основании выделения обособленных полных осадочно-вулканогенных трансгрессивно-регрессивных ритмов, разделенных периодами достаточно длительных седиментационных и вулканических эруптивных перерывов или фаз складчатости. Время совместного проявления вулканизма небольших периодов составляет цикл эруптивной деятельности.

Наиболее палеовулканологически обоснованным является свекокарельский вулкано-плутонический цикл. В меньшей степени реконструированным является лопийский цикл.

Отсутствие геологических объектов рифейских проявлений магматизма в регионе сдерживает их углубленное изучение, а имеющиеся данные скудны для целей региональных реконструкций.

Принятая шкала членения геологического времени эндогенных и экзогенных геологических процессов позволяет рассматривать их в любом необходимом масштабе – от скоротечных до чрезвычайно длительных. Однако основной единицей членения магматических событий для вулканизма является вулканическая стадия, а для плутонизма – фаза интрузивных внедрений.

Периодизация эруптивного процесса в вулканической и плутонической формах представлена в табл. 5. Все шесть стадий (фаз) вулкано-плутонического цикла отражают прежде всего его ход от начала до завершения и реконструируют главные в них особенности и явления. Динамика эруптивной деятельности, разложенная на вполне реальные события в ареале активного вулканизма, подтверждается и обосновывается или выводится и реконструируется из той последовательности пород разных генетических типов, которые были задокументированы послойными разрезами, колонками и профилями для каждой изученной вулканической зоны.

Проведенная периодизация вулканических событий может быть увязана с хронологией внедрения комагматических лавовых образований силлов, пластовых интрузий (табл. 8) и даек по особенностям геохимического и петрохимического составов сравниваемых вулканических и плутонических серий изверженных пород. В целях периодизации событий в ранге вулканических стадий могут быть использованы методы изотопного датирования изверженных пород начальных и конечных стадий.

2.2.2. Длительность эруптивного процесса

Одна из объективных оценок длительности эруптивной деятельности – хронометрия вулкано-плутонизма методами изотопной геохронологии в масштабах от местных до региональных. Для целей периодизации кратковременных вулканических эруптивных явлений и событий их точность должна составлять первые десятки тысяч лет. Однако имеющиеся данные по изотопии разнофациальных изверженных пород имеют по разным методам точность в первые десятки млн лет,

редко они приводятся с точностью до первых млн лет. Поэтому точечное датирование избранных пород, а не датирование длительности тех или иных событий предоставляет возможность расчетным способом оценить интервалы только главных границ (рубежей) вулканических или плутонических циклов. Тем не менее, экстраполяция данных изотопии магматических серий или вулканических эрупций дает основание очертить границы тектоно-магматических циклов и обосновать хроностратиграфические региональные и местные шкалы (Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1991, 1992).

Используя методы актуалистических аналогий, можно допустить, что такие временные интервалы эруптивной деятельности могут быть оценены в сутки, месяцы, годы. Что касается вулканических эпизодов, то они по длительности едва ли превосходили современные и не превышали первые десятки лет. Физическая сущность и скорость геологических событий в кратковременном длении не должна иметь больших расхождений исторических и современных этапов. Вместе с тем для целей хронометрии кратковременных вулканических явлений и событий существующей точности современных изотопных исследований также явно недостаточно. Однако геологический эффект вулканической деятельности по совокупному объему изверженных продуктов и по их сопоставлению с современными позволяет оценивать их длительность от сотен до первых десятков тысяч лет. Таким образом, кратковременные события эруптивной деятельности прошлых геологических эпох, длительностью от долей года до первых десятков лет, составляют первый порядок самых высокоточных датировок. Однако изотопия достичь этого порядка в настоящее время не может. Поэтому время формирования шлаковых конусов, слоев тефры, схождения пирокластического потока, выделения дайки оценивается на основании актуалистических аналогий.

В то же время такие вулканические явления и события, как длительность частной эрупции, излияние лавовых потоков и покровов вулканического пароксизма, формирование агломератовых и шлаковых покровов в проксимальной зоне, длительность проявления термальной и фумарольно-сольфатарной деятельности, охватывающие время от сотен до первых десятков тысяч лет, относятся ко второму порядку точности изотопного датирования. Для современной геохронологии такая точность

Таблица 7. Периодизация вулкано-плутонизма докембрия Карелии

Эон (супергруппа)	Эра (группа)	Эпоха (цикл)	Период (система)	Общая геохронологическая шкала	Региональные вулканические и вулкано-плутонические комплексы
Протерозой	–		Венд	550	Волынский нерасчлененный вулканический комплекс
	Верхний	Рифей	Каратавий	650	Не известны
			Иотний	1 050	Салминский вулканический комплекс
			Хогландий	1 400	Хогландский вулкано-плутонический комплекс нерасчлененный
			Вепсий	1 650	Вепсский вулкано-плутонический комплекс нерасчлененный
	Средний	Свекокарелий	Калевий	1 850	Калевийский вулкано-плутонический комплекс нерасчлененный
			Ливвий	1 950	Ливвийский (Суйсарский) вулкано-плутонический комплекс нерасчлененный
			Людиковий	2000	Людиковийский вулкано-плутонический многофазный комплекс
	Нижний		Ятулий	2 050	Ятулийский трехфазный вулканический комплекс
			Сариолий	2 300	Сариолийский нерасчлененный вулканический комплекс
Архей	Верхний		Лопий	2 500–2 800 3 200	Лопийский нерасчлененный вулканический комплекс
	Нижний		Саамий	3 500–3 600 3 900–4 500	Древнейшие нерасчлененные магматические комплексы

Примечание. В схеме формационного состава магматических образований Карело-Кольского региона М. А. Корсаковой и Н. М. Иванова, обсуждаемой в настоящее время в МСК и РМСК, выделяется около 80 плутонических и вулканических формаций, часть из которых рассматривается в ранге трансрегиональных вулканических, вулкано-плутонических или плутонических комплексов. Большинство из них выделено по геологическим данным и, как правило, не имеют палеовулканологического обоснования. В таблице подчеркнуты изученные авторами вулкано-плутонические и вулканические комплексы, обоснование которых произведено методами палеовулканологических исследований.

Палеовулканологически нерасчлененными считаются комплексы, в составе которых в силу тех или иных обстоятельств не выделены вулканические фазы, хотя в скрытом виде они существуют, свидетельством чему являются седиментационные ритмы (ритмопачки) удаленных фаций областей бассейнового литогенеза. Изотопное датирование времени кристаллизации пород категория не узкопалеовулканологическая, а общегеологическая.

Таблица 8. Возрастные группы силлов и их количественные показатели

Возрастные группы	Изотопные границы групп, млн лет	Число силлов	Главные ареалы их географии
Лопийские пластовые интрузии и силлы	Оказалось 3 200–2 600	Нет данных	Лехтинская структура
Сариолийские силлы	2 600–2 300	Нет данных	Кумсинская структура
Ятулийские силлы и пластовые интрузии	2 300–2 050	4–5	Ятулийские структуры на территории всей Карелии. Сегозерская влк. зона Чинозерская. Медные горы
Людиковийские силлы и пластовые интрузии	2 050–2000	до 9	Онежская структура, ВТС Северное Приладожье, Пана-Куолаярвинская ВТС, Туломозерская структура
Ливвийские силлы и пластовые интрузии	2000–1 950	до 3–4	Онежская ВТС, Северное Приладожье, Пана-Куолаярвинская ВТС, Тернаволокский
Калевийские силлы и пластовые интрузии	1 950–1 860	2–3	Северное Приладожье, о. Райпат-саари
Вепсийские силлы и пластовые интрузии	1 860–1 400	1–2	Восточное и Западное Прионежье, Унойский силл, Западно-Онежский силл
Салминские силлы и пластовые интрузии	1 400–1 050	1	Северное Приладожье, Валаамский силл

временной периодизации также недостижима. Их длительность может быть оценена лишь расчетным способом путем распределения геологического времени согласно геологическому эффекту изучаемых событий или на основе анализа длительности подобных событий в областях современного или недавнего вулканизма.

Что касается определения длительности вулканических или плутонических фаз, обычно охватывающих интервалы от сотен тысяч до первых миллионов лет и относящихся к третьему классу точности изотопных определений, то современная геохронология подошла к этому рубежу. Начало и завершение вулканических пароксизмов, вызвавших формирование лавовых плато, полей экструзивно-купольных образований, разноглубинных интрузий в зонах ЦЭМА, общая длительность формирования пикрито-базальтовых излияний в пределах ливвийских автономных вулканических зон, продолжительность становления многофазных интрузивных комплексов, интервал времени формирования даек и силлов конкретной петрохимической серии доступно изотопному датированию с необходимой точностью. Полученные значения геологических возрастов перечисленных выше эруптивных процессов, а также сопутствующих им процессов бассейнового осадконакопления, расцвета и отмирания биоты в тех или иных биогермах, начало пенепленизации и формирования кор выветривания являются основополагающими для выстраивания возрастных рубежей и их синхронизации на изученных территориях. Таким образом, путем логических построений дискретная шкала геологического времени выстраивается на основе точечных определений, событий, как правило, геологически не связанных единством происхождения. Между тем создание и реализация программ изотопного обеспечения последовательности событий в вулканических ареалах и тем более в ЦЭМА, способствовали бы более целеустремленному изучению динамики развития эруптивных процессов.

Создание таких изотопно-палеовулканологических программ научных, специализированных исследований докембрийского вулканизма уже в настоящее время возможно для ареалов полихронных, полифазных, полициклических проявлений свекокарельского вулкано-плутонизма (Онежская, Восточно-Карельская, Ладожская, Ветреного Пояса и др. структуры) в целом ряде самостоятельных ЦЭМА.

Рубрикация геологического времени, представленная в табл. 7, основывается на многочисленных опубликованных изотопных датировках свекокарельских образований не только по Карело-Кольскому региону, но и по территории ФСЩ в целом. Эти данные вошли в синхронизационные таблицы корреляций докембрийского вулкано-плутонизма, представленные и обоснованные нами в предыдущих работах (Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1991, 1992, 1993, 1995).

Имеющиеся литературные данные по периодизации фанерозойского вулкано-плутонизма, длительности формирования крупнейших вулканов на Земле, существовавших межпароксизмальных перерывов при формировании базальтовых лавовых плато и щитовых вулканов, а также в целом вулканических провинций, свидетельствуют о близкой темпоральности эруптивной деятельности в докембрии.

Исходя из хроностратиграфии свекокарельского цикла вулкано-плутонизма, длительность ятулийского, людиковийского, ливвийского и калевийского периодов активной эруптивной деятельности укладывается в рубежи 40–50 млн лет. Поскольку каждый из перечисленных периодов вулкано-плутонизма состоит из вулканического и седиментационного периодов. Следовательно, на долю вулканических проявлений приходится не более 25 млн лет. Учитывая многостадийность лавовых излияний и эруптивной деятельности, длительность вулканических стадий не превышает 5–6 млн лет.

Вулканические ареалы, судя по строению разрезов лавово-вулканокластических образований, повсеместно содержат свидетельства внутренних перерывов,

остановки эрупций, проявленных и скрытых размывов рыхлых пород и формирования мощных пачек, синхронных вулканическим межстадиям осадочно-вулканогенных образований, имеют длительность формирования значительно меньшую 5–6 млн лет, достигающую, по-видимому, 1–2 млн лет.

Если время формирования, например, среднеятулийского или людиковийского лавового базальтового плато составляет в каждом случае около 2 млн лет, тогда эти цифры длительности вулканического периода близко совпадают со временем проявления Деккан-ского миоценового платобазальтового вулканизма.

Вместе с тем время формирования платобазальтового ложа Ключевского вулкана началось в раннем плейстоцене около 15 млн лет назад в стадию стратовулкана. Переход щитового вулкана пра-Ключевского вулкана начался около 10 000 лет назад (Большое трещинное.., 1984). Можно также привести данные о начале формирования вулканов типа центральных стратифицированных построек: влк. Тятя, Крашенинникова, Шивелуча – 35 000 лет назад, Авачинской сопки и Плоского Толбачика – около 25 000 лет назад, а конусы вулканов Ключевского, Этны, Килауэа, Фудзи ~ 9,500–5,500 лет назад (Макдоналд, 1975; Масуренков, 1979).

В целом можно, таким образом, предполагать близость интервалов времени частных проявлений в докембрии с современными. Очевидно, в каждом конкретном случае вопросы периодизации эруптивных стадий, периодов, фаз и тем более циклов могут значительно варьировать по длительности. В то же время очевидно, поскольку главные геохронологические рубежи вулканических периодов можно считать для свекокарелия достаточно строго определенными, то внутренняя периодизация событий и явлений в ЦЭМА является уже задачей изотопной геохронологии. Однако совершенно очевидно, что не только периоды активного вулканизма, но и терригенного осадконакопления значительно завышены. Межстадийные перерывы после каждого излияния лавового потока остаются не определенными, время формирования зрелых осадочных толщ, вероятно, слишком удлиняется в связи с яркими фактами многократного перемыва и переотложения терригенного материала. Можно, таким образом, считать допустимым общую равную длительность эруптивных фаз в областях древнего и недавнего вулкано-плутонизма.

2.3. ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АРЕАЛОВ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА

В палеовулканологических исследованиях палеовулканологическое районирование составляет одну из главных задач. Если локализация эруптивной постройки обычно считается конечной целью локальных палеовулканологических реконструкций, то палеовулканологическое районирование составляет начальную задачу региональных исследований областей и территорий, охваченных активно вулкано-плутонизмом.

Необходимо иметь в виду, что локальные палеовулканологические исследования обычно проводятся в ареалах массового распространения изверженных пород (Пана-Куолаярвинская, Восточно-Карельская, Ветреного Пояса, Онежская и Ладожская структуры). Здесь вырабатываются основные методические подходы к выявлению эруптивных центров, как основных, главных элементов, формирующих вулканические ареалы. В этих структурах накапливается большая часть информации по строению осадочно-вулканогенного чехла. Опорные разрезы дают основание выявить полноту и сокращенность (редуцированность) лавово-вулканокластических полей. Частные разрезы фиксируют степень выклинивания или денудации тех или иных частей разрезов. Обращаем внимание на то обстоятельство, которое связано, главным образом, с изучением «полноты» или «сокращенности» по продуктам лавовой фации. Этот факт особого внимания к продуктам текучих лав и отсутствие данных по пирокластике в вулканогенных толщах нередко искажают выводы о режимах формирования вулканических ареалов. Без сомнения, в ходе эруптивной деятельности часть рыхлого материала или весь уничтожается в подводных условиях вулканических пароксизмов. Неизбежно лавовые продукты извержений признаны как важнейшие в решении вопросов их латеральной экспансии. Однако известны эксплозивные извержения, которые образуют свои ареалы, но с подчиненным количеством объемов излившихся пород. В таких случаях вулканические зоны могут быть не обнаружены. Палеовулканология с трудом преодолевает барьер выявления эксплозивных эруптивных зон.

Переход на более высокий уровень региональных палеовулканологических реконструкций, естественно, требует вовлечения в палеовулканологические исследования ареалов, где вулканогенные толщи эродированы практически ниже своего фундамента. Это наиболее серьезное ограничение эффективности в целом всех палеовулканологических построений и историко-геологических обобщений.

Для территории восточной части Фенноскандии проведенные нами подсчеты показали, что общая площадь распространения свекокарельских образований в Карело-Кольском регионе составляет около 32,5% его общей площади. В границах континентальной части ФСЩ эта доля возрастает в среднем до 68–69%. Таким образом, региональные палеовулканологические реконструкции свекокарелид сталкиваются с серьезными ограничениями сохранности объектов изучения. Однако преодолеть барьер неопределенности региональных исследований по выявлению ЦЭМА и отдельных автономных вулканических зон представляется возможным путем вовлечения в палеовулканологические реконструкции областей досвекокарельского фундамента.

Фундамент свекокарелид содержит громадное число малоглубинных интрузивных образований дайкового, дайково-силлового (камерно-инъекционного) и жильного типов широкого вещественного состава,

являющихся комагматическими аналогами вулканогенных толщ зон питания. В Западной и Юго-Западной Карелии, по предварительным оценкам, на один квадратный километр площади приходится в среднем не менее 20–25 обнаруженных, зафиксированных даек и жил. Слабая обнаженность и значительная глубинность дайковых образований, охватывающих практически всю мощность верхней коры, допускает существование здесь не менее 50 даек на 1 км^2. В таком случае общее число даек, являющихся факторами эруптивной деятельности в ЦЭМА, составляет только для территории Карелии около 9,0 млн. Очевидно, знание локализации и частоты встречаемости даек определенного возраста дает основание в будущем использовать дайковый критерий в целях палеовулканологического районирования. Без сомнения, методы дистанционного картирования разновозрастных даек и силлов возможны и могут быть внедрены в практику глубинного картирования не только очаговых магматических зон так называемого ЦЭМА, но и литосферы в целом.

Таким образом, наименее обоснованным в системе палеовулканологических реконструкций в настоящее время является региональное палеовулканологическое районирование. В последующих разделах монографии мы приведем ряд методологических приемов из области магматической геотектоники и автоволновой нелинейной геодинамики, способствующих повышению достоверности ретроспективных палеовулканологических исследований в области районирования древневулканических ареалов докембрия.

2.3.1. Основы палеовулканологического районирования

Палеовулканологическое районирование составляет главную часть исследований по выявлению географии вулканических проявлений на изучаемой территории. Очевидно, что районированию ареалов докембрийского вулкано-плутонизма предшествуют специализированные палеовулканологические исследования территории, где геологическими исследованиями были выявлены разновозрастные магматические образования. Сведения общегеологического содержания по пространственному размещению изверженных пород обычно содержатся в геологических разномасштабных картах национальных геологических служб.

В палеовулканологии принято проводить районирование вулканических ареалов согласно отдельным законченным возрастным пароксизмам, имеющим собственную эруптивную зону, представленную вулканическим сооружением (вулканической постройкой). Содержание каждого из элементов проведенного районирования кратко изложено в табл. 9. Таким образом, вулканическая зона (единичная вулканическая площадь) представляет собой конкретное вулканическое сооружение – эруптивный центр и сопряженное с ним лавово-вулканокластическое поле, а также иные продукты извержений, включающие вулканогенно-осадочные хемогенные образования и комагматичные лавам малоглубинные субвулканические интрузивные тела.

В целях локализации разнофациальных типов продуктов эруптивной деятельности, в границах

Таблица 9. Морфоструктура ареалов активного вулкано-плутонизма

Деления геологического времени	Производительность вулкано-плутонизма во времени	Районирование вулканического ландшафта
Эон	Архейская, протерозойская совокупность магматических пород	Крупные континентальные и океанические впадины, рифтовые системы, пояса
Эра	Совокупность частных вулканических провинций протерозоя	Вулканическая провинция, островная вулканическая гряда, вулкано-плутонический пояс, ВТС, ЦЭМА и их корневые зоны питания
Этап	Свекокарельский вулкано-плутонизм, вулканическая провинция	
Эпоха	Раннесвекокарельский вулкано-плутонизм, суммарная вулканическая область	Вулканический массив, двойные вулканические постройки, платобазальтовые вулканы и их вулканические постройки центрального типа, вулканические плато
Система	Ятулийское базальтовое плато, ятулийское вулканокластическое плато	
Период	Раннеятулийские базальты, туфы, агломераты, яшмы	Группа вулканов, части лавового плато, щитовые постройки платобазальтов, вулканический дол, вулканические камеры, дайки, параллельные дайки, отдельный вулкан, поле его шлаковых конусов, боковых лавовых конусов, жерловая питающая система, некк. Силлы, интрузии под вулканами, дайки
Век	Законченный вулканический пароксизм, лавовая толща	
Фаза	Туфы, расслаивающие лавы, пакет лавовых потоков, хемогенно-осадочные породы*	
Стадия	Лавовый поток и его сицилиты, травертины	
Событие	Излияние порции лавы, выходящие пепловые, агломератовые туфы	Термальная площадка, фумарольное поле, гидротермальное жильное поле
Явление	Пакет стратифицированных вулканогенных, вулканогенно-осадочных пород	Фумарола, гидросольфатара, линза травертина
Эпизод	Пласт туфов, агглютинатовый шлак, прослой яшмы	Участок пеплопада, шлейфы агломератового потока и т. д.
Пора	Шлаковая корка, лапилли, косая серия, камнепад	Шлаковый конус, горнитос, шаровые лавы, пахоэхоэ
Акт	Выпадение пепла, лапилли, бомбы, растрескивание шаровой лавы	Часть лавового горизонта, фрагмент агглютинатов, шаровых лав

Примечание. Звездочкой обозначены среднеятулийские купробазальты.

вулканических зон для лавово-вулканокластических образований необходимым является ограничение более мелких категорий районирования, поскольку, помимо главного эруптивного жерла, здесь присутствуют такие вулканические формы, как шлаковые конусы, трубки взрыва, термальные проявления, экструзивные купола (влк. Орченьский, Гирвасский, Суйсарский, Шидгубский), образующие автономные поля, площадки, сектора и участки. Особое значение представляет локализация местоположения фумарольных сифонов, бескорневых вулканических даек, фреатических гиалокластитов, грязевых котлов (Шидгубский, Ровкозерский, Кирьявалахтинский, Туливаранмякский вулканические постройки), а также размещение отдельных типоморфных образований в продуктах эруптивной деятельности – паэхоэхоэ базальтовые лавы, лавовые языки, сталактиты в межшаровых пустотах, горнитосы на лавовых потоках и т. д. (Ровкозерский, Шидгубский, Суйсарский, Ангозерский влк. и их лавово-вулканокластические поля).

Таким образом, палеовулканологическому районированию территории обычно предшествует широкий комплекс специальных исследований по локализации изверженных пород разных генетических типов. При этом наибольшее значение имеют те фации, которые образуют околожерловую зону. Оконтуривание зоны обычно проходит путем выявления фланговых окончаний лавовых потоков и покровов и ограничено дистальной зоной вулканизма.

Поскольку работы по вулканологическому районированию охватывают значительные территории, а отдельные вулканические зоны обладают обычно целым рядом отличительных особенностей не столько в вещественном составе пород лавовой фации, сколько в текстурно-структурных особенностях пирокластических образований, то это способствует локализации отдельных эруптивных центров. Локальные палеовулканологические исследования в сочетании с местными наблюдениями на генетически однородных и фациально близких образованиях обычно дают необходимые признаки для выделения синвулканических образований, типоморфных изучаемой вулканической зоне.

Палеовулканологическое районирование в таком случае выступает как метод поиска различий в генетически однообразных типах изверженных пород автономных вулканических зон. Эта задача упрощается в значительной степени в Суйсарском древневулканическом районе, где каждый из выявленных вулканических сооружений обладает резко отличными индивидуальными особенностями не только вещественного состава изверженного материала, но совершенно несопоставимой динамикой эруптивного процесса.

Ареальными и локальными по масштабу палеовулканологическими исследованиями, таким образом, выявляется важнейшая особенность ЦЭМА – локализация вулканической зоны и сопряженность ее с конкретными элементами тектонического каркаса литосферы. В связи с этим палеовулканологическое районирование выступает, по существу, в роли индикатора – критерия палеотектонического районирования.

По этой причине единичная вулканическая эруптивная зона была принята нами для целей и общерегионального районирования докембрийского вулканоплутонизма. При этом вулканическая зона является автономной, локальной территорией размещения эруптивного центра строго определенной возрастной принадлежности с сопутствующими ему лавовыми, лавово-вулканокластическими или пирокластическими полями, а также комагматическими разноглубинными интрузивными образованиями, связанными единой зоной корово-мантийного или мантийного питания. Вулканическая зона, таким образом, выступает как элементарная ячейка локализации вулканоплутонической деятельности на ограниченной площади, сформированная за время полноразвитой фазы или стадии эруптивной деятельности, и характеризующаяся автономными особенностями динамики эруптивной деятельности, режима вулканических извержений и вещественного состава изверженных пород.

С переходом на стадии региональных, провинциальных и трансрегиональных палеовулканологических реконструкций, с учетом вышеназванных ограничений, палеовулканологическое районирование выступает как элемент палеотектонического районирования.

Отдельные разобщенные или сближенные вулканические зоны, объединенные в вулканические районы и области, обладают ярко выраженной синхронностью образования, близостью формационного состава изверженных пород, единством петрохимических серий (купробазальты ятулия, пикрито-базальты ливия, коматииты лопия и др.), что свидетельствует о их общем тектоническом режиме формирования, общей динамике генерации магм в зонах питания и единстве системы вулканоконтролирующих и магмовыводящих транскоровых разломов.

Вулканические области (Пана-Куолаярвинская, Восточно-Карельская, Ветреного Пояса, Онежская и др.) формируются в несколько различающихся геотектонических обстановках, что отражается на их геологическом эффекте, полноте и разнообразии петрохимических серий, степени рудоносности и т. д.

Общая территория, охваченная полицикличным вулкано-плутонизмом, проявившимся в близких или общих геотектонических обстановках, рассматривается как вулканическая провинция. В качестве вулканических провинций можно рассматривать прототрапповые провинции сариолия, ятулия, а также людиковия и рифея. Вендская платобазальтовая провинция на ФСЩ изучена недостаточно и выделяется условно. Принятая схема палеовулканологического районирования территории ФСЩ была обоснована и использована нами в палеовулканологических реконструкциях свекокарельского и рифейского вулканизма ФСЩ и ВЕП (Светов, 1990; Светов, Свириденко, 1995).

На основе палеовулканологического и вулканоплутонического районирования, таким образом, выявляются очаговые зоны, вулканические постройки, центры вулкано-плутонизма, вулкано-контролирующие питающие разломы, что имеет особо важное

значение в решении вопросов эволюции корово-мантийных процессов, латеральных и вертикальных неоднородностей земной коры и создания моделей вулканических и вулкано-плутонических очаговых зон. В то же время на основе районирования ареалов вулкано-плутонизма представляется возможным последующее петрохимическое и геохимическое районирование вулканических провинций с созданием объемных моделей разноглубинного магматизма, исходя из латеральных и вертикальных размещений вулканических серий различного вещественного состава. Вполне возможно уже на настоящем этапе исследований отразить для условий разной глубинности вулканические серии контрастных петрохимических типов для платобазальтовых провинций свекокарелид Карело-Кольского региона. Результаты проведенного районирования уже могут быть отражены на специальных петрохимических картах вулканических серий с различной геохимической специализацией.

Очевидно, что петрохимическое районирование в совокупности с палеовулканологическим способно провести региональное или локальное металлогеническое районирование на первичную рудоносность изверженных пород. Важнейшими объектами таких исследований должны стать центры эндогенной магматической активности, которые уже давно оценены как своеобразные металлогенические центры (Набоко, 1963; Василевский, 1973, 1977; Котляр, Яковлев, 1984).

И, наконец, палеовулканологическое районирование докембрийских ареалов магматизма должно быть использовано как составная часть в палеотектоническом, палеогеодинамическом районировании территорий щита. Однако можно видеть, что ни локальные, ни региональные модели тектонического каркаса практически не используют возможностей магматической геологии и реконструирования ареалов с совмещенной эндогенной тектонической и магматической активностью. Следует отметить, что проблема очаговых зон магматического рудообразования, алмазоносных кимберлитов, многих видов постмагматических рудных месторождений может быть решена без глубокого рассмотрения вопросов связи тектоники и магматизма.

Совершенно неожиданной для авторов оказалась возможность палеосейсмологического районирования территории ФСЩ. Многочисленные свидетельства сейсмодислокаций в вулканогенных толщах, их строгая (или видимая) приуроченность к ареалам вулканических проксимальных зон, пространственное совмещение центров разновременных проявлений разноглубинного магматизма с одними и теми же разрывными нарушениями или даже их системами и очевидное совпадение с ними эпицентров исторических землетрясений является основанием для проведения палеосейсмологических геоисторических исследований. Возможности для разработки моделей геоисторической сейсмичности конкретных элементов тектонического каркаса неограничены. Палеосейсмическое районирование территории представляется весьма перспективным направлением в изучении современных геодинамических обстановок и исследований в режиме мониторинга. Эти данные могут быть использованы для составления не только карт изостатической неотектоники, но и шоковых явлений в тектоническом каркасе, свидетельства которых все возрастают для исторического периода голоцена.

Считаем необходимым отметить особую роль в палеовулканологическом и особенно палеогеодинамическом районировании палеогеографических реконструкций на основе литолого-фациального и стратиграфического изучения осадочных, осадочно-вулканогенных толщ, сопутствующих и предшествующих вулканизму периодов циклического осадконакопления (Соколов и др., 1970; Ботвинкина, 1974).

Эффективность литолого-палеогеографических исследований бассейновой седиментации была показана на примере изучения вепсийских и ятулийских терригенных толщ Карело-Кольского региона (Негруца, 1963, 1966, 1967; Соколов и др., 1970; Галдобина, Михайлюк, 1971). Литолого-палеогеографические построения и модели докембрийского осадконакопления являются неотъемлемой частью наших реконструкций ареалов вулкано-плутонизма и определения палеогеографических обстановок его проявлений. Совокупность разнообразных данных по цикличности свекокарельского вулканогенно-осадочного литогенеза широко использовалась нами при составлении палеовулканологических карт по каждому из двадцати возрастных срезов (Светов, 1999).

2.3.2. Секториальность лавово-вулканокластических полей

Изучение фациального состава изверженных пород конкретных вулканических зон уже на ранних стадиях реконструкций приводит к выводу о неравномерном распространении в пределах изучаемого ареала образований разных генетических типов. Наиболее информативными являются грубообломочные пирокласты – агломератовые туфы, вулканические бомбы, шлаки, туфобрекчии, которые являются малоудаленными от жерла продуктами эруптивной деятельности. Однако прямыми указателями на близость их к месту извержения являются вулканические сваренные шлаки, агглютинаты, содержащие также обилие вулканических бомб. По их размещению наиболее обоснованно выявляется проксимальная зона вулканической постройки. В наиболее яркой форме проксимальная зона выражена в лавово-вулканокластических полях вулканов центрального типа Суйсарской древневулканической области в пределах Суйсарской группы вулканов.

Из всех вулканических зон, изученных нами в Карелии, проксимальная обычно выясняется по ряду менее ярких и менее массовых образований, из которых важнейшее значение имеют истоки шарово-подушечных лав, грубообломочные, несортированные туфы, туфобрекчии с обилием зональных обломков, образования типа раскаленных потоков, а также находки зональных вулканических бомб (Лехтинская вулканическая зона верхнего ятулия, Туливаранмякская вулканическая зона людиковия и ряд других).

Пространства, занятые лавовыми потоками и покровами, обычно относящиеся к дистальной зоне вулканической постройки, как правило, содержат лишь прослои туфогенно-осадочных пород. Таким образом, дистальная и проксимальная зоны обычно устанавливаются на основе фациального расчленения вулканогенных образований.

Одной из важных особенностей эруптивных зон, как это было выявлено локальным палеовулканологическим картированием, является нередко ярко выраженная секториальность.

Явление секториальности в размещении продуктов эруптивной деятельности в границах отдельных вулканических зон впервые было обнаружено нами вначале в Восточно-Карельском, Центрально-Карельском, Пана-Куолаярвинском, Онежском палеовулканических районах (Светов, 1972, 1979), а в последующем и в Ладожском палеовулканическом районе.

Секториальность лавово-вулканокластических полей щитовых платобазальтовых построек проявлена в меньшей степени, чем у вулканов центрального типа.

Если в ходе трещинных излияний на стадиях формирования щитовых построек лавы, изливающиеся по фронту, образуют плащи затопляющих базальтов, очень близкого вещественного состава и текстурно-структурных особенностей, то на зрелой стадии при создании лавовой постройки с четко выраженными склонами, среди лав отмечаются разделенные на потоки массивные шарово-подушечные и шаровые базальты с четко выраженной директивностью их осей в пределах лавового поля. Этот факт был установлен в Сегозерской вулканической зоне, где шаровые лавы образовали узкий шлейф, длиной более 30 км, расширяющийся в направлении 170–190°. Осью сектора являются, главным образом, шаровые и вспененные базальты. В этом секторе устанавливается обилие фумарольных полей и площадок, связанных с пенистыми лавами. Обычны высокотекучие базальты типа канатных лав, а также поля яшмовидных силицитов, яшм и травертинов. Отличительные особенности строения южного сектора лавового поля Сегозерской вулканической зоны, скорее всего, обусловлены преобладанием истечения лав нескольких стадий в одном направлении, что и обусловило формирование четко выраженной осевой линии группы лавовых потоков. Для этого сектора лавового поля характерна также наибольшая скорость течения лавы, вызвавшая значительные удлинения подушек в шарово-подушечных лавах, их скучивание и перетекание, вытянутость газовых пустот (серповидных миндалин), а также резкие изгибы головных частей газовых струй, поднимающихся от подошвы потоков в сторону ускоренного течения. Эта ятулийская вулканическая зона является единственной, где выявлена секториальность в строении лавового поля ятулийских платобазальтов.

Менее четко подобная зональность фиксируется также в Кирьявалахтинской вулканической постройке людиковия в Приладожье, где областью разгрузки термальных полей и накопления кремнистых и кремнисто-карбонатных пород стал северо-восточный сектор. В это же время, в Янисъярвинской постройке, здесь же в Приладожье, выявлены массовые излияния шарово-подушечных базальтов в юго-восточном и южном направлениях. Это позволило реконструировать зону вулканического дола с усиленным вулканогенным хемогенно-осадочным литогенезом, включающим накопление металлоносных (колчеданоносных) рудных стратифицированных осадков. Для изучения многих явлений, сопутствующих вулканизму в эруптивной зоне, но имеющих локальное распространение, выделяются сектора эруптивных зон, включающие площади отложений направленного взрыва или палящей тучи (влк. Виданский, Ровкозерский, Суйсарский). Особенно важным является выделение секторов вулканических ареалов в пределах щитовых вулканических построек платобазальтовых вулканов. Знание предпочтительного растекания лав в том или ином секторе служит прямым указанием на прослеживание потоков, имеющих признаки маркирующих, а также потоков, обогащенных рудными компонентами. Как правило, вулканогенные хемогенно-осадочные рудоносные и металлоносные осадки также имеют секториальное размещение в эруптивной зоне. Лавовые потоки купробазальтов ятулия, как оказалось, также имеют четко выраженную секториальность.

Таким образом, изучение секториальности лавово-вулканокластических полей является неотъемлемым элементом проведения палеовулканологических реконструкций любых ареалов активного вулкано-плутонизма. Неравномерное, секториальное размещение в вулканических зонах относится также к интрузивным разноглубинным образованиям (дайки, силлы, штоки, экструзивные купола) и т. д. Это дает основание предполагать и вулкано-плутоническую, плутоническую зональность, однако она, скорее, будет связана с ЦЭМА, чем с отдельными вулканическими зонами, т. е. будет носить более высокий порядок. Вопросы секториальности малоглубинных интрузивных тел субвулканического класса могут быть решены методами объемного геолого-геофизического картирования ЦЭМА.

В структурной организации вулканических ареалов с размещением в них небольших эруптивных зон помимо секториальности нередко отмечается четко проявленная асимметрическая сегментация. Она обычно определяется неравномерным гнездовым не столько радиальным, сколько концентрически-поясовым размещением, как эруптивных зон, так и разноглубинных магматических образований по отношению к геометрическому центру рассматриваемых центров вулкано-плутонизма и сопутствующих им вулкано-тектонических структур. Решающее значение в создании явления сегментирования областей совмещенного разноглубинного вулкано-плутонизма и сопутствующей ей глубинной суперструктуры имеют тектонический каркас, вертикальная и латеральная неоднородности земной коры, а также синкинематические горные напряжения в ареалах размещения конкретных ЦЭМА. Более полно явления сегментации будут рассмотрены при анализе геодинамических обстановок формирования изученных центров активного вулкано-плутонизма.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Охарактеризованы 37 методов палеовулканологических исследований, из которых 14 являются узкоспециальными палеовулканологическими, 21 основан на различных способах обработки анализа и синтеза палеовулканологических данных. Методы региональной геофизики и автоволновой геодинамики весьма эффективны при выявлении ЦЭМА и решении проблем региональной геотектоники и металлогении.

2. Проведена периодизация вулкано-плутонизма Карелии, и рассмотрены приемы палеовулканологического районирования вулкано-плутонизма. Показано, что палеовулканологическое районирование выступает в роли индикатора палеотектонического районирования. На его основе выявляются очаговые зоны, вулканические постройки, центры вулкано-плутонизма, вулкано-контролирующие питающие разломы. В палеовулканических районах Карелии, в границах отдельных вулканических зон установлена секториальность в размещении продуктов эруптивной деятельности. Знание предпочтительного растекания лав в том или ином секторе служит прямым указанием на прослеживание потоков, имеющих признаки маркирующих, а также потоков, обогащенных рудными компонентами.

BRIEF CONCLUSIONS

1. Thirty-seven methods of palaeovolcanological study are described. Fourteen of them are special palaeovolcanological methods and twenty-one methods differ in techniques for processing, analysis and synthesis of palaeovolcanological data. Methods of regional geophysics and autowave geodynamics can be used efficiently to reveal CEMA and to solve problems in regional geotectonics and metallogeny.

2. Periodization of Karelian volcano-plutonism and techniques for palaeovolcanological zonation of volcano-plutonism are discussed. Palaeovolcanological zonation is shown to act as an indicator of palaeotectonic zonation. This provides a basis for identification of source zones, volcanic structures, centres of volcano-plutonism and volcano-controlling feeding faults. The distribution of eruption products in some volcanic zones in the palaeovolcanological provinces of Karelia is shown to exhibit a sectorial pattern. The knowledge of preferential lava flow in one or another sector provides direct evidence for potential marker flows and ore component-enriched flows.

ГЛАВА 3

ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД И КРИТЕРИИ ДИАГНОСТИКИ ФАЦИЙ В ЦЕНТРАХ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА

Изверженные породы ареалов докембрийского вулканизма не менее разнообразны, чем в областях современной и недавней эруптивной деятельности. Идентификация их по способу и механизму образования проводилась на основе фациальных признаков магматических пород с учетом их вторичных изменений. Перечень фаций изверженных пород, приведенный в табл. 10, отражает и суммирует многолетний опыт изучения авторами продуктов докембрийского вулканизма в Карело-Кольском регионе. Таблица составлена с использованием специальных исследований в области диагностики типов пород вулканических ареалов, проведенных отечественными и зарубежными вулканологами. Наиболее важные работы – Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1888, 1913); В. М. Тимофеев (1935); М. А. Гилярова (1941, 1959, 1967); С. И. Набоко (1959); В. Н. Котляр (1960, 1965); Е. Ф. Малеев (1963, 1975, 1980); А. Ритман (1964); И. И. Гущенко (1965); Г. С. Дзоценидзе (1969); И. В. Лучицкий (1971); К. К. Зеленов (1972); А. Н. Ботвинкина (1974); Г. Макдоналд (1975); Е. К. Мархинин (1980); В. И. Влодавец (1984), а также коллективные монографии «Вулканические породы и методы их изучения» (1967) и «Большое трещинное Толбачинское извержение» (1984). Все без исключения породы любых форм проявлений магматизма обладают исключительным разнообразием текстурно-структурных признаков своего происхождения, которые позволяют идентифицировать их непосредственно на месте наблюдений. Сочетание первичных вулканических признаков пород с первичными текстурами осадочно-вулканогенных и обломочных терригенных осадочных пород позволяет выяснить многие особенности условий их образования и тем самым реставрировать палеогеографические обстановки не только осадочно-вулканогенного, но и вулканогенного литогенеза. Сущность фациального анализа в областях древнего, недавнего и современного вулканизма рассмотрена в чрезвычайно большом числе опубликованных работ, ссылки на которые приведены в соответствующих разделах монографии. В последующем изложении нами суммируются, главным образом, результаты личных исследований фациального анализа докембрийских извержений пород в целях локализации их эруптивных вулканических построек как основных элементов центров эндогенной магматической активности.

3.1. ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ, ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ЦЕНТРОВ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА СУПРАВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОВЕРХНОСТНОГО УРОВНЯ

Эруптивные зоны, в которых происходило образование вулканических построек, имеют особый статус в палеовулканологических исследованиях. Можно считать проведение реконструкций лавово-вулканокластических полей и установление руин древних вулканических сооружений или их корней завершением фациального локального палеовулканологического районирования древневулканических ареалов, с выделением жерловой и околожерловой зоны проксимального ареала.

Таблица 10. Классификация фаций глубинности изверженных пород центров активного вулкано-плутонизма

Уровень глубинности	Группа фаций	Фации	Генетические типы
Поверхностно-вулканический (суправулканический) 0 км	Покровная (эффузивно-пирокластическая)	Текучих лав	Наземные излияния (однородные, вспененные, брекчированные лавы)
			Подводные излияния (однородные, шаровые, шарово-подушечные, шарово-гиалокластические, пахоэхоэ лавы)
		Вулканических выбросов	Пеплопады (пепловые, пизолитовые)
			Камнепады (лапилли, вулканические бомбы, аккреционные шары, агломераты, агглютинаты, шлаки)
		Фумарольно-гидросольфатарная	Травертины, гейзериты, яшмы
		Игнимбритовая	Раскаленные лавины, палящие тучи, флюидизированные потоки
		Лахаровая	Грязевые потоки
		Кратерная (внутрижерловая)	Жерловые брекчии, кратерные отложения
		Дайковая	Дайки бескорневые, нептунические, слепые вулканические
		Трубок взрыва	Жерловые брекчии трубок взрыва
	Покровно-экструзивная	Экструзивных куполов	Купола выжимания, купольные брекчии, бескорневые дайки
		Бескорневых лавовых потоков	Бескорневые потоки лав, лавобрекчии, гиалокластиты, агломераты
	Удаленная осадочно-вулканогенная	Хемогенная осадочно-вулканогенная	Силициты, яшмы, железисто-кремнистые осадки, в том числе металлоносные и углеродсодержащие осадки
		Металлоносных осадков	
Близповерхностный (субвулканический) 1–2 км	Жерловая (питающих каналов)	Некковая	Жерловые лавобрекчии, лавовые пробки
		Вулканических даек	Дайки магмовыводящие, питающие системы параллельных даек
	Субвулканическая	Силловая	Пластовые, пластовосекущие силлы и интрузии под вулканами
		Дайковая	Дайки – субвулканические, радиальные, кольцевые, криптовулканические (туффизитовые, автомагматических брекчий)
		Камерно-инъекционная	Многоэтажные силлы в сочетании с питающими дайками магматических камер под вулканами
Гипабиссальный 5–10 км и более	Глубинно-вулканическая (плутоно-вулканическая)	Малых интрузий	Малые интрузии, штоки, интрузии трещинного типа, интрузии под вулканами
		Дайковая	Дайки бескорневые – плутоно-вулканические, дайки параллельные и пластинчатые, частично магмовыводящие
		Вулкано-плутонов	Пластовые интрузии расслоенного типа. Кольцевые дифференцированные интрузии. Многофазные вулкано-плутоны периферических магматических очаговых зон
Абиссальный ~до 15–20 км	Плутоническая (мантийнодиапировая и кореводиапировая)	Плутонов	Плутоны – однофазные, многофазные пластового, штокового или купольного типов фронтальных зон магматических диапиров
		Дайковая	Дайки бескорневые плутонические, транскоровые мантийные
		Очагово-инъекционная	Сложные системы интрузивных тел периферических и (или) промежуточных магматических очагов зон мантийно-корового диапиризма

Наиболее характерными чертами проксимальных жерловых зон можно считать исключительное, аномальное для вулканического ареала, разнообразие изверженных пород самых разных генетических типов, сформированных в результате многократных проявлений нескольких типов эруптивной деятельности. Им свойственна также совокупность особенностей и признаков, характерных центрам вулканических эрупций, т. е. вулканическим постройкам и сопутствующим им разнотипным вулканическим сооружениям более низкого ранга.

Классификация фаций изверженных пород, выделенных и обоснованных при изучении докембрийских вулканических, вулкано-плутонических и плутонических ареалов, испытавших различную степень эрозионно-денудационного среза, приведена в табл. 10. Данная классификация фациального состава и генетических типов пород является унифицированной и

практически отвечает задачам анализа и выделения фаций глубинности магических пород (Светов 1972, 1979, 1984; Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1992, 1995). В отличие от ранее предлагаемых нами классификаций она уточнялась и дополнялась по мере углубления исследований и расширения тематических региональных и особенно локальных палеовулканологических исследований. В этом отношении мы считаем ее открытой к последующему обсуждению, дополнению и уточнению.

3.1.1. Покровная (эффузивно-пирокластическая) группа фаций

На поверхностном континентальном, подводно-континентальном (эпиконтинентальном) уровнях глубинности, включая области континентальных шельфовых и открытых морских палеогеографических обстановок, наиболее важной и информативной в целях проведения палеовулканологических реконструкций и выявления вулканических построек представляется покровная эффузивно-пирокластическая группа фаций.

Мощность лавовых потоков и покровов в вулканических центрах независимо от времени их излияний в геологической летописи докембрия ФСЩ, по нашему мнению, содержит важную информацию по физической сущности процесса растекания лав. Мощность лавовых потоков, судя по всему, играет роль чуткого индикатора режима эруптивного процесса.

В целях выявления значимости этого параметра для вулканических ареалов докембрия статистически обработаны все имеющиеся в первичных материалах авторов количественные оценки мощностей лавовых потоков и покровов по всем возрастным группам (табл. 11). Измеренные мощности в объемах возрастных групп, таким образом, характеризуют лавовую фацию в целом по каждой вулканической зоне. Число замеров составило около 2,5 тыс., что соответствует числу нами геологически задокументированных разрезов частных потоков или покровов. Представленные графики включают мощности лавовых потоков подводных излияний лопия трех главных ареалов Костомукшского, Хаутаваарского и Койкарского эруптивных центров (Горьковец и др., 1981; Раевская и др., 1992; Светов, Свириденко, 1996), главного Центрально-Карельского ареала сариолийских платобазальтов (Голубев, Светов, 1975; Хейсканен и др., 1977). Представлены также породы лавовой фации ятулийской, людиковийской и ливвийской возрастных групп Центральной Карелии, Онежской ВТС и Северного Приладожья. Обобщен материал по вариациям мощно-

Таблица 11. Количественные данные по измеренным мощностям лавовых потоков и покровов в опорных разрезах эруптивных зон

Возрастная группа	Состав лавовых потоков и покровов	Местоположение объектов и опорных разрезов	Число пересечений – замеров	Литературный источник
Лопий	Толеитовые базальты, коматииты, андезито-базальты, андезиты	Костомукшская, Хаутаваарская, Койкарская и Лехтинская структуры	42 (235) / 193	Горьковец и др., 1981; Раевская и др., 1992
Сариолий	Базальты, андезито-базальты, андезиты	Кумсинская, Краснореченская, Лехтинская структуры	112 (214) / 102	Хейсканен и др., 1977
Ятулий: верхний	Платобазальты, андезито-базальты	Пана-Куолаярвинская, Сегозерско-Ельмозерская, Селецкая, Маслозерская, Янгозерская, Кумсинская, Гирвасская и др. структуры	92 (92) / –	Материалы авторов
Ятулий: средний	Платобазальты		522 (522) / –	- " -
Ятулий: нижний	Платобазальты		114 (114) / –	- " -
Людиковий	Базальты, андезито-базальты, андезиты	Северное Приладожье, Онежская, Пана-Куолаярвинская структуры	1106 (1106) / –	- " -
Ливвий	Пикритовые базальты, толеитовые базальты	Пана-Куолаярвинская, Онежская структуры, Северное Приладожье	334 (377) / 43–	Куликов и др., 1999
Калевий	Базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты	Северное Приладожье	135 (135) / –	Материалы авторов
Вепсий	Оливиновые базальты	Западно-Онежская структура	7 (7) / –	- " -
Йотний	Оливиновые базальты, гиалобазальты	Восточное Приладожье, районы п. Уукса, Салми	23 (23) / –	Кайряк, Хазов, 1967
Каратавий	Андезито-дациты, дациты	Структура оз. Бол. Янисъярви	4 (4) / –	Материалы авторов
Венд	Базальты	Беларусь, Украина	– (144) / 144	Ушакова, 1962; Мохнач, Веретенников, 1970
Общее количество учтенных пересечений потоков и покровов			2491 (2973) / 482	

Примечание. В числителе – данные авторов, включающие материалы первичной документации вулканогенных толщ при составлении крупномасштабных разрезов, трансструктурных профилей, геологических пластов опорных объектов, документации керна скважин, а также описании опорных разрезов свекокарельских образований на территории Карелии. В знаменателе – литературные данные.

стей лавовых потоков калевия (Северное Приладожье), вепсия (Западное Прионежье) и частично среднего рифея (Кайряк, Хазов, 1967). Например, для среднеятулийских лав приведено 522 замера мощностей потоков и покровов суммарно по всем вулканическим зонам в границах Карельского базальтового плато, пересеченного большим числом геологических профилей. Впервые представлены материалы по мощностям комагматичных лав, пластовым и пластово-секущим силлам габбро-долеритов и частично перидотитов ятулия, людиковия и ливвия. Их число составило 224.

Привлечение литературных данных крайне ограничено, поскольку сведения по мощностям геологической документации докембрийских излившихся пород Карелии крайне скудны. Оказалось возможным использование только около 340 таких замеров[5].

Результаты статистической обработки всего числового массива отображены на рис. 11. Мы преследовали цели не выявления средних мощностей лав определенной возрастной группы, а получение свидетельств, главным образом, по латеральным вариациям мощностей излившихся лав. Наиболее оптимальным шагом ранжирования шкалы мощностей явилась величина в 1 км 2 м. Этот, а не меньший интервал в оценке мощностей в целом более всего соответствует целям решения поставленной задачи.

Кривые линии, огибающие графики статистического распределения величин, как правило, полимодальны при общей принадлежности их к нормальному типу.

Полимодальность, по нашим данным, характерна вообще для распределения мощностей лав всех возрастных групп, так же, как и для гистограмм минералогического, петрохимического, геохимического, изотопного и др. составов.

Выявленные максимумы (моды) мощностей лавовых потоков и покровов были использованы для построения обобщенной диаграммы их вариаций в возрастной шкале (рис. 12). Оказалось, в распределении максимумов мощностей лав существует закономерность. Их значения составляют в порядке возрастания 3, 5, 8, 13, 15, 21, 25, 32 и 40 м. Таким образом, полученный ряд чисел последовательного возрастания максимумов мощностей лавовых потоков и покровов практически соответствует ряду чисел Фибоначчи, в котором каждое последующее число является суммой двух предыдущих. Значения мощностей в 15, 25 и 40 м, выходящие из ряда Фибоначчи, хотя также сами по себе соответствуют этой закономерности, но с иным начальным отсчетом: 5, 10, 15, 25, 40, 65, 105 м. Причины совмещения двух рядов значений мощностей лавовых потоков, выстроенных по принципу Фибоначчи, нам не ясны. Однако отчетливое проявление правила золотого сечения в частоте величин выдержанных по мощности лавовых потоков и покровов, очевидно, не является случайным. Для проверки установленных в вулканогенных толщах свекокарелид Карелии последовательных максимумов мощностей лав нами были использованы все доступные и, к сожалению, весьма ограниченные числовые данные по рифейскому и фанерозойскому платобазальтовому вулканизму древних и молодых платформ всех континентов Земли. Отсутствуют, к сожалению, в наших построениях данные по платобазальтовому вулканизму Мирового океана[6].

При анализе всей совокупности данных по максимумам мощностей лавовых потоков и покровов вулканических плато оказалось, что полученные для докембрия численные значения максимумов отмечаются и в фанерозойских лавовых излияниях вплоть до позднекайнозойских и голоценовых.

Установленный факт статистического соответствия численного значения максимумов мощностей лавовых образований ряду последовательностей чисел Фибоначчи может свидетельствовать прежде всего о неслучайном их совпадении. Вероятно, оно отражает реальные, объективно существующие фундаментальные закономерности в развитии вулканической формы магматизма в истории Земли. Более того, вероятно, существует многофункциональная связь физических параметров такого явления как глобальный мантийный магматизм планеты с фундаментальными свойствами материального мира.

Выявленная полимодальность весьма устойчива во всех возрастных группах лавовой фации и является закономерной. В целом параметр мощности лавовых потоков имеет нормальное распределение (рис. 11, 7). Статистическая полимодальность, по нашим представлениям, может быть вызвана прежде всего общим режимом и производительностью эруптивных зон, типом и особенностью вулкано-плутонической корневой системы, физическими параметрами мантийных расплавов (плотность, вязкость, температура, внутреннее давление, газонасыщенность, а также палеогеодинамические обстановки в очаговой зоне). Возможно, на морфологию лавового потока (покрова) оказывают заметное влияние такие факторы, как рельеф ложа ареала вулканизма, его относительно высотное положение в системе континент – водный эпиконтинентальный бассейн, т. е. те особенности палеогеографических условий, которые определяют прохождение эруптивной деятельности в подводной бассейновой или субаэральной и аэральной

[5] В геологическом описании Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) отсутствуют данные по потокопокровной стратиграфии всех вскрытых вулканогенных толщ (Кольская сверхглубокая, 1984). Зафиксированные в гнейсовом фундаменте скважиной многочисленные дайки и силлы практически не сопровождены их числовыми характеристиками мощностей и общего количества. Все эти данные, вероятно, содержатся в первичной документации, и они должны быть опубликованы отдельным приложением в виде послойного описания всего разреза ввиду их значительной геологической информативности. Совершенно очевидно, методы палеовулканологии еще не нашли места ни в прикладной геологии, ни в теоретической.

[6] Глубоководное бурение ложа Мирового океана с 1968 г. проводится по целому ряду международных проектов. Пробурено уже несколько сот скважин. Многие из них достигли величин жерлового вскрытия второго слоя на мощность до 11100 м. Нам не известны исследования, посвященные стратификации и мощностям лавовых толщ путем исчисления их мощностей по отдельным потокам (покровам).

обстановке. Можно допустить также значительное влияние на морфологию и мощность не только лавовых потоков, покровов, но и в целом лавово-вулканокластических полей и сформированных ими лавовых плато геоморфологических уровней вулканических излияний (ГУВИ).

В условиях сформированного ГУВИ лавы приобретают устойчивую форму потоков, переходят к широким фронтальным покровам, способны образовать мощные и весьма протяженные тела, особенно в подводных условиях. При этом геоморфологический уровень, как историко-геологическое понятие, включает не только уровень абразионно-аккумулятивного бассейнового осадконакопления, предшествовавшего вулканизму, но и уровень пенеплена континентальной области выветривания (например, предсариолийский, предъятулийский, предлюдиковийский и т. д.), которая также явилась ареной вулканизма (например, среднерифейского).

ГУВИ в значительной степени определяется не столько рельефом ложа, сколько формируется в ходе усиливающейся вулканической активности. Прибрежные равнины, пологие шельфы с углом наклона 5–6° в ходе излияний способствуют формированию лавовых полей и щитовых платобазальтовых построек в полном соответствии с физическими свойствами и объемами поступающих лав, затапливающих огромные площади.

В ходе педиментации краевых частей сводовых поднятий, а также в процессе пенепленизации происходят качественные и количественные изменения в динамике синтектонической вулканической активности в масштабах вулканических фаз и циклов. Вероятно, информация об изменении относительных высот ГУВИ запечатлена не только в морфологии лавовых полей, но и мощностях лавовых потоков и особенно покровов. Однако эту информацию извлекать мы еще не можем. Можно быть уверенным, что геоморфологический уровень платобазальтовых излияний представлял пологонаклонную прибрежную равнину, но определить ее относительную высоту затруднительно.

Мощности лавовых потоков и покровов зависят не столько от состава изливающихся расплавов, сколько от режима извержения, расхода лавы, скорости ее истечения и общего содержания летучих компонентов.

Как в ятулийских, сариолийских, так и особенно лопийских платобазальтах мощности толеитовых базальтов всех петрохимических серий, мощности коматиитовых базальтов и коматиитов имеют общие максимумы частоты и самый широкий их диапазон. Рифейские и вендские платобазальты характеризуются резко пониженными мощностями, изменением ГУВИ, преобладанием эпиконтинентальных субаэральных и континентальных аэральных излияний, обоснованных палеогеографическими реконструкциями.

При этом форма гауссианы, огибающей точки возрастных максимумов в историческом времени (рис. 12), дает основание к заключению о том, что нисходящая темпоральность эруптивной деятельности и ее геологический эффект от позднего лопия и до конца свекокарелия является явно превышающей по сравнению с рифейской и вендской (табл. 12). Эта смена, исходя из палеотектонических реконструкций, обусловлена исключительно влиянием ГУВИ. При этом ее начальным рубежом является граница поздних свекокарелид и ранних байкалид. Более того, не исключено, что ведущими факторами данного эффекта все же следует считать внешние, космофизические, вызвавшие глобальные палеотектонические изменения в конфигурации континентов, внутренних и окраинных морей и их шельфов.

Многочисленные наблюдения за морфологией лавовых потоков и покровов платобазальтов (табл. 13) дают нам основания заключить, что все они характеризуются способностью к сохранению своей мощности практически постоянной от истоков до фронтальной части, где они обычно резко выклиниваются. Поэтому статистические моды мощностей отвечают реальным их вариациям в ходе излияния и не отражают степень постепенного выклинивания лавового потока по мере его удаления от эруптивного центра. Более того, минимальные мощности лавовых потоков соответствуют, с одной стороны, шаровым, шаровоподушечным, пахоэхоэ базальтами (3, 5, 8 м), а с другой, потокам вторичным, бескорневым (0,2 до 1,5 м), образованным при истечении лавы в ходе взламывания кровли главного лавового потока повышенной мощности (обычно с 15–21 м и более). Нередко можно наблюдать до 3–4 вторичных лавовых потоков, излившихся из трещины на поверхность своего же потока. Такие случаи нами наблюдались в околожерловой зоне Орченьского влк., а также в пикритовых базальтах Габозерского влк. Это же правило сохраняется и для формирования лавовых полей вулканами центрального типа, но мощности потоков при формировании платобазальтов всегда наиболее латерально выдержаны и более контрастны.

Статистические данные дают основание сделать следующий важный вывод. Лопийские лавово-вулканокластические поля в большинстве своем на инициальных и зрелых стадиях формировались в режиме плато, а не вулканов центрального типа. Следовательно, их современные остатки не принадлежат к руинам вулканов островодужных ландшафтов, как это принято считать. Более того, признаки фаций в пределах проксимальных зон лопийских ареалов активного вулканизма, характерные для стратовулканических построек, относятся к стадиям угасания эруптивной деятельности.

Лавовый базальтовый поток с минимальной известной нам мощностью в 5,5–8,0 см установлен на восточном берегу оз. Бол. Ровкозеро (Ровкозерская вулканическая постройка). Он залегает выше подстилающих его тонкослоистых туфогенных и туфогенно-осадочных пород, относящихся к подготовительной инициальной стадии эруптивной деятельности вулкана. Поток имеет волнистую поверхность, под которой наблюдается зона около 1,0–1,5 см миндалекаменных пород. Миндалины мелкие, до 2–3 мм в диаметре, выщелочены или заполнены кварц-кальцит-хлорито-

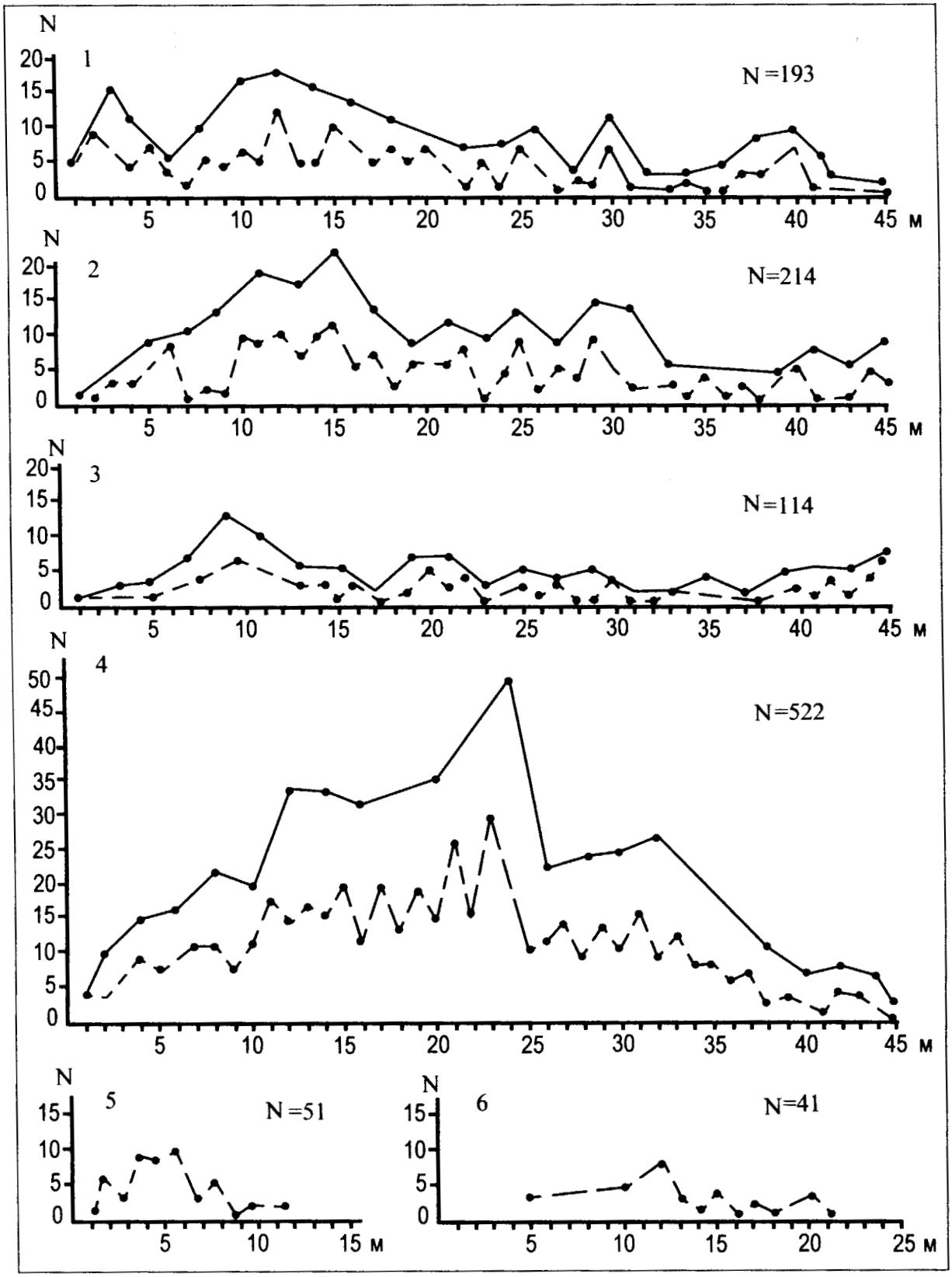


Рис. 11.

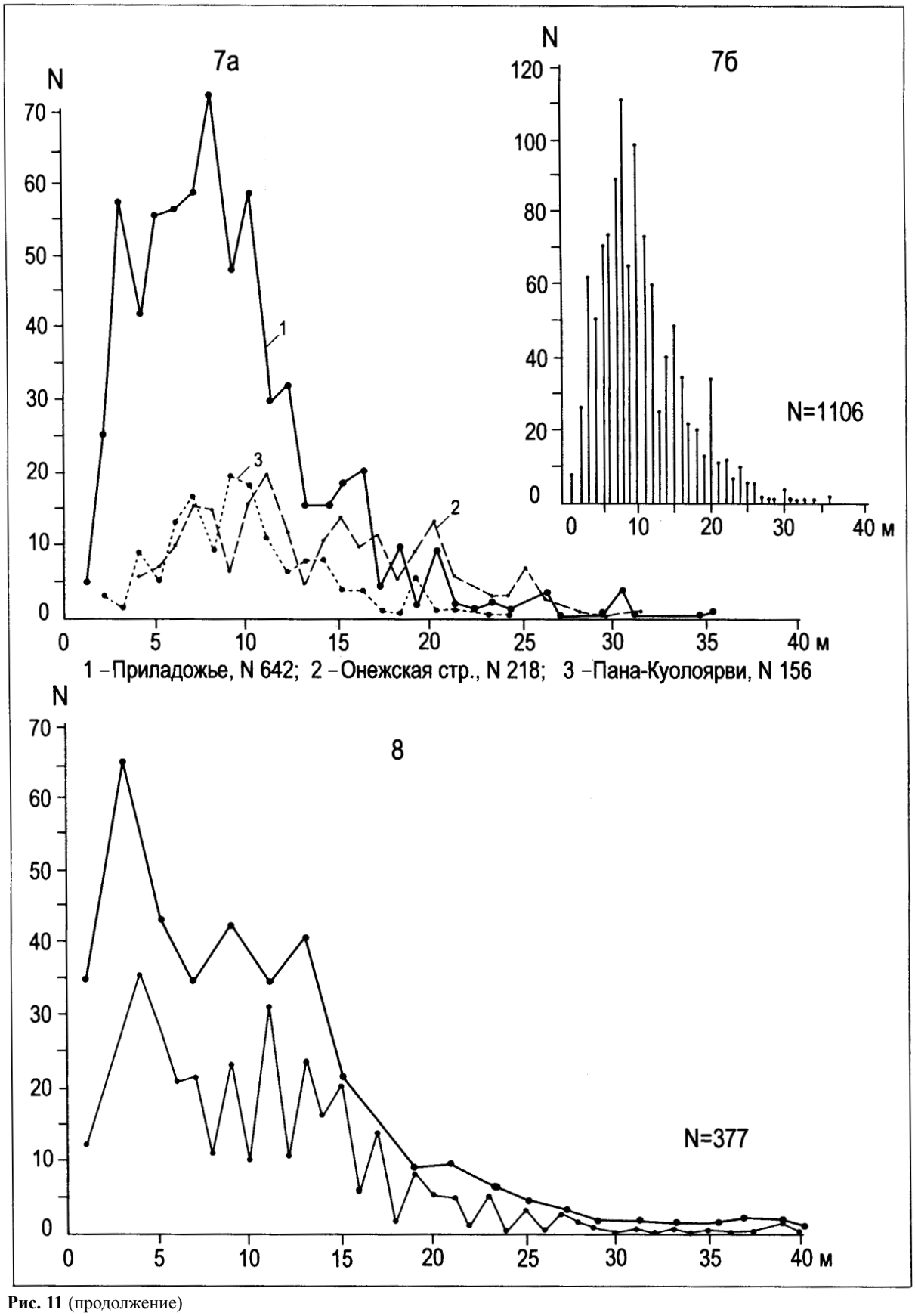
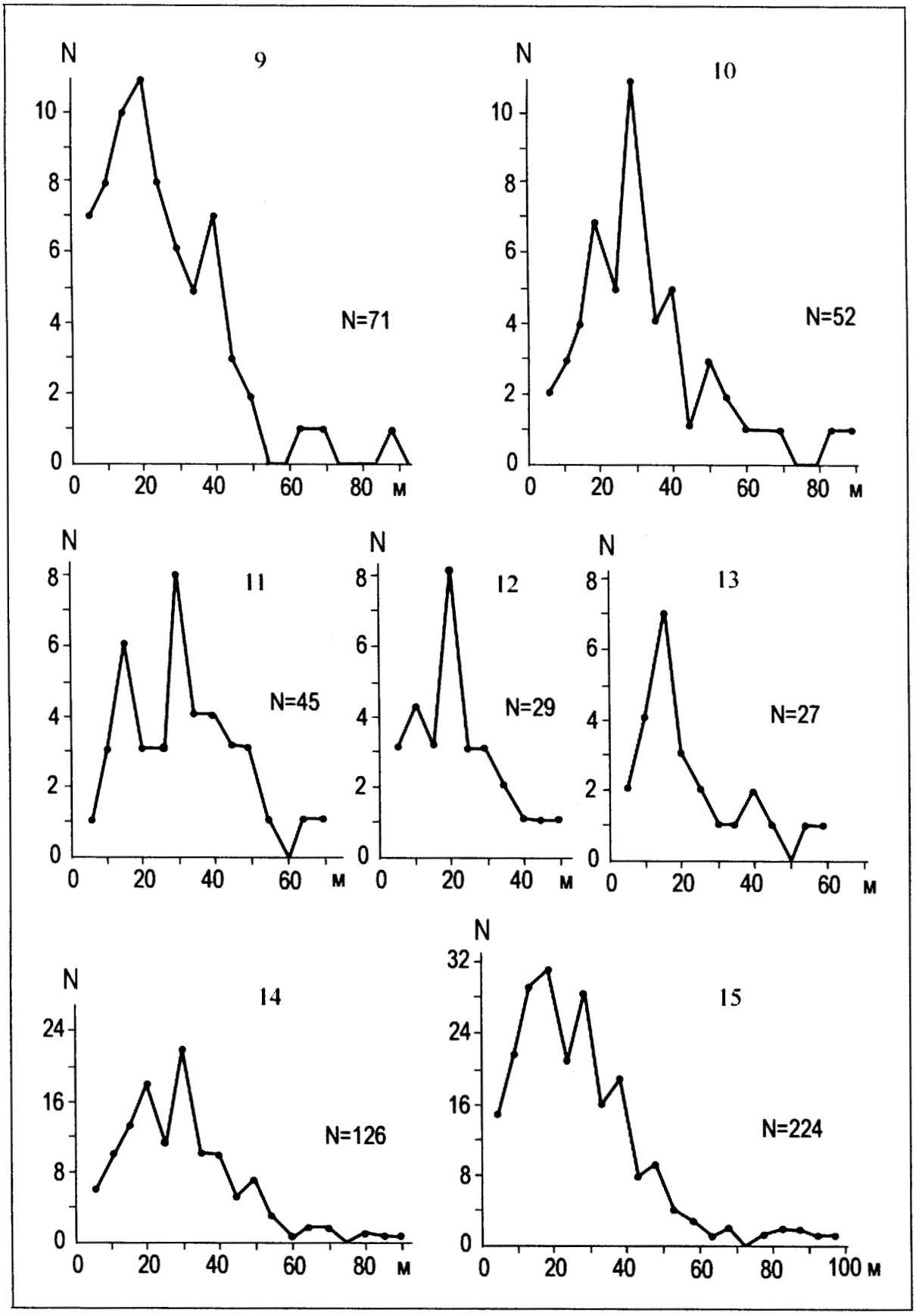


Рис. 11 (продолжение)


N
9
N=71
м
N
10
N=52
м
N
11
N=45
м
N
12
N=29
м
N
13
N=27
м
N
14
N=126
м
N
15
N=224
м

вым материалом с присутствием сульфидов железа и меди. В некоторых из них халцедоновидный кварц. Нижняя часть потока сложена тонкозернистым, однородным базальтом с отчетливой спилитовой структурой и микролитами плагиоклаза, клинопироксена.

Лавовая фация (фация текучих лав) в явной или скрытой форме отражает наследованный код излияния и раскристаллизации лавовых расплавов. В содержание этого кода входят:

– глубинность лавовых излияний – подводных, субаэральных и аэральных;

– рельеф вулканического ложа и угол наклона его поверхности;

– скорость поступления расплава из зон питания по подводящим каналам и расход лавы в единицу времени;

– вязкость изливавшихся лав по степени насыщенности в них протокристаллических фаз и их директивности;

– размеры и форма питающих каналов эруптивных зон;

– степень газонасыщенности и режим отделения летучих фаз;

– удаленность от центра излияний;

– устойчивость ламинарного течения и поступления лавы во фронтальную часть лавового потока (покрова);

– мощность движущегося лавового потока (покрова) во фронтальной части;

– исходный первичный химический состав вулканических серий;

– режим вулканического извержения, его энергетическая мощность;

– динамика эруптивного процесса вулканических периодов и стадий;

– динамика функционирования периферических и промежуточных очагов, магматических камер в связи с разрастанием мантийного диапира;

– физическое состояние пород рамы, трещиноватость и блокировка фундамента эруптивной зоны;

– геодинамические обстановки вулканизма в зоне эруптивного центра;

– глубинность размещения области генерации магм, объема выплавок;

– тепловой поток и динамика гидротермальных систем;

– динамика функционирования вулканоплутонических корневых систем;

– режим паравулканических явлений в ареалах активного магматизма и ряд других, еще не выявленных.

Информационная емкость изверженных пород лавовой фации чрезвычайно велика. Свидетельством тому служит многофункциональная зависимость проявлений генетического кода от таких параметров лав, как их температура, газонасыщенность, вязкость, внутреннее и внешнее давление, геологическое время,

Рис. 11. Графики распределения мощностей разновозрастных лавовых потоков и покровов платобазальтов, силлов габбродолеритов и перидотитов некоторых ареалов докембрийского вулкано-плутонизма Карелии.

Группы изверженных пород и число замерных мощностей: 1 – Лопийские лавы (район оз. Вермес – 42, Костомукша – 32, Хаутаваара – 58, Койкары – 61). Использованы данные В. Я. Горьковца, М. Б. Раевской, А. И. Световой. 2 – Сариолийские платобазальты Карелии (Кумсинская, Красноречeнская, Воломская и Сегозерская структуры). Всего 214 замеров. Материалы А. П. Светова и А. И. Голубева; 3 – Раннеятулийские платобазальты Ц. Карелии, 114 замеров. Материалы А. П. Светова; 4 – Среднеятулийские платобазальты Центральной и Северной Карелии, 522 замера. Материалы А. П. Светова и А. И. Голубева; 5 – Позднеятулийские платобазальты Гирвасской вулканической зоны, 51 замер. Материалы А. П. Светова; 6 – Позднеятулийские платобазальты Лехтинской и Нивaярвинской вулканических зон, 41 замер. Материалы А. П. Светова; 7 – А. Платобазальты людиковия Северного Приладожья (642 замера), Онежской ВТС (308 замеров), Пана-Куолаярвинской структуры (156 замеров). Материалы А. П. Светова, А. И. Голубева. Б. Общая гистограмма распределения мощностей людиковийских платобазальтов Карелии (число замеров 1 106); 8 – Ливвийские лавы вулканических зон Онежской ВТС, всего 377 замеров. Материалы А. П. Светова, А. И. Голубева. Использовано 43 замера В. С. Куликова и др. (1999); 9 – Ятулийские силлы габбро-долеритов, всего 71 замер. Материалы А. П. Светова. 10 – Людиковийские силлы габбро-долеритов Онежской ВТС, всего 52 замера. Материалы А. П. Светова, А. И. Голубева; 11 – Людиковийские силлы габбро-долеритов Северного Приладожья, всего 45 замеров. Материалы А. П. Светова и А. И. Голубева; 12 – Людиковийские силлы габбро-долеритов Северной Карелии, всего 29 замеров. Материалы А. П. Светова; 13 – Ливвийские силлы основных-ультраосновных пород Северной Карелии, всего 27 замеров. Материалы А. П. Светова; 14 – Гистограмма распределения мощностей людиковийских силлов габбродолеритов Северного Приладожья и Онежской ВТС, Северной Карелии, всего 126 замеров. Материалы А. П. Светова; 15 – Гистограмма распределения мощностей всех 224 задокументированных силлов свекокарелид. Материалы А. П. Светова. На графиках 1, 2, 3, 4, 8 – сплошной линией обозначено число лавовых потоков в интервалах через 1 м, а пунктирной – в интервалах через 2 м

Fig. 11. Plots showing the thickness distribution of different-aged plateau-basalt lava flows and sheets, gabbro-dolerite and peridotite sills in some areas affected by Precambrian volcano-plutonism in Karelia.

Igneous rock groups and the number of thickness measurements: 1 – Lopian lava (Lake Vyrmes area – 42, Kostomuksha – 32, Hautavaara – 58, Koikary – 61). Data obtained by V. Y. Gorkovets, M. B. Rayevskaya and A. I. Svetova were used; 2 – Sariolian Karelian plateau-basalts (Kumsa, Krasnaya Rechka, Volma and Segozero structures). A total of 214 measurements. Data obtained by A. P. Svetov and A. I. Golubev; 3 – Early Jatulian plateau-basalts, Central Karelia, 114 measurements. Data by A. P. Svetov; 4 – Middle Jatulian plateau-basalts, Central and North Karelia, 522 measurements. Data by A. P. Svetov and A. I. Golubev; 5 – Late Jatulian plateau-basalts, Girvas volcanic zone, 51 measurements. Data by A. P. Svetov; 6 – Late Jatulian plateau-basalts, Lehta and Nivajdrvi volcanic zones, 41 measurements. Data by A. P. Svetov; 7 – A. Ludicovian plateau-basalts, northern Lake Ladoga region (642 measurements), Onega VTS (308 measurements), Pana-Kuolajärvi structure (156 measurements). Data by A. P. Svetov and A. I. Golubev. B. Summary histogram showing the thickness distribution of Ludicovian Karelian plateau-basalts (1106 measurements); 8 – Livvian lava from the volcanic zones of the Onega VTS, a total of 377 measurements. Data by A. P. Svetov and A. I. Golubev. 43 measurements taken by V. S. Kulikov et al. (1999) were used; 9 – Jatulian gabbro-dolerite sills, a total of 71 measurements. Data by A. P. Svetov; 10 – Data by A. P. Svetov and A. I. Golubev; 11 – Ludicovian gabbro-dolerite sills, northern Lake Ladoga region, a total of 45 measurements. Data by A. P. Svetov and A. I. Golubev; 12 – Ludicovian gabbro-dolerite sills, North Karelia, a total of 29 measurements. Data by A. P. Svetov; 13 – Livvian mafic to ultramafic rock sills, North Karelia, a total of 27 measurements. Data by A. P. Svetov; 14 – histogram showing the thickness distribution of Ludicovian gabbro-dolerite sills, northern Lake Ladoga region and Onega VTS, North Karelia, a total of 126 measurements. Data by A. P. Svetov; 15 – histogram showing the thickness distribution of all of 224 documented Svecokarelide sills. Data by A. P. Svetov. In plots 1, 2, 3, 4 and 8, a solid line shows the number of lava flows spaced 1 m apart and a dotted line indicates those spaced 2 m apart

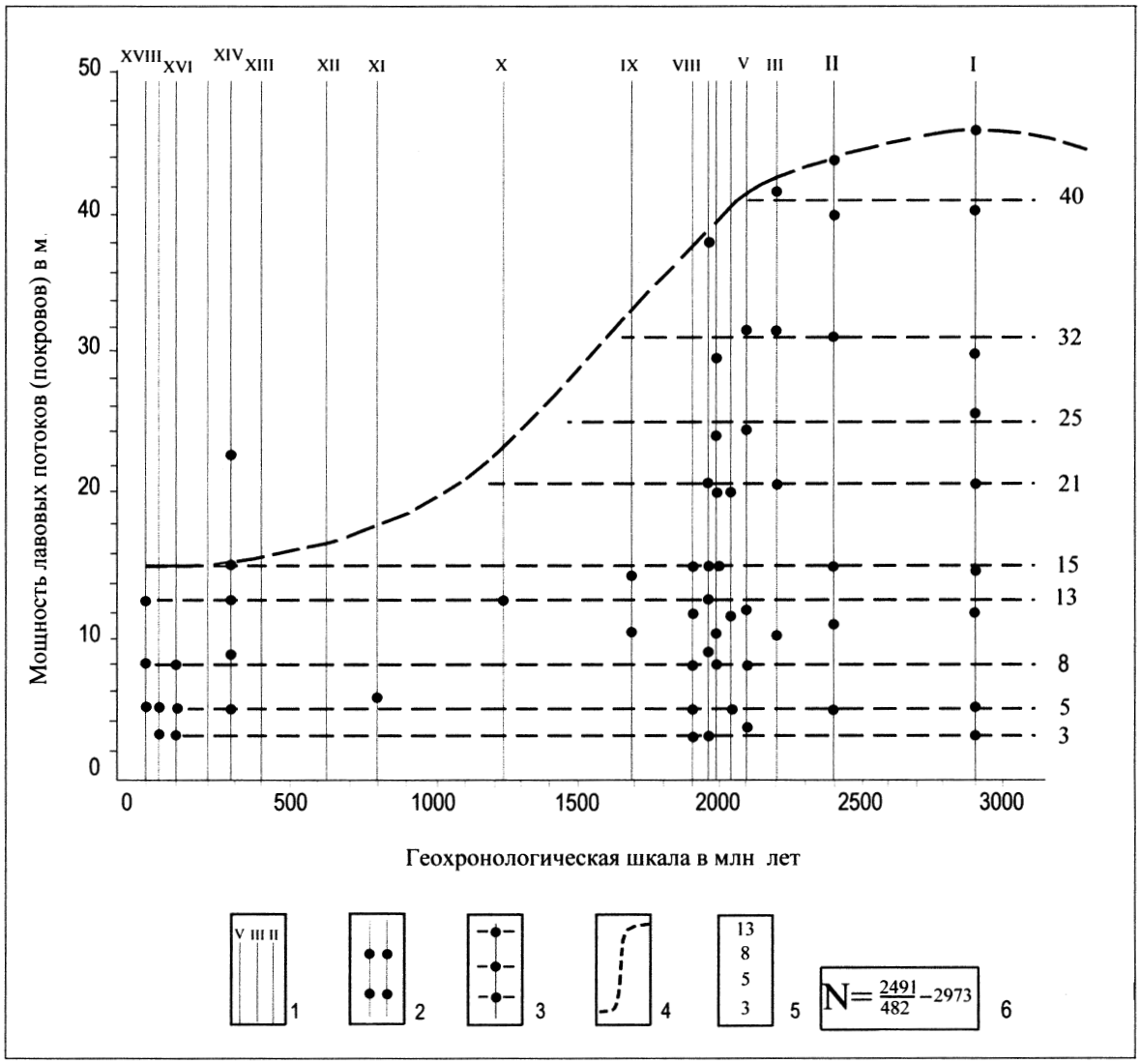


Рис. 12. Полимодальность средних мощностей потоков и покровов платобазальтов. Мощности лавовых потоков и покровов платобазальтовых излияний континентов от докембрия до современной эпохи (составлено А. П. Светов, 1997).

1 – возрастные группы континентальных платобазальтов (I – лопийские толеитовые базальты, коматииты, андезиты и андезитобазальты; II – сариолийские платобазальты; III – платобазальты раннего ятулия; IV – платобазальты среднего ятулия; V – платобазальты позднего ятулия; VI – людиковийские платобазальты; VII – ливвийская платобазальтовая вулкано-плутоническая ассоциация; VIII – калевийская ассоциация изверженных пород; IX – платобазальты вепсия; X – платобазальты среднего рифея; XI – изверженные породы янисъярвинского комплекса; XII – платобазальты венда Русской плиты (Ушакова, 1962); XIII – лавы лавозерской свиты Кольского полуострова; XIV – траппы Сибирской платформы (Додин и др., 1986); XV – излившиеся породы Контозерской серии (Кириченко, 1970); XVI – третичные платобазальты, оливиновые базальты, трахибазальты Прибайкалья (Белов, 1963), базальты Колумбийского плато (Макдоналд, 1975); XVII – олигоценовые лавы алнейской серии Срединного хр. Камчатки; XVIII – четвертичные базальты Гавай, Камчатки, Армении (Гагемское нагорье), Витимского плато, Тункинская впадина (Белов, 1963; Макдоналд, 1975; Малеев, 1980); 2 – максимумы мощностей соответствующих гистограмм (рис. 11); 3 – частные максимумы мощностей потоков и покровов, общие для всех возрастных групп; 4 – огибающая кривая модальных значений мощностей потоков и покровов в истории платобазальтовых излияний Земли; 5 – общие статистические максимумы мощностей лавовых потоков и покровов докембрия и их величин; 6 – последовательность чисел ряда Фибоначчи

Fig. 12. Polymodal pattern of the average thicknesses of plateau-basalt flows and sheets. Thicknesses of lava flows and sheets produced by continental plateau basalt outflow from Precambrian time to the present epoch (by A. P. Svetov, 1997).

1 – age groups of continental plateau-basalts (I – Lopian tholeiitic basalts, komatiites, andesites and andesite-basalts; II – Sariolian plateau-basalts; III – Early Jatulian plateau-basalts; IV – Middle Jatulian plateau-basalts; V – Late Jatulian plateau-basalts; VI – Ludicovian plateau-basalts; VII – Livvian plateaubasaltic volcano-plutonic association; VIII – Kalevian igneous rock association; IX – Vepsian plateau-basalts; X – Middle Riphean plateau-basalts; XI – igneous rocks, Janisjdrvi complex; XII – Vendian plateau-basalts, Russian Plate (Ushakova, 1962); XIII – lava, Lovozero suite, Kola Peninsula; XIV – trapes, Siberian PLatform (Dodin et al., 1986); XV – effusive rocks, Kontokki series (Kirichenko, 1970); XVI – Tertiary plateau-basalts, olivine, trachybasalts, Lake Baikal region (Belov, 1963), Columbian Plateau basalts (McDonald, 1975); XVII – Oligocene lava, Alnean series, Median Ridge, Kamchatka; XVIII – Quaternary basalts, Hawaii, Kamchatka, Armenia (Gagemian Mountain Land), Vitim Plateau and Tunkinian Depression (Belov, 1963; McDonald, 1975; Maleyev, 1980); 2 – maximum thicknesses in relevant histograms (Fig. 11); 3 – maximum thicknesses of individual flows and sheets common for all age groups; 4 – envelope curve of modal flow and sheet thickness values in the evolution of plateau-basalt outflows on the Earth; 5 – total statistical thickness maxima of Precambrian lava flows and lava sheets and their values; 6 – sequence of numbers of the Fibonacci series

Таблица 12. Лавовая фация ареалов докембрийского вулканизма Карелии (геологический эффект)

Возрастная группа, геохронологические границы, млн лет	Длительность вулканических фаз, млн лет	Состав пород лавовых потоков вулканических плато	Средняя мощность потоков, м	Длина потоков, км	Площадь лавового плато, тыс. км^2	Средняя мощность лавовых плато, км	Общий объем лавовых излияний группы, тыс. км^3
Венд (650–620) волынская (630–620)	~ 2–3	Толеитовые базальты, высокожелезистая серия, платобазальты	5				
Рифей поздний (1 050–650) (янисъярвинская) (720–710)	~ 0,2–0,5	Андезито-дациты, дациты	6	12–18	0,450	0,150	~ 0,0650
Рифей средний (1 400–1 050) йотнийский (1320–1260)	до 5	Платобазальты высокомагнезиальной и высокожелезистой серий	13	< 40	8,5	0,200	~ 1,900
Рифей ранний (1 860–1 400) вепсийская (1 750–1 720)	до 0,5	Платобазальты	14	< 25	7,1	0,100	~ 0,070
Калевий (1 950–1 860) ристисаарский (1 920–1 900)	до 0,7	Платобазальтовая серия, андезито-базальты, андезиты, реже риодациты, риолиты	3	~ 30	< 15	0,040	0,600
Ливвий (2000–1 950) суйсари-вуорио (1 970–1 950)	до 3–5	Толеитовые базальты высокомагнезиальные и феробазальты пикрито-базальты	14 12 4	30–40	55	0,270	~ 15,000
Людиковий (2 050–2000) варалахти-соанлахти (2 030–2 010)	до 3–5	Платобазальты высокомагнезиальной и высокожелезистой серий, андезиты, андезито-базальты	8	< 60	< 90	0,350	~ 31,000
Ятулий (2 300–2 050) сегозерско-лехтинский (2 160–2 020)	~ 0,2–0,5	Платобазальты позднего ятулия платобазальты среднего ятулия платобазальты раннего ятулия	12 22 21	< 25 до 80 до 50	< 150	0,150	~ 22,000
Сариолий (2 700–2 300) медвежьегорский (2 490–2 430)	~ 2–5	Платобазальты, андезито-базальты, андезиты	23	до 100	< 150	0,250	~ 38,000
Лопий (3 500–2 700) костомукшский (2 980–2 800)	?	Толеитовые базальты, коматииты, андезиты, андезито-базальты, дациты, риодациты, риолиты		< 50	< 150	до 1 км	< 150,000

Примечание. Количественные оценки физических явлений докембрийской вулканической деятельности и параметры ее продуктов по литературным данным крайне ограничены, а палеовулканологическая статистика геологического эффекта эруптивной деятельности в докембрии практически отсутствует.

физические параметры внешней среды и т. д. Многое стало возможным понять, наблюдая ход вулканических эрупций в областях современного вулкано-плутонизма.

Параметры, количественные или качественные оценки содержательной функциональной части этого кода могут быть расширены и уточнены в ходе специальных тематических исследований. Мы вынуждены еще раз подчеркнуть этот тезис, ввиду непреходящей его важности. Однако большая часть информации еще остается скрытой и не понятой.

Наблюдаемое разнообразие лавовых потоков и покровов, суммированное в табл. 10, отражает наиболее часто встречаемые их формы, в то время как в реальных условиях встречается множество таких, которые несут признаки сразу нескольких типов (табл. 13).

Таблица 13. Главные морфологические типы лавовых потоков и покровов

А. Плотные, текстурно-однородные: 1. массивные, монолитные 2. массивные с системами первичных трещин отдельности 3. массивные, столбчато-призматические.
Б. Плотные, текстурно-полосчатые: 4. массивные, «слоистые», флюидально-полосчатые 5. миндалекаменные, вспененные, пенистые, шлаковые 6. расслоенные вариолитовые.
В. Блоковые, текстурно-брекчиевидные: 7. лавобрекчиевые, автобрекчиевые 8. шаровые, шарово-подушечные, пахоэхоэ 9. гиалокластитовые.
Г. Флюидизированные гетерогенные слоисто-полосчатые: 10. игнимбритовые 11. игниспумитовые

Размеры и объемы единичного излияния лавы определяют прежде всего принадлежность их к лавовым потокам или покровам. В большинстве случаев трудно или невозможно установить их ареальное (покровы) или линейное (потоки) распространение. Узкие, значительной протяженности потоки, обладают, вероятно, меньшим распространением, и только на ранних стадиях вулканических пароксизмов. Именно они выполняют важнейшую роль в локализации эруптивных зон. Массивные, монолитные потоки с наиболее низкой вязкостью обычно залегают в основании лавовых пакетов начальных или возобновленных стадий извержений, главным образом, в проксимальных зонах. Большинство лавовых потоков боковых излияний (мыс Пиппури, Шидгубский влк.) также принадлежит к числу потоков. Наибольшее число их известно в лавовых полях верхнеятулийских фаз вулканизма Гирвасской и Лехтинской вулканических зон, где они практически полностью слагают элементы соответствующих вулканических околожерловых зон. Соотношение ширины и длины в лавовых потоках и покровах изученных вулканических ареалов свидетельствует о их колебаниях на целые порядки. Если лавовые потоки, например, в Сегозерской вулканической зоне среднего ятулия при длине до 20 км имеют ширину в первые десятки метров, то лавовые покровы здесь же по фронту превышают их длину.

Внутреннее строение лавовых потоков и покровов. Плотные, текстурно однородные потоки обычно имеют мощность в первые метры. Они практически не содержат миндалин, отличаются однородным сложением и неотчетливой блоковой отдельностью. Те из них, которые имеют большую мощность, достигающую средней, обладают разными видами типовой пластовой, диагональной, блоковой или столбчатой отдельности. Поэтому потоки и покровы, имеющие идеальную столбчато-призматическую отдельность, обычно привлекают особое внимание и картируются с большей тщательностью. Благодаря этому и было выявлено, что такие потоки и покровы базальтовых, пикрит-базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых лав могут иметь в своих секторах маркирующее значение.

Наиболее многочисленный класс плотных, текстурно-полосчатых потоков и покровов имеет и наибольшее территориальное распространение во всех изученных ареалах свекокарельского вулкано-плутонизма. В его составе потоки и покровы типа массивных, «слоистых» текстурно дифференцированы, наиболее распространены и морфологически хронообразны. Его унифицированную модель может иллюстрировать разрез лавового покрова нижнего ятулия в проксимальной зоне Гирвасской вулканической зоны (рис. 13).

Во всех потоках данного типа подошва сложена текстурно-однородными, изредка пятнисто-окисленными базальтами, содержащими «фонтанчики» ориентированных по течению миндалин, и реже закатанных в лаву ксенолитов подстилающих пород и пород фундамента. Средняя, большая часть покрова представлена породами с высокой степенью раскристаллизации, вплоть до пегматоидной. Зоны с отчетливой трахитоидностью протокристаллических фаз плагиоклаза (Суйсарская вулканическая зона, влк. Кирьявалахти, влк. Виданский и др.) или плагиоклаза и пироксена (влк. Шидгубский, Ровкозерский, Ангозерский и др.) нередко обнаруживают несколько «слоев». Ятулийские платобазальты в этой зоне содержат текстуру «слоистости» течения – линейно-вытянутые полосы скопления миндалин и газовых каверн диаметром до 10–15 см, вплоть до «лавовых туннелей» высотой 10–15 реже до 20 см и видимой длиной до 2 м (влк. Орченьский, Кондопожская вулканическая зона людиковия и др.). Слои кавернозных, насыщенных миндалин обычно разделены зоной однородных массивных пород. В Селецкой вулканической зоне известно до 3–4 таких слоев в интервале мощности около 1,5–2 мм.

Однако преобладающая часть потоков и покровов свекокарелид относится к типу «слоистых» и флюидально-полосчатых в связи со структурами ламинарного течения газонасыщенной лавы в кровле потоков или покровов непосредственно под шлаковой коркой брекчированных лав. Здесь миндалины нередко образуют множество параллельных полос с разным их содержанием. Такие текстуры наиболее часто встречаются во фронтальных частях лавовых полей, где дегазированная лава концентрировала остатки летучих в верхней части потоков в связи с замедленным течением.

Потоки и покровы миндалекаменных вспененных, пенистых до шлаковидных лав распространены в пределах проксимальной зоны вулканических построек, где они имеют небольшие мощности, близкие к средним. Вспененные по всему объему они по простиранию долго сохраняют эту особенность переполнения миндалинами. Здесь можно наблюдать множество сочетаний миндалекаменной и шлаковой текстур, пятнистой брекчиевидной с признаками расслоенности, флюидально-полосчатых и однородных. «Слоистые» серии пластов дают возможность не только измерить элементы залегания потоков, но и обнаружить свидетельства направлений растекания лав по ориентировке газовых каналов, полостей и групп миндалин, по их восстанию и по форме изгибов на отпрепарированных поверхностях кровли.

Тип расслоенных вариолитовых лавовых потоков и покровов, хотя и обладает меньшим распространением, однако, известен не только в разных возрастных группах пород лавовой фации, но, главное, он отмечен во всех без исключения вулканических зонах и вулканических постройках. Его особая роль в палеовулканологических исследованиях объясняется тем, что расслоенные вариолитовые потоки являются индикаторами особых петрогенетических процессов, отражают объемные соотношения ликвированных систем, а также являются маркирующими образованиями, играющими ключевую роль в вулкано-хронологических построениях.

Замечено, что потоки и покровы содержат вариоли самых разнообразных размеров, количеств, форм и их сочетаний. Маломощные потоки класса плотных текстурно-однородных содержат вариолитовую зону мощностью 3–4 см с вариолями диаметром до 1 см в

кровле под зоной закалки, где вариоли составляют 50–60%.

Более мощные потоки, содержащие вариолиты, обычно четко текстурно дифференцированы по их размеру и количеству. Наиболее крупные вариоли размером в диаметре до 6–8 см, редко до 15–20 см, встречаются на наибольшей глубине от кровли, т. е. в средней части потока. Крупная (гигантская) вариолитовая текстура обнаружена в пироксен-плагиоклазовых и пироксеновых базальтах Шидгубской вулканической зоны (пос. Ялгуба, д. Березовые мосты), в пироксен-плагиоклазовых базальтах влк. Суйсарского и ряда других. В кровле вариолитовые лавы образуют слой (слои) одинаковыми по размеру вариолями, где количество их достигает 70–80%. Верхняя часть потока обычно миндалекаменная, содержит обилие мелких (доли см) вариолей, включенных в миндалекаменный базальт. Морфология одного из таких потоков представлена на рис. 14. Крайне неравномерно в пределах лавовых полей вулканических построек, как по площади, так и по разрезу, распространены потоки и покровы класса блоковых, текстурно-брекчиевидных. Замечено, что эти лавовые тела, во-первых, не образуют обособленные типы, а, во-вторых, «блуждают» по объему лавовых толщ. Однако общей их особенностью является некоторая секториальность в размещении, а также приуроченность к проксимальной части эруптивной зоны, или к фланговым окончаниям лавовых потоков и покровов.

Тип автобрекчированных (лавобрекчии) и брекчиевых (глыбовых) лав довольно редок. Можно предполагать, что в максимальной степени они распространены в вулканических постройках вулканов центрального типа, когда лавы формируют более короткие потоки на склонах вулканов с углами наклона более 10–12°. Отметим, что во всех изученных разрезах многочисленных лавовых потоков и покровов мы не наблюдали ни одного безусловного случая нахождения их автобрекчий в подошве. Таким образом, механизм растекания лав по гусеничному механизму наплыва массивных лав на собственные брекчии кровли не является в докембрии свекокарельских вулканических ареалов значимым.

Лавобрекчии обычно образуются в ходе дробления кровли потока при увеличении расхода и разбухания его. Образуются террасовидные блоки с наползанием друг на друга. Часто можно даже совместить их некоторые рваные стороны (рис. 15). Однако наиболее часто лавовые потоки собственно лавобрекчий формируются при течении лав по склону с углами наклона до 15–20° и более, что может происходить только в условиях вершинных излияний из вулкана центрального типа на его зрелой стадии, не испытавшей дену дации или самоуничтожения. Морфология таких потоков очень разнообразна, поскольку взломанный поток разбивается на множество глыб миндалекаменных базальтов, спаянных как лавой, так и шлаками. Один из таких потоков представлен на рис. 16. От предполагаемого центра извержения его фронтальная часть удалена на 1,8 км (Северо-восточный сектор влк. Шидгубского).

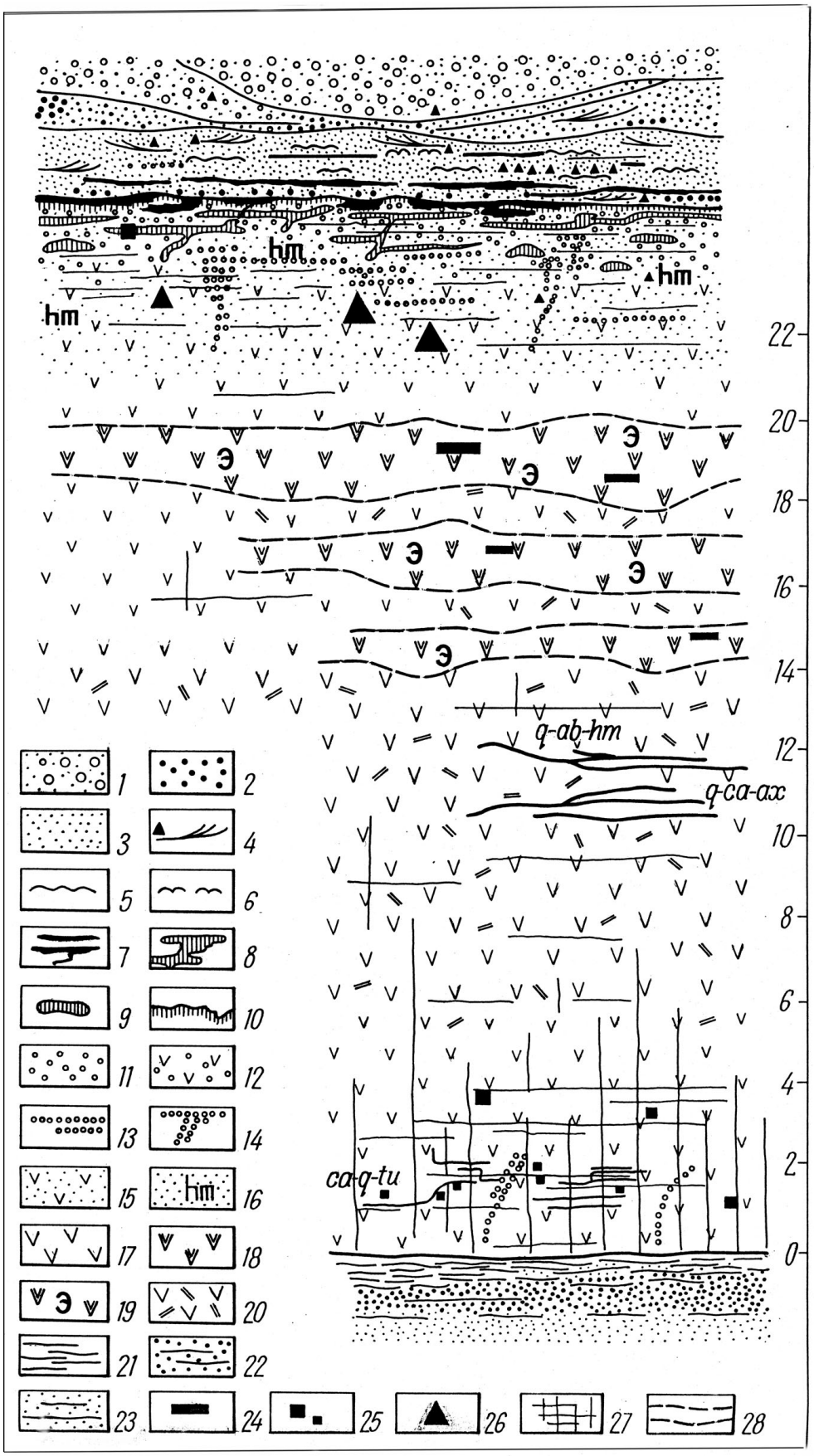
Шаровые, шарово-подушечные и пахоэхоэ лавовые потоки образуют самостоятельный морфологический тип излияний расплавов в водной среде. Они хотя и не слишком широко распространенные образования, однако привлекают внимание своим необычным видом и неповторимым разнообразием. Выделяемые три группы их разновидностей далеко не исчерпывают возможные варианты не только формы, но особенно их внутреннего строения.

Наиболее примитивными из всех наблюдаемых лав не только в Карелии, Кольском полуострове, но и Финляндии являются лопийские подушечные лавы, которые соответствуют истинным подушечным формам. В лавовых пакетах лопия подушечные лавы обладают прежде всего очень мощной зоной закалки (около 3–4 см, реже до 6–7 см как, например, в Хаутаваарской вулканической зоне или в обнажениях в районе пос. Койкары). Они отличаются меньшим развитием вариолитовых оторочек под зоной закалки, чем это наблюдается в свекокарелии. Их текстурное разнообразие обусловлено лишь вариациями степени раскристаллизации внутренних частей, всегда более высокой, чем в свекокарельских. Но самое главное отличие в том, что они бедны миндалинами (рис. 17). Наблюдения по соотношению отдельных подушек между собой, морфология подушечных лав основного, ультраосновного и среднего составов позволяют предполагать, что они формировались из наименее вязких расплавов, в значительной степени предварительно дегазированных. Фактор водной среды является необходимым, но не главным критерием условий их образования. Видимо, более важную роль в их генезисе играют вязкость, температура, газонасыщенность и внутреннее давление летучих. В абсолютном большинстве вулканических ареалов вулканизм происходил при подводных излияниях лав, но шаровые, подушечные и шарово-подушечные лавы образовались лишь в немногих случаях, и то в определенных палеовулканологических обстановках.

Примеры чрезвычайного разнообразия шарово-подушечных лав отмечаются многими исследователями сариолийских платобазальтов (Хейсканен и др., 1977; Коросов, 1991).

Их поля распространены в Кумсинской, Сегозерской, Лехтинской структурах, а также в пределах Пана-Куолаярвинской вулканической зоны. Морфологически они во многом подобны лопийским, имеют широкие зоны закалки до 3 см, часто содержат вариолитовые зоны непосредственно под ними. Нередко обнаруживают вариолитовое сложение в большей части внутренней зоны. Вариоли обычно крупные, достигают размеров нескольких сантиметров, чаще всего около 1 см. Как и лопийские, они бедны летучими компонентами и образовались, вероятно, из достаточно дегазированных расплавов.

Наибольшее разнообразие шаровые лавы имеют в свекокарельских ареалах платобазальтового вулканизма. Ятулийские шаровые лавы хорошо известны, главным образом, в Сегозерской вулканической зоне. Нашими исследованиями они установлены во всех


hm
hm
hm
Э
Э
Э
Э
Э
Э
q-ab-hm
q-ca-ax
ca-q-tu
22
20
18
16
14
12
10
8
6
4
2
0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28

других вулканических ареалах от Северной Карелии до Гирвасской вулканической зоны на юге. Весьма информативными являются потоки шаровых лав среднего ятулия Сегозерской и Селецкой вулканических зон и верхнего ятулия Лехтинской зоны (рис. 18).

Людиковийские шаровые лавы в разрезах вулканогенных толщ распространены крайне неравномерно. В границах эруптивных зон и их лавово-вулканокластических полей шаровые лавы отмечаются в основании (влк. Янисъярвинский), в середине (влк. Кирьявалахтинский, Туливаранмякский и Янисъярвинский). Морфологически они ближе всего соответствуют формам шаровым и элипсоидальным (рис. 19). Случайно или нет, но все шаровые лавы в вулканических зонах Онежской ВТС размещаются в южных секторах построек (главным образом, 210–165°). Та же закономерность выявлена и у влк. Янисъярвинского людиковийского базальтового плато. Вулканы Кирьявалахтинский и Туливаранмякский имеют ареал шаровых лав практически во всех секторах своих построек. Причина этих фактов скрыта в динамике формирования ЦЭМА.

Отличительной особенностью шаровых лав, особенно среднего ятулия и людиковия, является практически полное отсутствие среди них подушечных, переходящих к пахоэхоэ и пахоэхоэ. Мы не знаем объяснения этому факту. Однако допускаем, что данное обстоятельство связано с излияниями лав на ГУВИ выровненных поверхностей. В то время как пахоэхоэ образуются в напорных условиях излияния лав на склонах повышенной крутизны. Не исключено, что есть и другие факторы их «запрета» в ятулии и особенно в людиковии.

Рис. 13. Внутреннее строение в околожерловой зоне лавового покрова нижнеятулийских плагиопорфировых базальтов по разрезу каньона р. Суна пос. Гирвас. Гирвасская вулканическая зона, ранний ятулий.

Терригенная порода в кровле лавового покрова среднего ятулия: 1 – кварцевые конгломераты; 2 – гравелиты и грубозернистые аркозовые песчаники; 3 – разнозернистые песчаники с прослоями алевролитов, линзовидных прослоев хемогенно-кремнистых и железисто-кремнистых вулканогенно-осадочных пород; 4 – косослоистые песчаники с естественным магнетитовым шлаком в сериях; 5 – знаки волнистой ряби; 6 – трещины усыхания на плоскостях напластования алевролитов. Лавовый покров: 7 – кремнистые сланцы, силициты до яшмовидных пород; 8 – зоны сифонов термальных вод с кремнистым, кремнисто-гематитовым заполнением; 9 – каверны и газовые полоски с кремнистым и кремнисто-карбонатным заполнением, иногда с текстурами естественного уровня горизонта; 10 – аргиллитизация и алунитизация в кровле лавового потока с наложением коры предсреднеятулийского выветривания; 11 – пенистые и вспененные базальты, красноокаменного изменения; 12 – миндалекаменные базальты с кавернами и газовыми полостями с кварц-кальцитовым, кварц-турмалиновым и кварц-кальцит-аксинитовым агрегатами; 13 – признаки «слоистости» течения, фтоидно-полосчатая зона лавового потока; 14 – газовые «фонтанчики», пористые цилиндры, скопления миндалин с крутым восстанием; 15 – зона окисленных, пятнистых красновато-бурых, зеленовато-серых и ржавых базальтов; 16 – участки наиболее значительной гематитизации; 17 – мелко-тонкозернистые плагиоклазовые микропорфировые базальты нижней части покрова и его подошвы; 18 – горизонты шлировых и шлирово-токситовых и пегматоидных до гигантозернистых габбро-долеритов с пятнами альбититов; 19 – участки гнездовой и пятнистой эпидотизации и альбитизации; 20 – среднезернистые плагиоклазовые порфировидные базальты средней части покрова. Раннеятулийские осадочные терригенно-обломочные породы: 21 – алевропелиты, кремнисто-туфогенные породы, песчанистые туффиты неяснослоистые, иногда сводноползневой текстуры, реже прослои плагиоклазовых кристаллокластических туфов; 22 – грубозернистые, неяснослоистые песчаники, гравелиты с признаками размыва, переотложения и с гальками катунами, нередко линзы и прослои кварцевых гравелитов с зернами ярко окрашенного голубого кварца и окатанного магнетита, турмалина, циркона, монацита и граната; 23 – грубослоистые песчаники, алевропесчаники, линзы алевролитов, пестро окрашенных глинисто-карбонатных и филлитовых сланцев с трещинами усыхния и седиментогенной брекчией; 24 – медно-сульфидная минерализация, борнит-халькопиритовая вкрапленность, единичные включения самородной меди; 25 – участки обильной пиритизации прожилково-гнездового типа совместно с турмалином, эпидотом, альбитом; 26 – крупнооктаэдрическая вкрапленность магнетита и зерен сфена шовных образований в хлорит-биотит-эпидот-актинолитовых зонах пропилитизации; 27 – система пластовой, пластово-блоковой до призматической отдельности; 28 – разнообразные поколения гидротермальных жильных образований (нерасчлененных, их состав указан символами главных минералов: ab – альбит, q – кварц, hm – гематит, ca – кальцит, tu – турмалин, в них отмечено присутствие сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит, борнит, редко халькозин, ед. зерна галенита), а также силикатов – биотита, актинолит-тремолита и агрегатов халцедоновидного кварца и халцедона

Fig. 13. Internal structure in the circumvent zone of a Lower Jatulian plagioporphyry basalt lava sheet along the Suna river canyon section at Girvas. Girvas volcanic zone, Early Jatulian.

Terrigenous rock on top of a Middle Jatulian lava sheet: 1 – quartz conglomerates; 2 – gravelstones and coarse-grained arkoses; 3 – inequigranular sandstones with siltstone interbeds and lenticular chemically precipitated cherty and iron-cherty volcanic-sedimentary rock interbeds; 4 – cross-bedded sandstones with natural magnetite scoria in series; 5 – undulatory ripple marks; 6 – mud cracks on the bedding planes of siltstones. Lava sheet: 7 – schists and silicites to jasperoid rocks; 8 – thermal water siphon zones filled with cherty to cherty-hematite material; 9 – caverns and gas bands filled with cherty to cherty-carbonate material, occasionally with natural horizon level textures; 10 – argillitization and alunitization at lava flow top, pre-Middle Jatulian weathering crust being superposed; 11 – red-bed-altered foamy and frothed basalts; 12 – amygdaloidal basalts with caverns and gas cavities with quartz-calcite, quartz-tourmaline and quartz-calcite-axinite aggregates; 13 – signs of «flow» bedding, fluoride-banded zone of a lava flow; 14 – gas spouts, porous cylinders, clusters of amygdales with steep uprise; 15 – oxidized, mottled reddish-brown, greenish-grey and rusty basalt zone; 16 – most considerable hematitization zones; 17 – fine-grained plagioclase microporphyry basalts, lower portion of the sheet and its base; 18 – schlieren- and schlieren-tokeitic and pegmatoid to gigantogranulargabbro-dolerite horizons with albitite patches; 19 – pocket and patchy epidotization and albitization zones; 20 – medium-grained plagioclase porphyraceous basalts, middle portion of the sheet. Early Jatulian sedimentary terrigenous-clastic rocks: 21 – aleuropelites, cherty-tuffaceous rocks, arenaceous, indistinctly laminated, occasionally submarine slumping-textured tuffites, plagioclase crystalloclastic tuff interbeds being more scarce; 22 – coarse-grained, indistinctly-laminated sandstones, gravelstones with signs of scour, redeposition and with clay pebbles, often quartz gravelstone lenses and interbeds with bright blue quartz and rounded magnetite, tourmaline, zircon, monozite and garnet grains; 23 – coarse-bedded sandstones, silty sandstones, lenses of siltstones and mottled argillaceous-carbonate and phyllite schists with mud cracks and sedimentary breccia; 24 – copper sulphide mineralization, bornite-chalcopyrite dissemination, scarce native copper inclusions; 25 – abundant veinlet-pocket-type pyritization zones with tourmaline, epidote and albite; 26 – coarse-octahedral magnetite and sphene dissemination of suture units in chloritic-biotitic-epidotic-amphibolitic propylitization zones; 27 – sheet, sheet-block to prismatic jointing system; 28 – various generations of undivided hydrothermal veined units (their composition is shown by major mineral symbols: ab – albite, q – quartz, hm – hematite, ca – calcite, tu – tourmaline and they are observed to contain sulphides (pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite and bornite; chalcosine is seldom encountered; galena grains are scarce) and silicates, such as biotite, actinolite-tremolite and chalcedony-like quartz and chalcedony aggregates

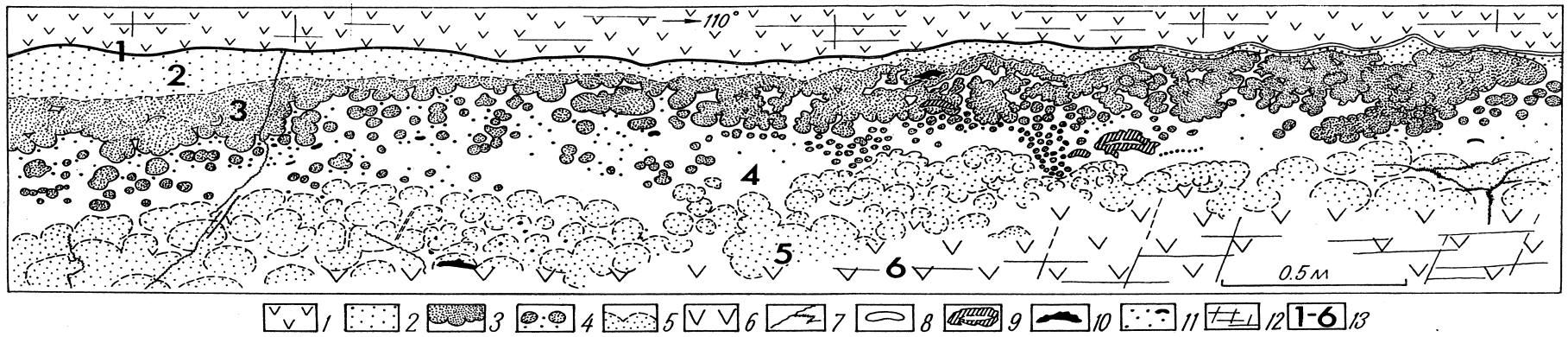


Рис. 14. Морфология кровли одного из лавовых потоков пакета вариолитовых базальтов сариолия в Кумсинской структуре.

1 – однородные базальты подошвы перекрывающего лавового потока. Поток вариолитовых базальтов: 2 – вспененные, миндалекаменные базальты; 3 – вариолитовые базальты прикровельной части; 4 – вариолиты в однородных тонкокристаллических базальтах; 5 – вариолитовые базальты нижележащего «слоя»; 6 – базальты однородные мелко-среднезернистые; 7 – сети кварцевых, кварц-эпидот-альбитовых жилок с вкрапленностью сульфидов, кальцита и реже турмалина, обрывающихся в кровле; 8 – газовые полоски, часто со «слоистым» кварц-кальцитовым заполнением, так называемые серповидные миндалины с естественным уровнем горизонта; 9 – каверны с гидротермальным заполнением, иногда с уровнем горизонта; 10 – каверны и полости крупнозернистого кварца с иголочками гематита, турмалина и вкрапленностью сульфидов; 11 – зоны прокварцевания пород по массе; 12 – пластовая и параллелепипедальная отдельность; 13 – цифровые обозначения зон вариолитового потока: 1 – волнистая поверхность с тонкой (до 3–5 см) темной зоной закалки, 2 – миндалекаменные темно-зеленые базальты переменной мощности под зоной закалки, 3 – верхний светло-серый вариолитовый слой (горизонт) с резкой четкой верхней и нижней поверхностью, 4 – однородные темно-зеленые до черных базальты с включениями светлоокрашенных одиночных или сросшихся вариолей, 5 – нижний светло-серый вариолитовый «слой» крупных сросшихся миндалин невыдержанной мощности, но устойчивым простиранием, 6 – темно-зеленые, однороднозернистые базальты со среднезернистой основной массой, переходящие к подошве в мелкозернистые. Общая мощность потока – 3–4 м

Fig. 14. Top morphology of a lava flow in a Sariolian variolitic basalt package, Kumsa structure.

1 – homogeneous basalts at the base of an overlying lava flow. Variolitic basalt flow: 2 – frothed amygdaloidal basalts; 3 – variolitic basalts near the top; 4 – variolites in homogeneous finely-crystalline basalts; 5 – variolitic basalts of the underlying bed; 6 – homogeneous fine-to medium-grained basalts; 7 – network formed by quartz and quartz-epidote-albite veinlets with sulphide, calcite and, less commonly, tourmaline dissemination that terminate at the top; 8 – gas streaks, often filled with «layered» quartz-calcitic material, so-called crescentiform amygdales with a natural horizon level; 9 – caverns filled with hydrothermal materials; 10 – caverns and cavities of coarse-crystalline quartz with hematite and tourmaline spicules and sulphide dissemination; 11 – rock mass silicification zones; 12 – sheet and parallelepipedal jointing; 13 – digital symbols for a variolitic flow zone: 1 – undulatory surface with a dark thin (up to 3–5 cm) chill zone, 2 – dark-green amygdaloidal basalts varying in thickness under the chill zone, 3 – top light-grey variolitic bed (gorizon) with distinct upper and lower surfaces, 4 – dark-green to black homogeneous basalts with single or intergrown light-coloured variole inclusions, 5 – light-grey lower variolitic «bed» of coarse intergrown amygdales that exhibit variable thickness but a persistent strike, 6 – dark-green homogeneous basalts with a medium-grained matrix which passes into fine-grained towards the base. The total thickness of the flow is 3–4 m

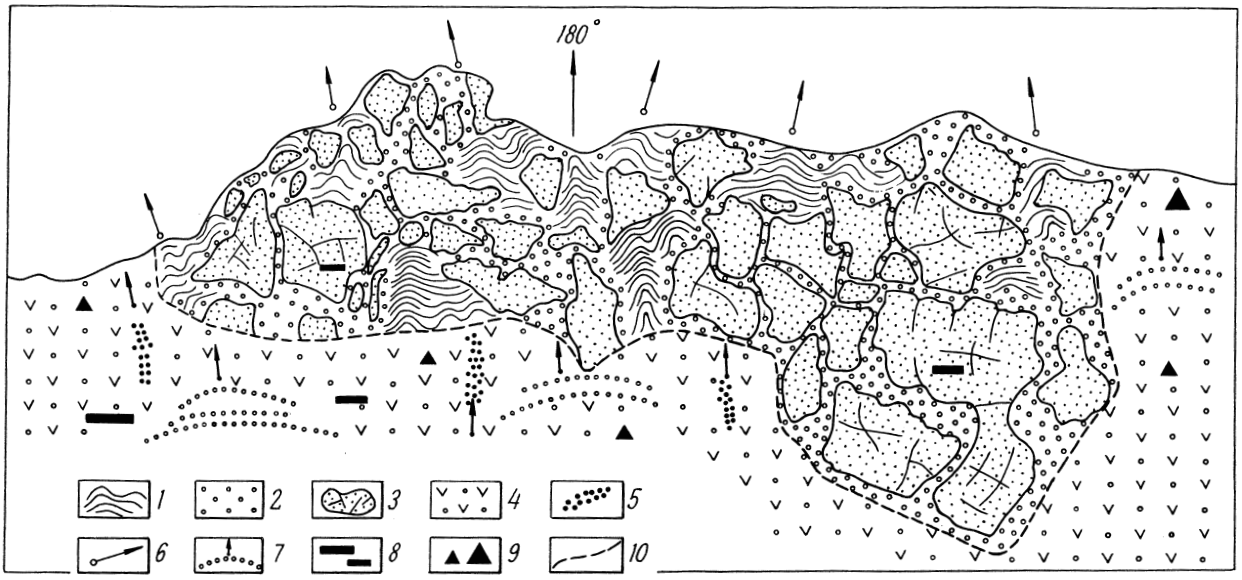


Рис. 15. Отпрепарированная часть лавобрекчий с волнистыми лавами в кровле третьего лавового покрова южного берега оз. Сегозера (разрез 809). Сегозерская вулканическая зона, платобазальты среднего ятулия.

1 – волнистые лавы поверхности потока в зоне торосовидных базальтов; 2 – миндалекаменные до вспененных базальты, цементирующие блоки взломанной корки покрова; 3 – фрагменты взломанной лавовой корки (мощность «слоя» в обнаженной части до 10–15 см); 4 – миндалекаменные базальты, участками с лавовыми струями и полосами шлаковидных и вспененных; 5 – струи и полосы газовых пустот и каверн; 6 – ориентировка движения лавы и перемещения блоков взломанной корки; 7 – валообразные натеки лавы, шлаковые бугры, вытянутые по течению; 8 – медносульфидная (халькопирит, халькопирит-борнитовая и реже халькозиновая минерализация); 9 – крупная и обильная вкрапленность октаэдрического титансодержащего магнетита; 10 – границы участка, сохранившегося от поздневулканической и современной денудации лавобрекчии в кровле покрова

Fig. 15. Prepared portion of lava breccia with ropy lava at the top of the third lava sheet. Southern shore of Lake Segozero (section 809). Segozero volcanic zone, Middle Jatulian plateau-basalts.

1 – flow surface ropy lava in a hummocky basalt zone; 2 – amygdaloidal to frothed basalts supporting broken sheet crust blocks; 3 – fragments of a broken lava crust (the exposed portion of the «bed» is up to 10–15 cm); 4 – amygdaloidal basalts, occasionally with lava jets and bands of scoriaceous and frothed varieties; 5 – jets and bands of gas cavities and caverns; 6 – orientation of lava movement and translocation of broken crust blocks; 7 – bar-like lava sinters, scoria hummocks curved downstream; 8 – copper sulphide (chalcopyite, chalcopyrite-bornite and less common chalcosine mineralization) ; 9 – coarse abundant octahedral titaniferous magnetite dissemination; 10 – boundaries of a zone, which has survived late volcanic and modern denudation of lava breccia atop the sheet

Из всех шаровых лав наиболее известными являются их представители из Суйсарского вулканического комплекса, впервые выделенного в 1935 г. В. М. Тимофеевым. В русскую петрологическую литературу понятие о шаровых лавах было введено В. М. Тимофеевым как перевод английского термина pillow-lava и присвоено своеобразным сферическим и эллипсообразным лавовым телам Суйсарской древневулканической области (Тимофеев, 1917, 1926). Позднее они были изучены Н. А. Елисеевым в районе оз. Сегозера (Елисеев, 1928). Наиболее полное петрогенетическое описание шаровых лав из огромного разнообразия литературы по данной теме было проведено М. А. Гиляровой (1941, 1959), непревзойденное до сих пор.

Суйсарский вулкан (стратифицированная вулканическая постройка центрального типа, не достигшая своего предельного состояния) явился родоначальником разнообразия шаровых, шарово-подушечных, подушечных и пахоэхоэ лав. Они отмечаются как среди лав толеитовой серии, так и пикрит-базальтовой, среди пород любого химического состава исходных расплавов. Все другие вулканические постройки суйсарского типа в Онежской ВТС также имеют их значительное и разнообразное распространение. Морфология шаровых лав – важнейший палеовулканологический критерий не только физико-географических обстановок подводных излияний лав, построения лавовых полей, но и режима вулканической деятельности, стадийности роста (зрелости) вулканической постройки.

Картирование Суйсарского, Шидгубского и Ангозерского стратифицированных вулканов центрального типа и палеовулканологическая реконструкция всей Суйсарской группы вулканов показали, что они весьма значительно денудированы и на современном эрозионном срезе выглядят как руины типичных стратовулканов (рис. 20).

Особенностью потоков разных видов шаровых лав является также образование самостоятельных пакетов, соответствующих стадиям или периодам в эруптивной деятельности. Видимо, этим подчеркивается их связь с излияниями наиболее газонасыщенных и наименее вязких лав. Более того, к шаровым лавам, как правило, приурочены гидротермальные площадки. Поля гидротермально измененных пород, наибольшие скопления силицитов, а также яшм и зон

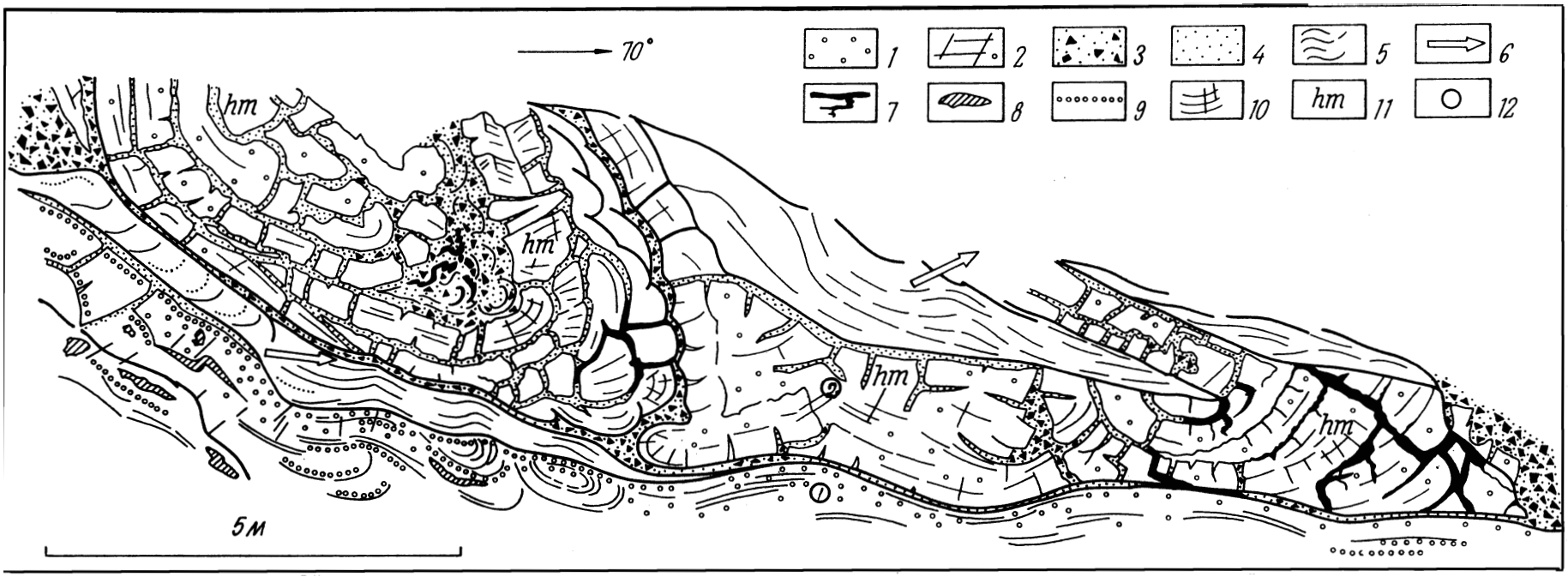


Рис. 16. Фрагмент фронтального окончания лавового потока лавобрекчий пикритовых базальтов в северо-восточном секторе Шидгубского вулкана ливвия. Суйсарская древневулканическая область. Композиция по трем взаимосвязанным обнажениям (обн. 801–82) в районе Шидгубы, оз. Онежского.

1 – миндалекаменная текстура в трещиноватых и брекчированных пикритовых базальтах; 2 – трещины отдельностей в массивных породах; 3 – агломераты, агломерато-гиалокластический материал как на фронте лавового потока, так и в его подошве, и в межблоковых пространствах надвигающейся массы трещиноватых, взломанных лав; 4 – зоны трещиноватости, трещины заполнения тонкоизмельченным материалом перетирания и скалывания (шелушения) поверхностей блоков лавы в ходе напорного перемещения; 5 – фрагменты пологоволнистой поверхности лавового потока, сформированной на ранней стадии излияния, испещренной трещинами, минерализованным гидротермальным агрегатом кварц-хлорит-кальцитового состава с гематитовой пылью; 6 – направление выпуклости валов коробления поверхности лавы; 7 – минерализованные кварцем, реже кальцитом, халцедоном, агатовидным пятнистым кварцем зияющие трещины; 8 – полости, заполненные халцедоновидным кварцем в брекчированных миндалекаменных пикритовых базальтах подстилающего лавового потока; 9 – текстуры «слоистости» течения; 10 – наложенная трещиноватость на блокированную лаву; 11 – гематитизация; 12 – лавовые потоки: 1 – подстилающий брекчированный, 2 – язык перекрывающих лавобрекчий (автобрекчий)

Fig. 16. Fragment of the frontal end of a picritic basalt lava breccia flow in the northeastern sector of the Livvian Shidguba volcano. Old Suisari volcanic domain. Composition of three interrelated exposures (exp. 801–82) in the Shidguba area, Lake Onega.

1 – amygdaloidal texture in fractured and brecciated picritic basalts; 2 – joints in massive rocks; 3 – agglomerates, agglomeratic-hyaloclastic material in the front and at the base of a lava flow and in interblock voids of moving fractured, broken lava; 4 – fracturing zones, cracks filled with finely- ground material produced by the grinding and shearing (exfoliation) of lava block surfaces during pressure movement; 5 – fragments of the gently undulating surface of a lava flow formed at the early stage of outflow, with cracks mineralized by a hydrothermal aggregate of quartz-chlorite- calcite composition with hematite dust; 6 – direction of lava surface swells; 7 – gaping joints mineralized by quartz, less commonly by calcite, chalcedony and agate-like mottled quartz; 8 – cavities filled with chalcedony-like quartz in brecciated amygdaloidal picritic basalts of an underlying lava flow; 9 – flow «bedding» textures; 10 – fracturing superposed on blocked lava; 11 – hematitization; 12 – lava flows of: 1 – underlying brecciated, 2 – tongue of overlying lava breccia (autobreccia)

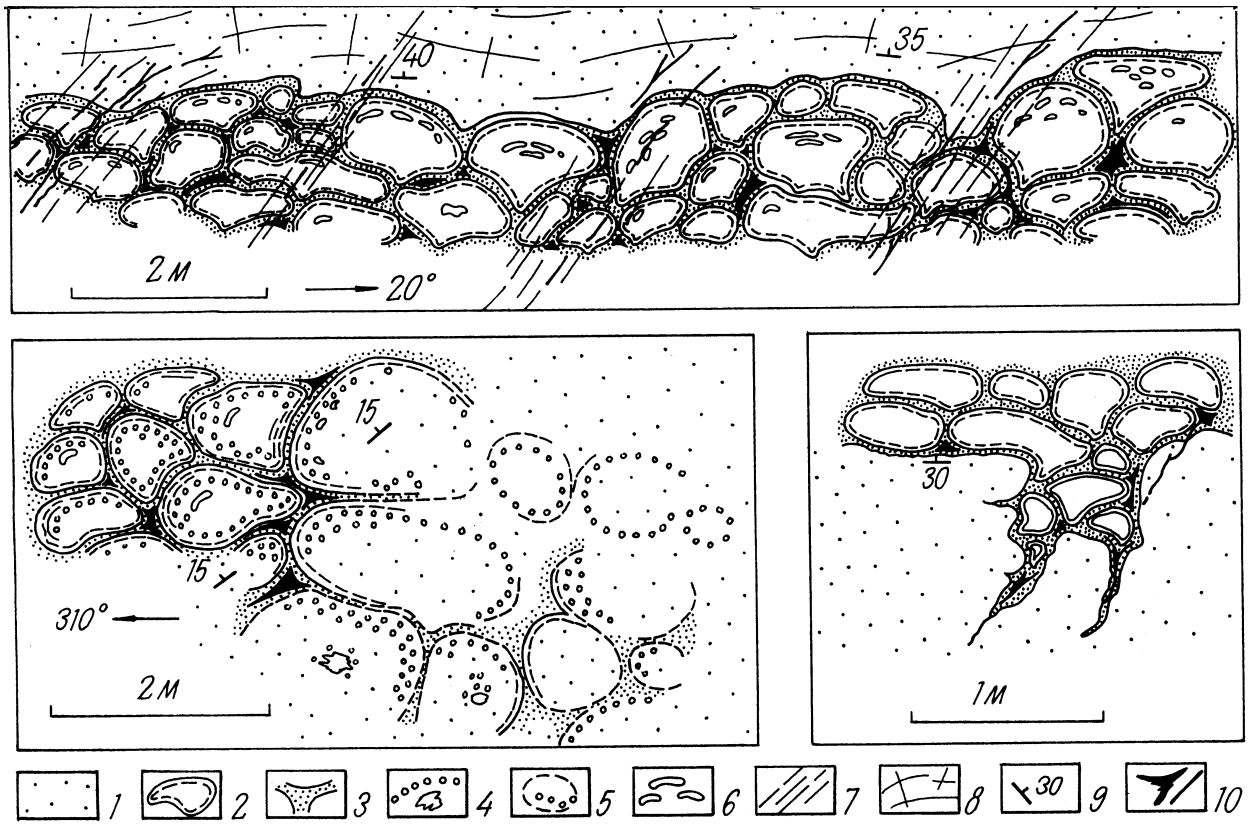


Рис. 17. Морфология потоков шарово-подушечных базальтовых лав раннего лопия. Хаутаваарская структура. Шаровая горка.

1 – массивные однородные базальты лавовых потоков; 2 – индивидуализированные шаровые и подушечные тела базальтов с широкой зоной закалки; 3 – межшаровые пространства, выполненные лавовым цементом, вулканогенно-осадочным материалом, включая гиалокластиты; 4 – кольцевые и дуговые обособления миндалин как зародышевые формы шаровых лав; 5 – обособленные, но слабоиндивидуализированные шары базальтов, с признаками полос зон закалки или их элементами; 6 – газовые полости внутри шаров и подушек; 7 – зоны наложенной вертикальной сланцеватости, имеющие признаки сдвиговых дислокаций; 8 – элементы первичной пластовой отдельности в массивных базальтах; 9 – элементы залегания; 10 – гидротермальные кремнистые и кремнисто-карбонатные жильные образования и гнезда межшаровых заполнений

Fig. 17. Morphology of Early Lopian globular-pillow basaltic lava flow. Hautavaara structure. Sharovaya Gorka.

1 – massive, homogeneous lava flow basalts; 2 – individualized globular and pillow basalt bodies with a wide chill zone; 3 – interglobular spaces filled with lava matrix and volcanic-sedimentary material, including hyaloclastites; 4 – isolated ring and arcuate amygdales as embryonic forms of globular lava; 5 – isolated but poorly individualized basalt globules with signs of chill zone bands or their elements; 6 – gas cavities inside globules and pillows; 7 – multiple vertical schistosity zones with signs of dislocations; 8 – elements of primary sheet jointing in massive basalts; 9 – mode of occurrence; 10 – hydrothermal cherty and cherty-carbonate veined units and pockets of interglobular material

прокварцевания, являются неотъемлемой особенностью шарово-подушечных и пахоэхоэ базальтов. В Суйсарской древневулканической области межшаровые пространства заполнены агрегатами кварца (зернистого, опаловидного), халцедоном с повсеместным образованием агатовых зон. Нередко жеоды сферических треугольников межшаровых пустот в центре заполняются щетками ярко окрашенных аметистов, нарастающих на зоны халцедоно-агатового состава (мысы Кельт-наволок, Рис-Наволок, Педро-Кара, о-ва Шардонские, мыс Глубокий наволок в Шидгубе, мыс Пиппури и др.).

Морфологию шарово-подушечных лав иллюстрируют рис. 21, 22, 23, на которых отражены некоторые детали их строения.

Пахоэхоэ базальты – явление редкое и поэтому весьма привлекательное. Их первая документация в Карелии под названием «амебообразных лавовых вытеков» была приведена М. А. Гиляровой (1959). По общим морфологическим особенностям их следует рассматривать с позиций вулканологической номенклатуры как лавы одного из типов пахоэхоэ (Макдоналд, 1975; Малеев, 1980; Влодавец, 1984; Мархинин, 1985). На рис. 24 показаны особенности формы этих потоков, взаимоотношений отдельных их ветвлений из объектов Суйсарского вулкана (о. Суйсари, о-ва Шардонские). Формирование пальцеобразных вытеков пахоэ-хоэ обычно происходит из фронтальной части потока, практически охватывая всю ее мощность. Образуются переплетения труб сложной формы, переходящих в тылу в массивные лавы, без каких-либо особых форм их поверхности. Не исключено, что такие формы лавовых потоков наиболее вероятны при прорыве фронта текущей или остановившейся лавы

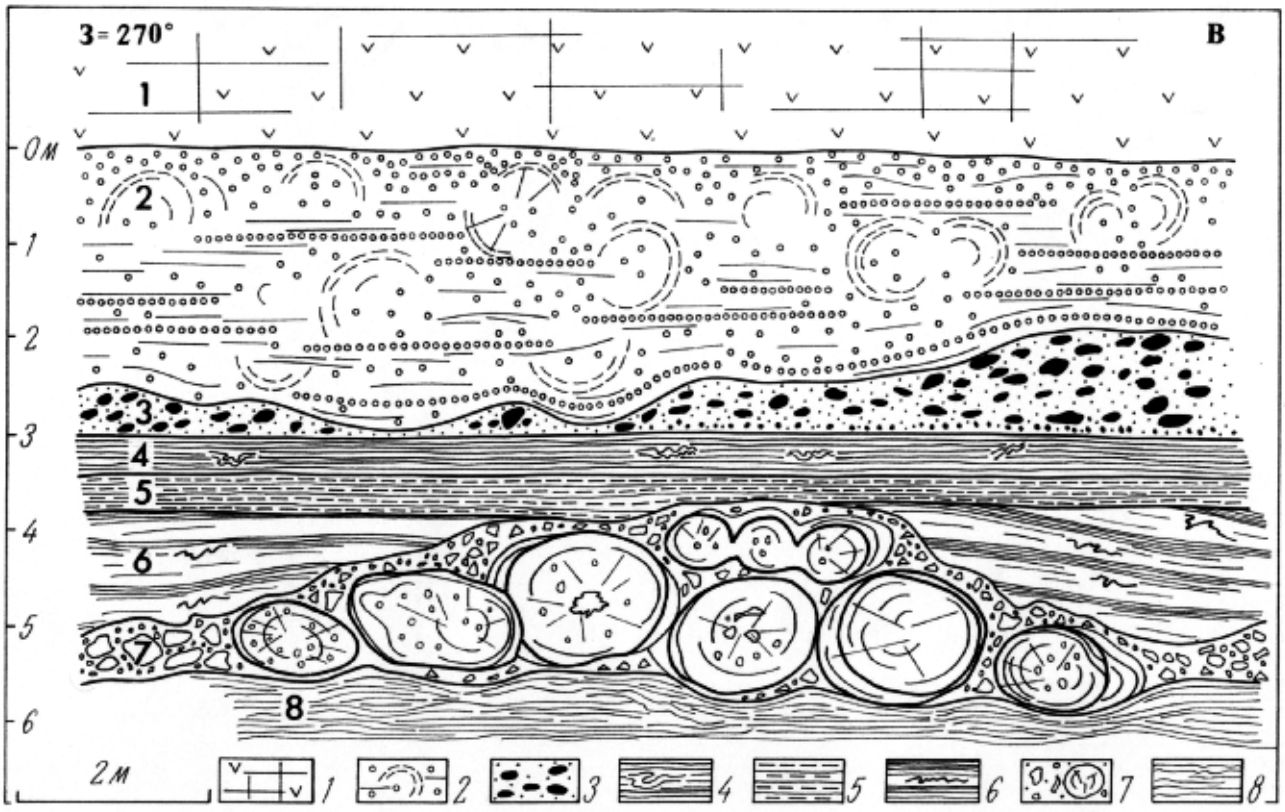


Рис. 18. Пакет пирокластических отложений в разрезе платобазальтов среднего ятулия. Восточное крыло Селецкой структуры. Селецкая вулканическая зона.

Горизонты: 1 – подошва потока однородных мелкозернистых базальтов с отчетливой пластовой и параллелепипедальной отдельностью; 2 – поток миндалекаменных вспененных базальтов с элементами текстур «эмбриональных» шаровых лав. Отчетливая слоистость течения. Сильная эпидотизация основной массы; кварц-хлоритовые миндалины с обилием сульфидов меди и железа; 3 – горизонты бомбовых туфов. Обилие одноразмерных и равномерно распределенных по слою бомб и лапиллей, заключенных в туффиты и туфоалевролиты. Размер вулканических бомб до 6–10 см; 4 – ленточнослоистые туфы, туфоалевролиты, с небольшими размывами внутри слоя. Отчетливые следы воднооползневых деформаций. Верхняя часть слоя имеет неяснослоистую однородную текстуру; 5 – туффиты неяснослоистые, со следами неоднократного перемыва и реликтами косослоистых пологих серий; 6 – пакет маломощных ритмов тонкослоистых туфоалевролитов с поверхностями размыва, очень пологой диагональной косой слоистостью. Видно утыкание слоев в гиалокластиты. Установлено до четырех четко выраженных маломощных ритмов. В ритмах своя тонкая ритмичность, воднооползневые текстуры; 7 – фронтальная часть потока шаровых лав и гиалокластитов. Шары с тонкой корочкой закалки; 8 – пунктирная тонкая ритмичная слоистость в туфах и туфоалевролитах

Fig. 18. Package of pyroclastic rocks in the Middle Jatulian plateau-basalt unit. Eastern flank of the Seletskaya structure. Seletskaya volcanic zone.

Horizons: 1 – base of a homogeneous fine-grained basalt flow with distinct sheet and parallelepipedal jointing; 2 – frothed amygdaloidal basalt flow with elements of «embryonic» globular lava textures. Well-defined flow bedding. Strong matrix epidotization; quartz and chlorite amygdales with abundant copper and iron sulphides; 3 – bomb tuff horizons. Abundance of equigranular bombs and lapilli enclosed in tuffites and tuffaceous siltstones and evenly distributed in the bed. Volcanic bombs size is up to 6–10 cm; 4 – varved-bedded tuffs and tuffaceous siltstones with minor scour inside the bed. Distinct traces of subaqueous slumping deformations. The upper portion of the bed has an indistinctly-bedded, homogeneous texture; 5 – indistinctly-bedded tuffites with traces of multiple scour and relics of gently dipping cross-bedded series; 6 – package of thin thinly-laminated tuffaceous siltstone rhythms with scour surfaces and gently dipping diagonal oblique lamination. The beds are observed to be restricted to hyaloclastites. Up to 4 thin, well-defined rhythms have been identified. The rhythms have their own fine rhythming and subaqueous slumping textures; 7 – frontal portion of a globular lava and hyaloclastite flow. Globules with a thin chill crust; 8 – dotted thinly-rthythmic lamination in tuffs and tuffaceous siltstones



а

б

в

Рис. 19. Морфология подушек в шарово-подушечных лавах Янисъярвинского (а, б) и Суйсарского влк. (в).

а, б – зональные, зонально-полосчатые шары и подушки с тонкими зонами закалки и центральными полостями; в – зона контакта потока шаровых лав с подстилающими туфобрекчиями и гиалокластитами

Fig. 19. Morphology of pillows in globular-pillow lava, Janisjärvi (a and б) and Suisari (c) volcanoes.

a, b – zonal, zonal-banded globules and pillows with thin chill zones and cantral cavities; c – a contact zone between a globular lava flow and underlying tuffo-breccia and hyaloclastites

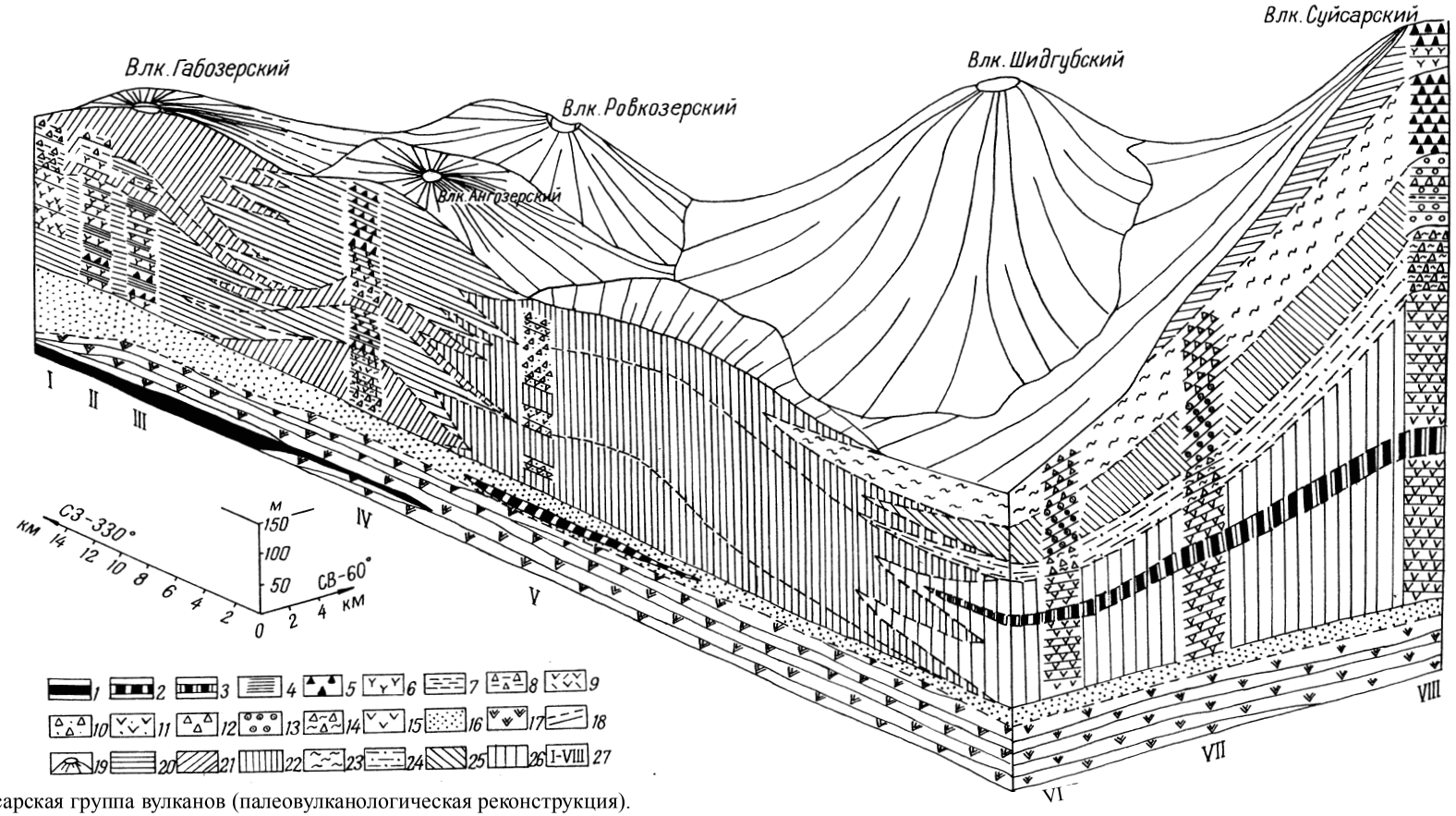


Рис. 20. Суйсарская группа вулканов (палеовулканологическая реконструкция).

Суйсарский вулканический комплекс: 1 – перидотиты Гомсельгского силла; 2 – серийно-порфировые базальты Виданского силла; 3 – серийно-порфировые базальты Суйсарского силла; 4 – мелкообломочные туфы пикритовых базальтов; 5 – грубообломочные туфы пикритовых базальтов; 6 – лавовые потоки и покровы пикритовых базальтов; 7 – мелкообломочные туфы плагиоклаз-пироксеновых порфировых базальтов; 8 – грубообломочные туфы плагиоклаз-пироксеновых и пироксеновых порфировых базальтов; 9 – лавовые потоки и покровы плагиоклаз-пироксеновых и пироксеновых порфировых базальтов; 10 – грубообломочные туфы пироксен-плагиоклазовых порфировых базальтов; 11 – лавовые потоки и покровы пироксен-плагиоклазовых порфировых базальтов; 12 – крупнообломочные туфы вариолитовых базальтов; 13 – лавовые потоки и покровы вариолитовых базальтов; 14 – крупнообломочные туфы плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых базальтов; 15 – лавовые потоки и покровы плагиоклазовых порфировых базальтов;16 – туффиты; 17 – миндалекаменные базальты заонежского вулканического комплекса; 18 – границы лавово-пирокластических пакетов; 19 – реставрированные вулканические постройки; лавово-пирокластические пакеты: 20 – пикритовых базальтов, 21 – плагиоклаз-пироксеновых порфировых базальтов, 22 – плагиоклазовых порфировых базальтов, 23 – крупнообломочных аглютинатовых туфов плагиоклаз-пироксеновых базальтов, 24 – мелкообломочных туфов плагиоклазовых порфировых базальтов, 25 – вариолитовых базальтов, 26 – плагиоклазовых порфировых базальтов; 27 – колонки по разрезам (I–III – оз. Гальозеро, IV – оз. Ангозеро, V – оз. Сургубское, VI – Чертов Стул, VII – залив Ялгуба, VIII – о. Суйсари)

Fig. 20. Suisari group of volcanoes (palaeovolcanological reconstruction).

Suisari volcanic complex: 1 – peridotites of the Gomselga sill; 2 – serial porphyry basalts of the Bidan sill; 3 – serial porphyry basalts of the Suisari sill; 4 – finely-clastic picritic basalt tuffs; 5 – coarse clastic picritic basalt tuffs; 6 – picritic basalt lava flows and sheets; 7 – finely-clastic plagioclase-pyroxenic porphyry basalt tuffs; 8 – coarse clastic plagioclase-pyroxene and pyroxene porphyric basalt tuffs; 9 – plagioclase-pyroxene and pyroxene porphyric basalt lava flows and sheets; 10 – coarse clastic pyroxene-plagioclase porphyric basalt tuffs; 11 – pyroxene-plagioclase porphyric basalt lava flows and sheets; 12 – coarse clastic variolitic basalt tuffs; 13 – variolitic basalt lava flows and sheets; 14 – coarse clastic plagioclase and pyroxene-plagioclase basalt tuffs; 15 – plagioclase porphyric basalt lava flows and sheets; 16 – tuffites; 17 – amygdaloidal basalts of the Zaonezhsky volcanic complex; 18 – boundaries of lava-pyroclastic packages; 19 – reconstructed volcanic edifices; lava-pyroclastic packages: 20 – picritic basalts, 21 – plagioclase-pyroxene porphyric basalts, 22 – plagioclase porphyric basalts, 23 – coarse clastic agglutinatic plagioclase-pyroxene basalt tuffs, 24 – finely-clastic plagioclase porphyric basalt tuffs, 25 – variolitic basalts, 26 – plagioclase porphyric basalts; 27 – columns for sections (I–III – Lake Galozero, IV – Lake Angozero, V – Lake Surgubskoye, VI – Chertov Stul, VII – Yalguba Bay, VIII – Suisari Island)

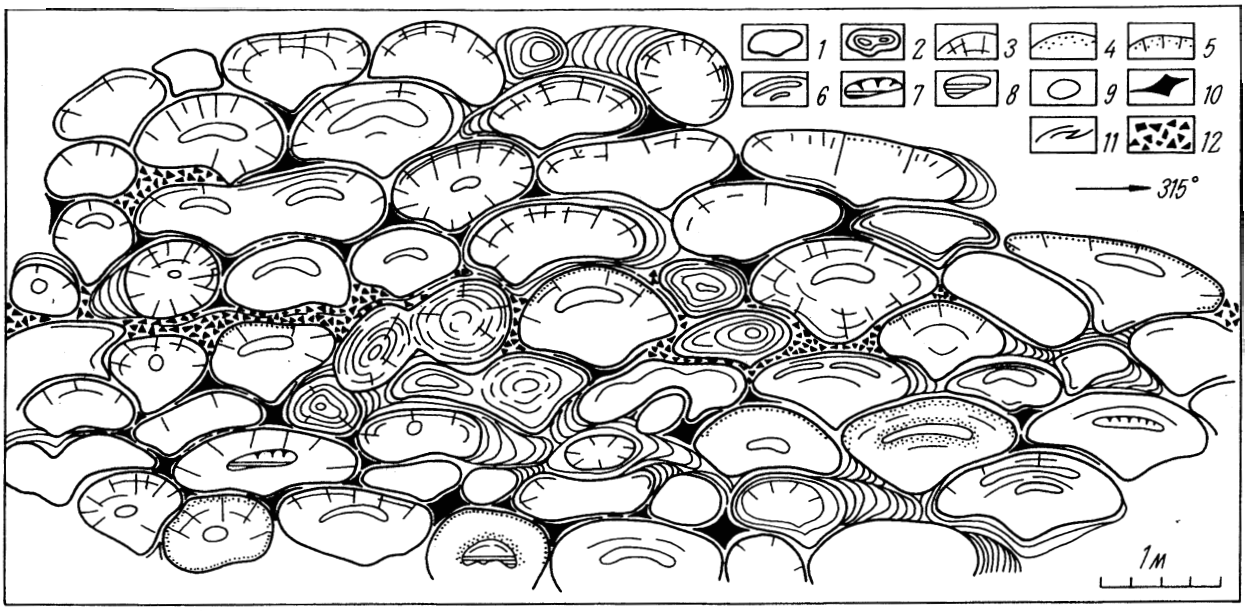


Рис. 21. Шарово-подушечные и пахоэхоэ плагиофировые и пироксен-плагиофировые базальты Шидгубского влк. С кремнистым халцедон-кварцевым гидротермальным заполнением межблоковых пространств зал. Глубокий Наволок.

1 – поперечные сечения шаров, подушек и блоков похоэхоэ; 2 – концентрическая отдельность; 3 – радиально-концентрическая отдельность; 4 – зоны с вариолитовой текстурой; 5 – вариолиты зон закалки; 6 – центральные полости шаров и подушек; 7 – полости с горизонтальной полосчатостью агатов и сталактитами агатов в их кровле; 8 – полости в центре шаров как природные уровни горизонта; 9 – полости в центре шаров без заполнения; 10 – межблоковые гнезда кварц-агат-халцедонового агрегатного состава, нередко с кальцитом, сульфидами; 11 – пластовые прослои серых тонкозернистых яшм; 12 – гиалокластиты, обломки сцементированы исключительно кремнистым материалом

Fig. 21. Vertical cross-section through a globular-pillow lava flow of pyroxene porphyric basalts on Gorely Island, Point Gluboky area (Shidguba). Shidguba volcanic zone. Lake Onega.

1 – external cross-sectional contours of globular lava blocks; 2 – polyconcentric spheroidal jointing; 3 – radial-concentric spheroidal jointing; 4 – variolite zones in globules; 5 – conchoidal and radial spheroidal fractures; 6 – disc-like and crescentiform gas cavities in globules and pillows; 7 – «stalactites» and striated agates (natural horizon levels) in central voids; 8 – elongate «lamellar» gas cavities; 9 – rounded central gas cavities with originally smooth surfaces; 10 – interglobular spaces filled with hydrothermal material; 11 – globule and pillow surface elements; 12 – hyaloclastites

под напором в лавоводе. Подобные формы мы имели возможность наблюдать во фронтальной части лавового потока южного прорыва (БТТИ), когда он не смог преодолеть барьер, остановился, и под напором лавы произошло истечение ее в виде выжимок с ребристыми поверхностями баллоновидной или тубо-трубообразной формы.

Потоки шаровых лав, как показывает наш опыт исследований, в большинстве случаев достаточно легко выделяются в разрезах лавовых толщ. Все без исключения случаи нахождения ливвийских шаровых лав в Суйсарской древневулканической области в кровле сменяются либо гиалокластитами, либо перекрываются лавами последующих излияний с массивной однородной подошвой. Однако в лавовых пакетах шарово-подушечных лав, в случае их последовательных излияний, образуются многократные наслоения, прислонения или перетекания, но их весьма трудно или даже невозможно расчленить без специальных исследований. В литературе иногда приводятся данные мощности шаров лав в виде покровов в несколько десятков метров, иногда превышающих 100 м. Вероятно, такие случаи возможны в месте их свала, заполнения депрессий и т. д. Однако без уточнения этих признаков величину оценки мощности одного потока в десятки метров, как достоверную, признать нельзя.

В районе северного сектора влк. Шидгубского на о. Шид нами была изучена площадь около 300 м^2 шаровых лав, на которой выделено шесть лавовых потоков с очень сложными пространственными сочетаниями. Более того, механизм лавовых излияний свидетельствует о том, что любые лавовые потоки изливаются строго согласно уклону ложа. Шаровые лавы в таких условиях обычно прислоняются друг к другу или их перетекают, но не наслаиваются в последовательности извержений (рис. 25). Как следует из прилагаемого рисунка, последовательность лавовых потоков в разных сечениях разная. В этом случае возможны очень серьезные «сдвиги» стадийности вулканических извержений.

Тип гиалокластитовых лавовых потоков и покровов по частоте встречаемости и территориальному распространению совпадает с ареалами шарово-подушечных. Их взаимосвязанное сонахождение имеет важные палеовулканологические следствия. Классический гиалокластит – это разрушенный силой внутреннего напряжения материал зон закалки шаров и реже подушек лавовых потоков и покровов, а также материал термического эффекта взаимодействия

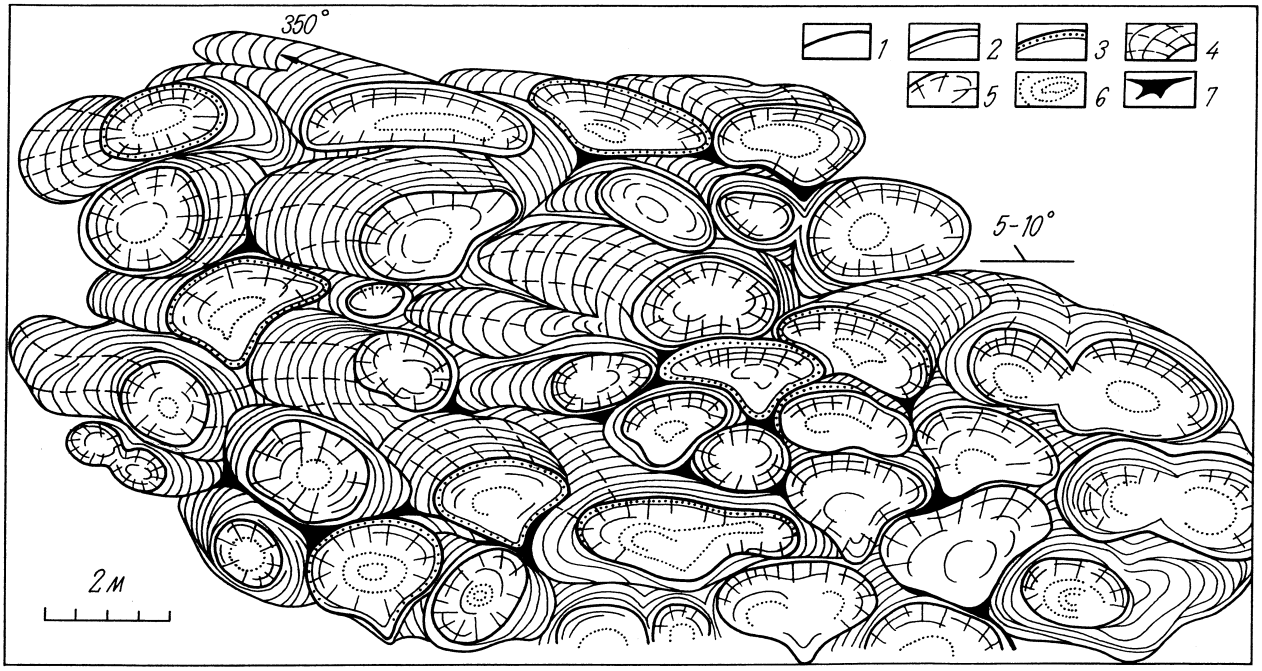


Рис. 22. Пространственные соотношения лавовых туб, жгутов, труб с элементами их ветвления в лавовом потоке пироксеновых базальтов мыса Кельт-наволок, о. Суйсари. Влк. Суйсарский, северный сектор.

1 – внешняя зона закалки шаров с чешуйчатыми пластинками отслоения, мощность до 1 см, черные стекловатые гиалобазальты, иногда с реликтами слабоизмененного бурого стекла; 2 – зона закалки, черное, черно-бурое стекло, стекловатый гиалобазальт легко распадается на тонкие гиалокластические пластинки с режущими краями, мощность до 2 см; 3 – зона стекловатого базальта, что и 2, содержащая мелкие около 1,0 мм светлые вариоли, вариолитовая зона иногда образует постепенный переход к внутренней части блоков; 4 – элементы фактуры поверхности современного шелушения шаровых и подушечных тел; 5 – радиальная и концентрическая (поликонцентрическая) скорлуповая отдельность; 6 – концентрические или незамкнутые полосы скопления вариолей внутри блоков обычно отчетливо передают их контуры по линии сечения; 7 – межблоковые (межшаровые) пространства с гидротермальным заполнением, зоны массового нахождения жеод халцедонового и халцедон-агатового заполнения

Fig. 22. Spatial relationships between lava tubes, plaits and pipes with branching elements in a pyroxene basalt lava flow, Point Kelt-navolok, Suisari Island. Suisari Volcano, northern sector.

1 – external chill zone of globules with imbricate exfoliation laminae, thickness up to 1 cm, black vitreous hyalobasalts, occasionally with relics of slightly altered brown glass; 2 – chill zone, black to black-brown glass, vitreous hyalobasalt disintegrates readily into thin hyaloclastic laminae with cutting edges, thickness up to 2 cm; 3 – vitreous basalt zone, same as 2, which contains fine (ca.1,0 mm) light-coloured varioles, a variolitic zone occasionally forms a gradual transition to the internal portion of blocks; 4 – elements of the surface texture of the modern scaling of globulart and pillow bodies; 5 – radial and concentric (polyconcentric) conchoidal jointing; 6 – concentric or unclosed variole accumulation bands inside blocks normally clearly show their contours along the cross-sectional line; 7 – interblock (interglobular) spaces filled with hydrothermal material, zones of abundant geodes with chalcedony and chalcedony-agate

раскаленной лавы с водной средой в результате «термического шока». В литературе гиалокластиты отмечаются чрезвычайно редко. В большинстве случаев они идентифицируются как вулканические брекчии (очень многозначный термин), туфобрекчии, денудационные брекчии, «зеленые» туфы и т. д. Вместе с тем этот генетический тип вулканомиктовых пород может служить индикатором глубинности их формирования. Известны многочисленные примеры того, что шаровые лавы как мелководных, так и глубоководных излияний вообще не содержат гиалокластитов. Однако между ними существует генетическая взаимосвязь. По нашему мнению, гиалокластиты фиксируют определенную глубинность своего формирования. Наиболее благоприятными объектами для отработки методики определения глубинности (давление водного столба) лавовых излияний в Карелии являются верхнеятулийские гиалокластиты выс. Чуккури в Лехтинской структуре. Район Суйсарской группы вулканов в этом отношении наиболее благоприятен. Вулканическое поле Шидгубского и Суйсарского вулканов позволило выявить вертикальный диапазон уровня окисленных пикритовых базальтов аэральных обстановок до уровня первого и последующих появлений в разрезе типичных гиалокластитов. Эта величина составила около 100–150 м. Однако значения глубинности гиалокластитообразования должны быть обоснованы другими методами. Недостаточная степень изученности и недостаточный масштаб детальности проведенных реконструкций Суйсарской группы вулканов (он близок к 1 : 25 000) не позволили выполнить эти построения с большей тщательностью. Специальными тематическими исследованиями эта важная палеовулканологическая проблема может быть решена на конкретных объектах влк. Суйсарского и Шидгубского. Очевидно, гиалокластитовые потоки формируются на некотором удалении от эруптивных центров. Для влк. Суйсарского это расстояние составляет

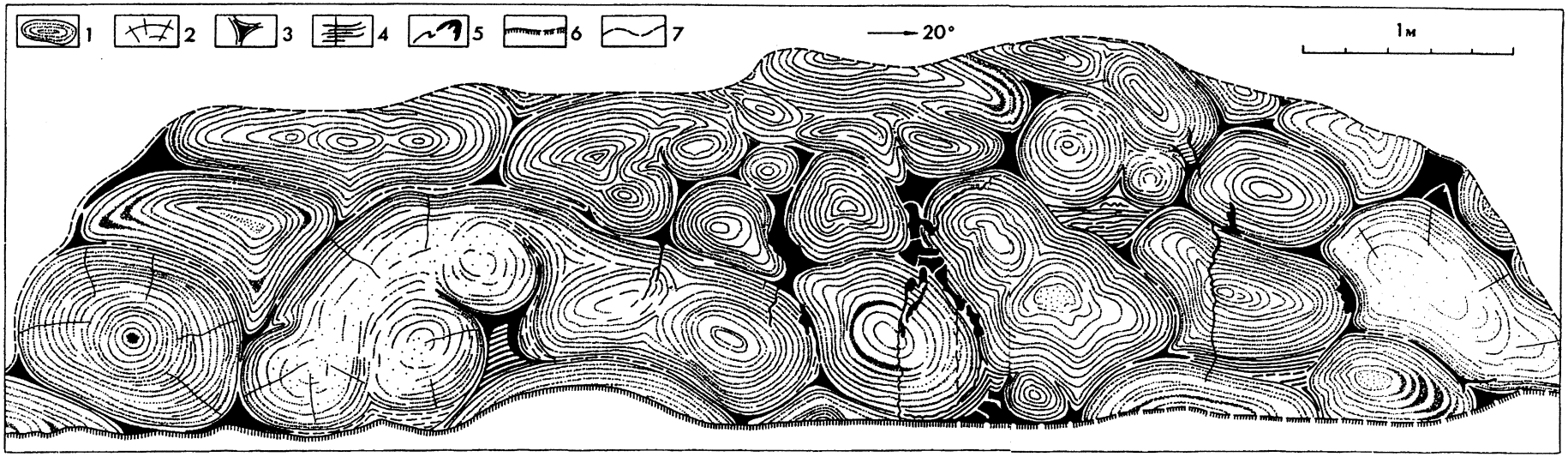


Рис. 23. Вертикальный разрез под острым углом к простиранию лавового потока пироксеновых порфировых высокомагнезиальных базальтов юго-западного сектора влк. Ангозерского. Суйсарская древневулканическая область. Рисунок выполнен по серии фотографий.

1 – поликонцентрическая морфология сечения зональных лавовых блоков, туб и шаров, обусловленная разной степенью их выветривания. Отмечается многократное практически замкнутое чередование зон, обогащенных вкрапленниками Cpx и Ol, с зонами стекловатой матрицы. Стекловатые полоски имеют более сильное автометаморфическое изменение. Псевдоморфозы кварца, хлорита, развивающиеся по Cpx и хлорит-серпентинового агрегата – по Ol, обусловливают вспененную фактуру поверхности. Ребристая поверхность среза обусловлена разной степенью выветривания стекловатого базальта (бороздки) и порфирового – валики; 2 – слабовыраженная отдельность, более напоминающая наложенную трещиноватость; 3 – межблоковые пространства зернистого светло-серого кварца; 4 – нитевидные слабо изгибающиеся прожилки хлорит-кварцевого состава; 5 – зона наложенного окварцевания; 6 – граница почвенного слоя, нижний срез уступа; 7 – граница задокументированной части обнажения

Fig. 23. Vertical section at an acute angle to the strike of a lava flow of pyroxene porphyric Mg-rich basalts. Southwestern sector of Angozero Volcano. Suisari ancient volcanic domain. Sketch was made from a series of photographs.

1 – polyconcentric cross-sectional morphology of zonal lava blocks, tubes and globules caused by a difference in the degree of their weathering. Multiple, practically closed alternation of zones enriched in Cpx and Ol phenocrysts, with vitreous matrix zones, is observed. Vitreous bands exhibit stronger autometamorphic alteration. Quartz and chlorite pseudomorphs that evolve after Cpx and chlorite-serpentinite aggregate after Ol are responsible for a variolitic surface texture. The ribbed surface of the section is due to a difference in the degree of weathering of vitreous (grooves) and porphyric (rollers) basalt; 2 – indistinct jointing which resembles multiple fracturing; 3 – interblock spaces of light-grey granular quartz; 4 – slightly curved filamentous veinlets of chlorite-quartz composition; 5 – multiple silicification zone; 6 – soil layer boundary, lower section of a scarp; 7 – boundary of the documented portion of the exposure

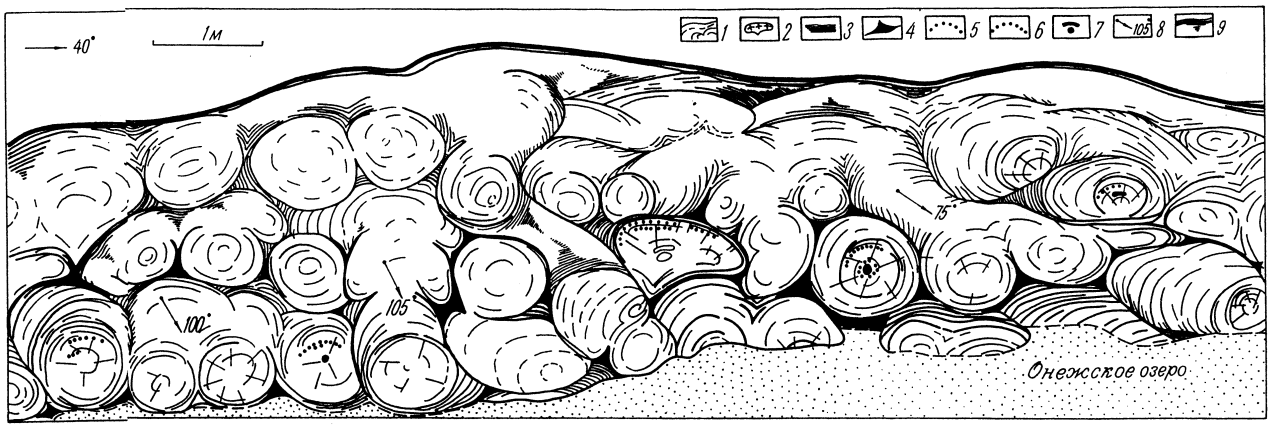


Рис. 24. Морфология фронтальной части отпрепарированного лавового потока пахоэхоэ плагиопироксеновых порфировых базальтов на одном из островов Шардонского архипелага (обн. 207–12). Суйсарская вулканическая зона. Онежское озеро. Рисунок выполнен по серии плановых фотографий и зарисовкам отдельных фрагментов лавового потока.

1 – наплывы и вытеки лавовых струй в плане в форме жгутовых, тубообразных тел с их ветвлением и признаками набухания; 2 – поперечные сечения лавовых туб; 3 – морщинистая поверхность блоков пахоэхоэ, подчеркнуты линии, выделяющие объемы единичных кольцеобразных вытеков лавы; 4 – межшаровые, межблоковые зоны кварцевого, халцедон-агатового, кварц-кальцитового или халцедон-агатового с аметистовыми жеодами заполнения, нередко включающие гиалокластические обломки шелушения остывавших блоков; 5 – зоны вариолитов в разрезах блоков; 6 – «слоистые» вариолиты в верхней части блоков; 7 – центральные газовые пустоты, имеющие гладкие поверхности и халцедон-агатовое тонкополосчатое заполнение; 8 – направление местного истечения лавы; 9 – волнистая отпрепарированная поверхность лавового потока

Fig. 24. Morphology of the frontal portion of a prepared lava flow of pahoehoe plagiopyroxene porphyric basalts on an island of the Shardon Archipelago (exp. 207–12). Suisari volcanic zone. Lake Onega. Picture was made using a series of photographs and sketches of individual fragments of a lava flow.

1 – excrescences and effluxes of lava jets in plan view in the form of branching ropy, tube-shaped bodies with signs of swelling; 2 – cross-sections through lava tubes; 3 – wrinkled surface of pahoehoe blocks is conspicuous. Lines emphasizing the volumes of scarce rin-shaped lava excrescences; 4 – interglobular, interblock zones filled with quartz, chalcedony-agate, quartz-calcite or chalcedony-agate with amethyst geodes, often include hyaloclastic fragments produced by exfoliation of cooling blocks; 5 – variolite zones in the sections of blocks; 6 – «layered» variolites in the top portion of blocks; 7 – central gas cavities with smooth surfaces and a thinly-laminated chalcedony-agate filler; 8 – direction of local lava outflow; 9 – prepared undulatory surface of a lava flow

от одного до 4–5 км. Мощности гиалокластитов обычно не превышают первых метров. Они нередко переслаиваются с массивными лавами или осадочно-вулканогенными породами, обогащенными кремнистыми сланцами, а иногда и линзами яшм.

Класс флюидизированных покровов гетерогенного «слоисто»-полосчатого строения включает весьма редко встречаемые игнимбритовые и игниспумитовые типы. Признаки спекания обломочно-пирокластических масс с явными признаками их первичного раскаленного состояния отмечены нами лишь в единичных случаях в ареалах позднеятулийского вулканизма (Лехтинская вулканическая зона, оз. Летнее, ур. Чуккури), а также ливвийского вулкано-плутонизма в Суйсарской древневулканической области.

Игнимбритовый тип является древним аналогом недавних и современных пенистых раскаленных потоков, а игниспумитовый – далеким подобием раскаленных палящих лавин, описания которых для областей недавнего и современного вулканизма были в отечественной специальной литературе систематизированы В. П. Петровым (1957), В. И. Влодавцом (1964, 1984), И. В. Лучицким (1971), Е. Ф. Малеевым (1975, 1980) и некоторыми другими.

Тип игнимбритовых раскаленных покровов отличается от игниспумитовых высокой степенью насыщенности обломочным материалом из эруптивной кратерной зоны вулканических построек. Характерна их перегруженность глыбовым ресургентным материалом, шлаками, обломками миндалекаменных пород, но обычна весьма однородная по петрографическому составу вспененно-пенистая связующая масса. Игниспумитовые покровы отличаются в целом большей однородностью, хотя шлаковидные обломки лапиллиевой размерности и ресургентный материал присутствуют в заметном (до 10–15%) количестве.

Игнимбритовые потоки отмечены в единичных случаях в составе лавово-вулканокластических полей Виданского, Суйсарского и Ангозерского вулканов. Они имеют четкую секториальность в размещении, небольшую мощность (первые десятки м), но не выясненную протяженность. Являясь ярким примером образований проксимальной зоны, они относятся к группе типоморфных фаций жерловой зоны. Обилие обломков (до 30%) размерностью до глыбовой, представленных шлаковидными, миндалекаменными базальтами и кусками оплавленного ресургентного материала размером до 30–40 см, цементируется вспененной лавой с признаками высокотемпературного состояния. Лава отчетливо флюидально-полосчатая, имеет признаки ламинарного течения и придает вскрученным фракциям обломков хорошо выраженную директивность. Цементирующий расплав – вспененная лава сваривает обломки в единую монолитную массу.

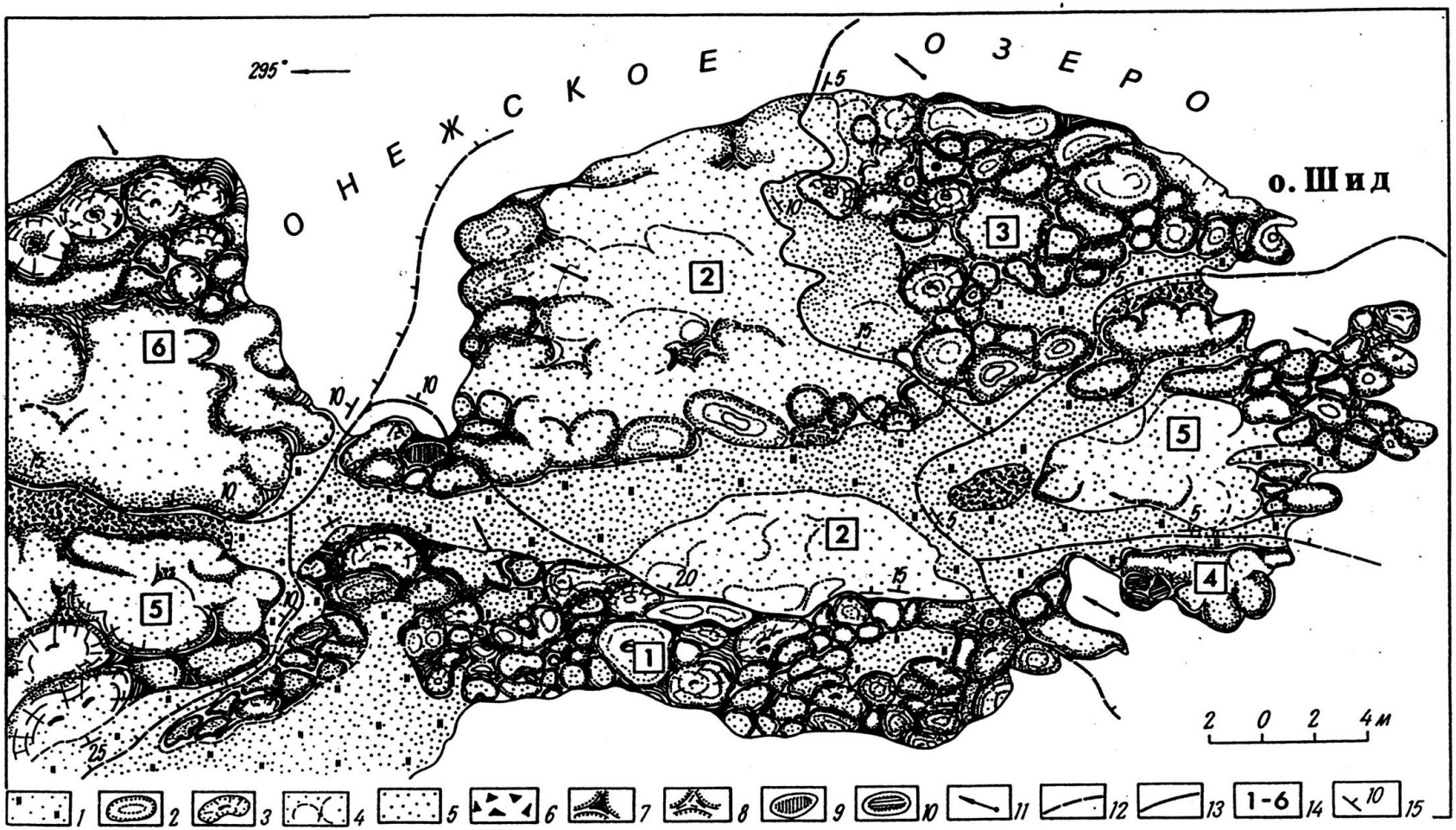


Рис. 25. Сочленение шести базальтовых потоков шаровых и шарово-подушечных лав во фронтальной части лавового поля Шидгубского влк. (о. Шид, Онежское озеро).

1 – четвертичные отложения; 2 – шаровые и подушечные фрагменты лавовых потоков; 3 – шары с радиально-концентрическим строением, центральными полосками; 4 – участки потоков с «эмбрионами» шаров и подушек; 5 – массивная часть потоков; 6 – гиалокластиты; 7 – силициты в межшаровых пространствах; 8 – плотная «упаковка» шаров с гиалокластической тонкочешуйчатой цементирующей массой; 9 – шары пироксеновых порфировых базальтов в потоках пикритовых базальтов; 10 – шары пикритовых базальтов в потоке пироксеновых порфировых базальтов; 11 – наиболее четко проявленные направления растекания лавовых потоков; 12 – предполагаемые границы лавовых потоков; 13 – прослеженные границы лавовых потоков; 14 – камера лавовых потоков в выявленной их последовательности залегания в разрезе пакета; 15 – элементы залегания поверхностей лавовых потоков

Fig. 25. Juncture of six basalt flows of spheroidal and spheroidal-pillow lava in the frontal portion of the lava field of Shidguba Volcano (Shid Island, Lake Onega).

1 – Quaternary deposits; 2 – spheroidal and pillow fragments of lava flows; 3 – balls showing a radial-concentric structure and central bands; 4 – portions of flows with «embryos» of balls and pillows; 5 – massive portion of flows; 6 – hyaloclastites; 7 – silicites in spaces between balls; 8 – tight «packing» of balls with a hyaloclastic, finely-imbricated matrix; 9 – pyroxene porphyric basalt balls in picritic basalt flows; 10 – picritic basalt balls in a pyroxene porphyric basalt flow; 11 – most distinct lava flow direction; 12 – assumed lava flow boundaries; 13 – traced lava flow boundaries; 14 –chamber of lava flows in the revealed sequence of their occurrence in the section of the package; 15 – mode of occurrence of lava flow surfaces

Мы предполагаем, что так называемая «соломенская брекчия» есть не что иное, как игнимбритовидная сваренная порода из нижних частей покровов. Отличительной особенностью является скопление участками разновеликого обломочного материала, зональность обломков и общее прокварцевание по массе. Соломенские брекчии в разрезах обычно переслаиваются с «холодными» агломератовыми туфами (туфобрекчиями), литокластическими туфами и осадочно-вулканогенными туфогенными отложениями. С полями покровов игнимбритового типа нередко сопряжены фумарольно-гидросольфатарные площадки и обилие тел яшмоидов, силицитов и кремнистых осадков.

Этот тип лавокластических образований является в некоторой степени переходным к пирокластическим. Его главная особенность заключается в том, что он формируется за счет флюидизации расплавов базальтового состава. По этому признаку их можно отнести к неактуалистическим формам вулканизма, свойственным докембрию. Однако следует подчеркнуть их еще недостаточную изученность не столько с геологических, сколько с палеовулканологических позиций.

Игниспумитовые покровы являются чрезвычайно редкими образованиями, распространенными исключительно в околожерловой зоне. Они представляют собой сваренную монолитную массу с отчетливой флюидальностью, представляющую первоначально раскаленную пенистую лаву в диспергированном состоянии. Кусочки оплавленных и зональных обломков обычно располагаются полосами. Подобные образования нами были встречены в Лехтинской вулканической зоне позднего ятулия и в разрезах околожерловой фации влк. Суйсарского (о. Суйсари). Внешне сходство игниспумитов с некоторыми типами пород жерловой фации влк. Ровкозерского позволяет судить о способе их образования.

В результате спонтанного разогрева в процессе окисления газов и повышения их температуры на 100–150° происходит их бурное извержение. Игниспумитовая лава обогащается породами кратерной постройки и извергается в виде направленного взрыва. Очевидно, что этот класс пород в докембрии явление редкое. Их специальные исследования необходимо не только расширить, но и распространить на дистальные ареалы, чтобы выявить их геологический эффект. Однако более важным является распространение поиска этих редких образований на сариолийские и лопийские вулканические ареалы.

Среди лопийских вулканогенно-обломочных образований породы с признаками туфолавовой природы наблюдались нами в Койкарской, Хаутаваарской, Воломской и Костомукшской геологических структурах.

Текстуры течения лав

Разливы лав, как в форме покровов, так и вытянутых удлиненных потоков неизбежно испытывают колебания в скорости течения, обусловленные расходом лавы, уклоном поверхности и особенно вязкостью. Скорость течения внутри текущего потока несколько выше скорости перемещения кровли. Разность скоростей фиксируется поверхностью как директивность ее элементов. Важным моментом палеовулканологических исследований является поиск таких текстур, которые стали следствием разных скоростей течения лавы (рис. 26). В разрезе лавовых покровов в этом отношении представляют особый интерес текстуры миндалекаменных зон, скоплений миндалин с их удлиненностью, вытянутостью газовых полостей в плоскостях «слоистости» течения и внутри лавоводов, где обычно формируются газовые полости, трубообразные каверны с резким удлинением по течению (рис. 27). Миндалины, как минерализованные пузырьки газа или флюида, при воздымании (плавучести) смещаются с разной скоростью к кровле, приобретая ориентировку в направлении этого течения. Предполагая или экспериментально оценивая скорость воздымания пузырьков флюида и зная угол наклона и длину наклоненного столбика, можно рассчитать скорость течения лавы в потоке. Однако такие специальные исследования в докембрии, насколько нам известно, в литературе не обсуждались.

Летучие компоненты в прикровельной части текучих лав накапливаются и образуют под тонкой коркой закалки пустотелые пространства, в которых текучая лава принимает форму накатывающихся запрокинутых волн, с той лишь разницей, что на фронте волна более пологая, а в тылу ее (обратном течению) – крутая (эффект морщинистости поверхности лавы при ее внутреннем течении). Такие лавовые языки, валы, наплывы, вплоть до канатных лав, известны в лавах ятулия (оз. Сегозеро, оз. Летнее, пос. Гирвас), людиковия (Шидгуба и мыс Пиппури) и рифея (пороги в нижнем течении р. Тулемайоки вблизи пос. Салми). Мы имели возможность в изобилии их наблюдать на потоке южного прорыва БТТИ. В этом отношении людиковийские пахоэхоэ (канатные лавы) являются уменьшенной «копией» толбачинских (рис. 28). Мы уже отмечали широкое развитие серповидных миндалин, газовых пустот дисковидной формы, удлинение которых – очень надежный критерий направления течения лавы внутри потока. Нередки случаи, когда лава в кровле «многослойна». Верхний слой часто приобретает торосированную форму наплыва таких блоков друг на друга, их общая удлиненность также может указать направление течения лав (рис. 29).

В случае наличия в изливающейся лаве протокристаллических лав в плоскости трахитоидности можно обнаружить отчетливую директивность, как правило, незначительно различающуюся в направлении на разных уровнях разреза потока. Подобные наблюдения в наибольшей степени возможны в Пана-Куолаярвинской и Суйсарской вулканических областях, в лавах людиковийской и ливвийской возрастных групп. Реже наблюдалась директивность плагиоклазовых, порфировых базальтов раннего ятулия, людиковия. В наилучшей степени линейность трахитоидных излившихся и субвулканических малоглубинных пластовых силлов проявлена в Суйсарской вулканической зоне (о. Суйсари, залив Ялгуба, Пиньгуба) и в мегаплагио-

порфировых габбро-долеритах и лавах влк. Виданского (оз. Уросозеро, Укшозеро, мыс Красков Наволок, мыс Риута).

По нашему мнению, достоверную информацию о растекании лав дают наблюдения на участках массового распространения шарово-подушечных, особенно подушечных и пахоэхоэ базальтов. Здесь можно видеть множество примеров того, как происходило перемещение блоков, какова была линия фронта лавового потока или покрова, каким причудливым выдавливанием были вытеки пахоэхоэ из ветвящихся труб (рис. 25). Нагромождения шаров в шаровых и шарово-подушечных лавах также дают возможность решить вопрос о расположении их истоков.

Для локализации эруптивного центра широко используется метод определения направлений фронта лавовых потоков по мере их выклинивания, сокращения мощности и частичного утонения. Однако общегеологические приемы решения этого вопроса будут рассмотрены в разделах, посвященных реконструкции вулканических построек и их морфологических типов.

Фация вулканических выбросов – одна из наиболее информативных в выявлении динамики и режима эруптивной деятельности. Наблюдаемые продукты вулканических извержений в виде пепловых туч, шлаковых и пемзовых отложений, вулканических камнепадов – ресургентных обломков, вулканических бомб, лапиллей или кристаллокластов позволяют восстановить хронологию вулканического пароксизма, а также тип эруптивной деятельности, производительность древних вулканов и целый ряд других событий и явлений, сопровождавших частное извержение или эруптивный эпизод, стадию, фазу. Несомненна роль актуалистических подходов в понимании режима взрывных явлений в докембрийских ареалах. Эта палеовулканологическая проблема чрезвычайно сложна, многогранна и, нужно признать, еще во многом не решена современной классической наблюдательной палеовулканологией. Нас укрепляет в

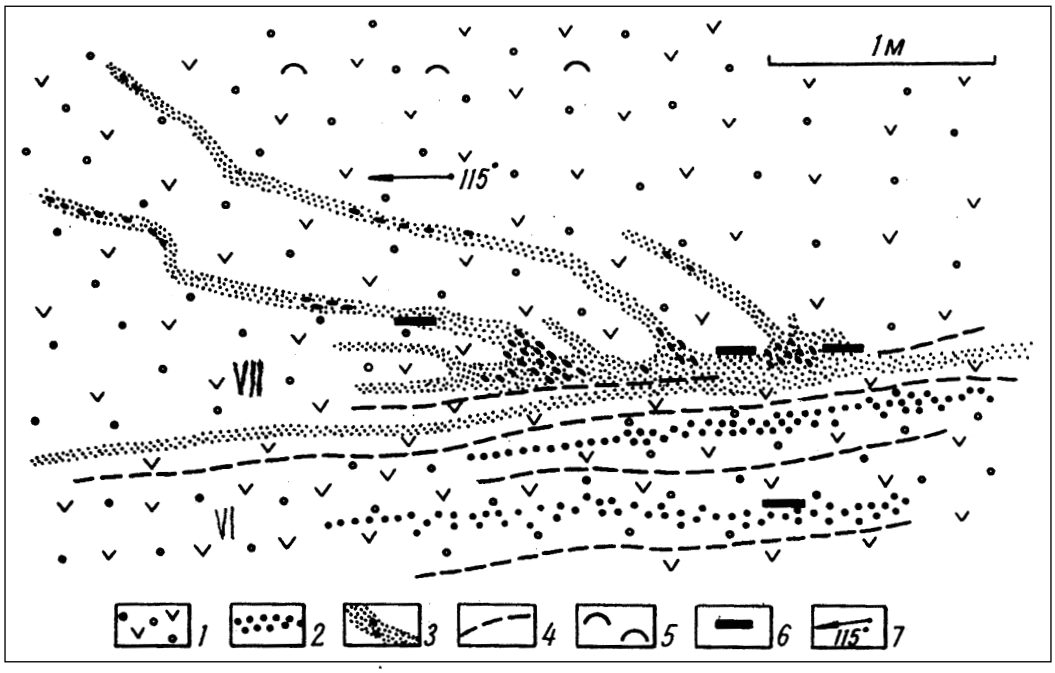


Рис. 26. Ориентированное расположение столбообразных скоплений миндалин в подошве лавового покрова в направлении растекания лав. Газовые фонтаны в подошве VII покрова (в зоне «слоистого» течения базальта) в виде нескольких восстающих струй (Глухая губа, оз. Сегозеро, Сегозерская вулканическая зона).

1 – миндалекаменные базальты основной центральной части покрова; 2 – наиболее ранние порции излияния расплава со слоистостью течения и отчетливыми поверхностями раздела; 3 – восстающие фонтанчики газовых струй, миндалины и газовые полости выполнены кварцем, кварцем и кальцитом, эпидотом, альбитом, сульфидами железа и меди, гематитом; 4 – границы ранних порций расплава (вторичные потоки) в зоне активного излияния базальтов в проксимальной зоне влк. Орченьского; 5 – серповидные миндалины; 6 – медносульфидная вкрапленность; 7 – общее направление течения лавы при формировании VII лавового покрова

Fig. 26. Oriented distribution of columnar clusters of amygdales at the bottom of a lava sheet in the direction of lava flow. Gas blowouts at the bottom of sheet VII (in a «layered» basalt flow zone) in the form of several upward jets (Glukhaya Bay, Lake Segozero, Segozero volcanic zone).

1 – amygdaloidal basalts of the main central portion of the sheet; 2 – earliest portions of effusive melt with flow bedding and distinct interfaces; 3 – upward spouts of gas jets, amygdales and gas cavities are filled with quartz, quartz plus calcite, epidote, albite, iron and copper sulphides and hematite; 4 – boundaries of early portions of melt (secondary flows) in the active basalt flow zone, proximal zone of Orchensky Volcano; 5 – crescentiform amygdales; 6 – copper sulphide dissemination; 7 – general direction of lava flow during the formation of lava sheet VII

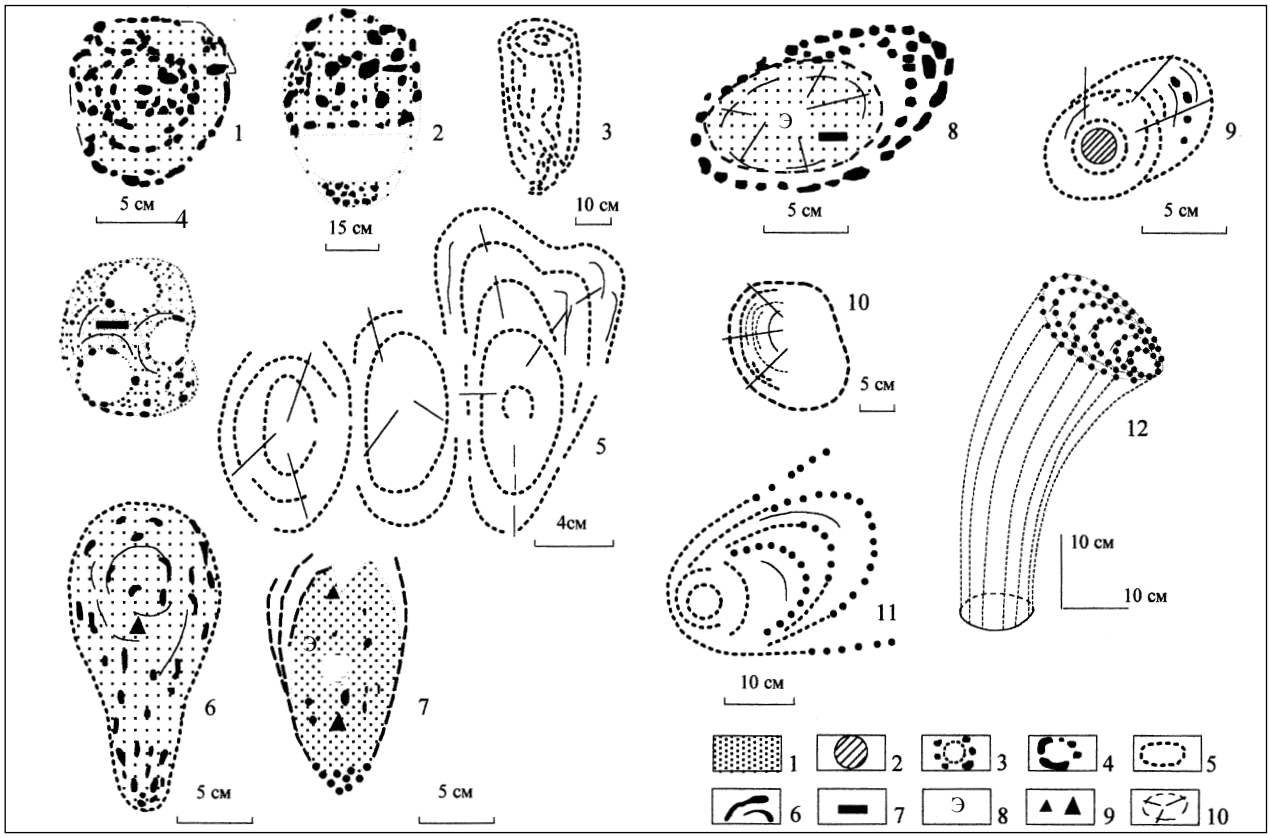


Рис. 27. Столбообразные скопления миндалин в ятулийских платобазальтах Сегозерской вулканической зоны (южный берег оз. Сегозера, о. Каличьего архипелага). Вмещающей средой является среднекристаллический однородный плагио-пироксеновый микропорфировый платобазальт, интенсивно спилитизированный с повсеместным развитием эпидотизации и порфиробластической амфиболизации.

1 – однородный мелко-среднекристаллический базальт внутренней части столбообразных скоплений миндалин; 2 – внутренняя часть скопления миндалин с газовым каналом (сифоном); 3 – концентрические полосы скоплений миндалин, различающихся по размеру; 4 – газовые каверны неправильной формы; 5 – цепочки сросшихся мелких миндалин, образующих замкнутые линии; 6 – удлиненные газовые полоски, обычно в дальней и краевой частях столбиков; 7 – медносульфидная вкрапленность; 8 – объемная эпидотизация; 9 – зоны развития тонкой рассеянной пылевидной вкрапленности гематита и крупнокристаллического магнетита; 10 – радиальная и радиальноконцентрическая отдельность.
Столбообразные скопления миндалин 3, 6, 7 и 12 в близком к вертикальному срезу, остальные – поперечный срез

Fig. 27. Columnar clusters of amygdales in Jatulian plateau-basalts of the Segozero volcanic zone (southern shore of Lake Segozero, islands of the Kalichy Archipelago). Host medium is formed by homogeneous, intensely spilitized medium-crystalline plagioclase-pyroxene microporphyric plateau-basalt; epidotization and porphyroblastic amphibolization are ubiquitous.

1 – homogeneous fine-to medium-crystalline basalt in the internal portion of columnar clusters of amygdales; 2 – internal portion of a cluster of amygdales with a gas channel (siphon); 3 – concentric bands of clusters of amygdales differing in size; 4 – irregular gas caverns; 5 – chains of small intergrown amygdales forming closed lines; 6 – elongate gas bands, commonly in the remote and marginal portions of columns; 7 – copper sulphide dissemination; 8 – volumetric epidotization; 9 – finely dispersed dust-like hematite and coarse crystalline magnetite dissemination zones; 10 – radial and radial-concentric jointing.
Columnar clusters of amygdales 3, 6, 7 and 12 in near-vertical section and other amygdales in cross-section

понимании правильности наших личных оценок генетических типов пирокластических пород их «узнаваемость» специалистами в области вулканологии[7].

Изверженные породы вулканических взрывных выбросов в виде разновеликих обломков диспергированной лавы в жерле вулкана до продуктов взрывного разрушения пород вершинной части постройки чрезвычайно разнообразны, как по размерности – от вулканической пыли до бомбовой, так и по присутствию среди них ресургентного материала – от пыли до глыб размером в десятки и сотни м^3. Сам режим извержения разнообразен по количеству участвующих в процессе летучих компонентов, его качественному составу, режиму отделения и силе вулканического

[7] В пору тесных контактов палеовулканологов и вулканологов нашего Отечества, проведения палеовулканологических стажировок при Институте вулканологии ДВО АН СССР под руководством Е. Ф. Малеева и Е. К. Мархинина, а также посещений опорных палеовулканологических объектов вулканологами и палеовулканологами на территории Карелии основные вопросы систематизации и классификации изверженных разнофациальных вулканических пород широко обсуждались и комментировались. Мы считаем необходимым еще раз выразить признательность своим коллегам с Урала, Кавказа, Карпат, Средней Азии, Алтая, Дальнего Востока, Украины и Кольского полуострова, а также с Камчатки и Сахалина за конструктивные обсуждения и коррективы в плане палеовулканологических реконструкций древневулканических областей в докембрии Карелии.

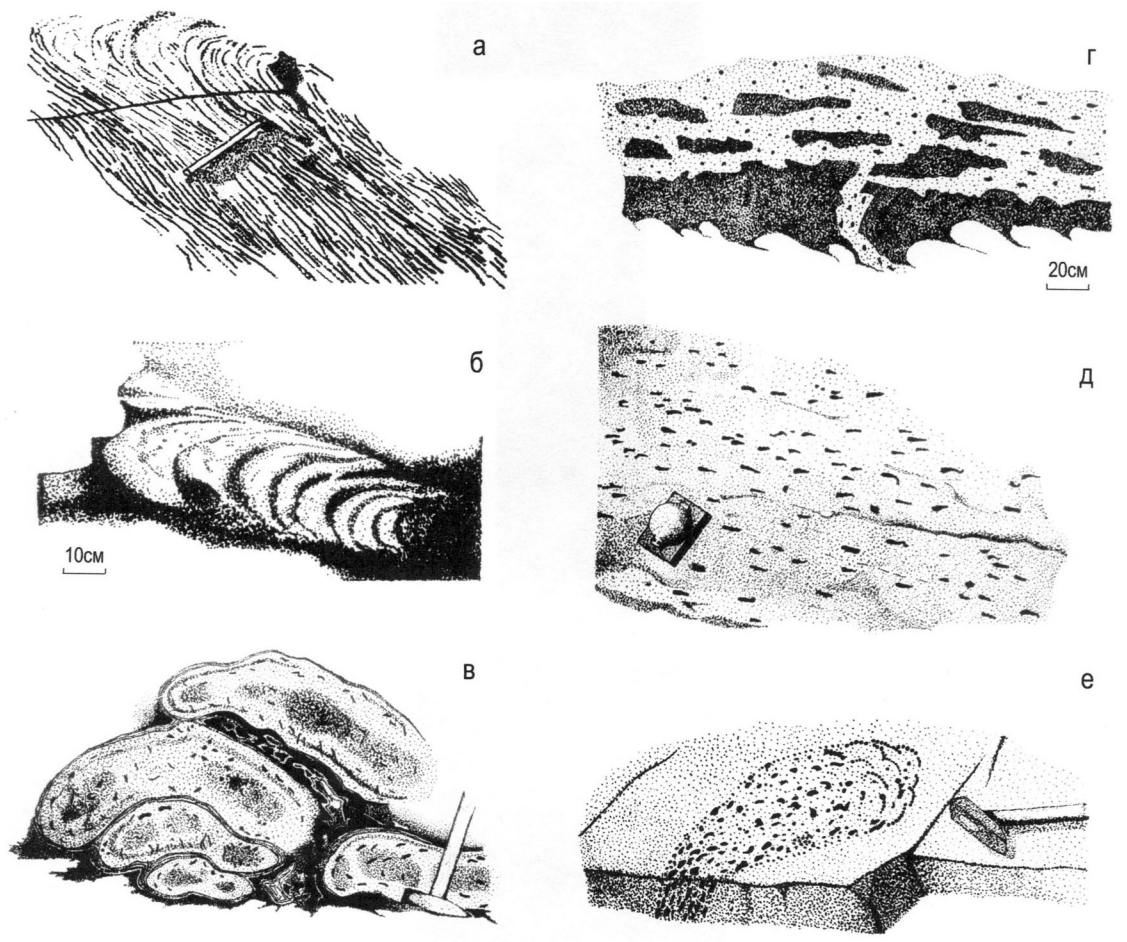


Рис. 28. Текстуры течения лав.

а – волнистая поверхность лавового потока; б – лавовый язык; в – ориентированное расположение шаров в лаве; г – ориентировка обломков корочки закалки в лавобрекчии; д – ориентировка удлиненных (червеобразных) миндалин; е – столбообразные (цилиндрические) скопления миндалин

Fig. 28. Lava flow textures.

a – undulatory lava flow surface; b – lava tongue; c – oriented arrangement of balls in lava; d – orientation of fragments of chill crust in lava-breccia; e – orientation of elongate (vermiculate) amygdales; f – columnar (cylindrical) clusters of amygdales

пароксизма. Все это приводит к накоплению многообразного материала в мощных пирокластических толщах, как в смешанном составе, так и строго индивидуализированном. Проблема классификации рыхлых продуктов вулканической деятельности сложна не только в палеовулканологии. Нами в работе использована наиболее простая их классификация в общем приложении, но открывающая возможности ее детализации по характеристике, выявленным признакам и особенностям литологии, размерности, вторичных поздневулканических изменений, форме материала и его вещественному составу.

В конкретных условиях изучения опорных объектов постоянно наблюдаются такие разновидности этих пород, которые важны для характеристики процесса, но не могут быть классифицированными ввиду неопределенности способа их образования. Это не исключает их документацию, изучение, опознание, но не допускает включения в систему классификации в силу или их локальности, эфемерности, или палеовулканологической неопределенности.

Следует подчеркнуть неоспоримый факт значительных визуальных отличий пирокластики не только в ходе одного акта извержения, но и стадии инициального или кульминационного, что фиксируется в единичном, обособленном четкими границами слое. В целом пирокластика платобазальтов, пикрито-базальтов и андезито-базальтов существенно различается по текстуре, размерности, пористости, вторичному автометасоматическому изменению. Самой разнообразной является пирокластика пикритовых базальтов.

Толеитовые базальты, платобазальты и андезитобазальты производят, главным образом, вулканический пепел в виде лито-витро-кристаллокластического материала, чрезвычайно редко – в виде шлаков, бомб. Последние обнаруживаются обычно только в проксимальной зоне.

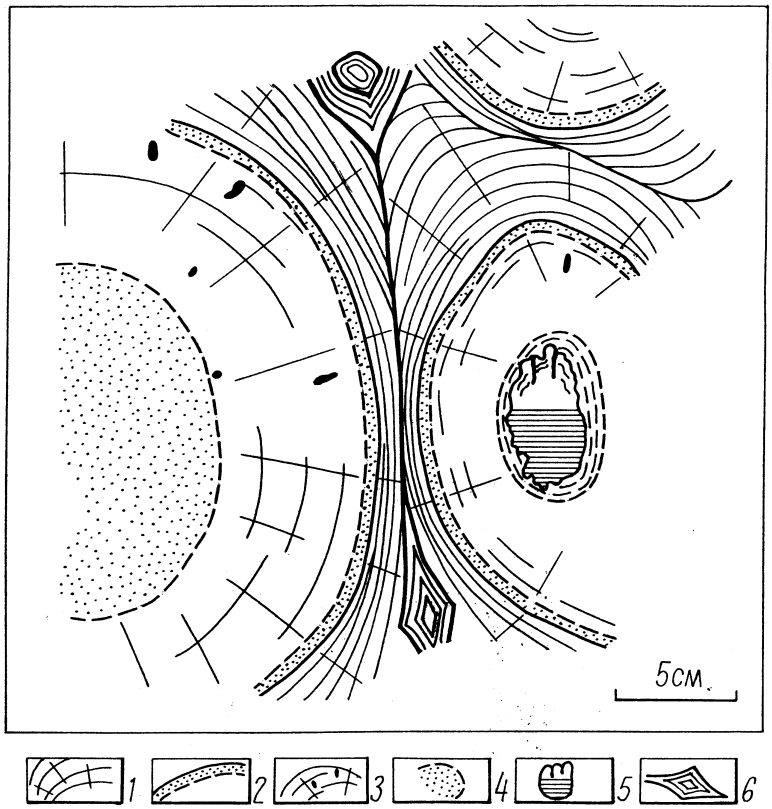


Рис. 29. Морфология пахоэхоэ базальтовых лав (в разрезе) с межшаровыми халцедон-агатовыми гнездами и центральными полостями с горизонтальными слоями халцедона и агата. Внутришаровые каверны и центральные полости являются природными уровнями горизонта на момент их гидротермального заполнения. Залив Глубокого наволока, Шидгуба. Шидгубская вулканическая зона ливвия, Онежская вулкано-тектоническая структура, северо-восточный сектор.

1 – поверхностная скульптура блоков пахоэхоэ; 2 – зона закалки блоков; 3 – радиально-концентрическая отдельность, редкие крупные газовые каверны; 4 – зона вариолитовых базальтов; 5 – центральная полость, имеющая свисающие натеки лавы, напоминающие сталактиты, заполненные полосчатым агатом с горизонтальной слоистостью; 6 – гнезда халцедон-агатового, кварц-агатового составов межблочных пространств пахоэхоэ лав

Fig. 29. Morphology of pahoehoe basaltic lava (cross-sectional view) with chalcedony-agate pockets between globules and central cavities with horizontal chalcedony and agate beds. Intraglobular caverns and central cavities are the natural levels of the horizon at the time of their hydrothermal filling. Gluboky navolok Bay, Shidguba. Livvian Shidguba volcanic zone, Onega volcanic-tectonic structure, northeastern sector.

1 – surface sculpture of pahoehoe blocks; 2 – chill zone of blocks; 3 – radial-concentric jointing, scarce large gas caverns; 4 – variolitic basalt zone; 5 – central cavity with hanging lava sinters, which resemble stalactites, filled with horizontally-layered banded agate; 6 – pockets of chalcedony-agate and quartz-agate composition in the interglobular spaces of pahoehoe lava

Продукты андезито-дацитового, дацитового, риодацитового и риолитового составов отличаются большой однородностью, обилием мелко-среднеобломочных агломератовых туфов. Лишь изредка среди них наблюдаются агглютинированные, аккреционные тела или вулканические бомбы, пемзы и шлаки. Однако степень палеовулканологического изучения продуктов среднего и кислого вулканизма в Карелии остается низкой.

В контексте рассматриваемой темы главной задачей палеовулканологических исследований изверженных пород фаций вулканических выбросов является, безусловно, локализация зоны, максимально приближенной к эруптивному центру. Решение ее во многом зависит от точной диагностики типоморфных признаков пород рыхлого вулканокластического типа. Здесь должно быть проявлено наиболее тщательное документирование и изучение всего многообразия пород не по одному какому-либо уровню, а по всему разрезу вулканогенной толщи.

В п р о к с и м а л ь н о й зоне, максимально приближенной к центру вулканических извержений, как правило, наблюдаются наибольшие мощности грубой горячей пирокластики шлакового типа (агглютинаты). Слои и сектора агглютинатов – спекшихся, сваренных шлаков, обычно легко различимы по миндалекаменным, шлаковидным формам кустов ноздреватой, вспененной лавы, образующих достаточно однородный горизонт. Наиболее эффектны агглютинаты пикритобазальтов Ангозерской, Габозерской, Суйсарской вулканических построек. Однако классическими агглютинаты были признаны[8] в проксимальной зоне Шидгубского вулкана. Горизонт этих краснокаменно-измененных шлаков – агглютинированных и весьма однородных, без присутствия какого-либо инородного материала, испытал слабую степень уплотнения, сохранив ноздреватую, пористо-шлаковую текстуру отдельных фрагментов, сформировав пласт мощностью в несколько метров, опоясывающий с северо-востока вулканическую постройку. Его четкая секториальность доказывается картированием в лавово-вулканокластическом поле с выклиниванием на север и юг.

Совместно с агглютинатами тесно ассоциируют шлаки, которые отличаются зональностью фрагментов, шлаковидной корочкой и более плотной внутренней частью. Это не дает основания относить их к вулканическим бомбам, которые, как правило, имеют ярко выраженную корочку закалки.

Другой генетический тип рыхлой пирокластики, имеющий наибольшее распространение в эруптивной зоне, образует агломератовые туфы. Они представляют смесь фрагментов диспергированной лавы в виде шлака, вспененных масс лавы, грубой пирокластики, обилия витро-литокластического материала и

[8] Этот объект демонстрировался в процессе геологических Всесоюзных, Международных симпозиумов и совещаний, а также в ходе Карельской экскурсии XXVII сессии МГК в г. Москве, в августе 1984 г.

обязательного присутствия продуктов взламывания и разрушения уже сформированной ранее вулканической вершинной части постройки. Этот ресургентный материал обычно представлен кусками плотных лав, входящих в состав конуса, а также вовлеченными в ходе взрыва пирокластическими породами предшествующих эруптивных эпизодов. Вторично вовлеченный ресургентный материал нередко образует главный объем агломератовых образований. Агломераты отличаются отсутствием сортировки извергнутого материала и чрезвычайно грубым обломочным материалом. Они нередко образуют мощные валообразные горизонты среди лавовых полей и рассматриваются нами как отложения направленных взрывов. Агглютинато-агломератовые ассоциации изверженных пород – надежный признак околожерловой зоны вулканического ареала.

Менее широко развиты бомбовые и лапиллиевые пирокластические образования. Однако их самостоятельные прослои не встречены. Бомбы и лапилли обычно присутствуют либо в агглютинатах, либо в мелкообломочных агломератах. Они отчетливо разделяются по размеру и наличию округлых до правильных, шаровидных форм. Нередки вулканические бомбы неправильных очертаний, удлиненных, лентовидных до скрученных. Наиболее яркие вулканические бомбы можно наблюдать в шлаковых туфах на мысе Пиппури в юго-восточном секторе Шидгубского влк. Бомбовые туфы нередки как в стратовулканах ливвия в Онежской ВТС, так и среди свекокарельских толщ платобазальтового состава. Бомбы привлекают внимание геологов, документирующих разрезы лавово-пирокластического состава, поэтому они очень часто упоминаются при описании изверженных пород любого возраста – от позднего архея до венда включительно.

Редкими образованиями в зоне эруптивных центров являются аккреционные шары, отличающиеся округлой формой, но не имеющие зон закалки. Они неоднородны по текстуре, размеры их колеблются от 0,5 до 1,0 м и представляют собой слипшиеся куски раскаленного шлака, которые при скатывании по склону вулкана приобретают округлую форму. Аккреционные шары весьма редки, хотя легко идентифицируемы. Они нами встречены среди агглютинато-агломератовых туфов пикрито-базальтов Суйсарского и Ангозерского вулканов. В целом образования грубообломочной пирокластики рассматриваются в приложении к докембрийским ареалам вулканизма как группа фаций камнепадов, поскольку далеко не всегда возможна точная и обоснованная идентификация разновеликого материала.

Другая группа пирокластических пород, представленная пирокластикой средней и мелкой размерности, обычно именуется в генетическом отношении как пеплопады (выпадение вулканической пыли, вулканического песка, крупных кристаллокластитов и комковатой лавы размерами до 2 см). Среди продуктов вулканического пирокластического класса пеплы имеют наибольший объемный состав в изверженных породах воздушной транспортировки, достигающий в ряде случаев объемов излившихся лав (Мархинин, 1967, 1985; Лучицкий, 1971). В случаях докембрийского андезито-дацитового, дацит-риолитового и риолитового вулкано-плутонизма эти пропорции, вероятно, сокращаются.

Что касается вулканических пеплов среди докембрийских ареалов Карело-Кольского региона, то в составах платобазальтовых лавово-вулканокластических полей содержание рыхлой пирокластики меняется от долей процента до 10–15%, не более. Нет следов ее массового накопления и в удаленных ареалах, вне эруптивных зон. Вся территория Карелии шириной в 300–500 км насквозь «продувается» ветрами со всеми ее вулканическими ареалами, но нигде нет сколько-либо значимых указаний на возможное накопление пепловой пирокластики за пределами зон активного вулканизма. Мы имели множество свидетельств тому, насколько сильной была волновая деятельность в ятулии. На это указывают значительные штормовые валы в прибрежных зонах ятулийских бассейнов, зоны штормового разрушения биогерм строматолитов, многократного перемыва песков и образование естественных «шлиховых» линз магнетитовых песков.

Велика роль эолового рассеивания песков вплоть до дюнообразования и фиксируемых следов размытых прибрежных дюн в рифее. Эти признаки известны по литологическим исследованиям докембрийских толщ В. З. Негруца, Т. Ф. Негруца, а также зарубежных исследователей (Bergman, 1980; Christopher, Pulvertaft, 1985). В целом коэффициент эксплозивности платобазальтового вулканизма нами принимается максимальным – в 15–20%, в среднем – около 5%.

Среди фации пеплопадов могут быть выделены группы пирокластических пепловых пород близкого рассеивания и дальнего разноса. К числу пеплопадов перехода от проксимальной зоны к дистальной относятся пеплы преимущественно песчаной размерности, где вулканогенный материал представлен литовитро-кристаллокластическим туфом с размерностью от тонкого пепла до вулканического песка. Обычно эти отложения достаточно хорошо идентифицируются по четкой литологической обособленности слоев, прослоев, линз. Они, являясь даже осадком в водной среде, относятся однозначно к тефроидным образованиям, не имеющим признаков интенсивного окатывания, транспортировки и химического разложения. В зонах дистальных ареалов и за их пределами вулканическая пирокластика легко может быть диагностирована по выдержанным тонкослоистым прослоям туфов, туффитов, обогащенных кремнистым или кремнисто-карбонатным и карбонатным материалом. Важно подчеркнуть, что нашими наблюдениями в Северном Приладожье выявлена высокая роль удаленного вулканизма при формировании известково-кремнистых конкреций. Этот факт в совокупности с тесной литологической совместимостью обильных не только конкреций, но и слоев, пакетов слоев, туфогенных и хемогенных вулканогенных гидротермальных осадочных пород на флангах вулканических ареалов ливвийского вулканизма, а также высококремнистых карбонатных и смешанных металлоносных осадков,

позволяет констатировать их генетическую взаимосвязь с синхронным подводным вулканизмом. В удалении от вулканических ареалов до многих десятков км среди пялкъярвинской свиты нет мощных пластов туфогенных пород. Их роль в разрезе также не превышает 5–10%. Это свидетельствует о небольшой роли пирокластики платобазальтового типа в областях седиментационной аккумуляции. С другой стороны, обращает на себя внимание факт наличия среди достаточно многокомпонентных алевро-пелитовых и пелитовых отложений ладожской серии (пялкъярвинская свита особенно) горизонтов аренитового облика, где в кварц-полевошпатовой массе практически нет цемента, а цементация имеет структуру кварцевого обрастания.

Известно, что в пределах свекокарельского людиковийско-калевийского вулкано-плутонизма кислый вулканизм в минимальном объеме проявлен в Юго-Западной Карелии, имеет заметные масштабы в Южной Финляндии и в максимальной степени фиксируется в Швеции и Южной Норвегии. Таким образом, выявляется трансрегиональная поясовая зональность свекокарельского вулканизма в автономных вулканических ареалах (Светов, Свириденко, 1991, 1995).

Вулканические пеплопады в генетическом отношении слабо изучены. Их роль не столько недооценена, сколько не понята. Уже теперь, на начальных стадиях палеовулканологических исследований, становится ясным их общегеологическое и литолого-стратиграфическое значение. Методы тефрохронологических исследований, завоевав достойное место в плейстоцен-голоценовой вулканологии, стали активно внедряться и в более древнюю фанерозойскую палеовулканологию. Наши исследования показывают возможное приложение этого метода к решению фундаментальных проблем докембрийской палеовулканологии.

Редкая группа эфемерных образований типа пизолитовых туфов в докембрии имеет значение в расшифровке некоторых явлений, сопутствующих вулканизму. Наряду с известными следами падения дождевых капель, фиксируемых на плоскостях напластования красноцветов петрозаводской свиты вепсия в окрестностях Петрозаводска, нами наблюдались подобные образования на тонких слоях пепловых базальтовых туфов в районе оз. Укшозера в разрезе Ангозерской вулканической постройки. Их свидетельство об аэральных условиях образования важно для оценки уровня водной поверхности областей вулканической активности, при изучении динамики вулканогенного литогенеза. Фация изверженных пород вулканических выбросов имеет важнейшее палеовулканологическое значение в реконструировании ареалов древнего вулканизма. С их помощью решаются многие проблемы не только магматической геологии, теоретической палеовулканологии, но и развития их общей содержательной части методологического уровня.

Фумарольно-гидросольфатарная группа фаций в составе травертиновой и гейзеритовой фаций – весьма распространенная, как в зоне эруптивного центра, так и в проксимальной зоне. Однако наиболее долгодействующими являются те термальные площадки, которые контролируются системами разломов, формирующих тектонический каркас вулкано-тектонической структуры. При этом в качестве теплоносителя может служить периферическая очаговая зона в той части, которая вскрыта листрическими разломами бортовых ограничений радиально-кольцевых элементов проседающего эруптивного центра в его непосредственной жерловой зоне. В связи с этим следует выделять первичные фумарольно-сольфатарные образования термальных полей, взаимосвязанных с эруптивной питающей системой, и вторичные, сопряженные с системами разломов формирующейся вулкано-тектонической депрессии (или иной структуры).

Очевидно, первичные фумарольные и гидросольфатарные системы будут «работать» на активной стадии вулканического процесса и прекратятся после отмирания в вулканической зоне активного магматизма. Вторичные фумарольно-гидросольфатарные термальные площадки функционируют, главным образом, в позднемагматическом периоде вулкано-плутонизма, до полного остывания очаговой зоны. Исходя из этого, можно предполагать значительную длительность деятельности термальных систем второго типа и вовлечение в кругооборот больших объемов гидротермальных растворов, дренирующих гигантские объемы изверженных пород и пород надочаговой зоны магматического ареала. Это обстоятельство имеет важное значение, поскольку формирующиеся здесь гидротермальные растворы являются металлоносными, а химические реакции и физические условия среды обеспечивают протекание многостадийных процессов зонального рудообразования самых различных генетических типов. Введение в теорию и практику современного гидротермального метаморфизма и рудообразования элементов историзма, без сомнения, будет способствовать более глубокому специализированному изучению следов древней гидротермальной деятельности. Ее проявление теснейшим образом связано с режимом дегазации магматических расплавов и высвобождением окклюдированных изверженными породами первичных летучих компонентов.

Игнимбритовая фация является, по-существу, эфемерным образованием в пределах лавово-вулканокластических полей. Однако их огромный геологический объем и достаточно широкое латеральное распространение делают их весьма заметными образованиями в ЦЭМА. Игнимбриты – это породы раскаленных лавин, палящих туч и флюидизированных газово-жидких вспененных потоков. Все эти фации отличаются лишь механизмом образования – переливанием через край вулканического жерла (раскаленная лавина), выбросом в режиме катастрофической эрупции газо-пепловой тучи, перегруженной диспергированным лавовым материалом вплоть до пемзошлакового агрегатного состояния, истечением по механизму лавового потока вспененного, сильно газонасыщенного лавового материала, обладающего сверхтекучестью и крайне высокой температурой, вследствие активных химических реакций. Последняя

группа пород обычно именуется игнимбритами. Общей особенностью пород данной группы фаций является высокое содержание летучих, особенно взрывоспособных газов, эмиссия которых проходит в режиме катастрофической эрупции. Разнообразные экзотермические реакции по синтезу минеральных и газовых компонентов вызывают мгновенное выделение тепловой и кинетической энергии, что обусловливает перегрев газово-пеплового облака, перегруженного вспененным расплавным материалом. Кроме того, происходит разрушение части вулканического сооружения. Все эти, безусловно, кайнотипные фациальные образования имеют и свои палеотипные аналогии. Вместе с тем их сближает одно важное качество, заключающееся в том, что эти породы воспринимаются не как механическое соединение некоторых фрагментов, а как единое целое. Здесь отмечается тесное единство диспергированного материала в виде общих флюидальных, полосчатых, теневых, пламеневидных текстур, где границы твердой и жидкой, жидкой и газообразной фазы неуловимы.

Образования игнимбритового типа хорошо выделяются в разрезах, без затруднений картируются, достаточно легко диагностируются. Ранее считалось, что игнимбритовая группа фаций характерна едва ли не исключительно ареалам риолитового или риодацит-дацитового вулкано-плутонизма (Marshall, 1932; Устиев, 1961; Влодавец, 1964 и др.). Однако расширение специальных геологических исследований областей активного, не только современного, недавнего, но и особенно древнего вулкано-плутонизма показали возможное формирование пород данной группы фаций при мантийном базальтовом, андезитовом и щелочно-базальтовом типах магматизма.

Без сомнения, наиболее впечатляющий по масштабам игнимбритовый магматизм характерен ареалам корового бимодального вулкано-плутонизма. По геологическим данным в докембрии ФСЩ такие группы фаций могут быть выделены в составах вулканических риолитовых плато в ареалах провинций Трансскандинавского гранит-порфирового пояса (порфировая группа Дала), а также в составах изверженных риодацит-гранитных полей группы Арвидсьяур в Швеции (Offerberg, 1959; Hjelmqvist, 1966, 1982; Lundberg, 1980). Проведенный нами обзор фанерозойских игнимбритовых провинций и плато, а также реконструкция подобных ареалов докембрия ФСЩ дает основание предполагать их сопоставимость в объемах и площадях изверженных пород (табл. 14).

Современные плато риодацитовых изверженных пород, как правило, характеризуются обилием полей экструзивных куполов мааров, а также кальдер правильного типа. Например, в Мексиканском риолитовом поясе Сьерра-Мадре выделено более 350 кальдер, сотни экструзивных куполов, разновеликие сводовые поднятия, провальные депрессии линейного грабенового типа. Игнимбритовые поля всюду сопровождаются кварц-порфировыми экструзиями, порфировидными гранитами. В полях корового вулкано-плутонизма в угнетенном виде встречаются лавовые потоки, дайки и реже силлы андезитов, андезито-базальтов и базальтов. Все вулканические риодацитовые плато имеют полистадийное (до полифазного) формирование. Особо важно подчеркнуть факты наследования ареалов предшествовавшего мантийного магматизма коровым кислым. Ареалы активного проявления риодацитового вулкано-плутонизма, таким образом, являются индикаторами телескопированного магматизма и ЦЭМА.

Лахаровая фация, без сомнения, является достаточно редкой и трудно выделяемой из грубообломочных вулканомиктовых пород эруптивных зон. К числу лахар классического типа следует относить лишь породы, образованные в ходе катастрофического таяния вершинных ледников и схождения грязевых потоков громадных масс рыхлого вулканогенного материала. Следовательно, возможными ареалами их могут быть сариолийские вулканические платобазальтовые постройки. В вулканических зонах сариолия, действительно, широко распространены грубообломочные отложения разных генетических типов, среди которых выделяются и отложения типа морен и водно-ледниковых тонкослоистых ленточных песчано-глинистых осадков. Признаки водно-ледникового происхождения целого ряда обломочных пород дали основание выделять их в самостоятельный генетический класс псефитовых образований. При анализе генетической природы некоторых из них (район оз. Сондали, оз. Сегозера, р. Кумса и др.) вполне возможно выделение отложений лахарового типа из полей грубообломочных пород, которые широко известны как полимиктовые гранитно-зеленокаменные конгломераты и конгломерато-брекчии. Более того, эти поля очень часто сопровождаются площадями ленточно-глинистых осадков, весьма напоминающих ледниковые ленточные глины. Нередко удается наблюдать тесные латеральные соотношения их на ограниченной территории (р. Кумса).

В целом анализируя территориальное размещение грубообломочных отложений сариолия, выясняется их пространственная связь с крупными платобазальтовыми вулканическими постройками, где они, без сомнения, являются фациями вулканических долов, склонов и подножий. Иногда можно предполагать секториальность их размещения в вулканическом ареале или узкую локализацию. Недостаточная степень сохранности этих образований в условиях эрозионно-тектонической природы сариолиийских структур не позволяет обосновать геологическими наблюдениями правомерность выделения их лахаровой природы. Тем не менее, многие геологические признаки сариолийских конгломератов дают основания к выделению среди них отложений данной генетической фации. Однако следует иметь в виду, что грубообломочные отложения типа грязевых потоков могут быть паводкового, водно-оползневого, сейсмообвального типов. Конвергентность признаков, естественно, затрудняет выделение и палеовулканологическое обоснование докембрийских лахаровых образований. В то же время связь докембрийских лахар или близких к ним

Таблица 14. Риолитовые и риодацитовые плато в истории вулкано-плутонизма континентов и ФСЩ

Наименование плато	Геологический возраст	Главные геологические особенности и характерные группы фаций	Площадь, км^2, объем, км^3
1. Катмайское (Аляска)	Извержение 1912 г.	Долина Десяти Тысяч Дымов, направленный взрыв, игнимбритовая туча, частично раскаленный поток	137 4,7
2. Таупо-Роторуа (Новая Зеландия)	Четвертичный	Игнимбриты, игниспумиты, риодацитовые купола, экструзии обсидианов, агглютинаты	25900 8340
3. Тоба (Суматра)	Четвертичный	Игнимбриты (палящие тучи), игниспумиты, туфы, риодацитовые лавы	2500 2000
4. Вэллис, Сан-Хуан (Колорадо)	Эоцен	Игнимбриты, риодацитовые лавы, экструзивные купола, агглютинаты	30000 10000
5. Венгерско-Кавказская провинция	Миоцен	Игнимбриты, риодацитовые и риолитовые лавы, порфиры, экструзии, фельзиты, гранит-порфиры	40000 10000
6. Охотская провинция	Поздний мел	Андезито-дациты, риодациты, игнимбриты, порфиры, экструзии гранит-порфиров, агглютинаты	25000 18000
7. Провинция Большого Бассейна (Невада)	Поздний мел	Риолитовые игнимбриты, игниспумиты, экструзивные поля гранит-порфиров, агглютинаты	80000 150000
8. Иеллоустонская провинция	Поздний мел, эоцен-миоцен	Игнимбриты, риолитовые лавы, до 60 экструзивных центров, пемзы, шлаки, потоки базальтов	10360 16680
9. Снейк-Ривер (Айдахо)	Третичный	Огромные площади игнимбритов, экструзивно-лавовые поля. Туфы	13000 2000
10. Центрально-Казахстанская провинция	Средний девон	Риолитовые лавы, порфиры, туфы, игнимбриты, гранит-порфиры, экструзии, дайки, штоки. Базальты	12000 3600
11. Бергслаген провинция (Швеция)	Свекокарелий, людиковий	Риолиты, риодациты, туфы, игнимбриты, агглютинаты, гранит-порфиры. Несколько экструзивных влк. зон	25000 7000
12. Даларна-Трюсиль-Телемарк (Норвегия, Швеция)	Рифей, вепсий	Риодациты, дациты, экструзивные купола, агглютинаты, туфы, игнимбриты	до 15000– ~ 7000
13. Арвидсьяур-Шеллефтео (Швеция)	Рифей, вепсий	Риолитовые поля, порфиры, экструзии, туфы, агломераты, гранит-порфиры, возможно, игнимбриты	до 4000 до 350
14. Пертозеро-Воронье (Карелия)	Поздний архей, лопий	Риодациты, риолиты, гранит-порфиры, экструзии, штоки, дайки, возможно, игнимбриты	до 9000 до 1600

Примечание. Таблица составлена по литературным данным, обобщениям И. В. Лучицкого (1971), материалам Е. К. Устиева (1961), В. И. Влодавца (1961), а также реконструкций авторов (Светов, Свириденко, 1991, 1995).

по генезису пород с эруптивными центрами не вызывает сомнения, поскольку они, как правило, содержат фрагменты пород эруптивной зоны, в том числе и типоморфные. Таким образом, эти породы могут быть использованы как критерии реконструкций и локализации эруптивных центров в ЦЭМА на локальном и трансрегиональном уровнях.

Главными признаками пород этой фации являются абсолютная несортированность обломочного материала, значительная доля мелкозема, выполняющего роль цемента, разновеликая размерность обломочного материала от щебнистой до глыбовой. Более того, в них практически отсутствуют какие-либо признаки директивности, что не позволяет оценить направления их растекания. Основным способом из палеовулканологических реконструкций является объемное литолого-фациальное картирование. Весьма важным районом распространения обломочных пород данной фации является Лехтинская структура, где они широко развиты в районе озер Шуезеро, Вермас, Косое, а также Лежево и Пебозеро. Их геологическая недоизученность оставляет много нерешенных вопросов, главным из которых является генетический.

Кратерная (внутрижерловая) фация предполагается в виде двух генетических типов: жерловых брекчий и кратерных отложений. Это достаточно редкие образования и по природе своей являются уникальными. Тем не менее, в некоторых ареалах свекокарельского вулканизма подобные фации проксимальной зоны сохраняются в виде руин стратовулканических построек. Уровень их эрозионного среза вскрывает обычно зону лишь жерловых брекчий, что может соответствовать глубине в 200–250 м от вершинного кратера. Для того чтобы вулканическая постройка могла сохраниться в столь слабоэродированном виде, вулканический ареал должен был испытать поздневулканическое опускание либо в виде перекомпенсационного прогибания, либо в виде обрушения кальдерного типа. Хотя для изученных случаев возможны оба варианта, первый является более предпочтительным. Мы считаем его более достоверным потому, что в районах реконструированных вулканических построек удается выделить межвулканические долины, так называемые долы, которые свидетельствуют об общем прогибании вулканического ареала. Однако не исключено, что в ходе формирования ВТС их борта, ограниченные разломами, в какой-то степени могли бы рассматриваться как элементы тектонического каркаса кальдерной ВТС.

Выделение кратерных, проксимальных фаций в ходе геологических исследований древних эруптивных зон, по-существу, составляет прямую задачу палеовулканологических реконструкций вулканических сооружений древних эпох вулкано-плутонизма.

Палеовулканологические исследования центров вулкано-плутонизма еще не набрали необходимого

опыта по реконструированию руин вулканических построек и определению их месторасположения. В связи с этим заслуживают внимания любые предположения исследователей ареалов наземного и малоглубинного магматизма о локализации эруптивных зон. Однако каталогизация выявленных вулканических построек возможна только в том случае, если для их выделения и первого упоминания приводятся необходимые для этого доказательства. Ретроспективный обзор вулканических построек Карелии в отношении признаков проксимальных зон дает основание предполагать их высокую достоверность.

Среди всех известных вулканических построек, сохранившихся в виде руин, могут быть выделены единичные, в которых сохранились остатки кратерной зоны, т. е. жерлового питающего канала, заполненного жерловой брекчией. К их числу относятся ятулийский платобазальтовый щитовой Гирвасский, ливвийские стратовулканы Райкольский, Ровкозерский и Суйсарский. Они сохранили эруптивные жерловые брекчии, обладающие признаками многостадийного формирования, высокого температурного пневматолито-гидротермального изменения и ярко выраженное спекание (Вулканические постройки.., 1978; Светов, 1979; Светов, Свириденко, 1991).

Жерловая фация, обладая целым рядом характерных особенностей, является не только типоморфной, но и практически единственной, дающей основание к убедительному выделению питающего канала эруптивных зон. Помимо главных, вершинных вулканических жерл существует большая группа вторичных побочных, так называемых кратеров боковых прорывов, трубок взрыва, шлаковых конусов, экструзивных куполов, воронок маарового типа, которые относятся к вулканическим сооружениям обрамления главного эруптивного канала. Эти малые вулканические формы, судя по опыту исследований в докембрии, чрезвычайно широко развиты, но они, как правило, не идентифицированы. Однако эти малые вулканические формы могут сохранять отложения типа кратерных. Их главная особенность – пелитовый состав, глиноземисто-кремнистый, реже железисто-кремнистый, иногда кремнисто-карбонатный тип хемогенных отложений. Одним из таких вторичных, боковых прорывов может быть назван Хелмиярвинский эксплозивный кратер, заполненный исключительно разнообразными тонкослоистыми отложениями, которые, по нашему мнению, следует относить к озерно-кратерным. Туфогенно-глинистые, глинисто-карбонатные алевролиты, доломиты и туфокремнистые породы здесь взаимно переслаиваются и содержат горизонты и линзы сульфидизированных углеродсодержащих осадков, среди которых можно выделить металлоносные, обогащенные сульфидами железа, меди, с присутствием рудных компонентов: V, Ni, Pb, Zn, Mn и небольших количеств Ti, Ga, Sc Ge. Кратерные отложения содержат несколько маломощных быстро выклинивающихся потоков, а также потоков шаровоподушечных лав. В последующие стадии вулканических извержений вторичный кратер частично был разрушен, а позднее перекрыт лавовыми потоками массовых излияний лав из главной жерловой зоны.

Кратерно-озерные отложения весьма типоморфны, и в ряде случаев выглядят как ритмично-тонкослоистые осадки, нередко в виде прослоев грубой пирокластики. При этом по простиранию они не прослеживаются, остаются локально развитыми. Подобные осадки иногда образуют аномальной мощности пачки высококремнистых пород – яшмовидных силицитов, нередко в сочетании с глинисто-карбонатными прослоями. Особенно широко они развиты в пределах лавово-вулканокластического поля Кирьявалахтинского вулкана в его юго-западном и северо-восточном секторах. Однако остается неясным, являются ли они отложениями эфемерных кратерных озер или собственно хемогенными осадками термальных фумарольно-гидросольфатарных площадок.

Палеовулканологически слабоизученными являются также тонкослоистые осадки ленточного типа, чередующиеся иногда с туфогенными отложениями, не имеющими признаков сортировки, которые развиты в ареалах предполагаемого размещения сариолийских платобазальтовых щитовых построек (например, в районе д. Плакковаара), которые в ряде случаев могут оказаться отложениями озерно-кратерного типа сариолийского вулканизма.

Все другие выявленные вулканические постройки имеют глубокий эрозионный срез, и их жерловая зона фиксируется некками жерловых брекчий низких уровней сечения или некками – лавовыми пробками питающих каналов.

Дайковая фация является исключительно разнообразной по морфологическим особенностям, группировкам и генетическим типам этих малых интрузивных тел. Они распространены как в пределах лавово-вулканокластических полей, так и в фундаменте ареалов активного вулкано-плутонизма. Исходя из опыта личного изучения этих интереснейших магматических образований, а также разнообразных материалов, опубликованных по данной проблеме, нами предлагается в обобщенном виде морфогенетическая классификация докембрийских даек, включающая все возможные их типы (табл. 15). Эта таблица построена по принципу соответствия своего морфологического типа каждому выделенному морфогенетическому типу. Поэтому их полевая классификация предполагает не только наблюдения в области решения общегеологических проблем типизации методами магматической геологии, но и решение достаточно сложных вопросов палеовулканологической, т. е. генетической классификации. Существует возможность их классификации и по признаку геотектоническому, т. е. согласно палеогеокинематических обстановок формирования. Однако в последнем случае это затруднено на объекте исследования и возможно в камеральных условиях синтеза и анализа материалов по кинематике тектонического каркаса изучаемой задачи. Следует подчеркнуть исключительную роль всего сообщества даек в решении проблем геодинамики, геокинематики и реконструкций полей горных напряжений для обоснования моделей тектонического каркаса изучаемых

Таблица 15. Морфогенетическая классификация даек

Уровни глубинности	Фации глубинности даек	Генетические типы	Морфогенетические типы даек	Морфологические типы и главные особенности даек
Поверхностный	Вулканический	Вулканический	– Питающие жерловые (собственно вулканические) – магмоподводящие (малых вулканических форм) – вулканические «слепые» (дайки «чистой линии») – бескорневые – нептунические – дайки трещин излияний	– Линейные и эшелонированные – радиальные, кольцевые, конические, параллельные дайки – линейные, пластинчатые, радиальные – короткие, зигзаговидные, хаотические – клиновидные, неправильной формы – радиальные, конические, кольцевые
Малоглубинный	Близповерхностный (субвулканический)	Субвулканический	– Магмоподводящие субвулканические – субвулканические «слепые» (дайки «чистой линии») – криптовулканические (автомагматические) – дайки – трещинные интрузии («великие дайки»)	– Линейные, «дайка в дайке» – линейные, параллельные, кольцевые, дуговые, «дайка в дайке» – линейные с раздувами – линейно-выдержанные, крутопадающие трансструктурные, трансрегиональные
	Гипабиссальный (малоглубинный)	Субвулканический	– Магмоподводящие (малоглубинных интрузий) – бескорневые (малоглубинных интрузий) – малоглубинные (дайки «чистой линии»)	– Короткие, крутопадающие, линейные, нередко эшелонированы – серии параллельных, пластинчатых даек, иногда радиальные – параллельные дайки, часто радиальные, линейные и эшелонированные
Глубинный	Абиссальный (глубинный)	Плутонический	– Магмоподводящие (абиссальных интрузий) – глубинные (дайки «чистой линии») – бескорневые (абиссальных интрузий)	– Трещинные дайки, эшелонированные – параллельные, пластинчатые дайки – радиальные и параллельные дайки

ареалов. Но эта группа изверженных пород, несмотря на высокую информативность, не уступающую информативной емкости пород лавовой группы фаций, остается практически слабоизученной. В последние годы только дайки кимберлитового и щелочно-ультраосновного, щелочно-базальтового составов стали объектами, главным образом, геолого-геохимических и изотопных исследований.

Отсутствуют не только национальные, но и региональные программы комплексного изучения разноглубинных малых интрузивных форм. Международные проекты, столкнувшиеся с неоднозначностью интерпретации тектонического положения даек в геокинематической среде континентов, как предполагаемого геотектонического критерия, превращенного в плейттектонический тест, вынуждены были свернуть программу и переориентировать ее на добывание желаемого результата.

Дайки являются наиболее сложными объектами интерпретации, поскольку они не только полигенетичны, разноглубинны, но и полидинамичны. Их конвергентность в силовом поле литосферы, инвариантность морфологических типов и общее значительное разнообразие как по возрасту, так и особенно по составу ставит в тупик многие концепции анализа их пространственно-возрастных соотношений с разными режимами и формами проявлений магматизма.

В палеовулканологической литературе широко используется концепция о роли даек как индикатора геотектонических обстановок. Однако эта концепция лишь констатирует в целом правильное положение, ничего не приводя в его подтверждение или раскрытие. Типы даек (генетические в особенности) рассматриваются лишь со стороны механики формирования разрывов и динамики их заполнения расплавом. Весь перечень исследований в этом направлении вылился в два главных тезиса: спрединг и его модель «дайка в дайке» и офиолитовая ассоциация с критерием параллельных – пластинчатых даек.

Стало привычным ограничивать дайкообразование режимами горизонтального сжатия – растяжения. Вызванная из забытия концепция листрических сдвиговых дислокаций была вписана в модель опять же горизонтальных сдвигов косого типа. Очевиден ущербный подход к геотектонической типизации даек с подобных позиций. Нельзя отрицать роль сложных вертикальных, возвратно-колебательных движений, а также движений вращательного типа (реверберации), локальных круговых, дуговых, поликонцентрических структур точечного телескопирования и многих других явлений и обстановок на мощных хрупко-пластических и хрупко-разрывных дислокациях литосферы как арены разноглубинного вулкано-плутонизма и активного дайкообразования. Классу параллельных даек в ряде случаев отводится не принадлежащая ему роль геотектонического критерия режимов эндогенного развития литосферы. Прежде всего параллельные дайки признаются, главным образом, характерными и практически типоморфными образованиями зон рифтогенного развития в условиях горизонтального растяжения в зонах с корой океанического типа. К их числу относятся также дайки типа «дайка в дайке», образующие симметричные относительно оси серии параллельных даек.

Дайки подобного морфологического типа отмечаются в разных обстановках тектонических нарушений,

вызванных не только горизонтальным растяжением, но и изгибом на крыльях сводовых поднятий или депрессий. Многочисленные примеры образования поясов параллельных даек известны в осевых зонах региональных геофлексур. Все это позволяет признавать не только роль горизонтальных, но и вертикальных составляющих глыбово-волновых колебательных движений литосферы. При этом очевидна роль сдвиговых движений, обусловливающих сложные пространственно-временные соотношения даек типа параллельных с дайками типа радиальных, конических, кольцевых и т. д. В результате разрывно-сдвиговых и раздвиговых движений в ходе формирования сводового поднятия, депрессионного погружения или флексурообразного изгиба формируется система инвариантных дайково-силловых образований класса параллельных. В условиях воздымания вулканического ареала в его осевой зоне формируются радиальные разломы вулкано-контролирующего типа. Динамика раскрытия этих разломов формирующихся горсто-грабеновых систем допускает многоактное внедрение магматического расплава в зону растяжения, что приводит к образованию параллельных даек, «даек в дайке» и даек конического типа. В случае смены поднятия на погружение в недрах вулканического ареала возникают напряжения кольцевого типа. В таком случае более активное погружение центрального вулканического ядра приводит к формированию плоскостных отслоений в лавовой толще и образованию системы параллельных силлов и «силла в силле». В ортогональной системе трещин в условиях активного раскрытия кольцевых разломов образуются параллельные дайки и сообщества «даек в дайке». Таким образом, данная модель формирования параллельных даек альтернативна рифтогенной модели.

На морфогенетическую принадлежность даек типа параллельных, радиальных, конических и кольцевых, эшелонированных радиальных первостепенное влияние оказывает кинематика литосферы вулканического ареала. Геокинематические исследования вулканических высокоточных спутниковых наблюдений над действующими вулканами свидетельствуют не о горизонтальном растяжении эруптивных зон, а о динамически сложном их колебательном радиальном опускании и воздымании в соответствии со стадией вулканических пароксизмов. Поэтому параллельные типы даек, силлов имеют место быть в ареалах докембрийского вулкано-плутонизма. В частности, их признаки отмечаются в Суйсарской древневулканической области (ур. Чертов Стул, залив Ялгуба, Суйсарский вулкан и др.). Сложнопостроенные системы параллельных даек отмечаются в вулкано-плутонических ареалах Сатакунты, Скании (Дала, Бергслаген), грабене Осло и в других ареалах. Параллельные дайки являются важным элементом тектонического каркаса современных и древних геофлексур (Светов, Свириденко, 1992).

С позиций структурной и геодинамической вулканологии изучение вулканических ареалов должно проходить в органической связи с изучением их тектонического каркаса и истории геологического развития (Святловский, 1971; Святловский, Китайгородский, 1988). Этот принцип сохраняется, по нашему мнению, и в палеовулканологических исследованиях, особенно ареалов древнейшего вулкано-плутонизма. Следует также подчеркнуть отсутствие в литературе отечественных и зарубежных авторов примеров глубокого положительного решения этой частной проблемы в конкретном изложении. Как уже указывалось, нет таких работ и по Карело-Кольскому региону, и по ФСЩ в целом. К сожалению, наш личный опыт исследования проблем дайкообразования и их классификации не достаточен, однако палеовулканологические критерии вполне определенны для выделения шестнадцати морфологических и морфогенетических типов. Последующее рассмотрение феномена дайкообразования нами проводится согласно уровням глубинности магматических образований.

Поверхностно-вулканический (суперкрустальный) уровень глубинности включает объем вулканической постройки до ее кристаллического фундамента. Здесь согласно табл. 15 на настоящем этапе палеовулканологических исследований возможно выделение шести морфогенетических (морфологических) типов даек и их сообществ. В табл. 16 нами приведены возрастные группы даек и оценки актов их внедрения согласно возрасту магматических проявлений. Вулканический генетический тип даек наиболее важен в целях локализации эруптивных зон. Однако их выделение является весьма сложной операцией, поскольку требует палеовулканологических реконструкций с очень высокой детальностью.

П и т а ю щ и е жерловые дайки, образующие системы линейных, эшелонированных крутопадающих на месте рождения вулкана, ярко проявлены на стадии начальных эрупций (как, например, в пределах Толбачинского дола система зияющих трещин, формирующих выводной питающий канал). К этой группе, следовательно, могут быть отнесены те дайки, которые являлись магмовыводящими в эруптивную зону. Очевидна их редкость и трудность выделения, хотя ясно и то, что они существуют в каждом эруптивном центре. При эродировании вулканической постройки они на субвулканическом уровне будут восприниматься как магмоподводящие линейные или «дайка в дайке». К данному типу может быть отнесена дайка Орченьского некка среднеятулийских платобазальтов.

М а г м о п о д в о д я щ и е дайки малых вулканических форм типа трубок взрыва, шлаково-лавовых конусов боковых прорывов выявлены пока в единичных случаях. Примером питающих даек шлаковых конусов могут служить дайки в юго-восточном секторе Шидгубского вулкана (мыс Пиппури). Без сомнения, они являются более многочисленными, хотя бы потому, что образования типа шлаковых конусов фиксируются и в других вулканах Суйсарской группы, и в лавово-вулканокластическом поле Кирьявалахтинского щитового базальтового вулкана. Такие дайки являются, как правило, радиальными, радиально-кольцевыми и коническими, формирующимися в ходе воздымания-опускания вулканической постройки каждого эруптивного пароксизма. Нередко они образуют

Таблица 16. Возрастные группы даек и их количественные показатели актов внедрения (составлена по литературным данным)

Возрастная группа, магматические серии	Изотопные границы групп, млн лет	Число актов внедрения	Главные ареалы их географии
Лопий основные ультраосновные средние кислые	3 200–2 500	8 и более	Древнейший кристаллический фундамент и зеленокаменные тектонические структуры (пояса)
Сариолий основные магнезиальные	2 500–2 350	до 6	Эпиархейский кристаллический фундамент
Ятулий толеит-базальтовые долеритовые	2 350–2 050	3–5	Ятулийские останцовые структуры, эпиархейский фундамент
Людиковий основные средние кислые ультраосновные	2 050–2000	3	Людиковийские останцовые структуры, эпиархейский кристаллический фундамент
Ливвий основные ультраосновные средние	2000–1 950	3 и более	Ареалы ливвийского вулкано-плутонизма в пределах останцовых ВТС. Эпиархейский фундамент
Калевий основные ультраосновные средние кислые	1 950–1 850	5 и более	Свекокарельские ВТС, эпиархейский кристаллический фундамент
Вепсий R_1 основные кислые (рапакиви)	1 850–1 650	3–5	Свекофеннский кристаллический фундамент, реликты раннерифейского чехла
Салмий R_2 гиалобазальты	1 650–1 050	8 и более	Свекокарельский кристаллический фундамент
Каратавий R_3 гиалобазальты	1 050–650	6	Свекокарельский фундамент, реликты рифейского чехла
Каледонско-герцинский щелочно-базальтовые	650–230	до 7	Куолаярвинская влк. зона. Область тектоно-магматической каледонской активизации

серии параллельных и радиальных тел относительно жерла вулкана и фиксируются в ходе проявлений денудационных процессов разрушения постройки.

Вулканические дайки «слепые» или «дайки чистой линии» формируются в трещинах оперения вулкано-контролирующих разломов, они не достигают дневной поверхности. Некоторые из них могут оказаться подводящими каналами для пластовых силловых тел, формирующихся непосредственно в отслоениях лавовой толщи. Подобные дайки выявлены в Кирьявалахтинской вулканической зоне, где силлы габбро-долеритов имеют коленообразные изгибы и малая интрузия переходит в вертикальное тело (р. Тохмайоки, ур. Мякиахо, оз. Хелмиярви). Возможно, дайки подобного типа нередки и в ареалах людиковийского вулкано-плутонизма в Уницкой и Кондопожской зонах Онежской ВТС. Судя по размещению в вулканическом ареале, они чаще всего образуют дайковые веера радиального типа. Примером может служить размещение вулканических даек в полях вулканов Суйсарской группы, где они образуют группы параллельных даек, радиальных по своей геометрии (Шидгубский влк., Глубокий наволок, дайковое поле ур. Чертов Стул, аэропорт «Пески» и др.).

«Бескорневые» дайки образуются на мощных лавовых потоках путем взламывания затвердевшей корки и вытекания по трещинам лавы в виде наплывов и вторичных потоков. Подобного типа дайки весьма широко распространены среди лавовых полей ятулийских платобазальтов, реже они отмечаются в людиковийских и ливвийских покровах и потоках. Кроме того, «бескорневые» дайки нередки в малых пластовых интрузиях, залегающих среди изверженных пород вулканогенной толщи. Механизм их образования однотипен с названным. Усадка расплава в камере пластового тела, а также уплотнение вулканической постройки приводит к взламыванию интрузии по системам радиальных трещин и образованию в ней бескорневых даек. Наиболее ярко это проявлено в пластовой интрузии о. Бол. Картофельного в Суйсарской вулканической зоне.

Нептунические дайки вулканических ареалов достаточно широко развиты. Они формируются при деформации лавовых потоков в ходе уплотнения и проседания лавово-вулканокластических полей и образования систем трещин. Возможно, что такому способу трещинообразования способствуют сильные вулканические землетрясения, а также явления дробления корки затвердевания лавовых потоков или покровов при резком возрастании угла наклона ложа вулканического потока. Эти трещины во всех случаях заполняются вулканокластическим материалом, включая и терригенно-вулканогенный. Подобные

нептунические дайки способствуют ограничению активной зоны вулканизма. Действительно, они нами отмечались лишь в проксимальных участках лавово-вулканокластических полей Ангозерской и Габозерской вулканических построек, Гирвасского вулкана, Туливаранмякского и Кирьявалахтинского щитовых вулканов Юго-Западной Карелии.

Дайки трещинных излияний предполагают вулкано-контролирующее значение. На их ось «нанизаны» вулканические постройки разных генетических типов от стратовулканов до шлаковых конусов. Очевидно, картирование таких даек следует рассматривать как большой успех полевой вулканологии. Однако их редкость обусловлена, прежде всего, уникальностью подобного явления. Нет доказанных примеров существования в Карелии даек подобного генетического типа. Возможным примером, вероятно, могла бы служить Шуезерская дайка среднеятулийских габбро-долеритов мощностью до 50 м и длиной до 80 км (возможно, до 220 км), на оси которой располагаются автономные лавовые поля ранне-средне-позднеятулийских вулканических фаз. К ее осевой линии приурочены предполагаемые центры вулканических построек Лехтинской структуры. В зоне этой дайки отмечено несколько крутопадающих, вероятно, оперяющих тел габбро-долеритов, а также пространственно связанных с ней рудопроявлений (Шуезерское и Муозерское медно-колчеданные месторождения). Дайка является разносекущей для раннеятулийских терригенных толщ, но она перекрыта полями раннеятулийских и среднеятулийских платобазальтов. Возможно, существуют подобные дайки и в других ареалах докембрийского вулканизма в Карелии, однако они палеовулканологическими исследованиями не обоснованы.

Дайки, имеющие небольшие мощности и незначительную длину, обычно трудноуловимы и выявляются при исследованиях детальностью крупнее 1 : 50 000–1 : 25 000. Однако только при палеовулканологических обследованиях опорных объектов и документации масштаба от 1 : 2000 и крупнее выясняется истинная картина их распространения в обнаженных коренных породах. Замечено, что нередко дайки занимают узкие долинки, ложбинки, заболоченные или покрытые четвертичными отложениями поля и участки. В целом можно считать установленным фактом широкое распространение даек не только в проксимальной, но и в дистальной зонах вулканических ареалов. При оценке количественных показателей эффекта дайкообразования в ходе эруптивной деятельности уместен приближенный подсчет их числа на единицу площади (км^2). Опыт изучения пород кристаллического эпиархейского и эписвекокарельского кристаллического фундамента позволяет принять число даек на 1 км^2 площади равным в среднем 20. Эта оценка исходит из реального картирования 8–10 даек на изученных уровнях свекокарельских образований, подобного же количества даек в кристаллическом эпиархейском фундаменте, а также большого числа, «слепых» необнаженных даек и даек под рыхлым чехлом четвертичных отложений. Следовательно, вулканические ареалы в границах Восточно-Карельской зоны, Онежской ВТС, Северного Приладожья общей площадью до 60 тыс. км^2 могут содержать не менее 1млн даек. Отсюда следует, даже из предлагаемого предпринятого подсчета, громадный геологический эффект магматических инъекций в фундамент вулканических ареалов. Общая оценка числа возможных эруптивных актов внедрений составляет не менее 50. В каждой вулканической зоне их от 3 до 8 (табл. 16). Следовательно, если в течение акта внедрения в вулканической зоне формируются единицы даек, то их число составляет не менее 5. Общее же число может достигать в эруптивной зоне полноразвитой вулканической стадии, фазы до 40–50. Таким образом, вулканический ареал содержит в себе не менее 50 даек. Поскольку таких вулканических фаз в тектоно-магматическом этапе в каждой конкретной ВТС несколько (с числом актов внедрения до 10–15), то и число даек возрастает на порядок, составляя не менее 500. Каждая вулканическая зона имеет площадь эруптивной питающей, магмоподводящей зоны не более первых км^2. Если ее принять за 10 км, то на 1 км^2 приходится около 50 даек. С учетом площади всего вулканического ареала на 1 км^2 может содержаться до десятка дайковых и дайково-жильных тел.

Следует особо подчеркнуть важный вклад любого класса разноглубинных интрузий пластового типа в число плутонических даек. Нами только при детальном картировании северной части интрузии Велимяки выявлено около 20 даек бескорневого типа – от ультраосновного, толеитового высокожелезистого до андезито-диоритового составов. В восточном обрамлении Кааламской интрузии обнаружено более 10 бескорневых даек только в самом массиве, и более 20 даек во вмещающих породах ладожской серии. Очевидно, эти интрузивные тела содержат сотни даек, многие из которых являются к тому же слепыми. Изучая кристаллический позднеархейский фундамент в обрамлении Вегарусской и Янисъярвинской ятулийских структур, нами были обнаружены десятки разновеликих дайковых тел. Многие из них относятся к типу камерно-инъекционных субвулканического уровня, а многие – к типу бескорневых интрузивных тел, размещающихся в зонах тектонических нарушений.

Таким образом, принимая во внимание разноглубинный и полихронный докембрийский вулкано-плутонизм и его практически объемный полный охват территории на всю мощность литосферы, можно оценить количественные показатели распространения даек на единицу площади как минимальные. Однако, по-видимому, распределение даек не является равномерным. Задача палеовулканологического районирования позднеархейского кристаллического фундамента и должна состоять в том, чтобы наблюдательно провести районирование ЦЭМА всех этапов докембрийского магматизма.

Для ранжирования территориального распространения сообществ даек нами, с учетом литературных данных и личных наблюдений, предлагается следующая соподчиненность пространственно-временных соотношений дайкообразования с хронологией эруптивных проявлений (табл. 17).

Таблица 17. Пространственно-временные соотношения дайкообразования в ареалах активного вулкано-плутонизма

Периодизация вулкано-плутонизма	Районирование ареалов вулкано-плутонизма	Ранг сообщества даек
Тектоно-магматический этап	Вулканическая провинция	Сообщество дайковое
↓		↓
Цикл вулкано-плутонизма	Вулканическая область	Ареал даек
↓		↓
Фаза вулкано-плутонизма	Вулканический район	Поле даек
↓		↓
Стадия вулкано-плутонизма	Вулканическая зона (вулканическая постройка)	Зона даек
↓	↓	↓
Период вулкано-плутонизма	Вулканическая площадь	Площадь даек
↓		↓
Магматическое событие	Вулканическое поле	Рой даек
↓		↓
Магматическое явление	Вулканический сектор	Пучок даек
↓		↓
Магматический эпизод или магматический акт	Участок, площадка вулканического явления	Единичная дайка

Нисходящий ранг дайковых образований по их морфогенетическому и количественному признакам позволяет с одних позиций и в одном классификационном ключе характеризовать дайки в пределах изучаемых вулкано-плутонических ареалов. Категории районирования отражают масштабность, т. е. количественную сторону скоплений даек. Эта оценка в последующем может быть уточнена и дополнена введением промежуточных типов под собственными терминами. Основанием к подобному членению является, главным образом, карта размещения даек, масштаб которой по нашему опыту работ должен соответствовать детальности локальных исследований и составлять 1 : 25 000 и крупнее для частных ареалов.

Особую задачу палеовулканологических исследований составляет расшифровка общих особенностей построения скоплений даек. Эта задача не имеет даже общего решения, как нет и категорий признаков для их определения. Дайки, это очевидно из их морфогенетической и генетической классификации, инвариантны по механизму образования, по источнику питающих систем, по морфологии камерного пространства. Однако как отражается поле горных напряжений на их размещении – не известно. Такие исследования, за небольшими исключениями, не проводятся. В то же время дайки являются тем ключом, которым можно вскрыть этот процесс. Эруптивная зона и зона трещинных структур вдали от нее будут иметь разную морфологию (поля, роя или пучка).

В зонах главных напряжений, вероятно, будут пояса даек, зоны радиальных, конических, кольцевых, поликонцентрических малых интрузивных тел. В зонах сколовых и сколово-сдвиговых напряжений в условиях реверберaторной тектоники будут развиваться сложнопостроенные системы в полях спиралевидных, вращательных движений в конических литосферных объемах. В решение всех этих проблем магматической геологии палеовулканология может внести существенный вклад. Начальной задачей исследований должен стать любой район или любая область вулканизма, где плотное сообщество даек предварительно будет промоделировано по признаку фокусирования групп даек и выяснения полей горных напряжений на момент их формирования. Следует признать, работы в этом направлении не проводятся вообще.

Фация трубок взрыва, вероятно, является достаточно широко распространенной, особенно в ареалах вулканической деятельности центрального типа. Все известные трубки взрыва пространственно тяготеют к эруптивному жерлу (Гирвасский влк.) или формируются как боковые шлаковые или шлаково-лавовые прорывы. В районе мыса Пиппури выявлены единичные лавовые потоки с подводящими питающими дайками, которые образуют шлаковый конус с маломощными (около 1,0 до 0,5 м) лавовыми единичными потоками. В ряде случаев в лавовых толщах обнаруживаются локальные линзы грубообломочной пирокластики, нередко с ресургентным материалом. В разрезе платобазальтов они выглядят инородными, так как не имеют латерального продолжения. Они установлены в нескольких участках (пос. Рускеала, ур. Виссу, оз. Хелмиярви, ур. Мякиахо и др.) лавовой постройки Кирьявалахтинского влк. Локальная идентичность вещественного состава обломочного материала составу лавовых потоков и «свежесть» насыпных, несортированных туфов с признаками гидротермального изменения и локального перемыва дают основание связывать их образование с боковыми извержениями и классифицировать как шлаковые конусы. Особенно они многочисленны в районе оз. Хелмиярви, где, как мы предполагаем, может существовать небольшая кальдера обрушения в зоне радиального разлома. Вероятно, здесь в районе юго-юго-восточного сектора Кирьявалахтинского щитового вулканического сооружения существовало поле шлаковых конусов (трубок взрыва). Однако степень изученности района их распространения еще недостаточна, чтобы охарактеризовать более полно это поле взрывных образований. Судя по литературным данным, подобные малые эруптивные формы характерны также некоторым вулканическим постройкам лопия, сариолия и ливвия (Слюсарев, Куликов, 1973; Куликов, Куликова, 1978; Хейсканен, Бондарь, 1986; Светова, 1988 и др.). Фация трубок взрыва – типоморфная фация палеовулканологического районирования,

и она одной из первых стала выделяться в центрах вулкано-плутонизма как яркое проявление вулканической активности.

3.1.2. Покровно-экструзивная группа фаций

Режим и динамика вулканической деятельности при формировании данной группы фаций определяется, главным образом, высокой вязкостью силикатного расплава, относящегося к группе риодацитового – риолит-гранитного. Поэтому главными формами залегания пород являются экструзивно-купольные, купольные тела выжимания и эксплозивные брекчии, туфобрекчии, пемзошлаковые, агломераты, включая раскаленные лавины.

Фация экструзивных куполов, лаво-купольных и купольных сросшихся массивов отмечается преимущественно среди архейских вулканических ареалов, имеющих слабую степень эрозионного среза. Главным ареалом их развития является территория Восточно-Карельской структурно-формационной зоны, сопряженной с тектоническим швом Беломорского и Карельского геоблоков. От территории Финской Лапландии, через Пана-Куолаярвинскую, Шомбозерскую и Лехтинскую структуры поле риолит-гранитных интрузий экструзивно-купольного типа прослеживается вплоть до структуры Ветреного Пояса. В наиболее яркой форме экструзивно-купольная фация развита в районе озер Нижнего Летнего, Маслозеро, Лежево, Косое, Нижнее и Верхнее Пайозеро и Вермас. Указанный ареал активного проявления риолит-гранитного магматизма разного фациального состава и генетических типов следует районировать как риолитовое экструзивное плато. В современной структуре экструзивные купольно-брекчиевые и лавово-купольные образования распространены в бортах крупной синклинорной структуры.

В районе оз. Нижнего Летнего изучена серия сложнопостроенных экструзивных куполов выжимания, сопровождаемых, с одной стороны, коротким вытеком бескорневых лавовых потоков, а с другой – туфоконгломератами, туфобрекчиями разрушения эндоконтактовой панцырной зоны экструзий.

На фронте внедрения осадочно-вулканогенные породы, вмещающие экструзии подвергнуты сильному смятию, а сопровождающие грубообломочные породы формируют локальные шлейфы. Купола, развивающиеся в условиях, близких к субаэральным и аэральным, сопровождаются обилием перемытой и слабопереотложенной тефры, обломками и блоками глыб экструзивного панцыря, отражая синвулканический характер их образования. Вязкая вмещающая масса обладает отчетливой флюидальностью, полосчатостью и трахитоидностью кристаллических фаз. По данным замеров трахитоидности, внедрение расплава импульсами изменяло направление, и риолитовая масса распространялась секториально от реконструированного центра внедрения.

Проявление кислого гранит-риолитового вулкано-плутонизма совпало по времени с сильной регрессией, связанной с воздыманием вулканического ложа. Андезитовые лавы на стадии воздымания резко сократили свою мощность, наступил перерыв в осадконакоплении, отмеченный пластами мелкообломочных тефроидных и вулканомиктовых конгломератов. Единичные лавовые потоки вспененных и брекчированных в кровле риолитов явились предвестниками активного внедрения экструзивных куполов. Период кислого вулкано-плутонизма сопровождался активным накоплением высококремнистых тонкослоистых яшмовидных пород, образующих линзы в кровле лав риолитов. Формирование экструзивных куполов сопровождалось внедрением бескорневых дацит-риолитовых и андезито-дацитовых даек. Магмоподводящая питающая зона, вероятно, представлена серией некков, поскольку очевидно, что каждый из экструзивных куполов выжимания должен иметь свой некк. Один из таких некков, диаметром до 40 м, установлен на восточном берегу оз. Нижнего Летнего. Не исключено осуществление питания экструзивно-купольного плато системой трещинных крутопадающих интрузивных тел дайковой формы. Подобные дайки мощностью до первых десятков метров и длиною до 1,5–2,0 км установлены в районе оз. Вермас.

Существование крутопадающих пластовых интрузий на низком уровне эрозионного среза лопийских вулканогенных толщ позволяет предполагать не только некковую, но и трещинно-дайковую форму питания.

Реконструкция Восточно-Карельского экструзивно-купольного риолит-гранитного плато только начата. Дополнительные сведения могут быть получены при изучении его породных ассоциаций и определении их генетических типов.

В этом отношении важное значение могут иметь достаточно широко распространенные пирокластические образования риолитового состава не столько в Восточно-Карельской зоне, сколько в составах зеленокаменных поясов. В последнем случае кислый вулканизм рассматривается как составная часть бимодального корово-мантийного вулкано-плутонизма. Восточно-Карельская зона обладает очень ярким, с высокой геологической эффективностью, риолит-гранитным магматизмом ареального типа. Здесь вспышка кислого бимодального магматизма корового типа проявилась в виде самостоятельного пароксизма. В ареале купольных и экструзивно-купольных вулканических форм, без всякого сомнения, имеющих четко выраженную сегментарность, пирокластические витро-литокластические, а также туфогенно-кремнистые породы развиты неравномерно. Наибольшие их поля известны в районе г. Куусамо в Восточной Лапландии (Финляндия), а также в северо-западной части Восточно-Карельской зоны (район Гайкольской структуры, оз. Ожиярви), где они картируются в виде стратифицированных туфогенно-лавовых пачек (Хейсканен и др., 1977). Слабые метаморфические изменения разнообломочных (от глыбовых до пепловых) пирокластических пород позволяют наблюдать здесь текстуры тонкой слоистости, местных размывов и переотложения, а также яркие признаки спекания.

Развитие пород игнимбритовой фации убедительно на палеовулканологической основе не доказано, однако есть явные признаки их присутствия в районе оз. Лежево-Воронье-Пебозеро. Если это так, то риолитовое плато, сформированное на четко очерченной территории площадью не менее 10 000 км^2, обладает признаками секториальности и сегментации. Уникальность этой зоны заключается также в том, что при более глубоком изучении она может быть классифицирована как автономная, обособленная вулкано-тектоническая структура кальдерного типа с низкой степенью эрозионно-денудационного вскрытия. Свидетельством этому могут, в частности, служить обширные экструзивные риолит-гранитные купольные структуры, а также серии интрузивных тел лакколитового типа, развитые в районе оз. Вермас.

В лопийской палеовулканологии остается нерешенной проблема генезиса лептит-геллефлинтовой ассоциации пород. С одной стороны, она обладает чертами обломочных вулканогенно-терригенных образований в связи с широким развитием псаммитовых структур, а с другой – структурами собственно пирокластических, туфогенно-кремнистых пород. Разная интерпретация генетических признаков и особенностей этой группы пород, очевидно, отражается на полноте палеовулканологических реконструкций. Можно с высокой степенью уверенности предполагать их преимущественно вулканогенную природу зоны перехода от эруптивного жерла к его фланговым окончаниям. В таком случае лептит-геллефлинтовая ассоциация пород может стать типоморфной в ограничении ареала активного кислого вулканизма. Широкое развитие среди лептитовых ассоциаций пород хемогенно-кремнистого материала, железисто-марганцевых, колчеданных и колчеданно-полиметаллических рудных осадков может рассматриваться как подтверждение их вулканогенного образования.

Проблема лептитов не решена и на уровне свекокарельского людиковийско-ливвийского вулканизма не только в Карело-Кольском регионе, но и в Фенноскандии в целом. До сих пор в большинстве случаев лептитовые породы или лептитовидные ассоциации пород Финляндии и Швеции остаются геологически слабоизученными, и их природа не раскрыта. Однако зона лептитов рудного поля Финляндии Айала-Ориярви, по нашему мнению, является членом вулканогенной рудоносной пачки, сложенной, главным образом, кристаллокластическими туфами и хемогенными яшмовидными кремнистыми осадками.

На территории Северного Приладожья лептитоподобные породы, обычно классифицированные как гнейсифицированные алевролиты, алевро-песчаники, кремнистые алевролиты, могут быть при внимательном рассмотрении пирокластическими образованиями. Исходя из этого, следует, вероятно, пересмотреть роль кислого вулканизма в истории магматизма этой территории. Очевидно, в палеовулканологической зональности Юго-Западной Карелии нет резкой границы между значительным развитием кислого вулканизма в Южной и Юго-Восточной Финляндии и Северного Приладожья. Свидетельством тому могут служить выявленные нами некки кварцевых порфиров и субвулканические интрузии малоглубинных гранитов, гранодиоритов, развитые в составе платобазальтовой серии людиковия в районе Кирьявалахтинского залива (Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1992).

Покровно-экструзивная группа фаций, по данным геологических исследований, нередко сопровождает формирование в наземных условиях ареала рапакиви-гранитного вулкано-плутонизма. Подобные образования известны на о. Хогланд (Суурсаари), которые рассматриваются как экструзивная фация гранитов рапакиви Выборгского массива (Пуура и др., 1983).

Особенно широко, судя по детальным исследованиям провинции Дала, экструзивно-купольные образования развиты в области трансскандинавского гранит-порфирового пояса (Lundqvist, 1979). Здесь среди ареалов пирокластических пород широко развиты экструзивные тела и некки эруптивных зон (Hjelmqvist, 1966, 1982). Однако эта территория риолит-гранитного полистадийного вулкано-плутонизма в палеовулканологическом отношении остается недостаточно изученной.

Покровно-экструзивная группа фаций в палеовулканологических реконструкциях имеет важнейшее значение при изучении ареалов кислого вулкано-плутонизма. Изверженные породы этой группы фаций в пределах ФСЩ недостаточно еще изучены, и не оценен их общий геологический эффект. Вулкано-плутонические ассоциации кислого состава для докембрия преимущественно объединяют разнообразные плутонические породы и, как правило, не содержат их вулканических аналогов. Причина, вероятно, кроется в трудной диагностике пирокластических образований среди терригенных обломочных пород. Развитие вулканических пароксизмов в завершающие периоды эруптивной деятельности приводит к тому, что они первыми подвергаются эрозионно-денудационному разрушению и по традиции интерпретируются как аркозы, аркозовые песчаники, арениты и т. д. Этим самым резко снижается в целом роль кислого вулканизма в регионе.

3.1.3. Удаленная осадочно-вулканогенная группа фаций

В составе данной группы фаций можно выделить фации хемогенно-осадочно-вулканогенную и фацию пеплового рассеивания, каждая из которых выходит за границы дистальной зоны активного вулканизма и формирует удаленную область вулканического влияния на вулканогенно-осадочный литогенез седиментационных бассейнов.

Принципиальная разница в генетических типах пород, сформированных вне зоны активного вулканогенного влияния, заключается в том, что хемогенное, кремнистое, карбонатное или кремнисто-карбонатное осадкообразование, в отличие от фации пеплового рассеивания, имеет прямую связь через гидродинамические обстановки бассейна, в котором осуществляется водный снос вулканогенного материала либо в виде

кремнистого геля, либо в виде бикарбонатных соединений. И в том, и другом случае этот материал поступает через систему водотоков из областей гидротермальной деятельности. Следовательно, возможна устойчивая связь режима пост-поздневулканической фумарольной деятельности с динамикой синхронного ей удаленного осадконакопления.

По обратной связи, изучив наличие в терригенно-обломочных толщах высококремнистых или высококарбонатных пород в виде четко обособленных слоев, линз, прослоев, можно провести дальние корреляции вулканогенных разрезов и собственно терригенных и определить зону влияния вулканизма. Примером решения подобного вопроса служит первоначальное обнаружение в составе ладожских гнейсифицированных песчаников, алевролитов самостоятельных прослоев кремнистых силицитов и яшмовидных пород с тонко вкрапленной сульфидной минерализацией. В общем «запрещенная» ассоциация хемогенных и терригенных пород в одном пакете слоев послужила основанием к предположению об их вулканогенном хемогенно-осадочном происхождении. Исследования в этом направлении в последующие годы привели к обнаружению в составе первой нижней подсвиты пялкъярвинской свиты лавовых потоков андезито-базальтов, переслаивающихся с подобными же тонкослоистыми буровато-коричневыми кремнистыми сульфидизированными сланцами (Светов и др., 1990). Позднее ареалы калевийского вулканизма были обнаружены на значительной части Северного Приладожья. Имея в виду выявленную синхронизацию ареалов лавовых излияний с площадями удаленного кремненакопления, в последующем по этому признаку, возможно, удастся прокоррелировать разрезы ладожской серии вулканической зоны Ристисаари с осадочными разрезами района пос. Куркийоки, Хиитола, где участками широко развиты не только хемогенные кремнистые, но и карбонатные отложения. В этом случае станет возможным стратиграфическое литологическое сопоставление гнейсифицированных пород зоны интенсивного метаморфического преобразования с зонами низких степеней метаморфизма.

Фация пеплового удаленного рассеивания, как следствие энергичной пирокластической деятельности, может формироваться вне области бассейновой седиментации, в пределах которой происходили извержения вулканов, вышедших выше уровня воды. В таком случае прямые седиментационные связи между объектами с разным типом осадконакопления не могут быть доказаны. Наличие пеплопадов экзотического состава может послужить критерием их сопоставления с ареалами синхронного, но удаленного вулканизма.

Использование метода тефрохронологии возможно при корреляции вендских образований волынской вулканической серии с синхронными нерасчлененными осадочными пестроцветными породами венда в пределах южной окраины ФСЩ на Карельском перешейке, а также в районе Ветреного Пояса, с одновозрастными образованиями венда в западной зарубежной части Фенноскандии. Весьма обоснованным можно считать предположение о тефрохронологической корреляции суйсарского вулканизма Онежской структуры с ладожским ареалом и вулканической зоной Ветреного Пояса. Однако исследования в этом направлении на современном уровне развития палеовулканологии едва ли осуществимы.

Фумарольно-гидросольфатарная хемогенно-осадочная фация. Хемогенное вулканогенно-осадочное породообразование – широко известное явление в ареалах свекокарельского вулканизма. В пределах лавовых полей постоянно присутствуют осадочные породы, связанные с гидротермально-эксгаляционной деятельностью. Вероятно, некоторые формы фумарольных полей и типы сформированных в их пределах пород можно соотнести с их современными аналогами (табл. 18). Эксгаляционная фумарольная и гидротермальная деятельность докембрийских ареалов в наиболее ярких формах проявлялась, прежде всего, в проксимальной зоне вулканических построек щитового и стратифицированного типов на удалении до 2–5 км. Возможно, наиболее активно синвулканическая эксгаляционная деятельность протекала в непосредственной близости к кратерной зоне. Однако в Карелии нам не известны эти вершинные части вулканических построек. Наибольшую сохранность имеют вулканы Гирвасский, Кирьявалахтинский и Суйсарский, в которых отмечены следы весьма активной фумарольно-гидросольфатарной деятельности. В пределах Гирвасского влк. известна фумарольная площадка, где сифоны и трещинные зоны вокруг них выполнены турмалином, турмалин-эпидот-кальцит-альбитовым агрегатом. Слагающие околожерловую зону лавы и лавобрекчии повсеместно пропилитизированы. Здесь широко развиты эпидозиты, эпидот-альбитовые гнездовые метакоматииты, развивающиеся по всему объему вулканической постройки.

Стенки фумарольных каналов влк. Гирвасского и его лавовых потоков в районе каньона р. Суны и руч. Луканоя, а также в районе г. Медвежьегорска обнаруживают оплавленную форму (рис. 30).

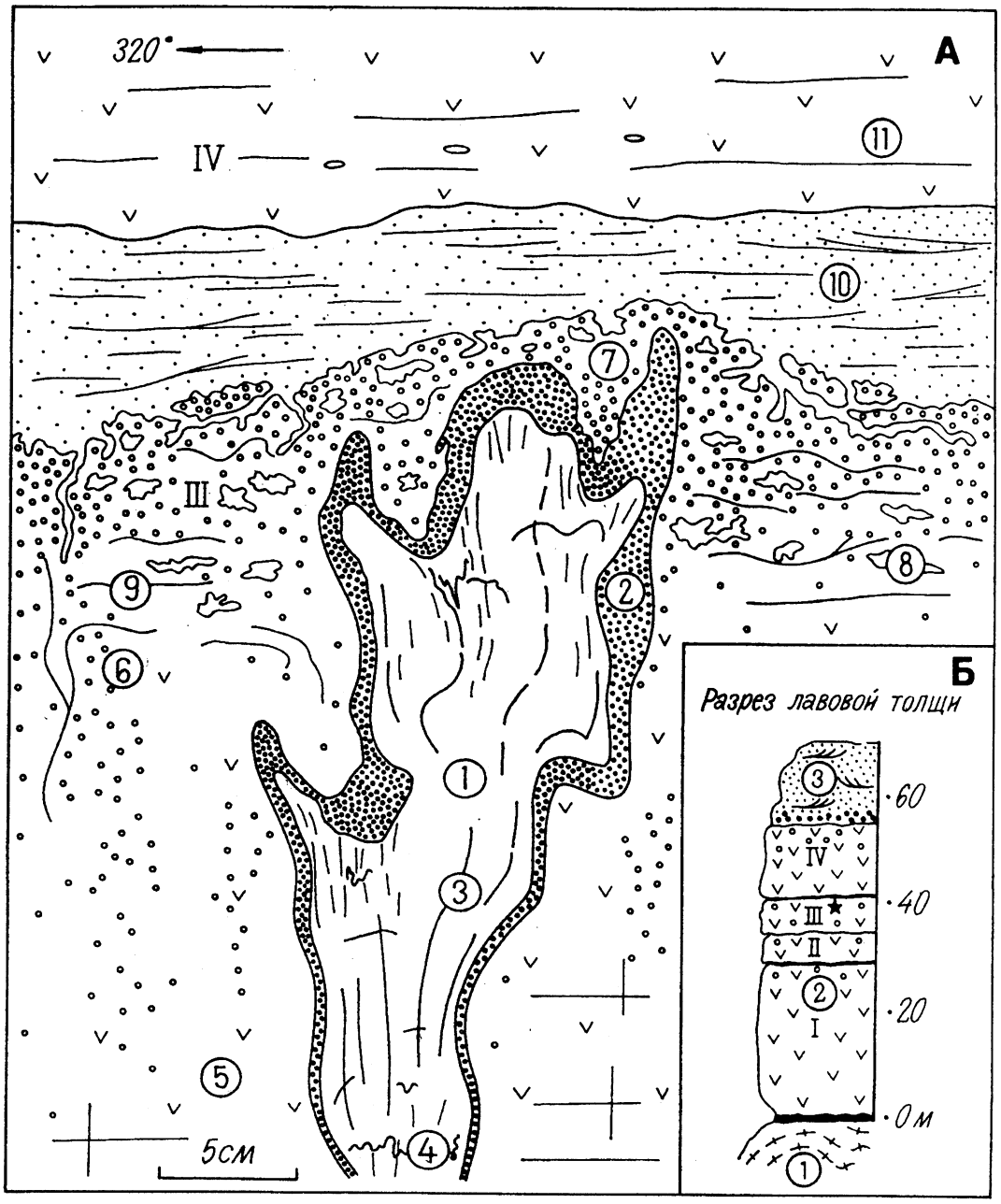
Температура горения фумарольных газов (водород, углеводородные газы) составляет около 1 300 °С. Их доля в общем объеме летучих равна ~ 0,5%. При температуре текучей лавы около 1 070 °С величина разогрева кровли лавовых потоков достигает 230 °С. Этого дополнительного тепла достаточно, чтобы стенки фумарольных каналов были оплавлены, а куски вулканических шлаков сварены в агглютинаты (Пийп, 1956; Мархинин, 1967; Большое трещинное.., 1984). Подобные явления имели место и в ареалах ятулийского, людиковийского и особенно ливвийского вулканизма в Суйсарской древневулканической области.

Следы активной фумарольно-гидросольфатарной деятельности выявлены практически во всех изученных ареалах свекокарельского вулканизма. Однако наиболее яркими из них являются эксгаляционные площадки Вороновоборского, Орченьского, Хелмиярвинского, Шидгубского и целого ряда других фумарольных полей. Все они характеризуются, прежде всего, широким развитием пластовых и линзовидных

тел высококремнистых, либо кремнисто-карбонатных и карбонатных пород хемогенного вулканогенно-осадочного способа образования, залегающих в кровле лавовых потоков и покровов. По вещественному составу они являются полосчатыми кремнистыми сланцами, яшмовидными силицитами, лидитами, яшмами, аналогами гейзеритов областей современного и недавнего вулканизма.

В Медвежьегорской вулканической зоне раннеятулийская поздне-поствулканическая фумарольно-гидросольфатарная и гидросольфатарная деятельность проявлена в особенно яркой форме. Здесь выявлены многочисленные сифоны гидросольфатар. Перекрывающие лавовые потоки осадочные терригенные обломочные породы аллювиально-озерных фациальных обстановок повсеместно содержат прослои и натечные формы силицитов. Размещение по разрезу терригенной толщи яшмовидных силицитов (гейзеритов) в виде пластовых, линзовидных тел или в форме натечных образований, вплоть до удлиненных сложной формы тел (сифонов гидросольфатар), свидетельствует о высокой активности газо-гидротермальной деятельности после прекращения излияния базальтов в ходе последовавшего осадконакопления, вплоть до нового проявления излияний среднеятулийских платобазальтов.

В то же время на территории Вороновоборской фумарольно-гидросольфатарной площадки можно наблюдать в кровле раннего лавового потока систему фумарольных каналов, впоследствии заполненных



кремнистыми породами и продуктами химического разложения вспененных базальтов (рис. 31). Кремнистые породы (гейзериты) представляют собой смесь яшмовидных силицитов с тонким глинистым осадком разрушения базальтов. Здесь же развиты зоны интенсивной пропилитизации (вероятно, по аллунитизированной и каолинизированной первичной массе кровли базальтов). Гейзериты заполняют сложную систему вертикальных каналов, постепенно переходя в пластовую залежь. Перекрывающие терригенно-обломочные породы представлены конгломерато-гравелитовыми и разнозернистыми песчанистыми породами аренитового типа.

Таблица 18. Типы и формы эксгаляционно-гидротермальной деятельности

Типы деятельности	Темпаратура	Формы деятельности и состав фумарольно-гидросольфатарных продуктов осадконакопления			Размещение объектов
Эксгаляционный (фумарольно-сольфатарный)	от 900 °С и ниже	Фумаролы	Фумарольно-сольфатарные площадки и поле	Хлористо-сернисто-углекислые (солевые) галоидные: HCI, FeCI, NaCI, H_2O, H_2, CO, HF, NH_4, CI, H_3BO сернистые: H_2O, H_2, S, SO_2, H_2S, сульфаты углекислые: H_2O, H_2, CO_2	Пневматолито-гидротермальные зоны турмалинизации фумарольной площадки Гирвасского влк. и др.
	200–100 °С	Мофетти		Азотно-углекислые хлоридные (натровые) H_2O, CO_2, H_2S, SO_2 щелочные	Пропилиты (эпидотизация, альбитизация, сульфидизация) Вороновоборской, Орченьской, Хелмиярвинской площадок
	200–100 °С	Сольфатары		Сернисто-углекислые водяной пар, CO_2, SO_2, H_2S, H_2SO_4	Яшмы, силициты, гейзериты, травертины Орченьской и др. площадок
Гидросольфатарный (сольфатарные термы)	100 °С и ниже	Гидросольфатары		Пароводяные струи, CO_2, CH_4, H_2S	Яшмы, силициты, травертины, гейзериты в составах лавово-вулкано-кластических полей вулканических зон свекокарелия
Гидротермальный (термальные источники)	ниже 100 °С	Гидротермы, термы (водные термальные источники)		Минерализованные горячие воды на выходах гипогенных трещинных вод: углекисло-водородные, азотно-углекислые, хлоридные, натриевые, щелочные, сероводородно-углекисло-водородные	Гейзериты, травертины, яшмовидные силициты, кремнистые сланцы, лидиты, кремнисто-карбонатные и железисто-кремнисто-карбонатные отложения грязевых котлов

Рис. 30. Вертикальный разрез сифона фумаролы в кровле третьего лавового покрова раннеятулийских платобазальтов в районе г. Медвежьегорска (диаметр до 15 см, видимая длина более 65 см).

А – общий вид сохранившейся северо-восточной стенки единичного газового канала фумарольного поля в окрестностях г. Медвежьегорска: 1 – стенка сифона с гладкой оплавленной внутренней поверхностью; 2 – зона мелкозернистых миндалекаменных базальтов «футляра» фумаролы мощностью 0,5–2,5 см; 3 – оплавленные края продольных трещин на внутренней поверхности сифона; 4 – кольцевые поперечные лавовые наплывы оплавления на стенках сифона; 5 – миндалекаменные базальты верхней части покрова с элементами пластовой отдельности; 6 – зоны газового фонтанирования в толще покрова, включая обособленные газовые столбики, «пористые цилиндры»; 7 – вспененные, шлаковидные базальты кровли покрова; 8 – крупные газовые полости в шлаковой зоне кровли покрова; 9 – тонкие прожилки, маломощные жилы гематитового, кварц-гематитового, кремнисто-карбонатного и др. состава; 10 – вулканогенно-осадочные породы (туфы, туффиты) с присутствием терригенного материала, имеющие кремнисто-карбонатный цемент и содержащие слабоиндивидуализированные прослои и слои яшмовидных силицитов, реже железисто-кремнистых сланцев; 11 – массивные однородные базальты вышележащего покрова.

Б – местоположение фумаролы в разрезе лавовой толщи нижнеятулийских базальтов: 1 – досвекокарельское гранито-гнейсовое основание лавовой толщи; 2 – пакет лавовых покровов раннеятулийских платобазальтов, расслоенный пластами туфогенно-осадочных пород; 3 – терригенные разнозернистые осадочные породы, включая мелкогалечные конгломераты, гравелиты и косослоистые меденосные песчаники среднего ятулия. Местоположение фумаролы в разрезе отмечено звездочкой

Fig. 30. Vertical cross-section through a fumarole siphon atop the third lava sheet of Early Jatulian plateau-basalts in the Medvezhyegorsk area (diameter up to 15 cm, visible length over 65 cm).

A – general view of the preserved northeastern wall of a single gas channel of a fumarolic field near Medvezhyegorsk: 1 – siphon wall with a smooth fused internal surface; 2 – 0,5–2,5 cm thick zone of fine-grained amygdaloidal basalts of the fumarole «case»; 3 – fused edges of elongate fractures on the internal surface of the siphon; 4 – transverse ring-shaped lava fusion warts on siphon walls; 5 – amygdaloidal basalts in the upper portion of the sheet with sheet jointing elements; 6 – gas spouting zones in the sheet, including isolated gas columns, «porous cylinders»; 7 – frothed scoriaceous basalt on top of the sheet; 8 – large gas cavities in the scoriaceous zone on top of the sheet; 9 – thin veinlets and thin veins of hematite, quartz-hematite, cherty-carbonate and other compositions; 10 – volcanic-sedimentary rocks (tuffs and tuffites) with terrigenous material that have a cherty-carbonate matrix and contain poorly individualized jasperoid silicite (less commonly iron-cherty schist) interbeds and beds; 11 – massive, homogeneous basalts of the overlying sheet.

B – position of the fumarole in a Lower Jatulian basaltic lava unit: 1 – pre-Svecokarelian granite-gneiss base of the lava unit; 2 – package of Early Jatulian plateau-basaltic lava sheets layered by tuffaceous-sedimentary rock beds; 3 – terrigenous inequigranular sedimentary rocks, including Middle Jatulian small-pebble conglomerates, gravelstones and cross-bedded cupriferous sandstones. The position of the fumarole in the sequence is shown by an asterisk

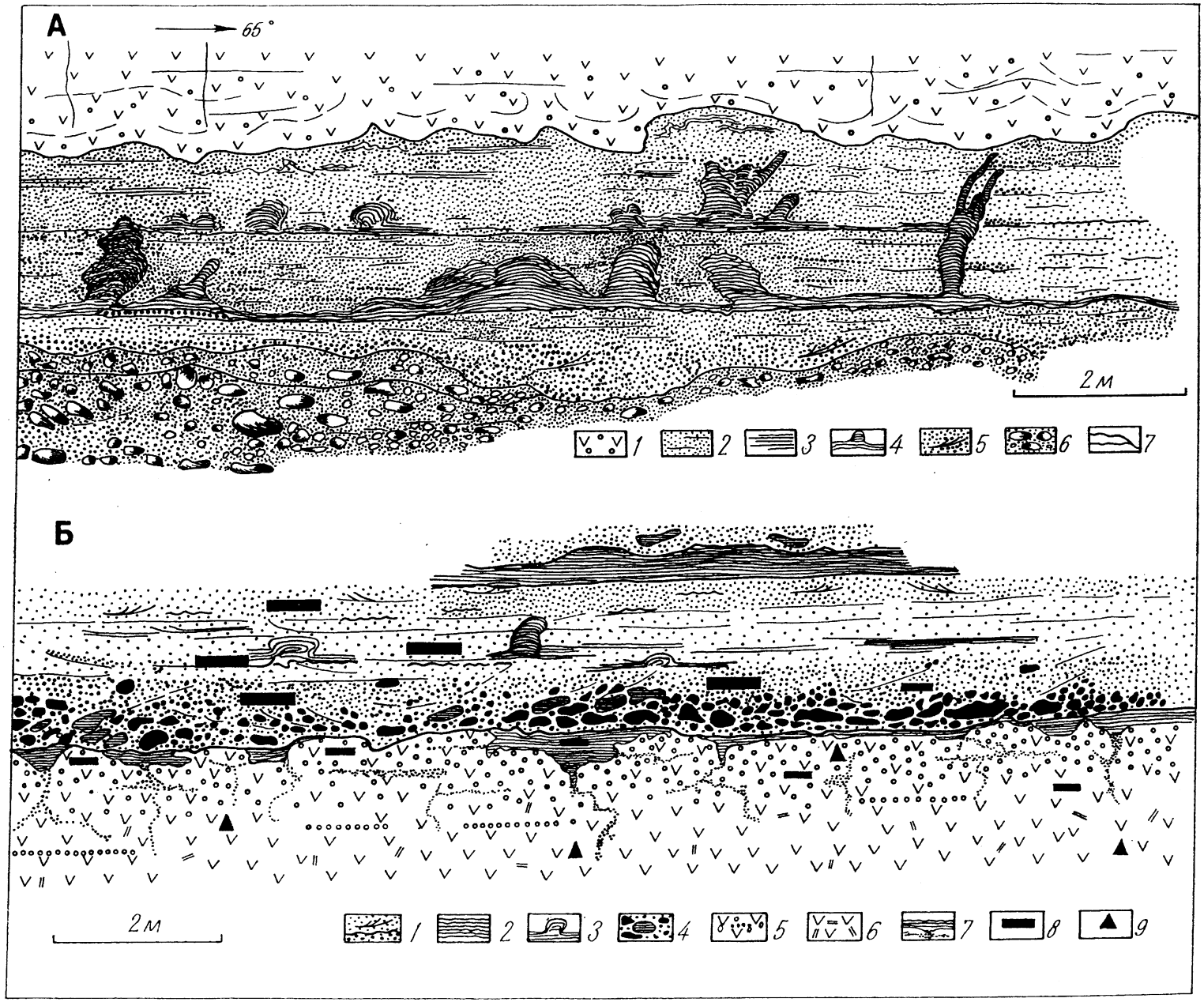

А
66°
2м
1
2
3
4
5
6
7
Б
2м
1
2
3
4
5
6
7
8
9

Рис. 3l. Гидротермальная система рудного поля Вороновоборского медносульфидного осадочно-вулканогенного (гидротермального эксгаляционно-осадочного) месторождения «медистых песчаников» в проксимальной зоне раннеятулийской Медвежьегорской вулканической платобазальтовой постройки (Светов, 1972).

А. Послойный разрез верхней части среднеятулийской терригенно-обломочной толщи в зоне ее контакта со среднеятулийскими меденосными платобазальтами (купробазальтами). 1 – пироксен-плагиоклазовые амфиболизированные (порфиробластические) меденосные среднеятулийские платобазальты; 2 – разнозернистые аренитовые песчаники (кварцевые, кварц-полевошпатовые, магнетитовые), кварцито-песчаники со следами перемыва и переотложения; 3 – пластовые тела яшмовидных сицилитов (тонкослоистых, микроритмичнослоистых), кремнистых сланцев; 4 – фумарольно-гидросольфатарные кремнистые образования, сформированные, вероятно, нагретыми хлоридно-натровыми водами, имеющие причудливые натечные формы, типичные гейзеритам (Набоко, 1959, 1980); 5 – грубозернистые песчаники, гравелиты с разнообразной косой слоистостью прибрежного волнения и осадконакопления; 6 – грубообломочные, полимиктовые аллювиально-пролювиальные конгломераты грубослоистые, линзовидные со следами многократного перемыва и переотложения в литоральной зоне прибрежно-морской обстановки мелководного эпиконтинентального бассейна; 7 – контракционная трещиноватость подошвы базальтового покрова с нитевидными кварц-хлорит-эпидотовыми, кварц-гематит-халькопирит-альбитовыми прожилками.

Б. Гидротермальное породо- и рудообразование в пределах Вороновоборской фумарольно-гидросольфатарной площадки раннего ятулия (Главный карьер месторождения Воронов Бор). 1 – базальные слои разнозернистых песчаников, гравелитов аренитового типа со следами многократного перемыва, косослоистыми сериями с естественным магнетитовым шлихом, обогащенным турмалином, сфеном, цирконом и содержащим окатанные зерна ильменита, апатита и монацита; 2 – пластово-линзовые тела яшмовидных силицитов, переходящих в тонкополосчатые гейзериты; 3 – натечные формы гейзерита; 4 – полимиктовые конгломераты с активным разрушением зоны кремненакопления; обломки базальтов, силицитов из кровли покрова перемешаны с привнесенным обломочным материалом амфиболита, гнейсо-гранита, пегматита и жильного кварца; 5 – однородные миндалекаменные сицилиты, сохраняющие первичную структуру тонкозернистых базальтов, хлоритизированные, эпидотизированные с пятнистой гематитизацией и эпидотизацией; 6 – участки амфиболитов, развивающихся по микропорфировым пироксен-плагиоклазовым базальтам; 7 – пластовые тела яшмовидных силицитов в зонах сифонов термальных вод; 8 – участки медносульфидной прожилково-гнездовой и вкрапленной минерализации в аргиллитизированных миндалекаменных силицитах (базальтах) зоны интенсивной гидротермально-метасоматической пропилитизации; 9 – участки обильного новообразования крупнооктаэдрического магнетита

Fig. 3l. Hydrothermal system of the ore field of the Voronov Bor copper-sulphide volcanic-sedimentary (hydrothermal-exhalation-sedimentary) «cupriferous sandstone» deposit in the proximal zone of the Early Jatulian Medvezhyegorsk volcanic plateau-basalt edifice (Svetov, 1972).

A. Lit-par-lit section through the top of the Middle Jatulian terrigenous-clastic unit in the zone of its contact with Middle Jatulian cupriferous plateau-basalts (cuprobasalts). 1 – Middle Jatulian amphibolized (porphyroblastic) pyroxene-plagioclase cupriferous plateau-basalts; 2 – inequigranular arenitic (quartz, quartz-feldspathic and magnetitic) sandstones and quartzitic sandstones with traces of scour and redeposition; 3 – (finely-laminated and microrhythmically-laminated) jasperoid silicite and schist sheeted bodies; 4 – fumarolic-hydrosolphataric cherty rocks in the forms of bizarre sinters typical of geyserites; they were generated presumably by heated chloride-sodic water (Naboko, 1959, 1980); 5 – coarse-grained sandstones and gravelstones with various bed produced by coastal waves and sedimentation; 6 – coarse-clastic, coarse-bedded, lenticular polymict alluvial-proluvial conglomerates with traces of multiple rewashing and redeposition in the littoral zone of a coastal shallow-water epicontinental sea basin environment; 7 – contraction fracturing at the base of the basaltic sheet with filamentous quartz-chlorite-epidote and quartz-hematite-chalcopyrite-albite veinlets.

B. Hydrothermal rock- and ore formation at the Early Jatulian Voronov Bor fumarolic-solphataric site (Main pit of the Voronov Bor deposit). 1 – basal inequigranular sandstone and arenite-type gravelstone beds with traces of multiple rewashing and cross-bedded series with natural heavy magnetite concentrate, which is enriched in tourmaline, sphene and zircon and contains rounded ilmenite, apatite and monazite grains; 2 – sheeted-lenticular jasperoid silicite bodies passing into fine-laminated geyserites; 3 – sinter forms of geyserite; 4 – polymict conglomerates with active destruction of a silicon accumulation zone; clasts of basalts and silicites from the sheet top are mixed with transported clasts of amphibolite, gneissose-granite, pegmatite and veined quartz; 5 – homogeneous chloritized, epidotized amygdaloidal silicites with mottled hematitization and epidotization that retain the primary texture of fine-grained basalts; 6 – zones of amphibolites that evolve after microporphyric pyroxene-plagioclase basalt; 7 – jasperoid silicite sheeted bodies in thermal water siphon zones; 8 – copper-sulphide streaky-pocket and disseminated mineralization sites in argillitized amygdaloidal silicites (basalts) in an intense hydrothermalmetasomatic propylitization zone; 9 – abundant coarse-octahedral magnetite neoformation sites

В их цементе содержится кремнистый и кремнисто-карбонатный материал. В связи с продолжавшейся длительное время гидросольфатарной деятельностью в песчаниках обособились тела пластовых и натечных образований. Базальты в пределах Вороновоборского медносульфидного месторождения сильно изменены под влиянием кислотных растворов и участками преобразованы в кремнисто-глиноземистые породы с богатой пирит-халькопиритовой и борнитовой минерализацией (табл. 19). Рудные «медистые песчаники» помимо меди содержат большой перечень рудных элементов, включая благороднометалльные – золото, серебро и платину (табл. 20).

Среднеятулийским лавовым излияниям платобазальтов сопутствовала также активная эксгаляционная деятельность. В проксимальной зоне некка Орченьского влк. Сегозерской вулканической зоны, в его юго-восточном секторе, в разрезе пакета красно-каменно-измененных вспененных и шарово-подушечных базальтов выявлены следы (фрагменты) обширного фумарольно-гидросольфатарного поля. Реставрированные размеры каждого имеют площадь не менее 5–8 км^2 (рис. 32). Здесь в кровле каждого из лавовых покровов установлены многочисленные сифоны ятулийских фумарол и грифоны целого ряда термальных источников (рис. 33). Лавовые покровы помимо четкой полосчатости течения обнаруживают брекчирование. Лавобрекчии, как правило, сцементированы гейзеритом. Пластовые залежи яшмовидных пород выдержаны по мощности и по простиранию. В ряде случаев силициты имели мощность до 5,5 м, выполняя глубокие неровности кровли потоков или покровов. По простиранию отдельные тела в разрезе фумарольного поля соединяются и образуют протяженные залежи. Вероятно, они имели форму террасовидных пластовых тел, образуя на склоне щитовой вулканической постройки обширное гейзерное поле.

Важно подчеркнуть, что тонкослоистые и полосчатые, пятнистые и брекчированные прослои образуют пачки хемогенных пород практически между каждым из 5 изученных здесь потоков. В их составах обнаружены, кроме преобладающих кремнистых слоев, кремнисто-гематитовые, гематитовые и карбонатные. Наслоение сопровождалось перерывами, поскольку нередко видны «седиментогенные» брекчии усыхания кремнистых слоев. Обломочки охватывают прослои мощностью от первых миллиметров до 2–3 см. Здесь, в разрезе лавовой толщи, особенно в ее нижней части, нередко наблюдаются шаровые базальты, в которых не только межшаровые пространства полностью

Таблица 19. Вороновоборская эксгаляционно-гидротермальная система Медвежьегорской вулканической зоны раннего ятулия

Компоненты	Гидротермально-измененные базальты и сопутствующие им породы										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	50,48	54,40	52,90	35,77	37,86	52,20	59,20	74,24	78,48	83,64	50,58
TiO_2	1,83	1,25	1,30	2,36	2,80	1,80	1,63	0,30	0,18	0,24	1,40
Al_2O_3	13,31	11,17	12,53	18,36	18,67	15,12	17,33	11,59	4,87	5,10	14,34
Fe_2O_3	6,77	6,88	7,19	5,89	5,78	8,76	2,95	2,64	2,12	1,44	7,64
FeO	6,97	6,23	6,94	8,38	8,26	2,72	2,72	0,86	1,14	2,29	6,25
MnO	0,21	0,16	0,15	0,21	0,17	0,10	0,04	0,02	0,07	0,06	0,12
MgO	6,00	6,45	5,86	10,48	10,10	2,00	3,70	1,20	0,10	3,10	5,22
CaO	6,85	6,23	5,95	10,92	7,79	10,09	1,54	0,56	5,46	0,28	6,79
Na_2O	3,18	4,26	3,75	0,07	0,79	1,49	3,73	4,72	0,33	1,70	4,38
K_2O	0,75	0,35	0,30	0,28	0,53	1,11	3,19	1,22	1,49	0,77	0,60
H_2O	0,17	0,12	0,08	0,16	0,35	0,41	0,25	0,38	0,35	0,08	0,05
п.п.п.	3,34	2,15	2,87	6,65	5,80	1,92	2,56	1,19	1,63	1,22	2,01
P_2O_5	0,17	0,14	0,07	0,08	0,33	0,31	0,18	0,16	0,32	0,03	0,17
Cr_2O_3	0,007	0,012	0,0070	0,0050	0,0035	0,007	0,017	0,0035	0,0040	0,0035	0,008
V_2O_5	0,036	0,025	0,030	0,0044	0,033	0,043	0,012	0,016	0,007	0,012	0,056
CoO	0,007	0,0063	0,0063	0,0058	0,0075	0,0021	0,0027	0,0010	0,0010	0,0020	0,007
NiO	0,012	0,0061	0,0059	0,0061	0,0049	0,0015	0,0025	0,0010	0,0010	0,0025	0,007
CuO	0,007	0,004	0,007	0,13	0,50	2,16	0,76	0,69	3,24	0,026	0,284
ZnO	–	0,013	0,011	0,023	0,020	0,006	0,009	0,003	0,002	0,008	0,014
Li_2O	–	0,0093	0,0114	0,0246	0,0284	0,0048	0,0128	0,0040	0,0009	0,0068	0,0045
Rb_2O	–	0,0012	0,0011	0,0014	0,0026	0,0032	0,01131	0,0043	0,0016	0,0048	0,0042
Cs_2O	–	0,0006	0,0008	0,0006	0,0008	0,0004	0,0009	0,0003	0,0002	0,0005	0,0003
Сумма	100,14	99,81	99,91	99,68	99,77	100,16	99,81	99,76	99,91	99,95	99,90
S	0,02	–	–	–	0,49	1,83	0,83	0,60	1,00	0,09	0,23
	средн.	1445–1	1445–2	1445–3	1445–5	1445–7	1445–6	1445–8	1445–20	1445–4	2341–2

Примечание. Все пробы содержат незначительные количества Be, Sc, Pb, Ga, Y, Zr, Yb по данным спектрального полуколичественного анализа.

1 – средний состав по 25 химическим анализам нижнеятулийских плагиофировых базальтов (подщелоченная железо-титановая серия платобазальтов Медвежьегорской вулканической зоны); 2 – базальт из подошвы лавового покрова; 3 – базальт из середины покрова; 4 – миндалекаменный базальт из кровли покрова; 5 – измененная метасоматическая порода по базальту кровли потока; 6 – метасоматическая порода по миндалекаменному базальту кровли потока; 7 – окремненный базальт в зоне сифона фумаролы; 8 – полосчатый силицит в зоне сифона фумаролы; 9 – кварцевый песчаник, кварцито-песчаник оруденелый; 10 – силицит, гейзерит из сифона фумаролы; 11 – базальт оруденелый (купробазальт) нижнего ятулия, р. Кумса, г. Медвежьегорск.

Таблица 20. Рудные компоненты гидротермальных и гидротермально-измененных пород Вороновоборского медносульфидного месторождения раннего ятулия (содержание, г/т)

Компоненты	1	2	3	4
Ba	1 700	1 200	420	1 300
Rb	95(110)	97(101)	58(59)	230(251)
Nb	5	9,3	7,4	20
Th	8,8	8,7	6,1	8,7
U	2,7	6,5	9,2	10
Zr	120(40)	170(173)	130(119)	290(301)
Y	3,6(7)	22(28)	26(27)	43(51)
Sr	5,9	160	400	160
As	8,5	5,1	12	6
V	39	200	280	480
Ti	1 206	8 260	9 307	17 351
Cr	< 20	140	147	94
Mn	20	551	876	382
Fe	15 728	51 715	74 935	60 497
Co	5,6	21	5	7,7
Ni	5,1	8.2	12	9,4
Cu	38 219	11 618	20 119	22 780
Zn	< 1000	193	177	212
Pb	1,0	12	50	16
Se	< 3	4	16	16
Au	0,12	0,18	3,7	0,045
Ag	0,55	0,68	1,21	0,032
Pt	0,05	0,05	0,11	0,04
Hg	0,31	0,25	0,56	0,21

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИМГРЭ, г. Москва. Для Rb, Zr и Y в скобках – повторные определения. 1 – «медистые песчаники» Вороновоборского месторождения, 2 – базальт измененный и оруденелый в зоне фумарольного сифона, 3 – базальт миндалекаменный, сильноокварцованный, 4 – базальт миндалекаменный, измененный и окварцованный.

заполнены яшмовидными силицитами, но они переходят выше в пластовые залежи длиной до 20–30 м и мощностью до 0,5 м. Однако они развиты локально, по-видимому, фиксируют выходы грифонов разобщенных термальных источников. Вероятно, данные отражают отмирание одних гидросольфатар и усиление деятельности других. Из чего следует признать их поверхностную связь проточного типа.

Минеральный состав силицитов включает, кроме породообразующего кварца, также кальцит (реже доломит или сидерит), гематит и небольшие количества эпидота (цоизита), альбита, сфена, апатита, магнетита, сульфидов железа и меди, иногда турмалина, аксинита и стильпномелана. Турмалин, аксинит и стильпномелан являются частыми минеральными агрегатами в многочисленных кварцевых, кварц-альбит-гематитовых, гематит-альбитовых, кварц-кальцит-эпидот-альбитовых жилках, прожилках и гнездах.

Помимо рассмотренной вулканической зоны среднеятулийские силициты, яшмовидные породы, туфогенно-кремнистые сланцы являются обычными и в Селецкой вулканической зоне. Нами они наблюдались в Северной Карелии, в Северной Финляндии (от окрестностей Куусамо до г. Торнио), а также в Юго-Восточной Финляндии в районе г. Йоэнсуу.

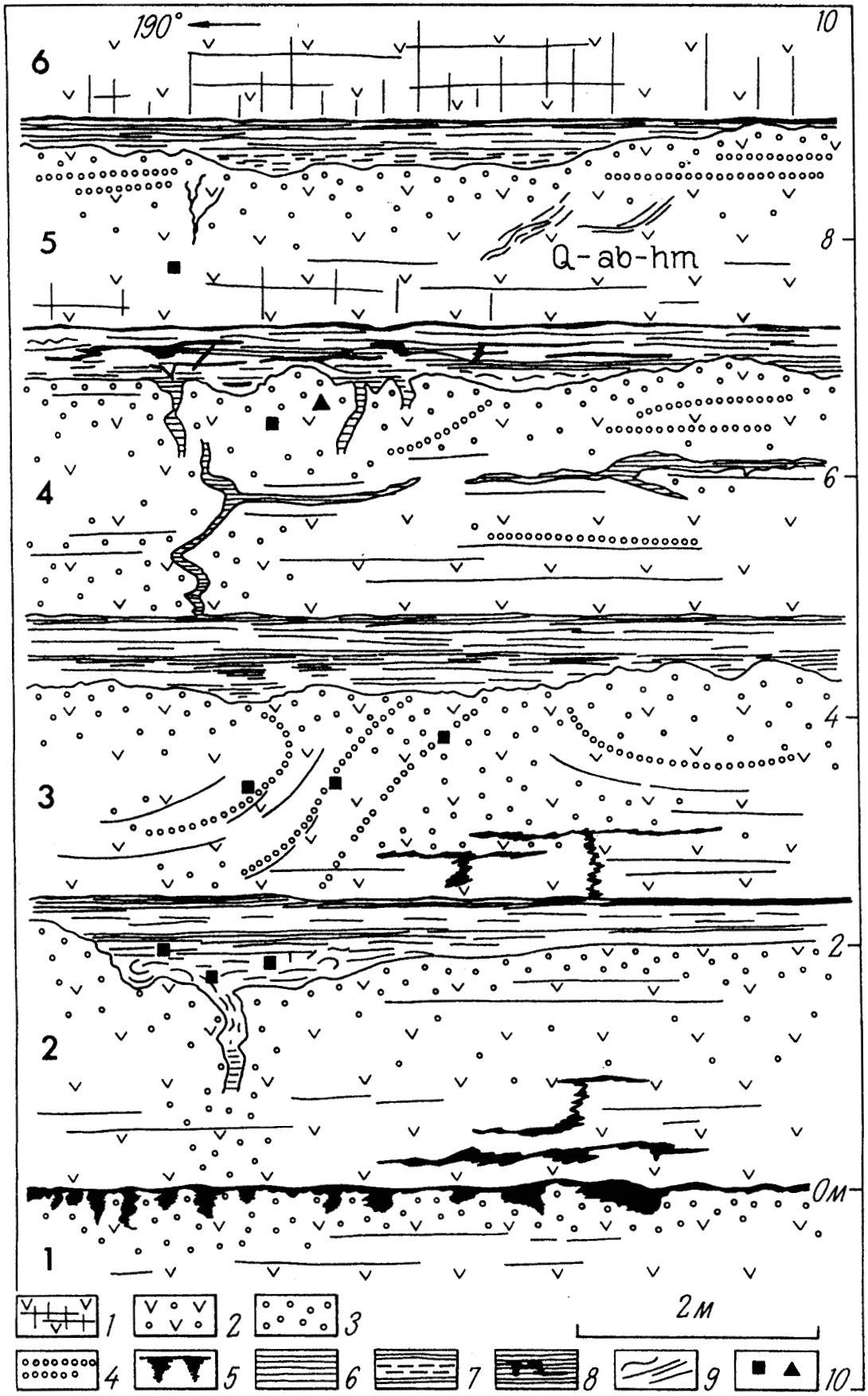
Кроме фумарол, прошедших стадию мофетты и гидросольфатары, вплоть до вулканических термальных источников и формирующих поля гейзеритовых отложений силицитов, в среднем ятулии хемогенными вулканогенно-осадочными являются высококарбонатные известковистые туфы (травертины). Образование этих слоев, вероятно, связано с разгрузкой термальных углекислых вод вблизи грифонов в виде реакции:

$$Ca^{++} + 2HCO^{-}_{3} = \underset{\downarrow}{CaCO_3} + H_2O + CO_2 \uparrow$$

Нами нередко наблюдались также травертиновые и силицит-травертиновые образования в шарово-подушечных лавах подводных излияний, где они выполняли роль цементирующей массы и заполняли все свободные межшаровые пространства (Сегозерская, Селецкая, Янгозерская вулканические зоны). Однако грифоны в таких случаях не удается обнаружить, поскольку они скрыты в глубине потоков шаровых и шарово-подушечных лав.

Ареалы людиковийского платобазальтового вулканизма, палеовулканологически наиболее полно изученные в пределах Онежской ВТС и на территории Северного Приладожья, характеризуются также активной синвулканической фумарольно-гидросольфатарной деятельностью.

В Онежской ВТС все известные эруптивные центры людиковия (Кондопожский, Уницкий и Леликовский) в составах лавово-вулканокластических полей содержат высококремнистые хемогенные осадочно-вулканогенные породы преимущественно в углеродсодержащих туфогенных отложениях. Обогащенные углеродом кремнистые породы (лидиты) являются неотъемлемыми членами лавовых толщ дистальных зон. Их максимальное развитие установлено в пределах Заонежского полуострова, практически совпадающее с восточным и юго-восточным секторами


190°
10
6
5
Q-ab-hm
8
4
6
4
3
2
2
0м
1
2м
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

влк. Уницкого. В табл. 21 приведены оригинальные частные химические анализы людиковийских яшмовидных силицитов, яшм (лидитов), а также кремнисто-карбонатных отложений и сопутствующих им железисто-кремнистых гематит-магнетитовых рудных сланцев. Нередко вулканогенно-осадочные углеродсодержащие, кремнистые и кремнисто-карбонатные породы содержат повышенные концентрации меди, цинка, ванадия, а также в них отмечается некоторое накопление Se, U, Th. Можно предположить активную синвулканическую фумарольную и фумарольно-гидросольфатарную подводную активность в восстановительных и окислительно-восстановительных геохимических обстановках. Лидиты постоянно сильно гематитизированы, пиритизированы, содержат микропрослои углеродистого пылевидного вещества с обильной вкрапленностью сульфидов железа и реже меди и цинка.

В районе д. Лебещино Л. П. Галдобиной выявлены фумарольные сифоны в пределах лавового поля, содержащего мощные, выдержанные по простиранию пласты вулканогенно-осадочных смешанных туфогенно-хемогенных углеродсодержащих сланцев, алевролитов и алевропелитов.

Бассейновый открытый тип седиментации на ранних стадиях людиковийского вулканизма в Онежской ВТС привел к значительному перераспределению хемогенного материала, и его классификационное значение в качестве диагностического признака остается не выясненным в целях выявления расположения его источников.

В Северном Приладожье фумарольно-гидросольфатарные эксгаляционно-осадочные отложения широко развиты в пределах лавово-вулканокластического поля влк. Кирьявалахтинского. При весьма однородном составе базальтовых лав здесь яшмы и яшмовидные силициты (гейзериты) отличаются также достаточно выдержанным составом, высокими содержаниями от 90 до 97% SiO_2, резкой литологической обособленностью слоев, пачек и наибольшей их мощностью (Светов, Свириденко, 1992). Нередко можно встретить полосчатые светлоокрашенные яшмы, с пачками прослоев кремнисто-карбонатного состава, суммарной мощностью до 8,0 м (о. Маясаари) или даже пачки яшмовидных силицитов (район оз. Путролампи) мощностью до 40–50 м. Слои смешанного кремнисто-глинисто-карбонатного состава, как правило, маломощные и чаще всего тесно связаны с горизонтами пепловых туфов, туфоалевролитов, алевропелитов.

Обширная платобазальтовая постройка Кирьявалахтинского щитового вулкана в своей проксимальной зоне имела целый ряд фумарольных площадок. Их фрагменты можно наблюдать в заливе Вараллахти, в районе озер Хелмиярви и Путролампи, пос. Виссу, ур. Куренмяки, о. Маясаари, мыса Паксунниеми и др.

Выяснена преимущественная локализация ареалов хемогенного кремнистого, кремнисто-карбонатного, карбонатного углеродсодержащего седиментационного материала в проксимальной зоне южного и северо-восточного секторов лавового поля. Вместе с тем изучение латеральных особенностей размещения хемогенных гидротермально-осадочных отложений свидетельствует о высокой продуктивности подводной эксгаляционной деятельности многочисленных фумарольных площадок не только Кирьявалахтинского, но и Янисъярвинского и особенно Туливаранмякского вулканов. Гидротермальные растворы при этом осуществили вынос значительных объемов рудных микрокомпонентов, локализовавшихся затем в пределах сульфидных горизонтов в дистальной зоне, являющихся накопителями металлоносных осадков. В зависимости от гидродинамики людиковийского бассейна продукты подводной газо-гидротермальной деятельности на внешней, обращенной к югу, стороне вулканического дола испытывали значительное рассеивание.

Рис. 32. Унифицированный разрез пакета из шести лавовых покровов вспененных среднеятулийских платобазальтов верхней части лавовой толщи в проксимальной зоне Орченьского вулкана Сегозерской вулканической зоны.

1 – лавовый покров кровли представленной части разреза; 2 – миндалекаменные базальты, вспененные; 3 – зона шлаковидных базальтов, пористых и ноздреватых; 4 – «слоистость течения» лавы; 5 – наложенная гидротермальная поздневулканическая система жильного, прожилкового и гнездового прокварцеваний, сопровождаемых альбитизацией, эпидотизацией, гематизацией и сульфидизацией пропилитового (спилитового) перерождения пород с присутствием апатита, турмалина, аксинита, сульфидов меди; 6 – тонкослоистые полосчатые и пятнистые яшмы, силициты; 7 – яшмы в сочетании с кремнистыми силицитами (кремнисто-карбонатными), формирующими гейзеритовую залежь; 8 – силициты и гейзериты с наложенным прокварцеванием; 9 – полосчатости гейзеритов в фумарольных сифонах и в верхней их части; 10 – участки сульфидной и магнетитовой вкрапленности.
Второй и четвертый лавовые покровы имеют разветвленную систему фумарольных и гидросольфатарных сифонов, заполненных в поздневулканическую стадию хемогенными, гидротермально-осадочными высококремнистыми и (или) известково-кремнистыми осадками. На стадиях автометасоматического и метаморфического преобразования осадки были превращены в красно-бурые железистые силициты, эпидото-кремнистые силициты (эпидозиты), полосчатые яшмы, яшмовидные силициты, кремнисто-карбонатные сланцы

Fig. 32. Unified cross-section through a package of six lava sheets formed by frothed Middle Jatulian plateau-basalts in the top portion of the lava unit in the proximal zone of Orchensky Volcano, Segozero volcanic zone.

1 – lava sheet on top of the presented portion of the sequence; 2 – frothed amygdaloidal basalts; 3 – scoriaceous, porous and cavernous basalt zone; 4 – «flow bedding» of lava; 5 – superposed hydrothermal late volcanic system of veined, veinlet and pocket silicification accompanied by albitization, epidotization, hematitization and sulphidization of propylitic (spilitic) rock regeneration; apatite, tourmaline, axinite and copper sulphides are present; 6 – fine-laminated, striated and mottled jaspers and silicites; 7 – jaspers combined with cherty (cherty-carbonate) silicites that form a geyseritic deposit; 8 – silicites and geyserites with multiple silicification; 9 – geyserite banding in fumarolic siphons and in their upper portion; 10 – sulphide and magnetite dissemination zones.
The second and fourth lava sheets have a branching system of fumarolic and hydrosolfataric siphons filled at the postvolcanic stage with chemically precipitated, hydrothermal-sedimentary Si-rich and/or calcareous-cherty sediments. The sediments were altered autometasomatically and metamorphically to red-brown iron silicites, epidote-cherty silicites (epidosites), striated jasper, jasperoid silicites and cherty-carbonate schists

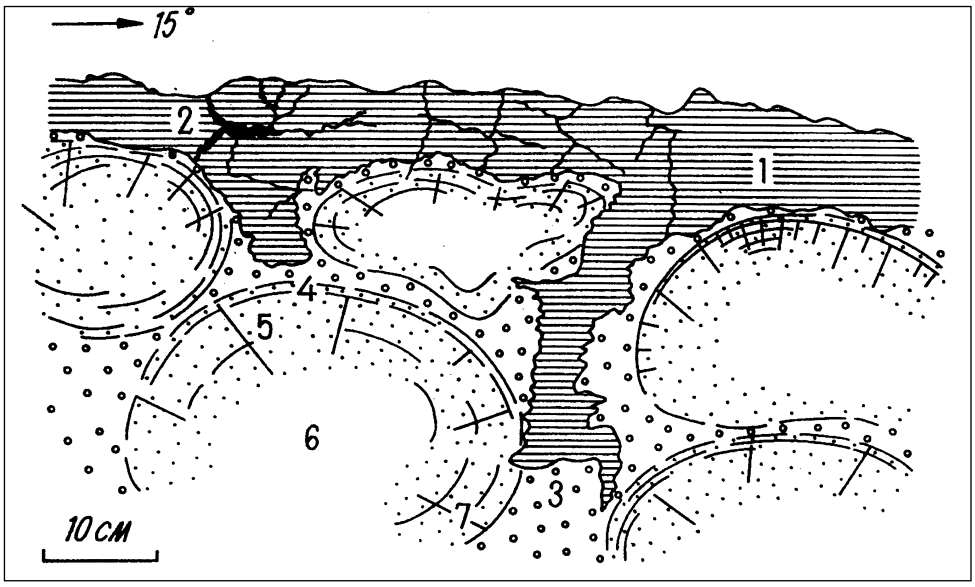


Рис. 33. Шарово-подушечные лавы с пластовым телом полосчатых яшмовидных силицитов в кровле. Проксимальная зона Орченьского платобазальтового вулкана. Оз. Сегозеро, Орчень-губа. Грифон термального источника.

1 – яшмовидные силициты и яшмы полосчатые, кирпично-красные; 2 – зоны нитевидных жилок, прожилков и гнезд кварц-гематитового, альбит-гематитового и гематитового составов; 3 – вспененный миндалекаменный базальт, цементирующий шарово-подушечные блоки; 4 – зона закалки и внешние зоны шаров; 5 – радиально-концентрическая отдельность шаров; 6 – зона однородных базальтов в центре шаров

Fig. 33. Spheroidal-pillow lava with a sheeted striated jasperoid silicite body at the top. Proximal zone of Orchensky plateau-basaltic volcano. Lake Segozero, Orchen-guba. Gryphon of a hot spring.

1 – jasperoid silicites and brick-red striated jasper; 2 – zones of filamentous veinlets, streaks and pockets of quartz-hematite, albite-hematite and hematite composition; 3 – frothed amygdaloidal basalt which provides a matrix for spheroidal-pillow blocks; 4 – chill zones and external zones of balls; 5 – radial-concentric jointing of balls; 6 – homogeneous basalt zone in the centre of balls

В северных секторах щитовых вулканов, открытых прибрежной континентальной области, в обстановке более спокойного осадконакопления происходили концентрация и разгрузка продуктов подводной фумарольной деятельности. Здесь известен целый ряд сульфидных колчеданных рудопроявлений.

В табл. 22, 23 впервые для Северного Приладожья нами приводятся оригинальные химические анализы группы хемогенных вулканогенно-осадочных пород Хелмиярвинской и Маясаарской фумарольных площадок, отражающих весь спектр кремнистых (гейзеритовых), кремнисто-карбонатных и карбонатных (травертиновых) пород для Кирьявалахтинского щитового вулкана. Особого внимания заслуживает гидротермальная система Хелмиярвинской площадки, где выделяются как гейзеритовые образования, травертиновые карбонатные слои, так и широко развитые отложения типа грязевых котлов. В секторе оз. Хелмиярви предполагается наличие части кальдерообразной структуры, локализованной в пределах щитового Кирьявалахтинского вулкана, в западном борту которой была сформирована фумарольно-гидросольфатарная площадка.

Фумарольно-гидросольфатарная деятельность ливвийского платобазальтового вулканизма остается малоизученной. Лишь для Суйсарской древневулканической области с ее группой стратифицированных вулканов центрального типа – Габозерского, Шидгубского, Ровкозерского, Радкольского, Виданского и Суйсарского выявлены многочисленные факты, свидетельствующие о ее былых активных масштабах. Яшмы, яшмовидные силициты для лаво-во-вулканокластических полей этих вулканов являются постоянными членами разрезов, где они образуют маломощные, но протяженные пласты мощностью от десятков сантиметров до первых метров, размещающиеся либо в туфогенных отложениях, либо как цементирующая масса в шаровых или шарово-подушечных лавах (рис. 33). Преимущественно серые, пепельно-серые, до голубоватых и реже темных до черных яшмы обладают однородным сложением, полосчатостью и резкой обособленностью слоев среди туфогенных и туфогенно-карбонатных пород.

Ландшафтные и тектонические особенности межвулканических долов Суйсарской группы вулканов и в целом Онежской ВТС способствовали максимальной концентрации как фумарольных площадок, так и подводной разгрузки продуктов эксгаляционной деятельности.

Яшмовидные силициты, яшмы, кремнистые сланцы ливвия характеризуются в целом наибольшими

Таблица 21. Химический состав яшмовидных силицитов, яшм, травертинов и железистых кремнистых сланцев фумарольно-гидросольфатарных полей свекокарельских платобазальтов Онежской вулкано-тектонической структуры

Компоненты	Людиковый								Ливвий			
	1 2 343–3	2 2 347–0	3 2 352–2	4 2 352–1	5 2 354–3	6 2 354–5	7 2 348–4	8 2 350–11	9 2 346–1	10 2 346–4	11 2 359–1	12 2 359–2
SiO_2	95,56	75,52	89,20	89,46	76,00	50,20	49,56	95,36	85,68	95,10	76,76	80,44
TiO_2	0,02	0,73	0,18	0,27	0,11	0,18	0,46	0,02	0,43	0,04	0,76	0,79
Al_2O_3	1,56	8,18	2,25	2,19	2,65	8,02	5,20	0,38	4,46	0,75	9,21	8,16
Fe_2O_3	0,50	0,85	0,48	1,50	0,28	1,23	33,60	2,06	0,68	0,68	0,33	0,18
FeO	0,66	5,89	3,44	3,19	1,51	7,69	4,16	0,65	3,09	0,86	2,29	1,97
MnO	0,025	0,064	0,066	0,093	0,075	0,136	0,097	0,034	0,048	0,023	0,057	0,050
MgO	0,16	2,98	0,98	1,25	1,33	5,80	2,57	0,32	1,71	0,36	1,96	1,27
CaO	Не обн.	0,86	1,15	0,36	9,24	11,55	0,01	0,14	1,01	0,79	2,02	1,66
Na_2O	0,76	1,72	0,01	0,02	1,38	4,44	0,30	0,01	0,36	0,14	3,93	3,26
K_2O	0,03	0,21	0,08	0,07	0,02	0,08	0,07	0,09	0,93	0,17	1,38	1,42
H_2O	0,01	0,03	0,01	0,11	0,10	0,36	0,039	0,13	0,11	0,12	0,09	0,11
п.п.п.	0,07	2,62	1,65	1,20	6,41	5,25	2,99	0,58	1,37	0,42	0,50	0,41
P_2O_5	0,50	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,08	0,01	0,04	0,39	0,39	0,23
Cr_2O_3	0,0142	0,015	0,018	0,020	0,040	0,006	0,007	0,017	0,022	0,022	0,024	0,023
V_2O_5	0,003	0,017	0,009	0,004	0,035	0,017	0,045	0,005	0,014	0,006	0,023	0,013
CoO	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,005	0,005	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
NiO	0,007	0,005	0,007	0,006	0,015	0,019	0,006	0,005	0,009	0,006	0,011	0,013
CuO	0,002	0,001	0,003	0,003	0,007	0,302	0,014	0,006	0,009	0,011	0,009	0,009
ZnO	0,020	0,007	0,004	0, 005	0,340	2,727	0,011	0,010	0,007	0,001	0,003	0,002
Li_2O	0,0002	0,0056	0,0018	0,0021	0,0010	0,0011	0,0100	0,0015	0,0021	0,0008	0,0012	0,0012
Rb_2O	0,0001	0,0005	0,0002	0,0005	0,0002	0,0006	0,0010	0,0006	0,0025	0,0006	0,0027	0,0030
Cs_2O	0,0001	0,002	0,0001	0,0002	0,0001	0,0006	0,0002	0,0001	0,0001	0,0001	0,0002	0,0002
Сумма	99,89	99,76	99,56	99,77	99,56	99,74	99,57	99,82	99,95	99,87	99,75	100,01
S	0,01	0,03	0,02	0,055	0,10	0,75	0,03	0,01	0,12	0,02	0,04	0,021
B_2O_3	–	0,10	Не обн.	–	–	–	0,10	–	–	–	Не обн.	–

Примечание. 1 – яшмовидные силициты людиковия Уницкой вулканической зоны, дер. Лебещино; 2 – силицит (лидит) углеродсодержащий Уницкой вулканической зоны, пос. Ламбасручей; 3 – пятнистая бурая яшма Уницкой вулканической зоны, полуостров Лукин-наволок; 4 – яшма пятнистая полосчатая, бурая Уницкой вулканической зоны, полуостров Лукин-наволок; 5 – однородная углеродсодержащая яшма Уницкой вулканической зоны, о. Илим; 6 – кремнистая карбонатная порода, скарнированная с сульфидами меди и цинка, Уницкая вулканическая зона, о. Илим; 7 – железисто-кремнистая порода, гематитовый рудный прослой, Уницкая вулканическая зона, Лижемская губа; 8 – яшма гематитсодержащая в кровле лавового потока, Уницкая вулканическая зона, район дер. Ямка; 9 – светло-серая яшма Радкольской вулканической зоны, мыс Радколье; 10 – серая полосчатая дымчатая яшма из ксенолитов эруптивной брекчии влк. Радкольского, мыс Радколье; 11 – полосчатая пепельно-серая яшма влк. Ровкозерского; 12 – пятнистая яшма влк. Ровкозерского.

содержаниями кремнезема и низкими всех остальных породообразующих компонентов (табл. 24). Лишь на Шидгубской фумарольно-гидросольфатарной площадке (рис. 34) выявлены высококремнистые породы, содержащие оксид марганца в количествах до 0,92–1,76 весовых %.

Здесь же, в зал. Шидгуба, в южной вертикальной стенке жерловой зоны вулкана обнажена на высоту до 8 и ширину до 3–4 м зона дробления, пронизанная системой крутовосстающих тел высококремнистых яшмовидных пород, жильного кварца с гнездами кальцитового состава. Зона представляет собой часть питающего канала весьма активной гидротермальной системы, над которой размещалась фумарольно-гидросольфатарная внутрижерловая площадка. Химический состав пород этой зоны приведен в табл. 25. Судя по минеральному выполнению питающего канала, состоящего, главным образом, из кварца, халцедона, агата, кальцита, небольших количеств апатита, сульфидов меди, железа, цинка, турмалина, аксинита, стильпномелана, гематита, магнетита, гидроокислов марганца, игольчатых скоплений рутила, а также тонких пленок медной залежи, данная гидротермальная система являлась поздневулканической, а фумарольно-гидросольфатарная площадка – вторичной. Время ее становления, вероятно, относится к этапу тектонической деструкции эруптивной зоны системами наложенной трещиноватости и дробления на спаде вулканической активности.

Синвулканическая эксгаляционно-гидротермальная деятельность отмечена и в ареалах калевийского, и рифейского вулкано-плутонизма, однако она остается еще слабоизученной.

В заключение следует особо подчеркнуть генетическую связь высококремнистых и, вероятно, значительной части карбонатных пород в пределах не только проксимальной, но и дистальной зон, с деятельностью вторичных фумарол, мофетт, сольфатар и гидросольфатар, работавших в режиме гейзерного фонтанирования, а также истечения из термальных источников.

Помимо непосредственно околожерловой проксимальной зоны фумарольно-гидросольфатарного поля, гидротермальные источники, вероятно, концентрировались и вдоль главных направлений растекания лавовых потоков, т. е. в осевых частях лавовых полей. Это предположение основывается на наблюдаемых максимальных концентрациях силицитов в направлении к юго-востоку от Орченьского влк., в то время как в других секторах его лавово-вулканокластического

Таблица 22. Химический состав вулканогенно-осадочных пород и яшмовидных силицитов Кирьявалахтинской вулканической постройки (проксимальная зона)

Компоненты	Хелмиярвинская фумарольно-гидросольфатарная площадка													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	52,94	42,86	45,66	81,40	42,21	46,04	55,48	91,28	40,72	83,22	43,42	45,18	88,48	51,30
TiO_2	0,74	0,68	0,62	0,12	0,64	1,16	1,15	0,08	0,68	0,16	0,83	1,91	0,08	0,68
$A1_2O_3$	13,69	11,11	12,20	2,62	12,36	20,73	18,37	1,52	11,80	2,53	15,38	13,89	1,53	12,16
Fe_2O_3	2,39	2,55	2,19	1,84	1,61	1,08	1,24	0,56	1,52	0,44	0,09	0,10	0,32	2,13
FeO	9,33	8,47	8,47	4,45	9,37	5,96	11,21	2,01	9,05	3,38	9,21	12,76	2,58	9,48
MnO	0,104	0,212	0,150	0,118	0,202	0,254	0,134	0,039	0,192	0,082	0,070	0,113	0,063	0,208
MgO	3,51	5,82	8,04	2,71	8,48	7,76	4,13	1,60	7,43	1,92	2,39	3,96	2,61	8,33
CaO	4,36	9,30	11,76	3,50	10,27	11,50	3,22	1,12	11,20	5,05	11,62	7,32	2,80	11,20
Na_2O	0,04	0,03	1,68	0,33	1,30	0,78	0,36	0,33	1,36	0,41	0,04	0,03	0,28	0,93
K_2O	2,14	1,88	0,13	0,05	0,14	1,89	1,82	0,01	0,18	0,05	0,45	0,75	0,03	0,13
H_2O	0,32	0,25	0,33	0,27	0,57	0,04	0,03	0,11	0,26	0,15	1,22	0,62	0,22	0,22
п.п.п.	9,80	16,30	8,18	2,29	13,04	2,05	2,31	0,95	15,36	2,29	16,10	13,65	0,88	2,90
P_2O_5	0,145	0,125	0,120	0,090	0,100	0,42	0,11	0,01	0,055	0,32	0,125	0,300	0,140	0,064
Cr_2O_3	0,021	0,029	0,039	0,010	0,034	0,040	0,036	0,021	0,031	0,013	0,031	0,008	0,017	0,028
V_2O_5	0,063	0,061	0,056	0,028	0,046	0,092	0,059	0,010	0,041	0,024	0,043	0,051	0,029	0,053
BaO	0,035	0,048	0,009	0,009	0,009	0,010	0,01	Не опр.	Не опр.	0,009	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CoO	0,006	0,007	0,009	0,005	0,009	0,013	0,012	0,005	0,008	0,005	0,008	0,008	0,005	0,006
NiO	0,019	0,018	0,005	0,004	0,024	0,028	0,018	0,003	0,019	0,005	0,019	0,009	0,005	0,013
CuO	0,013	0,014	0,024	0,007	0,002	0,006	0,037	0,001	0,004	0,007	0,009	0,017	0,006	0,011
Li_2O	0,0057	0,0081	0,0057	0,0006	0,0076	0,0086	0,0106	0,0010	0,0142	0,0014	0,0087	0,0130	0,0004	0,0041
Rb_2O	0,0135	0,0137	0,0008	0,0002	0,0012	0,0091	0,0070	0,0001	0,0010	0,0002	0,0028	0,0032	0,0002	0,0008
Cs_2O	0,0012	0,0013	0,0011	0,0007	0,0012	0,0014	0,0014	0,0002	0,0008	0,0004	0,0013	0,0009	0,0002	0,0010
SrO	0,007	0,020	0,015	0,007	0,010	0,012	0,01	Не опр.	Не опр.	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,64	99,87	99,65	99,81	99,83	99,85	99,73	99,63	99,90	100,03	99,86	100,09	100,06	99,85

Примечание. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные (эксгаляционно-гидротермальные) породы: 1 – кремнисто-карбонатная гематитсодержащая, туфогенная, силицит; 2 – кремнисто-карбонатная туфогенная, силицит-травертиновая; 3 – туфогенная кремнисто-карбонатная; 4 – кремнисто-карбонатная углеродсодержащая и пиритизированная; 5 – кремнисто-карбонатная гематитсодержащая, брекчированная; 6 – туфогенно-кремнисто-карбонатная порода, пиритизированная, ZnO = 0,013%; 7 – туфогенно-кремнистая карбонатсодержащая порода, ZnO = 0,013%, S = 0,01; 9 – кремнисто-карбонатная с гематитом, седиментогенная брекчия, ZnO = 0,008%, S = 0,03%; 10 – яшма полосчатая, слабогематитизированная и пиритизированная; 11 – тонкозернистая туфогенно-кремнистая, кремнисто-карбонатная порода, гематитизированная и пиритизированная, возможно, с лимонитизированным сидеритом, ZnO = 0,016%, S = 0,09%; 13 – тонкозернистая полосчатая яшма, ZnO = 0,004%, S = 0,01%; 14 – туфогенно-кремнистая порода, кремнисто-карбонатные прослои, участками пиритизированные, ZnO = 0,013%, S = 0,66%.

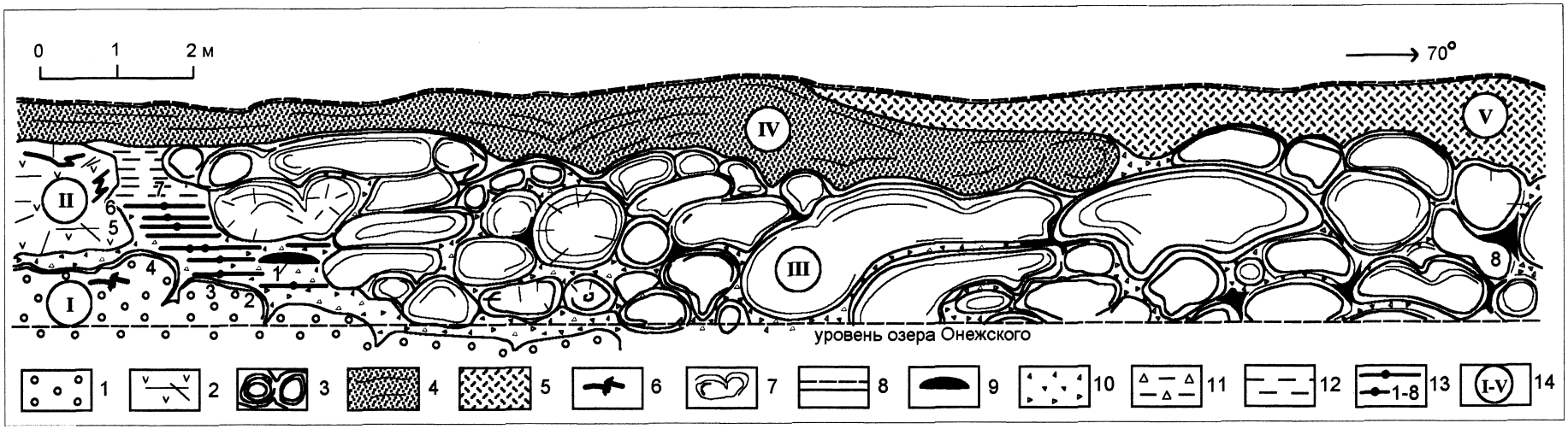


Рис. 34. Фрагмент разреза фумарольно-гидросольфатарной площадки лавового поля плагиофировых и плагиоклаз-пироксеновых порфиритовых базальтов северного сектора Шидгубского вулкана (Онежская вулкано-тектоническая структура).

Лавовые потоки: 1 – плагиофировые базальты, их лавобрекчии и гиалокластиты; 2 – плагиоклаз-пироксеновые массивные базальты; 3 – шарово-подушечные плагиоклаз-пироксеновые порфировые базальты и их гиалокластиты; 4 – плагиофировые базальты массивные с пластовой отдельностью; 5 – плагиоклаз-пироксеновые базальты, массивные, однородные; 6 – гнезда хемогенно-кремнистого состава в межшаровых пространствах (табл. 24, анализ 8); 7 – зоны закалки шаровых и подушечных тел; 8 – поверхность ледниковой экзарации; 9 – гнездо с кварц-халцедон-агатовым заполнением и практически с горизонтальной полосчатостью в нижней половине (табл. 24, анализ 1); 10 – гиалокластиты грубозернистые с кремнистым цементом; 11 – гиалокластиты полосчато-слоистые; 12 – кремнисто-карбонатные вулканогенно-осадочные породы: грубое переслаивание силицитов с кремнистыми сланцами; 13 – слои кирпично-бурых кремнистых гидротермально-осадочных пород фумарольного поля (табл. 24, анализы 2–7); 14 – лавовые потоки в возрастающем разрезе лавового поля Шидгубского вулкана

Fig. 34. Fragment of a cross-section through the fumarolic-solfataric site of a lava field made up of plagiophyric and plagioclase-pyroxene porphyritic basalts. Northern sector of Shidguba Volcano, Onega volcano-tectonic structure.

Lava flow composed of: 1 – plagiophyric basalts, lava-breccia and hyaloclastites thereof; 2 – massive plagioclase-pyroxene basalts; 3 – spheroidal-pillow plagioclase-pyroxene porphyric basalts and hyaloclastites thereof; 4 – massive plagiophyric basalts with sheet jointing; 5 – massive, homogeneous plagioclase-pyroxene basalts; 6 – pockets of chemogenic-cherty composition in interglobular spaces (Table 24, analysis 8); 7 – chill zones of spheroidal and pillow bodies; 8 – glacial exaration surface; 9 – pocket filled with quartz, chalcedony and agate; in its lower portion the striation is practically horizontal (Table 24, analysis 1); 10 – coarse-grained hyaloclastites with a cherty matrix; 11 – striated-laminated hyaloclastites; 12 – charty-carbonate volcanic-sedimentary: coarse alternation of silicite and schist strata; 13 – brick-brown-coloured cherty hydrothermal-sedimentary rocks of the fumarolic field (Table 24, analyses 2–7); 14 – lava flows in the upward section of the Shidguba Volcano lava field

Таблица 23. Химический состав карбонатных и высококремнистых пород лавово-вулканокластического поля влк. Кирьявалахтинского в его дистальной зоне

Компо-ненты	Маясаарская фумарольно-гидросольфатарная площадка													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	2,96	2,80	2,34	17,00	90,73	90,06	92,74	77,98	92,36	97,00	97,22	96,96	96,32	93,20
TiO_2	0,07	0,06	0,06	0,36	0,06	0,04	0,02	0,24	0,02	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al_2O_3	1,58	1,56	1,58	3,45	0,01	0,47	0,49	3,46	1,05	0,51	0,26	0,26	Не обн.	Не обн.
Fe_2O_3	1,00	0,46	0,53	1,30	0,53	6,07	2,00	0,48	0,67	0,17	0,06	0,30	0,62	0,010
FeO	0,57	1,15	0,72	3,45	0,86	1,20	2,16	3,09	0,84	0,57	1,29	1,08	0,43	4,39
MnO	0,017	0,050	0,054	0,120	0,04	0,016	0,023	0,09	0,020	0,003	0,004	0,005	0,008	0,002
MgO	19,03	13,26	15,24	14,51	0,16	0,60	0,90	4,53	0,40	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,10
CaO	30,60	37,80	36,07	29,71	3,80	0,28	0,98	6,83	2,52	0,91	0,56	0,70	1,12	0,84
Na_2O	0,02	0,01	0,02	0,04	0,02	Не обн.	0,03	0,71	Не обн.	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K_2O	0,19	0,63	0,06	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
H_2O	0,08	0,12	0,12	0,17	0,09	0,26	0,14	0,36	0,10	0,20	0,20	0,08	0,06	0,08
п.п.п.	43,67	41,68	42,85	29,38	3,37	1,18	0,72	1,72	2,09	0,59	0,39	0,56	1,23	1,09
P_2O_5	0,10	0,05	0,04	0,06	Не обн.	Не обн.	Не обн.	–	Не обн.	0,02	0,02	0,05	0,02	0,03
Li_2O	0,0010	0,0015	0,0009	0,0009	0,0008	0,0002	0,0001	0,0210	0,0001	0,0002	0,0003	0,0003	0,0002	0,0010
Rb_2O	0,0011	0,0040	0,0005	0,0003	0,0003	0,0001	0,0001	0,0010	–	0,0002	–	0,0002	0,0002	0,0002
Cs_2O	0,0001	0,0002	0,0001	0,0002	–	–	0,0001	0,0005	–	0,0001	–	0,0001	0,0001	0,0004
BaO	0,140	0,021	0,010	–	–	0,010	0,010	–	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010
SrO	0,056	0,061	0,038	–	0,0001	–	–	–	–	–	–	–	–	–
NiO	0,021	0,002	0,001	–	0,001	0,0033	0,0037	–	0,001	0,001	0,001	–	0,001	0,001
CoO	0,001	0,001	0,001	–	–	0,001	0,001	–	0,001	0,001	0,001	–	0,001	0,001
CuO	0,001	0,0015	0,001	–	0,0029	0,0067	0,0017	–	0,004	0,0025	0,0016	–	0,0012	0,0051
Cr_2O_3	0,007	0,007	0,007	–	0,024	0,0095	0,011	–	0,007	0,007	0,007	–	0,007	0,017
V_2O_5	0,0057	0,0037	0,0025	–	0,0025	0,0026	0,0032	–	0,0035	0,0025	0,0025	–	0,0025	0,0025
ZnO	0,004	0,007	0,004	0,007	0,001	–	–	0,005	–	0,004	0,0020	0,006	0,002	0,007
Сумма	99,77	99,55	99,60	99,59	99,68		100,22	99,55		99,97	100,00	99,99	99,80	99,75

Примечание. 1–3 – однородный темно-серый доломит; 4 – темно-серый доломит с сульфидной вкрапленностью; 5 – пепельно-серая полосчатая яшма; 6 – красновато-бурая полосчатая яшма; 7 – серая яшма; 8 – кремнисто-карбонатная порода; 9 – карбонатно-кремнистая порода; 10–14 – серая полосчатая яшма.

Таблица 24. Химический состав хемогенных, вулканогенно-осадочных пород фумарольно-гидросольфатарной площадки Шидгубского вулкана ливвия

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	70,50	68,46	96,14	98,76	90,06	85,69	83,94	74,17	83,16	85,30	98,24
TiO_2	0,75	0,92	0,01	0,02	0,23	0,29	0,26	0,27	0,25	0,25	0,01
Al_2O_3	9,48	9,89	0,26	0,27	1,96	1,95	2,19	2,87	2,20	1,95	0,26
Fe_2O_3	1,18	1,09	0,14	0,15	1,54	4,09	2,80	6,23	3,08	3,38	0,10
FeO	7,08	7,90	0,29	0,28	1,94	1,16	1,92	2,59	1,86	1,58	0,51
Mn O	0,079	0,088	0,054	0,021	0,279	1,09	0,929	1,768	0,914	0,944	0,022
MgO	3,92	4,01	0,21	Не обн.	1,92	2,58	3,87	6,11	3,39	2,57	0,10
CaO	1,01	1,01	1,29	Не обн.	0,29	0,43	0,47	0,87	1,44	0,79	0,14
Na_2O	2,30	2,43	0,03	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02
K_2O	0,14	0,14	0,02	0,01	0,11	0,37	0,30	0,59	0,29	0,29	0,01
H_2O	0,09	0,13	0,03	0,05	0,18	0,57	0,40	0,69	0,45	0,46	0,04
п.п.п.	3,03	3,22	1,16	0,05	1,27	2,00	2,17	3,94	2,69	2,22	0,10
P_2O_5	0,15	0,17	Не обн.	0,01	0,07	0,12	0,18	0,10	0,09	0,10	0,03
Cr_2O_3	0,013	0,005	0,018	0,013	0,017	0,011	0,017	0,015	0,028	0,013	0,022
V_2O_5	0,022	0,010	Не обн.	0,014	0,010	0,015	0,021	0,022	0,050	0,012	0,005
CoO	0,005	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,004	0,002	0,002	0,001
NiO	0,012	0,012	0,006	0,006	0,015	0,012	0,020	0,027	0,018	0,014	0,008
CuO	0,003	0,029	0,004	0,001	0,001	0,0015	0,002	0,003	0,002	0,0015	0,004
ZnO	0,011	0,007	0,001	0,001	0,003	0,004	0,007	0,007	0,004	0,005	0,017
Li_2O	0,0040	0,0042	0,0001	0,0001	0,0052	0,0019	0,0030	0,0036	0,0030	0,0026	0,0001
Rb_2O	0,0006	0,0003	0,0001	0,0001	0,0002	0,0007	0,0008	0, 0014	0,0008	0,0006	0,0001
Cs_2O	0,0003	0,0002	0,0001	0,0005	0,0001	0,0002	0,0002	0,0005	0,0003	0,0002	0,0001
Сумма	99,78	99,53	99,66	99,64	99,93	99,84	99,53	99,61	99,96	99,89	99,62
S	0,01	0,11	0,07	0,073	0,011	0,018	Не обн.	0,01	Не обн.	0,04	0,01

Примечание. 1–2 – полосчатые яшмовидные силициты зал. Глубокий Наволок; 3 – кремнистые породы (яшмоиды) межшарового заполнения, остров в зал. Глубокого Наволока. Хемогенные, осадочно-вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы фумарольной площадки: 4 – халцедоновидный кварц полости в агломератовых туфах; 5 – кремнистая порода из третьего (снизу) пласта, (рис. 34); 6 – силицит из нижнего пласта, обогащенный оксидами марганца; 7 – силицит второго пласта, обогащенный оксидами марганца; 8 – силицит из шестого пласта (уровень грязевых отложений), обогащенный оксидами марганца; 9, 10 – силицит из верхнего пласта (зона грязевых отложений), обогащенный оксидами марганца; 11 – яшмовидный силицит из межшарового пространства.

Таблица 25. Химический состав пород гидротермальной системы ливвийского Шидгубского вулкана в эруптивной жерловой зоне

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	94,86	80,54	77,80	41,26	25,38	98,40
TiO_2	0,04	0,01	0,03	1,27	0,74	0, .03
$A1_20_3$	0,39	0,52	0,53	7,63	3,72	0,53
Fe_2O_3	0,21	0,18	2,37	2,82	1,22	0,10
FeO	0,50	0,76	4,17	8,19	4,08	0,65
MnO	0,024	0,063	0,095	0,309	0,339	0,020
MgO	0,10	0,83	Не обн.	8,33	4,94	Не обн.
CaO	1,81	9,07	6,06	13,86	31,62	Не обн.
Na_2O	0,01	0,01	0,05	0,04	0,02	0,02
K_2O	0,01	0,08	0,04	0,05	0,02	0,01
H_2O	0,09	0,09	0,12	0,36	0,24	0,07
п.п.п.	1,46	7,29	5,62	14,73	26,67	Не обн.
P_2O_5	0,03	0,03	0,05	0,26	0,13	0,04
Cr_2O_3	0,009	0,009	0,01	0,055	0,050	0,017
V_2O_5	0,001	0,044	0,001	0,030	0,020	0,038
CoO	0,002	0,001	0,004	0,005	0,006	0,001
NiO	0,005	0,004	0,013	0,021	0,017	0,006
CuO	0,024	0,037	3,03	0,422	9,449	0,001
ZnO	0,001	0,001	0,004	0,012	0,008	0,002
Li_2O	0,0003	0,0006	0,0036	0,0075	0,0043	0,0001
Rb_2O	0,0001	0,0003	0,0002	0,0003	0,0003	0,0002
Cs_2O	0,0007	0,0001	0,0003	0,0004	0,0003	0,0007
Сумма	99,55	99,57	99,97	99,64	99,67	99,92
S	0,03	0,03	0,36	0,35	0,16	0,06

Примечание. 1 – халцедоновидный кварц из центральной зоны; 2 – зона тонкозернистого кварцевого агрегата; 3 – зона кварц-карбонатного состава краевой зоны с сульфидами; 4 – карбонатно-кремнистая зона с аксинитом, апатитом; 5 – кремнисто-карбонатная зона с кристаллическим кальцитом, сульфидами; 6 – халцедоновидный кварц из эндоконтактовой зоны гидротермальной системы.

поля (особенно в северном) их число резко сокращается. В дистальной зоне влк. Орченьского на удалении 16–18 км на островах Каличьего архипелага в кровле лавовых потоков начальных среднеятулийских излияний выявлены площадки, где кремнистый материал является цементом в зонах шарово-подушечных базальтов, образуя также линзовидные тела в неровностях кровли потоков миндалекаменных базальтов. Если это так, тогда следует признать, что те части лавовых полей, которые обращены в сторону прибрежной зоны вулканогенного ареала и таким образом отделены от открытого бассейна щитовой постройкой магмы, имеют большую эффективность хемогенной садки хемогенного вулканогенного материала в условиях, возможно, более низкой активности водного бассейна. На противоположной стороне, обращенной в сторону открытого бассейна, высокая гидродинамическая активность приводила к рассеиванию продуктов эксгаляционно-гидротермальной деятельности. В таком случае их следы могут быть обнаружены как влияние на удаленное осадочно-вулканогенное породообразование. Общий вклад в вулканогенно-осадочное хемогенное породообразование эксгаляционно-гидротермальной деятельности можно считать весьма высоким и эффективным, влияющим на процессы стратиформного рудообразования. Территориальное размещение хемогенных гидротермальных осадочно-вулканогенных пород при этом выступает одним из объективных критериев диагностики размещения эруптивной зоны.

3.2. ФАЦИИ ГЛУБИННОСТИ И КРИТЕРИИ ИХ ДИАГНОСТИКИ

В данную группу фаций включаются изверженные породы зон магматического питания наземных вулканических построек, все интрузивные и инъекционно-интрузивные тела и их ассоциации, залегающие в кристаллическом фундаменте вулканогенного чехла или на уровнях ниже подошвы осадочно-вулканогенных толщ. Таким образом, вертикальный диапазон фаций данного типа имеет четкую верхнюю отметку, тогда как нижняя может быть ограничена размещением надочаговых зон магматических инъекций и периферических очагов. Близповерхностный, субвулканический уровень в ряде случаев может быть условно ограничен уровнем образования камерно-инъекционных туффизитовых тел и тел кимберлитового типа, который оценивается около 1–1,5 км в провинциях кимберлитового вулканизма. Гипабиссальный уровень образования и локализации изверженных пород охватывает глубины от 1–1,5 км до 5–6 км. Он характеризуется, главным образом, размещением вулкано-плутонов, т. е. интрузией непосредственно под вулканическими постройками. Таким образом, гипабиссальный уровень ареалов вулкано-плутонизма можно условно ограничить глубинами размещения периферических магматических очагов.

Абиссальный уровень с глубиной в интервале от 5 км и до 30–35 км является исключительно областью плутонизма. Вулканические зоны над ним могли существовать в крайне угнетенном состоянии или отсутствовали вообще. Следует признать, что принятая в вулканологии и палеовулканологии глубинность фаций магматизма основана, главным образом, на геолого-геофизическом изучении глубинного строения областей современного и недавнего вулканизма и материалов изучения областей древнего вулканизма с глубокими разноуровневыми сечениями (Лучицкий, 1971).

В современной суперструктуре Карело-Кольского региона, как и в пределах ФСЩ в целом, осадочно-вулканогенные чехлы циклически проявленного магматизма образуют разобщенные эрозионно-тектонические останцы. Известно, чем более древний возраст имеют вулканогенные породы, тем более мелкими и более четко тектонически ограниченными являются их реликтовые структуры. Мозаичное размещение структур, содержащих реликты вулканогенных чехлов, вносит существенные ограничения в региональные палеовулканологические реконструкции и затрудняет трансрегиональные обобщения. Эти ограничения настолько существенны, что на объектах лопийского, рифейского и вендского вулканизма практически невозможно вывести доказательные, строго обоснованные оценки их латерального распространения и геологического эффекта. Неравномерность распределения объектов палеовулканологических исследований на изученных областях в значительной степени ограничивает полноту и обоснованность палеовулканологических реконструкций. В некоторой степени восполнить недостающую информацию об ареалах активного вулканизма геологического прошлого возможно вовлечением в сферу палеовулканологических реконструкций области кристаллического фундамента.

Поскольку корни вулканических, вулкано-плутонических и плутонических систем являются транскоровыми, то независимо от глубин эрозионно-денудационного среза они остаются на дневной поверхности уровней денудации и могут быть визуально изучены или выявлены дистанционными геолого-геофизическими методами.

Вулканизм, однажды проявленный на территории, даже в случае полной денудации его образований ниже подошвы сформированных толщ, в кристаллическом фундаменте сохраняет свои мантийные или корово-мантийные корни либо в виде разноглубинных плутонических интрузивных образований, либо в виде систем корневых магмоподводящих даек, штоков, некков и т. д. Изучение разнообразия магматических пород в кристаллическом фундаменте дает исключительно ценную информацию по территориальному распространению вулканических центров и их ареалов, морфологии и структурному контролю разноглубинного магматизма.

Изучение морфологии интрузивных тел разного состава, условий их залегания и наложенных процессов осуществляется методами магматической геологии. Тектонический контроль расположения, тип морфоструктурных особенностей, механизм становления

являются предметом исследований магматической геодинамики. Возрастная периодизация и критерии расчленения разновозрастных ассоциаций интрузивных образований составляют задачи изотопных геохронологических и геохимических исследований. Комплементарность интрузий с вулканогенными толщами чехлов, а также типизация вулкано-тектонических структур, физическая сущность эруптивных процессов и явлений, сопутствующих им, включая видовое разнообразие продуктов вулкано-плутонизма и их генетическую типизацию, являются предметом палеовулканологических, палеогеографических и палеотектонических исследований и реконструкций. Очевидно, что решение всех перечисленных проблем и частных задач должно осуществляться в тесном междисциплинарном и, следовательно, комплексном виде. В частности, решение многих проблем теоретической палеовулканологии возможно только путем совместного геолого-геофизического объемного моделирования вулкано-плутонических ареалов и конкретных центров разноглубинного вулкано-плутонизма.

Близповерхностный (субвулканический) уровень глубинности ареалов активного вулканизма отличается от поверхностно-вулканического (суправулканического) развитием не покровных фаций продуктов извержений, а фаций питающей вулканической и плутонической (субвулканической) принадлежности. Выделение фации подводящих каналов – задача не определения проксимальной зоны и ее ограничения, а скорее локализации центра извержения. Очевидно, из огромного числа восстающих субвулканических тел дайковой или штоковой форм только единичные становятся вулканоформирующими, выводящими расплавы на поверхность Земли.

Все разнообразие геологических образований, связанных с вулканическим питанием, с формированием систем питания и их отмиранием, нами рассматривается в составе семи автономных фаций: некковой, трубок взрывов, питающих (магмоподводящих) даек, фумарольно-гидросольфатарной, силловой, дайковой и автомагматических брекчий. Следовательно, породы каждой из выделенных жерловых фаций являются критериями идентификации эруптивного центра или установления палеовулканологически обоснованного его размещения. Магматизм Карелии, как и Фенноскандинавского щита в целом, зачастую бимодален, т. е. совместно с базитовым магматизмом различных фаций глубинности присутствуют проявления кислого корового магматизма. При циклическом развитии магматизма Фенноскандинавского щита в интервале времени поздний архей – протерозой (Эволюция.., 1985; Светов и др., 1990) на ранней стадии цикла совместно с толеитовыми базальтами присутствуют кислые вулканиты андезит-дацитового состава. Они сопровождаются силлами и малоглубинными интрузивными телами основного и кислого составов субвулканической фации. В этой ситуации критериями фации глубинности являются геологические формы проявления базитового магматизма, преобладающие по объему и более разнообразно представленные. Это вполне понятно, так как оба типа магм внедрились из периферических коровых очагов, где коровая магма возникла в результате плавления коры под воздействием мантийной базитовой магмы. Точно так же изофациальны габбро-анортозиты и граниты рапакиви вулкано-плутонов южной краевой части Фенноскандинавского щита, сформировавшиеся за счет периферических очагов основания земной коры в постсвекокарельский период вдоль краевой радиальной флексуры А. А. Полканова.

При завершении тектоно-магматических циклов связь между базитовым мантийным и гранитоидным коровым магматизмом не столь отчетлива. Как правило, с этим периодом связаны процессы региональной гранитизации и мигматизации, а затем образование интрузий гранитов нормального ряда. В соответствии с классификацией глубинности гранитоидов (Баддингтон, 1963), формирующиеся мигматит-граниты отвечают наиболее глубинной зоне (катазоне). Но с позиции цитируемого автора региональный метаморфизм и ультраметаморфизм связаны с процессами погружения, тогда как нашими работами установлено (см. гл. 4), что высокотемпературный метаморфизм и ультраметаморфизм происходят в заключительную стадию развития центра эндогенной магматической активности одновременно с процессами дегазации мантии. При этом значительного погружения вулканических комплексов, сформированных в раннюю стадию развития ЦЭМА, не происходит. Гранитообразование осуществляется в условиях формирования купольных структур при разуплотнении и поднятии.

3.2.1. Жерловая группа фаций питающих каналов

Нам не известны в докембрии ФСЩ в ископаемом виде остатки вершинных кратеров свекокарельского или других возрастов, столь характерные щитовым платобазальтовым вулканическим постройкам или вулканам центрального (стратифицированного) типа областей современного или недавнего вулканизма. Как правило, поствулканическая денудация и пенепленизация вулканических ареалов приводит прежде всего к деструкции эруптивных зон, выравниванию территорий и сокрытию жерловых фаций. Вычленение их сопряжено со значительными трудностями выделения не только самой проксимальной зоны вулканического ареала, но особенно вычленения из нее эруптивных жерловых образований.

Прямая задача палеовулканологических реконструкций заключается в обнаружении либо руин стратовулканической, платовулканической постройки, либо оконтуривании площади эруптивного канала. Любая из изученных проксимальных зон, прямо указывающих на местоположение эруптивного жерла, характеризуется достаточно большим числом разнообразных признаков, свойств текстурно-структурных и др. особенностей, которые являются индикаторами околожерловой или жерловой зоны.

В случае изучения и расчленения вулканов трещинного платобазальтового типа, в лавовой толще околожерловых зон обычно отмечаются:

– в основании лавового покрова широко развиты тонкие, выдержанные горизонты, слои, линзы кристаллокластических туфов, резко обособленные даже в переслаивании с гравелитами. Туфы, как правило, не сортированы и диагенетически всегда окремненные (Сегозерская, Медвежьегорская, Селецкая, Лехтинская, Ангозерская, Ровкозерская и Суйсарская вулканические зоны);

– инициальная пирокластика без следов сортировки сочетается с маломощными лавовыми потоками с волнистой поверхностью (Орченьский некк);

– истоки лавовых потоков и покровов с максимальной газонасыщенностью и обилием текстур «слоистости» течения, газовые каналы, «пористые цилиндры», каверны, а также отчетливая массовая удлиненность миндалин в направлении течения;

– обилие проявлений фумарольной и газогидротермальной деятельности не после одного излияния, а в межпароксизмальные перерывы на всей эруптионной стадии; обилие в разрезе травертинов, гейзеритов, яшмы в глыбовых неровностях потоков и покровов;

– максимально широкое развитие грубообломочной агломерато-бомбовой пирокластики, наличие ресургентного материала, факты спекания шлаковых туфов (Селецкая влк. зона);

– яркие признаки краснокаменного изменения пенистых, вспененных лав и гематитизация, вызванная пневматолито-гидротермальным автометасоматическим преобразованием стекла и минералов-вкрапленников;

– общая высокая степень краснокаменного и пропилитового (спилитового) гидротермально-метасоматического синвулканического преобразования пород с образованием зон аргиллитизации, эпидотизации, альбитизации с формированием участков карбонатизации, окварцевания в объемном выражении;

– появление в составе лавовых толщ лавовых потоков, быстро выклинивающихся по простиранию, лавовых языков, а также вторичных «бескорневых» лавовых потоков, лавы пахоэхоэ (Гирвасский влк.);

– массовое истечение шарово-подушечных лав с яркими следами директивности отдельных блоков в их общей массе; обилие в цементирующей массе шаровых лав не гиалобазальтов, а вспененных базальтов (Орченьский, Гирвасский, Селецкий влк.);

– максимальное число лавовых потоков, особенно маломощных;

– преимущественное распространение металлоносных купробазальтов, высокожелезистых базальтов, а также сопутствующее им сульфидное вкрапленное оруденение, переходящее в гнездово-прожилковое.

Вместе с тем эруптивным зонам платобазальтового вулкано-плутонизма в условиях глубокого вскрытия их корневых зон характерна максимальная концентрация силлов габбро-долеритов, а также субвулканических даек.

В случае картирования фациального разнообразия изверженных пород центрального вулканизма в пределах лавово-вулканокластических полей стратифицированных построек важнейшими признаками околожерловой зоны являются:

– значительное разнообразие пирокластических отложений не столько по размерности фрагментов, сколько по генетическому типу;

– максимально высокое распространение шлаковых туфов, агглютинированных шлаков, вплоть до типичных агглютинатов (продукты пикрит-базальтового вулканизма всех вулканов Суйсарской группы);

– истоки раскаленных туфолавовых потоков (Виданский, Суйсарский влк.), вулканическое сооружение позднего ятулия в районе влк. Чуккури, игнимбритовое поле Барига в районе оз. Верхнего Летнеозера;

– широкое развитие агломератовых туфов с ресургентным материалом, практическое отсутствие сортировки, наличие окатанного галечного материала подводных террас (влк. Суйсарский, Шидгубский, Ровкозерский);

– обилие обособленных бомбово-лапиллиевых туфов, нередкое присутствие бомбово-агломератовых туфов, вплоть до агломератовых туфобрекчий;

– наличие аккреционных «шаровых» глыб в туфогенных пирокластических отложениях (Суйсарский влк., Кельтнаволокский сектор);

– яркие формы хаотических нагромождений шарово-подушечных лав, сопровождаемых гиалокластитами (влк. Шидгубский, Суйсарский), лавовые потоки пахоэхоэ (Ангозерский влк.);

– обилие шарово-подушечных лав, формирующих труднорасчленяемые по мощности нагромождения, свалы, имеющие ярко выраженную секториальность (влк. Шидгубский, сектор о. Шид);

– исключительно активная вулканическая газо-гидротермальная деятельность, обилие горизонтов пачек пепельно-серых яшм, прослоев и линз травертинов, фиксирующих термальные фумарольно-гидросольфатарные площадки. Гидротермальное породообразование фиксируется по всей доступной для изучения мощности разреза (влк. Шидгубский);

– яркие признаки высокотемпературного состояния рыхлого вулканокластического материала и отчетливое объемное прокварцевание и образование зональности в обломочной фракции;

– зоны гидротермального метаморфизма, пропилитизации, включающей альбитизацию, эпидотизацию, турмалинизацию, карбонатизацию, интерпретируемые как следы древних гидротермальных систем (Шидгубский и Ровкозерский влк.). Интенсивная жильная гематитизация и альбитизация, околотрещинный метасоматоз, формирование магнетит-гематитовых рудных жил и железисто-кремнистых осадков (Лехтинская влк. зона, сектор оз. Муезеро);

– в лавовых потоках эруптивной зоны начальных излияний обилие ксенолитов подстилающих пород, оплывших и снаружи дегидратизированных, вспученных (влк. Ангозерский);

– наличие побочных прорывов, признаки шлаковых конусов (влк. Шидгубский);

– наличие скоплений радиальных даек, пластовых силлов в подошве лавовой толщи, а также присутствие в лавовых потоках бескорневых даек.

Поскольку стратовулканы Суйсарской вулканической области обычно локализованы на платобазальтовом цоколе людиковийских или раннеливвийских толеитовых базальтов, то признаки эруптивной проксимальной зоны для ареалов трещинного затопляющего типа характерны и для вулканов центрального типа.

Следует особо подчеркнуть общую приуроченность к эруптивным зонам пластовых тел субвулканического типа и связь с центральными эруптивными зонами магнитных и гравиметрических аномалий.

Некковая фация. Реконструированы и выявлены еще немногочисленные вулканические некки, связанные с ятулийским, людиковийским, ливвийским и калевийским вулканизмом. Все они имеют разную глубину эрозионного вскрытия. На уровне фундамента лавовой толщи денудацией вскрыт некк Орченьского влк. (Сегозерская влк. зона) предположительно среднеятулийского возраста (Вулканические постройки.., 1978). Орченьский некк представляет шток габбро-долеритов, размещенный на крутопадающей дайке, заполняющей трещинную зону. Уровень его сечения (вскрытия) соответствует глубине в 400–500 м, что соответствует общей мощности терригенных пород, подстилающих лавовую толщу, и мощности раннесреднеятулийского лавового чехла. Гирвасский вулкан средне-позднеятулийского времени вскрыт эрозией на уровне нижней части лавовой толщи и сохраняет в современном виде часть обнаженного эруптивного жерла, выполненного жерловой брекчией.

Для людиковийских лав известен некк вулкана Туливаранмяки, глубина вскрытия которого может быть оценена до 1 км. На этом уровне денудации некк сложен такситовыми и шлирово-такситовыми габбродолеритами с признаками пород малоглубинного облика – отчетливой эндоконтактовой трахитоидностью и кристаллизационной четкой зональностью.

Среди ливвийских некков наиболее глубоко вскрытым является Раткольский, представленный спекшимися грубообломочными эруптивными (жерловыми) брекчиями с высокой степенью гидротермального и гидротермально-пневматолитового метаморфизма.

Вулканический некк Суйсарской постройки представлен изолированным полем эруптивных (жерловых) брекчий среди агломератовых и агглютинатовых туфов. Аналогичное строение имеет Ровкозерский некк, однако его особенностью является зональное строение, соответствующее трем стадиям эруптивной деятельности.

Наиболее слабоэродирован сложнопостроенный Шидгубский вулкан, который по ряду признаков следует рассматривать как вулкан двойного типа. Ему сопутствуют шлаковые и шлако-лавовые побочные прорывы с питающими каналами массовых лав и жерловых брекчий. В северо-восточном секторе его выявлена вертикально падающая гидротермальная зона, рассматриваемая нами как фрагмент гидротермальной системы.

Выявленные некки калевийского вулкано-плутонизма Хунукка, Ихамиеленсаари и Мустасаари характеризуются примерно одинаковым уровнем вскрытия, поэтому они имеют заполнение в виде однородной породы габброидного типа. Вмещающие их лавово-пирокластические толщи слагают большую часть их общего разреза.

И, наконец, известный Хопунваарский некк среднего рифея Северного Приладожья залегает в породах кристаллического свекофеннского фундамента. По палеовулканическим данным современный уровень среза составляет не менее 500–800 м. Он целиком сложен крупнозернистыми, до пегматоидных, габбро-долеритами со слабовыраженной более мелкозернистой зоной эндоконтакта.

Таким образом, изверженные породы в виде эруптивной брекчии жерлового типа могут заполнять выводящий вулканический канал на глубину до 0,5–0,8 км, ниже которой силикатный расплав находился в однородном, не диспергированном состоянии. Следовательно, взрывные явления охватывают лишь самую верхнюю часть магматической колонки. При этом после излияния лав, в ходе незначительных эрупций в результате детонации взрывоспособных газов ресургентный материал может быть «просыпан» в нижнюю часть вулканического жерла до глубины около 1,0 км от уровня бровки кратерной зоны.

Фация подводящих даек. В состав данной фации должны быть включены только те дайки, питающая, магмоподводящая роль которых обоснована геологическими наблюдениями и подтверждена палеовулканологическими реконструкциями. В настоящее время мы, безусловно, имеем одну из таких даек, которая контролирует Орченьский некк. Длина этой дайки прослежена на расстояние до 5–7 км, ее мощность колеблется на выклинивании от первых метров, а в зоне стабилизированного некка достигает 20–30 м. Другие подобные образования в форме крутопадающих интрузивных тел нам неизвестны.

В составе кристаллического фундамента вулканических ареалов, а также в границах лавово-вулканокластических полей известно огромное количество даек, образующих сложнопостроенные поля, пучки, ареалы, пояса. Однако, естественно, не все из них, а только единичные являлись вулкано-питающими, вулкано-контролирующими, магмовыводящими. Очевидна сложность их вычленения и тем более палеовулканологического обоснования в каждом конкретном случае. Методология выделения даек этого типа, чрезвычайно сложна и остается не определенной.

Для того чтобы «выйти» на магмовыводящую вулканическую дайку, из всего сонма необходимо вычленить все субвулканические, плутоно-субвулканические и плутонические, т. е. те, которые являются производными разноглубинного плутонизма и, следовательно, дайками «чистой линии», так называемыми «слепыми». Оставшиеся вулканические дайки должны быть разбракованы на типы и выделены нептунические и бескорневые. Эта процедура одна из самых легких, поскольку тип бескорневых и нептунических даек легко фиксируется при их геологическом описании.

Оставшиеся морфогенетические типы – питающие жерловые или собственно вулканические, магмоподводящие для малых форм вулканизма и дайки трещинных излияний заслуживают самого пристального внимания. Из них более уверенно и доказательно может быть выделена группа даек, питающих побочные прорывы лавово-шлаковых конусов или лавовых куполов. Идентификация по эпизодам внедрения и излияния лав одного и того же состава.

Следовательно, остаются два морфогенетических типа вулканических даек – дайки, питающие вулканические жерла, и дайки трещинных излияний. При этом в ряде случаев одна и та же дайка может явиться и трещинной интрузией, и вулканической, вулканоконтролирующей. Эта сложная палеовулканологическая проблема еще не нашла своего решения. Предположение о геохимических критериях разделения дайковых ассоциаций по генетическим типам хотя и не лишено оснований, однако способно лишь обеспечить петрологическую комплементарность пород в вулкано-плутонических сериях. Изотопная геология способна разбраковать дайки по возрасту, но не по генетическому типу. На наш взгляд, решение этой проблемы заключено в комплексных сочетаниях геохимических, изотопных исследований с геодинамическими.

Палеогеодинамические реконструкции способны с достаточной определенностью решить вопрос не только о гипоцентре вулканического ареала, но и его эпицентре, что в значительной степени сокращает ареал поисков. Локальная геодинамика на основании анализа геоисторических полей напряжений, как обратная задача магматической геотектоники изучения волновых полей напряженного состояния литосферы, без сомнения, с высокой точностью может реставрировать силовое поле структур кручения и таким образом выявить сдвиговые зоны эпицентров магматизма.

3.2.2. Субвулканическая группа фаций

В недрах эруптивных зон субвулканическая группа фаций представлена силловой, дайковой фациями и фацией автомагматических брекчий. Изверженные породы рассматриваемой группы фаций достаточно широко распространены. Мы должны подчеркнуть одну важную методологическую особенность палеовулканологического исследования магматических проявлений по их следам в кристаллическом фундаменте. Выделение субвулканической группы фаций следует проводить не путем эклектического рассмотрения вообще проблем геологии малых интрузивных форм в совокупности, но путем специализированного подхода к их возрастному расчленению и морфологическому анализу. Без палеовулканологических исследований вулканогенного чехла весьма бесперспективно решение вопросов комагматичности, петрохимической сериальности и актов внедрения поколений даек. Очевидно, чем древнее фундамент вулканогенных толщ завершенных тектоно-магматических циклов, тем больше в нем количеств интрузивных образований. Современный кристаллический фундамент включает всю совокупность интрузивных тел от лопия, сариолия и до фанерозоя. Из опыта наших исследований, изучение даек, силлов, камерно-инъекционных интрузивных систем является наиболее сложным во всей методологии палеовулканологических реконструкций. Однако совершенно ясно, что дайки, например, являются индикаторами геодинамических режимов. Если быть точным, то не дайки, а разломные зоны есть главные индикаторы геокинематики и геодинамики земной коры. Зоны разломно-сдвиговой тектоники весьма информативны. Следует признать, формула Г. Клооса «вулканизм – это тектоника другим способом» в современную эпоху геологических исследований остается не столько не понятой, сколько искаженной. Выход из создавшегося положения находится в повседневном расширении наблюдательных полевых и лабораторных палеовулканологических исследований, но не в создании умозрительных палеотектонических моделей и концепций, основанных на предположениях и допущениях. В отличие от современной геотектоники палеовулканология предлагает свои модели и реконструкции, которые могут быть многогранно проверены, дополнены, пересмотрены. Таким образом, палеовулканология относится к числу классических наблюдательных дисциплин геологического содержания, где ее теоретические основы вырабатываются на практике конкретных научных исследований.

Силловая фация является наиболее изученной в вулканических зонах, где пластовые интрузии залегают либо в низах лавовой толщи в морфоструктуре вулканической постройки, либо в подстилающих лавы осадочных толщах, являющихся их фундаментом. В связи со слабой генетической изученностью силловых образований вообще, к данной генетической группе следует относить и силлы, залегающие непосредственно в кристаллическом фундаменте, которые могут таким образом классифицироваться как интрузии под вулканами. Это допустимо по той причине, что их массовое внедрение начинается после прохождения вулканической зоной максимума активности. Перекомпенсация эруптивной зоны вызывает перестройку полей напряжений с режима сводового воздымания на режим обратного депрессионного прогибания. Смена режима – смена степени жесткости и добротности фундамента, возникновение новых систем трещинообразования снизу, формирование плоскостей межформационных срывов. В совокупности с опустошением зон генераций магм все это приводит к образованию систем сопряженных радиальных и сдвиговых горизонтальных зон разуплотнения и растяжения. Эти зоны в первую очередь заполняются расплавами в области, охваченной декомпрессией. Поскольку деструкция вулканического ареала охватывает весь объем вулканической постройки и зону субвулканического уровня глубинности фундамента, то вертикальный диапазон внедрений силлов типа «интрузий под вулканами» охватывает интервал от средних частей разрезов лавово-вулканокластических полей супракрустального уровня до основания близповерхностного субвулканического уровня. Таким

образом, интрузии пластового типа, именуемые как интрузии под вулканами, образуют, как правило, многоэтажные силлы, размещенные в плоскостных отслоениях как в лавовой толще, так и в ее фундаменте.

В настоящее время практически в каждой из изученных вулканических зон выявлены субвулканические пластовые силлы. Их количество колеблется от двух-трех и до 9. Общим правилом является их автономное, обособленное залегание на строго определенном уровне. Нами не выявлены взаимные пересечения силлов. Таким образом, их последовательность сохраняется на всем пространстве и объеме вулканической зоны.

Силлы, как правило, имеют небольшую мощность от первых метров до 200 м, образуют пакет пластовых тел. Каждый силл в пакете разделяется либо лавовыми потоками, либо осадочно-вулканогенными или собственно терригенными толщами. Их линейные параметры крайне различны. Например, силлы Орченьского некка Сегозерской вулканической зоны образуют на дневной поверхности узкие полосы длиной в 10–20 км, т. е. в пределах изученной структуры, насколько они прослежены на глубине в складчатых структурах, не ясно. Можно предполагать, что длина некоторых из них достигает 50–80 км. Примерно такие параметры имеют классические силлы габбро-долеритов заонежского типа людиковийского возраста. Некоторые из них, имеющие типоморфные признаки по минералогическим и петрохимическим признакам, прослеживаются в крыльях складчатых структур Заонежского полуострова на севере и перекрываются полями ливвийского чехла. Их видимые размеры, следовательно, превышают 80 км в диаметре. Поскольку некоторые силлы выявлены в пределах Восточного Заонежья, то можно допустить возрастание их длины (диаметра поля) до 120–140 км. Исходя из их реконструированных параметров, можно оценить объем магматического расплава каждого силла, который является в ряде случаев сопоставимым с объемом лав одного потока ятулийских платобазальтов (Светов, 1979). Образование силлов – это акт вулкано-плутонизма, обусловленного функционированием единого магматического очага и всей очаговой зоны питания вулканических зон любого возраста. В природе существует единый универсальный механизм физического процесса вулкано-плутонизма независимо от временного параметра, по крайней мере, в интервале изученных проявлений вулканизма свекокарельского тектоно-магматического цикла.

Интрузии под вулканами – понятие общего пользования, оно должно включать широкий круг интрузий пластового типа в ареалах вулкано-плутонизма. Главным критерием в данном случае является их формирование из очагов вулканического питания. Поэтому к их числу могут быть отнесены только те силлы, которые размещаются на субвулканических этажах эруптивной зоны.

В таком случае необходимо привести пример, который свидетельствует о весьма напряженной субвулканической деятельности в околожерловых глубинных зонах. В зоне Гирвасского вулкана нами установлено явление внедрения «силла в силл». Это редкое, единичное явление, изученное нами, свидетельствует о высокой динамической активности магматического расплава и о его многократной пульсационной подаче через один и тот же канал. Кроме того, подобное явление, скорее всего, возможно только в сфере активного влияния периферического магматического очага. При этом формирование системы «силл в силле» происходит на спаде эруптивной деятельности, в режиме полного соответствия с изменением литостатического давления и внутреннего давления магмы. Можно предполагать, что массовое формирование силлов происходит только в зонах высокопродуктивного вулканизма и в обстановках частичной перекомпенсации, изобарических условий магматизма. Формирование этих систем может осуществляться исключительно в ареалах вулканизма центрального типа и в пределах формирующихся ЦЭМА и сопутствующих им ВТС. Этим объясняется факт повсеместного развития силлов габбро-долеритов, как «интрузий под вулканами» исключительно в пределах вулкано-тектонических депрессий с телескопированной системой очагового питания. Следовательно, степень насыщенности того или иного ареала силловыми телами любых генетических типов является критерием диагностики ЦЭМА. Данное замечание имеет принципиальное значение при разбраковке тел магматических инъекций в пределах кристаллического фундамента.

Дайковая фация на субвулканическом уровне образует широкий спектр малых интрузивных форм пластово-секущих образований. Как и дайки других уровней размещения, они являются в значительной степени связанными с очаговыми зонами вулканического или плутонического питания в чистом виде. В числе субвулканических могут быть выделены радиальные, восстающие в зоне эруптивного центра, где дайки в абсолютном большинстве являются слепыми. В целом они еще недостаточно изучены, хотя могут быть в ряде случаев выделены для людиковийского, реже ливвийского и калевийского вулканизма, главным образом, в ареалах свекокарельского вулкано-плутонизма Северного Приладожья. Их обычная мощность – первые метры при прослеженной длине до десятков и сотен метров.

Выделяемые дайки фаций радиального и конического типов относятся к образованиям проседания и деструкции эруптивной зоны. Они соответствуют сложившимся полям напряжений в зоне перекомпенсации вулканических ареалов и известны в строении Ровкозерского эруптивного центра, а также, вероятно, в строении околожерловой зоны Орченьского некка.

Без всякого сомнения, их распространение значительно шире и особенно в зонах глубоких срезов вулканогенных толщ (в кристаллическом фундаменте). Однако нет примеров специализированного геологического изучения этих важных и информативных образований в региональном масштабе, особенно с позиций палеовулканологического районирования. Опубликованные материалы столь схематичны, что не

всегда позволяют установить их истинные размеры и условия залегания. Безусловно, из значительного сообщества даек возможно выделение в кристаллическом фундаменте самых разных их генетических типов (Svetov, 1992).

Особого внимания заслуживают субвулканические дайки туффизитового типа. Их примером может служить рудоносная дайка Петолахти в Финляндии (Медно-никелевые.., 1985). Редкость подобных образований затрудняет их типизацию, периодизацию и генетическую классификацию. Однако, несомненно, поскольку дайки рассматриваемого типа рудоносны, то, возможно, оптимальными условиями для их формирования являются разрывные нарушения в зоне формирования пластовых субвулканических интрузий. Поэтому их можно было бы классифицировать как дайки криптовулканические (слепые) автомагматические. Однако их вещественный состав обычно дериват исходного магматического первичного расплава. Высокие масштабы металлоносности дают повод предполагать их возможную связь с малоглубинными силлами – пластовыми интрузиями. В Карелии не известны рудоносные дайки криптовулканического типа, хотя исключать их нельзя. Вероятными ареалами их локализации могут быть площади распространения малоглубинных интрузий либо типа чистой плутонической серии, либо как интрузий под вулканами. Вычленение подобных даек и их пачек составляет одну из важных задач изучения ЦЭМА на разных уровнях глубинности.

Автомагматические брекчии являются свидетелями скрытого проявления вулканизма и относятся к образованиям «слепого» криптовулканизма. Механизм их формирования связан со взрывами взрывоспособных газов по цепочке в колоннах поднимающихся флюидных смесей и силикатных расплавов, контролируемых системами вертикальных разрывных нарушений в вулканических структурах центрального типа. К их числу относится большая часть кимберлитовых трубок взрыва, вскрытых эрозией в алмазоносных провинциях. В пределах кимберлитовых полей процесс криптовулканизма способен переходить и в открытые формы кимберлитового типа вулканизма.

Сам факт наличия туффизитов – туффизитовых брекчий является прямым указанием наличия эруптивной зоны, зоны магматического питания как обязательного элемента любого ЦЭМА или ареала активного вулкано-плутонизма. Автомагматические брекчии могут быть представлены двумя типами. Первый тип включает брекчии «сухого» типа. Этот тип содержит в обломочной части, главным образом, обломки разной степени дробления (от пылевидной фракции до глыбовой) без признаков притирания, зональности, которые содержат небольшое количество диспергированного магматического расплава. Их происхождение связано со взрывами газов при быстром расширении стенок трещин и дроблением околотрещинного пространства. Второй тип является туффизитовыми брекчиями, где обломочный материал имеет резко подчиненное значение по сравнению с расплавами. Очевидны всевозможные переходные типы автомагматических брекчий. В морфологическом отношении автомагматические брекчии обычно образуют раздувы в трещинах или размещаются на их острие. При этом трещины могут иметь наклонное и горизонтальное расположение относительно круто-восстающей главной питающей. Форма трещин неровная, извилистая. Брекчии образуют апофизы, коленообразные ответвления, однако их удлинение всегда значительно меньше общей длины главной питающей. Обычно туффизиты не образуют одну-две трещинных зоны, они наблюдаются в виде кулисообразных, эшелонированных систем. Морфология систем тел туффизитовых брекчий свидетельствует об их формировании в условиях взбросо-сдвиговых радиальных движений, при этом сдвиговая компонента контролируется разломами листрического типа.

Явление криптовулканизма можно считать свидетельством активного газоотделения от внедряющихся расплавов по системам формирующихся радиальных разломов. Следовательно, они могут развиваться как на инициальной стадии вулканизма, так и в межстадийные перерывы. Более того, они могут формироваться не только в породах рамы, но и в самих разноглубинных интрузивных телах. Главным условием их образования является резкое расширение головы магмоподводящей трещины, шоковая декомпрессия, спонтанное вскипание магмы и обособление газового конденсата. Малейшее нарушение литостатического давления в магматической колонне на фронте ее продвижения приводит к цепным, взрывным реакциям. Мощность вулканических взрывов многократно увеличивается каталитическим присутствием паров воды.

Нами изучены туффизитовые брекчии гранитов рапакиви Салминского массива (Свириденко и др., 1984; Светов, Свириденко, 1995). Очевидна важная роль образований типа автомагматических туффизитов в палеогеодинамических и палеовулканологических исследованиях и реконструкциях. Однако редкость распространения и небольшие размеры делают их трудноуловимыми. Очевидно, эти геологические образования имеют более широкое развитие, чем мы предполагаем.

Камерно-инъекционная фация в наиболее типичном виде представлена системами пластовых силловых интрузий, размещенных в вертикальном диапазоне непосредственно под вулканической постройкой в зоне ее фундамента на субвулканическом уровне. Системы сложнопостроенных камерно-инъекционных тел в таком случае могут быть сопоставлены с вулканическими близповерхностными очагами – камерами. В зоне непосредственного магматического питания на уровне зоны подошвы вулканов создаются благоприятные условия разуплотнения для послойных внедрений расплава в виде инъекций в плоскости литологически неоднородных пачек пород. На спаде роста литостатической нагрузки, в вулканических камерах недостаточно внутреннего давления для извержения, и поэтому магма формирует на спаде вулканической активности пластовые силлы.

В составах лавовых толщ, по данным геологического профилирования частных и опорных разрезов, силлы габбро-долеритов достаточно часто фиксируются на разных уровнях от их подошвы. Подобные силлы отмечаются как среди щитовых платобазальтовых построек ятулийского, так и людиковийского вулканических комплексов. Здесь они образуют обычно единичные силлы. По морфологии и параметрам мощности и протяженности они сопоставимы с лавовыми потоками и покровами. Это может служить доказательством того, что подобные силлы есть «запрещенные» потоки. Внутренней плавучести магмы было недостаточно, чтобы взломать лавовую пробку и излиться на поверхность.

Однако наибольшее число силлов под вулканами размещается либо в терригенной толще осадков под лавовой толщей, либо в кристаллическом фундаменте эруптивной зоны. В таких случаях образуется пакет силлов в количестве от 3 до 4–5, реже до 9. Их размещение в указанном интервале глубин объясняется благоприятными условиями деструкции кристаллического фундамента в виде хрупких разрывных и сдвиговых дислокаций в поле напряжений обращенного воздымания на прогибании. При прогибании образуется система трещин плоскостного разрыва, параллельная поверхности среды, а также радиальная к ним наложенная система трещин. Система наложенной радиально-сдвиговой трещиноватости и является геокинематической средой для образования камерно-инъекционных субвулканических пластово-секущих интрузий пластового и дайкового типов.

Подобные системы камерно-инъекционных интрузий в своем классическом виде представлены в кристаллическом фундаменте Янисъярвинского, Туливаранмякского и особенно Кирьявалахтинского щитовых платобазальтовых вулканов. Отмеченное многообразие интрузий остается слабоизученным, однако, проведенные наблюдения свидетельствуют об обилии здесь силлов не только на разных уровнях, но и в разных по амплитудам смещения блоках, в то время как их общая морфология является конформной сводовому поднятию Кирьявалахтинского купола и отражает малейшие отклонения в форме его поверхности и глубинного строения. Камерно-инъекционные интрузивные тела малых форм являются прямыми индикаторами эруптивных центров и могут классифицироваться как интрузии под вулканами.

3.2.3. Глубинно-вулканическая группа фаций

Глубинный фундамент вулканических ареалов зоны гипабиссального уровня обычно рассматривается в интервале от 1–2 до 5–10 км при разных методах геолого-геофизической интерпретации вулканических ареалов от подошвы соответствующего чехла изверженных пород. В случае сохранения вулканогенных чехлов нескольких структурных этажей гипабиссальный уровень опускают до 10 км. Очевидно, в случае модельных построений элементарной вулканической зоны целесообразно его ограничить глубиной в 5 км. Этой глубине соответствует геолого-геофизическое обоснование размещения вулканических периферических магматических очагов в верхней части земной коры.

Как свидетельствует акустическое просвечивание большого числа современных действующих и угасающих вулканов, наличие зон разуплотненных масс с высокой температурой выявляются, как правило, в пределах глубин 2–5 км. При этом сама аномальная зона имеет примерно подобные же размеры и по высоте, и ширине. Эти зоны идентифицируются как очаговые, поскольку в периоды начала развития эруптивных процессов микросейсмические явления устанавливаются в гипоцентрах этого уровня. Более того, гравитационное моделирование современных крупных вулканических построек Курило-Камчатской вулканической дуги, вулканов Японии, Индонезии и Гавайских вулканов дает основание видеть наличие аномальных плотностных масс, как под действующими, так и угасшими вулканами на примерно одинаковых уровнях – от 3–5 до 5–10 км.

Современными геолого-геофизическими исследованиями, в том числе и данными сейсмической томографии вулканических ареалов, групп вулканов или вулканических хребтов, получены вполне сопоставимые данные по верхнему уровню гипабиссальной зоны вулканов. Эти оценки были приняты нами и для шкалы глубинности вулкано-плутонизма.

Построение модели глубинной очаговой зоны – задача палеовулканологических реконструкций областей с глубоким эрозионным вскрытием земной коры.

Глубинно-вулканический (плутоно-вулканический) уровень включает интрузивные фации малых интрузий, дайковой и фации вулкано-плутонов. Каждая из выделенных фаций имеет магматические тела нескольких генетических типов, отвечающих особым проявлениям самого процесса внедрения, механизма формирования магматической камеры и, следовательно, обладает рядом типоморфных признаков.

Фация малых интрузий по существующим классификациям не является вулкано-питающей. Она образуется при боковых внедрениях базитовых магматических масс, в пластовой или секущей форме и, следовательно, является собственно плутонической. Очевидно, к этой фации могут быть отнесены небольшие пластовые интрузии в кристаллическом фундаменте в районе оз. Суоярви – Толваярви к северу от оз. Малого Янисъярви и ряд интрузий Восточного Заонежья. Их небольшие размеры и тесная ассоциация с телами иных генетических типов свидетельствуют о комплементарности и обусловлены исключительно небольшими объемами исходного магматического расплава, а также общей кинематической рамы в конкретных полях напряжений. Они в целом будут фиксировать участки, удаленные от главной питающей системы. Таким образом, малые интрузии базитового состава являются достаточно важным индикатором не только геометризации вулканических ареалов, но и оценки их объемных параметров.

Трещинные интрузии данной фации, имеющие штоковую природу, весьма информативны в

интерпретации геокинематической рамы в период активного вулканизма. Их пространственная локализация в зонах кольцевых или конических разломов – прямой указатель на поля напряжений и яркий свидетель формирования и развития всей глубинной системы вертикального мантийного питания. Штоковая (но не некковая) фация интрузивных тел, как правило, формируется в зонах пересечения полей напряжений, в узлах наиболее энергоемких и, следовательно, наиболее разрушительных. В этом отношении штоковые тела весьма близки к криптовулканическим дайкам и, возможно, являются их глубинными сечениями. Интерпретация интрузивных тел этого генетического типа достаточно сложна в частном решении, но более определенна при рассмотрении всей совокупности разноглубинных интрузий.

Дайковая фация гипабиссального уровня глубинности, вероятно, самая сложная к интерпретации ее генетических особенностей. Обычно дайки, картируемые даже в субвулканическом срезе, воспринимаются как дайки прямого мантийного питания. Это представление ничем не доказано и не обосновано. Безусловно, такие дайки редки, но они возможны либо в зонах вулканических питающих систем, либо как корни глубинных интрузий. И в том, и в другом случае их выделение весьма затруднительно. Поэтому, как нам представляется, два генетических типа даек – дайки плутоно-вулканические и дайки камерно-инъекционные могут быть выделены с доказательством их способа образования в редких случаях. Камерно-инъекционные дайки наиболее определенно могут быть опознаны в системах пластово-трещинных интрузивных тел, в ряде случаев как дайки, связывающие единой системой питания разноэтажные силлы (Восточное побережье оз. Онежского, мыс Крестовый и Дедков). Подобного типа сопряженные тела нами закартированы в границах Кирьявалахтинского купола (оз. Ристиярви), а также в кристаллическом фундаменте в районе пос. Вегарус (оз. Суоярви).

Дайки плутоно-вулканические обычно образуются как бескорневые для формирования пластовых интрузий класса расслоенных базитовых или габбро-долеритовых. Эти дайки наиболее многочисленны в апикальной части интрузий тоналитового, тоналит-плагиогранитного составов, где они отвечают составу плагиопорфиров и кварцевых порфиров. Они обычно развиваются в областях проявления кислого вулкано-плутонизма. Как правило, любые интрузии основного, среднего или кислого составов, залегающие на гипабиссальном уровне, постоянно сопровождаются большим числом бескорневых даек, имеющих радиальное или радиально-поясовое размещение в надинтрузивной зоне. Вычленение таких даек возможно лишь в случаях непосредственного их наблюдения в апикальной части интрузии, где они проникают во вмещающие породы. Это очень редкая группа даек, и она нами очень слабо изучена.

Фация вулкано-плутонов обычно выделяется геолого-геофизическими исследованиями в областях максимально проявленного денудационного вскрытия эруптивных зон. К их числу обычно относятся магматические многофазные интрузии среднего или кислого составов. Вертикальный диапазон их обычно оценивается от субвулканического до гипабиссального уровней. Поэтому иногда к числу вулкано-плутонов относят глубокие срезы интрузий центрального типа щелочно-ультраосновного, карбонатитового или рапакивигранитного типов. Очевидно, иногда эти интрузии типа вулкано-плутонических систем имеют корни действительно на глубинах 6–10 км. Однако интрузии подобного типа весьма неоднозначны для палеовулканологического реставрирования.

Фация вулкано-плутонов объединяет целый ряд интрузивных тел самой разной генетической принадлежности, которые по своему суммарному объему приближаются к объему изверженного на поверхность ювенильного материала. К категории вулкано-плутонов в настоящее время относят не вулканы над плутонами, а скорее, вулканы над интрузиями под вулканами. Бесспорно, в настоящее время в докембрии ФСЩ нет убедительных примеров сопряженности руин вулканических построек с гипабиссальными и тем более субвулканическими плутонами. Хотя традиционно предполагается, и на это есть достаточно веские основания, вулкано-плутоническая риолит-дацитовая = рапакиви-гранитная ассоциация изверженных пород. Исходя из этого предположения, над интрузиями рапакиви формировались риолит-риодацитовые вулканические ареалы. Действительно, в ареалах данной ассоциации встречаются эрозионно-тектонические останцы покровных грубообломочных вулканогенных и экструзивно-купольных образований (Светов, Свириденко, 1995).

Однако в палеовулканологии, особенно в ее практическом приложении, под вулкано-плутонами обычно понимают реконструированные руины вулканических построек, имеющие в корневой питающей зоне системы малоглубинных, субвулканических, вплоть до гипабиссальных уровней, морфологически разнообразные тела штоковых малых интрузий, а также морфологически разнообразные силлы, дайки конического, радиального и кольцевого типов. Геолого-геофизическими исследованиями глубинных субвулканических зон вулкано-плутонов обычно подтверждается размещение в недрах избыточных масс пониженной общей плотности. Обычно вулкано-плутоны более характерны для ареалов среднего и кислого вулкано-плутонизма. После вулканологической экспертизы понятия «интрузии под вулканом», введенного в 1931 г. Г. В. Тиррелем (Tirrell, 1931), в содержание этого термина вкладывается наличие разного типа интрузивных образований в зоне питания вулкана, независимо от вещественного и химического типов изверженных вулкано-плутонических серий (Масуренков, 1979; Большое трещинное.., 1984). Если, например, удается доказать, что малоглубинные базитовые интрузии расслоенного типа являются глубинными корнями вулканических поясов или отдельных построек, тогда они могут быть включены в генетический тип интрузий под вулканами. В целом данная фация глубинности еще слабо изучена в ареалах

докембрийского вулкано-плутонизма. Судя по геологической ситуации вскрытия кристаллических фундаментов нескольких сменившихся тектоно-магматических циклов, решение этой проблемы весьма возможно не только в общем виде, но и в частном приложении. При этом наиболее благоприятными являются в этом отношении ареалы свекокарельского вулкано-плутонизма и его кристаллического фундамента.

Можно предполагать, что формирование пластовых интрузий многофазного типа по своей магматической геодинамике может соответствовать режиму многостадийного или даже многофазного вулкано-плутонизма.

Таким образом, согласно общему содержанию понятий «интрузии под вулканами», «вулкано-плутоны» корневые питающие системы имеют не только мантийное, но и коровое питание. При этом, как в составах покровно-вулканических, так и разноглубинных обстановках изверженные породы непременно будут обладать бимодальностью главных петрохимических серий изверженных пород. Геологический эффект такого разноглубинного магматизма особенно значителен, и суммарные объемы изверженных пород суправулканического и всех других глубинных срезов различаются незначительно. Очевидно также, что вулкано-плутоны в зонах вулкано-контролирующих структур могут сопровождаться собственно плутоническими интрузивными телами. Отсюда следует вывод о чрезвычайно больших объемах генерированных магматических расплавов, вовлеченных в магматический процесс в ареалах активного разноглубинного вулкано-плутонизма.

3.2.4. Плутоническая группа фаций

Плутоническая группа фаций размещается на глубинах ниже 5 км. Это, как предполагается геолого-геофизическими моделями строения корневых зон вулкано-плутонизма, уровень периферических магматических заглубленных очагов. Среди пород этой группы фаций возможно выделение фации плутонов, дайковых интрузивных массивов. Все они в палеовулканологическом отношении формируют ареалы разноглубинного плутонизма. Крупные интрузивные массивы, их группы, многофазные дифференцированные интрузии, интрузии батолитового типа являются предметом изучения магматической геологии. В палеовулканологическом отношении они совершенно не изучены. В частности, является ли одноранговой глубинность крупных интрузий в областях вулканизма и плутонизма, каким образом связаны питающие системы плутонических фаций и собственно вулканических, и, наконец, являются ли крупные батолитового типа интрузии в таком случае интрузиями под вулканами? На эти и многие другие вопросы обоснованных ответов до сих пор нет. Это объясняется прежде всего слабой их изученностью как членов вертикального ряда (уровней) проявлений разных форм магматизма, и с другой стороны – необоснованностью корней плутонов как глубинно-коровых образований. Однако при наличии в регионе одной или нескольких групп крупных интрузий возникают естественные представления о высокой магматической активности. Можно думать, что система однофазных или многофазных плутонов отражает не только факт скопления в недрах громадных объемов силикатных расплавов, но и возможную высокую синхронную им вулканическую активность. В системах трансрегиональных плутонических поясов, подобных Монголо-Охотскому или Прибайкальскому, это положение подтверждается. Примеры поясового мощного рапакивигранитного плутонизма и связанного с ним гранит-риолитового вулканизма, как будто подтверждают это допущение и в докембрии. И, наконец, трансскандинавский гранит-порфировый пояс в западной части Фенноскандинавского щита дает утвердительный ответ. Однако ни рапакивираниты, ни уникальный трансскандинавский пояс в палеовулканологическом отношении совершенно не изучены.

Проблема соотношений разноглубинного магматизма в ЦЭМА является кардинальной в области региональной палеовулканологии и в области разработки обоснованных моделей вулкано-плутонизма поясового типа, в том числе гранит-зеленокаменного архейского. Эта сложная проблема, нашедшая признание в глобальной геотектонике, оказывается палеовулканологически не обоснованной.

Что касается *даек абиссального типа*, то их существование неизбежно, поскольку интрузивные крупные массивы должны иметь мантийную систему питания. Кроме того, очевидным является факт присутствия во вскрытых плутонах многочисленных поколений бескорневых даек самых разнообразных петрохимических серий. Эти дайки, иногда числом в несколько сотен, секут не только сами материнские плутоны, но и вмещающие породы. Если под полями скоплений даек выявляется крупная локальная положительная гравитационная аномалия, то это может служить основанием к предположению о размещении здесь высокоплотных пород значительных объемов. Подобные ситуации нередки в областях докембрийского вулкано-плутонизма и лишь в единичных случаях удается геологически доказать факт существования плутонических даек абиссального уровня.

Интрузивные массивы составляют, вероятно, большую часть пластовых и пластово-секущих массивов в плутонических глубинных системах. Естественно и наименее энергозатратной (максимально низкозатратной) является пластовая форма залегания интрузий с высоким объемом расплавных масс. Это обстоятельство определяется, главным образом, конформностью плоскостей полей напряжений с дневной поверхностью, радиальной составляющей литостатической нагрузки. Характер многоэтажности, субпараллельности пластовых инъекций детально проанализирован и изучен в вулкано-плутонах рапакиви гранит-габбро-анортозитовой магматической ассоциации. Геолого-геофизическое изучение доказало не батолитовую, как ранее считали, форму массивов гранитов рапакиви, а сложную пластово-инъекционную

систему вертикальных питающих каналов (интрузий) с субгоризонтальными инъекциями, обусловленную геокинематикой блоковых (радиальных) и сдвиговых (субгоризонтальных) движений в области синмагматического сводового поднятия диапирового типа. В таких зонах сводовых поднятий формируются и все крупные абиссальные пластовые интрузии. Однако не ясно, являлись ли их надочаговые (надкамерные) уровни ареной проявлений вулканизма или эти участки остались авулканическими.

В целом системы абиссальных интрузий, особенно образующих геокинематически согласованные системы, естественным образом фиксируют зоны активного магматизма и ЦЭМА, по крайней мере, в виде плутонической формы его проявления.

Дайковая фация абиссального уровня глубинности, вероятно, может быть выделена только в случае создания объемной модели эруптивной зоны магматизма. В настоящее время подобные дайки чрезвычайно сложно палеовулканологически обосновать, поскольку исследования в этом направлении практически не проводятся. В ее составе могут быть логичны предполагаемые два главных типа – дайки бескорневые среди интрузий под вулканами типа абиссальных плутонов и транскоровые мантийного питания.

Дайки первой генетической группы могут быть выделены, если будут обнаружены абиссальные интрузии с общей глубиной эрозионного вскрытия более 5–10 км. Очевидно, такие области в кристаллическом фундаменте Карело-Кольского региона есть, как очевидны и бескорневые дайки, особенно в пределах беломорского комплекса (Степанов, 1989; Степанов, Слабунов, 1993).

Что касается даек прямого мантийного питания, то к их числу могут быть отнесены дайки и сопутствующие им жилы лампроитового состава в областях наиболее глубинного кимберлитового вулкано-плутонизма. Для Карело-Кольского региона проблема кимберлитового вулканизма еще далека от геолого-экономического решения. Особенно сложна эта проблема в изучении докембрийских проявлений. Палеовулканологические исследования в этом направлении могли бы выявить многие особенности его динамики и тектонических обстановок локализации.

Очагово-инъекционная фация абиссального питания объединяет совокупность интрузивных полихронных образований в пределах вертикальной вулкано-плутонической системы мантийного питания на уровнях абиссальных сечений. Очевидно, эти малые интрузивные формы (дайки, пластовые и секущие интрузивные тела) могут быть сопоставлены с функционированием промежуточных магматических очагов зон мантийного и мантийно-корового питания. Выделение площадей пород данного генетического типа возможно комплексными геолого-геофизическими методами при палеовулканологическом их тестировании. Несомненно, инструментальными дистанционными методами разведочной геофизики и глубинной магматической геологии возможно выделение изверженных пород данной фации при создании объемной модели эруптивной зоны. В настоящее время эта проблема стоит как задача более детальных углубленных исследований эруптивных докембрийских очаговых зон ареалов активного магматизма и их центров.

3.2.5. Первичные системы трещин отдельности

Первичная трещиноватость по плоскостям отдельности – характерная черта изверженных пород, формировавшихся из силикатных расплавов. Вызванные, главным образом, явлениями контракционного сжатия при остывании расплавов, системы трещин отдельности фиксируют поверхности высоких градиентов фронта остывания или кристаллизации и таким образом отражают элементы первичного залегания как излившихся, так и интрузивных тел любой формы и размера.

В отношении параметров лавовых тел, пластовых интрузий, даек, штоков, экструзивных куполов первичная отдельность фиксирует с высокой точностью их удлинение, мощность, первичные формы изгиба тел при внедрении или растекании лавы по поверхности. В связи с этим первичная отдельность – исключительно важный признак в идентификации условий первичных залеганий магматических тел и выяснении характера наложенных складчатых или разрывных нарушений. В трещиноватости систем первичной отдельности зафиксирована важная петрогенетическая информация о режиме остывания расплавов в камерных разноглубинных условиях или в виде потоков наземных или подводных излияний.

Общим свойством всех типов пластовой отдельности является подчеркивание морфологии магматических тел, главных их геометрических параметров и морфологии того объема, который был занят внедрившимся расплавом.

Главными типами первичной отдельности являются: пластовая (матрацевидная, плитчатая), параллелепипедальная (прямоугольная, ромбовидная), столбчато-призматическая и глыбовая. Изучение систем первичной отдельности позволяет выявить многие стороны фациальной принадлежности изверженных пород, обстановок формирования режима остывания, кристаллизации и в особенности первичного залегания изучаемых магматических тел.

Даже в обстановках напряженных складчато-разрывных дислокаций изверженных пород и высоких степеней метаморфических преобразований пластовая первичная отдельность уверенно распознается. Поэтому в областях развития глубокометаморфизованных осадочно-вулканогенных, вулканогенных и интрузивных образований (ареалы лопийского вулкано-плутонизма на территории Карелии, область свекокарельского магматизма Северного Приладожья) тщательное изучение систем первичной отдельности является важнейшей частью палеовулканологических исследований.

Формы первичной отдельности лавовых потоков и покровов – одна из важнейших особенностей магматических тел. Лавовые потоки при

излиянии, остывании и кристаллизации формируют, как правило, четко выраженные системы трещин – отдельность. Наиболее распространенной является пластовая отдельность, как правило, параллельная подошве потока. Ее приуроченность к нижним и средним частям лав позволяет с высокой точностью до 2–3% определять элементы залегания. Она сохраняется в лавовых толщах и при складчатых, хрупко-пластичных деформациях пакетов лавовых потоков. Эта особенность пластовой отдельности дает возможность в любых условиях обнаженности определить элементы складчатой структуры. Более того, в тектонических контактах выявляется геометрия разрывных нарушений и параметры относительных перемещений блоков. Особо важной становится роль пластовой отдельности при изучении сдвиговых деформаций в разных структурах вращательных движений. Пластовая отдельность обычно в наиболее отчетливой форме проявляется непосредственно выше или ниже зоны закалки в первой трещине разреза покрова, где она формирует блоки величиной в 0,5 до 1 м высотой. Перпендикулярная ей отдельность – блоковая, приводит к членению плит на блоки с размерами до первых метров по длине и 1 м по высоте.

В кровле потоков пластовая отдельность в связи с ламинарным течением лавы и растягивающими усилиями при остывании расплава переходит в плитчатую и плитчато-блоковую, а иногда в тонкоплитчатую. Плитчато-блоковая форма первичной отдельности расчленяет миндалекаменные лавы на блоки длиной и шириной до 1,0 м, высотой до первых дециметров. Замечено, что в одном и том же потоке и пластовая, и плитчатая трещины отдельности имеют обычно одни и те же элементы залегания. Если удается проследить поток по простиранию, то на любом удалении точек наблюдения эта особенность их параллельности сохраняется. Этому факту мы уделили большое внимание во всех случаях по потоковой документации лавовых толщ. Мы не имели фактов расхождения элементов залегания пластовой отдельности по разрезу потоков и покровов. Если она есть, то ниже точности замеров элементов компасом (2–3°). Отсюда следует одно из важнейших палеовулканологических следствий: платобазальтовые лавы при растекании на выровненной поверхности сохраняют изначальную мощность, обусловленную расходом расплава, поступающего из жерла постоянно, практически вплоть до его флангового окончания. Это в свою очередь свидетельствует о наклонах ложа растекающихся лав под углом от первых до 5–7°. Этот принцип выдерживается во всех вулканических зонах платобазальтовых излияний. В лавах вулканов центрального типа мы наблюдаем пластовую отдельность в подошве, а плитчатая отдельность в кровле заменена глыбовой, блоковой.

Важное значение в палеовулканологических реконструкциях имеет отдельность столбчато-призматического типа. Ее широкое распространение выявлено во всех без исключения вулканических зонах. Эта форма отдельности в вулканологической литературе достаточно полно охарактеризована. Все многообразие изучения ее в докембрии региона, а также в районах современного или недавнего вулканизма в Карпатах, на Кавказе, Алтае, Саянской области, Урале, Западной Сибири, Камчатке и Курильских островах дает нам основание к заключению об общих морфологических особенностях. Базальтовые колоннады, как правило, имеют наиболее совершенную и тонкопризматическую форму в лавах значительной мощности (более 20 и до 35 м). Докембрийские потоки обычно сохраняют в свекокарелии столбчатую отдельность выдержанной по простиранию в потоках 8–15 м. Однако нам приходилось ее документировать в потоках мощностью в 0,7 и даже 0,3 м (Ровкозерская и Суйсарская вулканические зоны). Лавовые потоки мощностью ниже средней имеют массивные, короткопризматические колоннады. Столбчато-призматическая отдельность обычно весьма примитивна. В поперечном сечении имеет блоки в форме пяти-шестигранников с четкими линейными ребрами. Вогнутые и выпуклые грани нами не отмечались. Чаще всего колоннада сохраняет свою форму и размеры от подошвы и до кровли. Призматическая отдельность, что особенно важно подчеркнуть, обнаруживает также четко развитую пластовую отдельность, пересекающую столбы колоннад как единая система. Мы нередко наблюдали переход столбчатой отдельности по простиранию в столбчато-параллелепипедальную и блоковую, но только в лавах с большой мощностью потоков. Все попытки выявить отклонение от перпендикулярной ориентировки к пластовой в первичных системах трещиноватости не имели успеха. Неясно, отмечаются ли наклоны колоннад в сторону течения лав, как это выявлено в платобазальтах Колумбийского и некоторых других плато (Макдоналд, 1975). В то же время отмечены случаи, когда верхние блоки колоннад в базальтовых столбах при выветривании приобретают скорлуповатую поликонцентрическую форму отдельности. Ее в ряде случаев, судя по фотографиям обнажений, нередко принимают за первичную текстуру и называют шаровой. Другие формы отдельности в породах лавовой фации не имеют, к сожалению, диагностических признаков, которые могли бы служить критериями тех или иных палеовулканологических обстановок. Пока остается не выясненным, насколько перечисленные формы первичной отдельности зависят от глубины подводных излияний или от субаэральных обстановок. В этом отношении, как нам представляется, возможны только некоторые предварительные заключения. Все ятулийские платобазальты и абсолютное большинство людиковийских имеют модификации пластовой отдельности и пластово-параллелепипедальной. Столбчатая и призматически-столбчатая отдельность встречается редко. Однако в суйсарских вулканических зонах вулканов переходного типа от щитовых к центральным столбчатая отдельность отмечается значительно чаще. Можно согласиться с существующими представлениями о формировании четко выраженной столбчато-призматической отдельности в условиях субаэральных и аэральных излияний лав с их быстрым охлаждением и стремительной раскристаллизацией (Малеев, 1980).

Нами многократно отмечалось как в ятулийских, так и особенно в людиковийско-ливвийских лавах явление латеральных вариаций первичной отдельности, чаще всего пластовой в параллелепипедальную, блоковую, глыбовую, или пластовой в столбчато-призматическую. Однако явных причин этому факту мы не обнаружили. Возможно, как это наблюдалось в Сегозерской и Лехтинской среднеятулийских зонах, в осевых частях лавоводов породы, как правило, более однородны и массивны, к краю лавового фронта они становятся все более трещиноватыми с хорошо выраженной блоково-параллелепипедальной или глыбовой отдельностью.

Первичная отдельность интрузивных тел особо важна в выявлении их морфологии. Поскольку интрузивные тела образуют большое разнообразие не только пластово-секущих, но особенно интрузий штоковой, купольной, лакколито-лополитовой, трубчатой и других форм, то формирующаяся при раскристаллизации расплава первичная отдельность четко отражает геометрию их поверхности.

Для интрузий пластовой и пластово-секущей формы характерна обычно пластовая отдельность в зоне эндоконтактов и параллелепипедальная или призматическая столбчатая в центре. В этом отношении отдельность Валаамского силла габбро-долеритов является классической. Ее изучение позволило нам выявить складчато-блоковую современную структуру силла (Светов, Свириденко, 1995).

Весьма совершенна столбчатая призматическая отдельность в ливвийских и рифейских дайках Онежской ВТС. По элементам залегания столбчатой или пластовой отдельности в силлах и дайках легко установить их первичное залегание в складчатых осадочных толщах, так как слоистость осадочных пород и отдельность магматических пород всегда различаются и по углу падения, и по углу простирания.

Можно считать установленным факт очевидного преобладания крупноглыбовой, прямоугольной отдельности в мощных пластовых интрузиях. Однако пластовая отдельность, параллельная контактовым поверхностям таких тел, наиболее отчетливой является в эндоконтактовых зонах интрузий.

Особого внимания заслуживает первичная отдельность интрузий центрального и купольно-экструзивного типов. В них в эндоконтакте исключительно ярко проявляется радиально-концентрическая отдельность, имеющая форму у тел небольших размеров веерообразную короткостолбчатую или сферическую поликонцентрическую. Подобные формы отдельности отчетливо выражены в экструзивных куполах лехтинских кварцевых порфиров, передающих их первичную форму залегания. Экструзивные купола максимально проявляют радиально-концентрическую форму как на уровне питающего некка, так и на выходе расплава в шток, купол. Все субгоризонтальные внедрения строго очерчены вогнуто-выпуклыми поверхностями отдельности. Картирование экструзивных куполов и связанных с ними штоков малоглубинных интрузий непременно сопровождается тщательным изучением их типов отдельности, анализ которой используется обычно при реконструкции конкретных ареалов вулкано-плутонизма центрального типа.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Проведенная классификация фаций глубинности изверженных пород показала их большое разнообразие. Выделены фации различных уровней глубинности, и проведена их генетическая типизация. Наиболее важен фациальный анализ образований поверхностно-вулканического и гипабиссального уровней глубинности, позволяющий выделять вулкано-плутонические ассоциации.

2. Проведена морфологическая типизация лавовых потоков и покровов, охарактеризовано их внутреннее строение. Особое внимание уделено признакам директивности течения.

3. Мощность лавовых потоков содержит важную информацию по физической сущности процесса растекания лав и играет роль индикатора режима эруптивного процесса. Мощности потоков при формировании платобазальтов всегда наиболее латерально выдержаны, но и более контрастны, чем мощности потоков лавовых полей вулканов центрального типа. Лопийские лавово-вулканокластические поля формировались в режиме формирования плато, а не вулканов центрального типа. Следовательно, их современные остатки не принадлежат к руинам вулканов островодужных ландшафтов, как это принято считать.

4. Впервые для докембрия ФСЩ проведена морфогенетическая классификация даек, что имеет важное значение для решения проблем геодинамики, геотектоники и реконструкции полей горных напряжений для обоснования моделей тектонического каркаса. Изучение разнообразия магматических пород в кристаллическом фундаменте дает ценнейшую информацию по территориальному распространению вулканических центров и их ареалов.

5. Выделены 7 жерловых фаций: некковая, трубок взрыва, питающих (магмоподводящих) даек, фумарольно-гидросольфатарная, силловая, дайковая и автомагматических брекчий.

BRIEF CONCLUSIONS

1. Classification of the depth facies of igneous rocks has shown them to be highly diverse. Different depth facies are distinguished and their genetic types are described. Of utmost importance is facies analysis of rocks formed on surface-volcanic and hypabyssal depth levels, which is done to identify volcano-plutonic associations.

2. Lava flows and covers are subdivided into morphological types and their internal structure is described. Special attention is given to indications of flow direction.

3. Lava flow thickness contains important information on the physical essence of lava flow and is indicative of eruption regime. During the formation of plateau basalts flow thicknesses are always the most persistent laterally,

but plateau basalt flows are more contrasting in thickness than lava field flows in central-type volcanoes. Lopian lava-volcaniclastic fields were formed in a plateau, rather than central-type volcano, regime. Hence, their modern remains are not the ruins of island-arc landscape volcanoes, as is generally believed.

4. For the first time, Precambrian dykes of the Fennoscandian Shield were classified morphogenetically to solve geodynamic and geotectonic problems and to reconstruct mountain stress, thus providing a basis for tectonic framework models. The study of the diversity of magmatic rocks in the crystalline basement provides valuable evidence for the areal distribution of volcanic centres.

5. Seven diatremal facies, such as neck, explosion pipe, feeder (magma-feeding) dyke, fumarolic-hydrosolphataric, sill, dyke and automagmatic breccia, are distinguished.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые изложенная методика палеовулканологии докембрия окончательно опровергает бытующее представление о непригодности докембрия из-за вторичных наложенных процессов для подобных исследований. На основе специализированного изучения магматических образований, особенно их вулканогенного типа, разработаны методы фациального анализа разноглубинных вулканических и вулкано-плутонических изверженных пород, выработаны критерии диагностики вулканических фаций, определены принципы и методические подходы периодизации вулканических проявлений, предложены и обоснованы приемы палеовулканологического районирования. Это стало возможным благодаря последовательному и целенаправленному изучению процессов докембрийского вулканизма, включающему 3 этапа. Конечной целью первого этапа была реконструкция эруптивных центров. В следующий этап проведено палеовулканологическое районирование, и на основе хронологии эруптивной деятельности изучены временные соотношения докембрийского вулканизма. В качестве подготовки к заключительному этапу разработки методики следует рассматривать выделение вулкано-плутонических ассоциаций, что позволило включить в сферу палеовулканологических исследований кристаллический фундамент, в том числе и интрузивные образования кристаллического фундамента. Анализ разноглубинного магматизма в качестве наиболее важной проблемы выдвигает рассмотрение и обоснование представления о корневой вулканической системе, в состав которой входят не только зоны генерации магм, промежуточные, периферические магматические очаги, магматические камеры, но и сами вулканические постройки.

В третий, главный этап разработки методики ставятся задачи выяснения конкретных форм связи вулкано-плутонизма с динамикой эндогенных режимов региона и формированием общерегионального тектонического каркаса. При этом установлено, что центры эндогенной магматической активности и их питающие магмовыводящие системы служат структурно-вещественным геологическим выражением надочаговых зон разноглубинных диапиров. На этом уровне палеовулканологических исследований активно привлекаются разнообразные геофизические методы. Применение палеовулканологической методики к изучению ареалов докембрийского вулкано-плутонизма Фенноскандинавского щита позволило выявить специфику геологического развития раннего докембрия.

SUMMARY

The technique to study Precambrian paleovolcanology, presented for the first time, ultimately disproves the conventional view that the Precambrian is not suitable for such studies because of secondary multiple processes. Based on the specialized study of magmatic rocks, particularly their volcanogenic type, methods for facies analysis of different-depth volcanic and volcanic-plutonic igneous rocks were developed, criteria for the diagnosis of volcanic facies were proposed, the principles of and methods for the periodization of volcanic events were elaborated and arguments in favour of paleovolcanological zoning techniques were provided. These goals were achieved by the consecutive and purpose-oriented study of Precambrian volcanism, which falls into three stages. At stage I, our aim was to reconstruct eruption centres. At stage II, paleovolcanological zoning was conducted and the time relationships of Precambrian volcanism were studied on the basis of the chronology of eruptive activity. Identification of volcanic-plutonic associations should be considered as preparation for the final stage in the development of the technique. Thus, our paleovolcanological studies also covered the crystalline basement, including the intrusive rocks of the basement. The main problem in analysis of different-depth magmatism is to discuss and provide arguments to support our concept of a root volcanic system, which includes not only magma-generating zones, intermediate, peripheral magmatic sources and magmatic chambers, but also volcanic edifices themselves.

At stage III (the main stage), the goal is to throw light on the forms of relationship between volcano-plutonism and the dynamics of endogenous regimes in the region and the formation of a regional tectonic framework. The centres of endogenous magmatic activity and their feeding magma-ejecting systems were found to be the structural-mineralogical geological expression of the suprasource zones of different-depth diapirs. On this level of paleovolcanological studies various geophysical methods are actively employed. The use of the paleovolcanological technique in the study of areas of Precambrian volcanoplutonism in the Fennoscandian Shield has cast light on the distinctive pattern of geological evolution in Early Precambrian time.

ЧАСТЬ II

АРЕАЛЫ АКТИВНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ГЛАВА 4

ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ: РЕКОНСТРУКЦИИ И КЛАССИФИКАЦИЯ

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

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

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

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

4.1. КРИТЕРИИ ДИАГНОСТИКИ ЦЕНТРОВ МАГМАТИЗМА И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

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

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

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

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

Выход палеовулканологии на новые более высокие уровни геолого-геофизических исследований для региональных реконструкций областей докембрийского вулканизма не был неожиданным. Проблемы районирования, например, ареалов свекокарельского вулкано-плутонизма стояли и раньше, однако система докембрийских геотектонических построений потребовала перехода от эвристических интуитивных решений к обоснованию соответствующих палеогеодинамических моделей.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Поверхностный уровень – содержит главный признак вулканических построек – лавово-пирокластического поля. В проксимальной зоне лавовые потоки и покровы наиболее многочисленны и обладают яркими чертами дегазации изливающихся лав, выразившимися в разнообразии многих элементов директивности. Обилие эксплозивных пирокластических образований, особенно агглютинатового, их краснокаменный облик, бомбовые и лапиллиевые туфы и т. д. дают основание к выделению околожерловой зоны. Установление в ходе реконструкций генетических типов пирокластических фаций, как правило, является надежным критерием локализации эруптивного центра. Изучение предполагаемого местоположения вулканического жерла обычно приводит к идентификации эруптивных жерловых брекчий или некков вулканических построек. Замечено, что в зонах вулканических некков изверженные породы особенно сильно гидротермально изменены, пропилитизированы, сопровождаются объемной карбонатизацией, эпидотизацией и окварцеванием. В этих зонах нередко находятся в большом количестве гидротермальные жильные образования с разнообразной рудной минерализацией. Зона жерловых брекчий, гидротермальных полей имеет площадь около 1 км^2, содержит кусты эшелонированных гидротермальных жил, а также большинство из известных фумарольно-гидросольфатарных полей. Геолого-геофизическими исследованиями здесь фиксируются обычно повышенные аномальные магнитные и плотностные поля.

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

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

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

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

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

Таким образом, в настоящее время центры вулканизма, испытавшие разную степень деструкции, могут быть классифицированы по типам вулканических построек, способам питания и элементам их корневых магмовыводящих систем (табл. 26). При этом элементы тектонического каркаса и общей приуроченности к синвулканическим геоструктурам остаются во многих случаях неопределенными. В современном эрозионном срезе известные в настоящее время вулканические постройки могут быть классифицированы как самостоятельные группы вулканических центров. Вулканические центры обычно многостадийны, сопровождаются породами поверхностной группы фаций и интрузивными телами разной глубинности. Выделенные типы вулканических центров дают возможность воссоздать общую вертикальную систему питания, по крайней мере, от абиссальной зоны верхней коры до земной поверхности.

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

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

Таблица 26. Классификация центров магматизма восточной части ФСЩ

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

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

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

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

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

Проблема роли залегающих в верхней коре разноглубинных интрузий основного, среднего и кислого составов в формировании очаговых зон питания наземных вулканических центров представляет значительную сложность. Класс «интрузий под вулканами», куда включают обычно интрузии данного типа, возник после обнаружения под вулканическими постройками крупных интрузивных масс, отождествленных по геолого-геофизическим данным с интрузиями, сформированными в закристаллизованных периферических магматических очагах. Наличие под некоторыми вулканами в зоне центрального вулкано-купольного поднятия крупных интрузий послужило дополнительным обоснованием к рассмотрению их как интрузий под вулканами или интрузий центрального типа. Палеовулканологическое тестирование крупных интрузивных форм в таких случаях необходимо. Однако исследования в этом направлении обычно не выходят за рамки общегеологических наблюдений. Очевидно, что «интрузии под вулканами», как и возможные «вулкано-плутоны» могут представлять значительный интерес в решении проблемы глубинных зон магматического питания. Корни вулканов должны быть тесно связаны с зонами очаговой генерации магм и разноглубинными очагами. Эту проблему в наиболее благоприятных условиях можно решать там, где вулканогенные толщи вскрыты с максимальной глубиной. Такими областями являются территории развития долопийского, досвекокарельского и дорифейского кристаллического фундамента Карелии.

4.2. ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ФСЩ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Таблица 27. Классификация центров эндогенной магматической активности

Класс ЦЭМА	Тип ЦЭМА	Вид ЦЭМА	Совокупность объектов как элементов ЦЭМА. Единичные формы магматизма центрального типа
Экзогенный (импактный)	–	–	Астроблемы (метеоритные кратеры с вызванным магматизмом)
Эндогенный (разноглубинный коровый, корово-мантийный, мантийный)	Вулканический	Эксплозивно-эффузивный (экструзивно-эффузивный)	– Щитовые платобазальтовые вулканы – Стратовулканические постройки – Корневые питающие системы: – магмовыводящие дайки – вулканические жерла, некки – шлаковые конусы боковых прорывов – Экструзивные купола и их системы – Поля гидротермально-метасоматической пропилитизации: – травертин-гейзеритовые поля и площадки – зоны гидротермального метаморфизма
		Эксплозивный	– Диатремы (трубки взрыва) – Маары (вулканические трубки взрыва) – Кимберлитовые трубки взрыва – Туффизитовые (автомагматические) трубки взрыва – туффизитовые дайки, силлы – Магмоподводящие дайки
	Вулкано-плутонический	Гипабиссально-субвулканический	– Малоглубинные субвулканические интрузии: – штоки – силлы – лакколиты, факолиты, лополиты – камерно-инъекционные тела – Интрузии под вулканами – Вулкано-плутонические интрузии – Питающие магмоподводящие дайки – Зоны гидротермального и метасоматического преобразования
	Плутонический	Абиссально-гипабиссальный	– Вулкано-плутоны – Плутоны – Интрузии под вулканами – Магмоподводящие питающие дайки – Зоны гидротермально-метасоматической переработки

Таблица 28. Структурно-морфологическая классификация центров эндогенной магматической активности

Тип структурной организации единичных центров вулканизма и плутонизма	Основные типы морфоструктурной организации ЦЭМА
Линейный (дуговый вулкано-плутонический)	– Гряды вулканические, региональные – пояса вулканические, региональные – пояса вулкано-плутонические трансрегиональные – пояса плутонические, региональные и трансрегиональные – пояса дайковые – вулканические островные дуги – системы вулканических островных дуг
Ареальный	– Вулканические провинции платобазальтов, андезито-базальтов – вулканические плато базальтов, андезитов, риодацит-гранитов – вулканические провинции кимберлитов-лампроитов – вулканические провинции щелочно-ультраосновные, щелочные – древневулканические области – древневулканические районы – группы вулканических построек
Радиально-концентрический	– Вулканические центры с кольцевой, поликонцентрической или радиальной организацией в вулканической области, провинции и т. д.
Центральный	– Центральное, сосредоточенное размещение вулканических центров в виде гнезда, группы с признаками сложных вулканических построек двойного типа – вулканические массивы, образованные полигенными вулканическими постройками, сопровождаемыми обилием шлаковых конусов, побочных прорывов и трубок взрыва – автономные вулканические центры типа супервулканов, вулканов-гигантов щитового и центрального типов, осложненных кальдерами – автономные центры, вулканические области с ярко выраженным центробежным или центростремительным размещением вулканических построек
Спиралевидный (вихревой)	– Система вихревого расположения вулканических центров, питающих пучков даек, силлов в вулканическом ареале, группе вулканов или древневулканической области

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

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

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

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

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

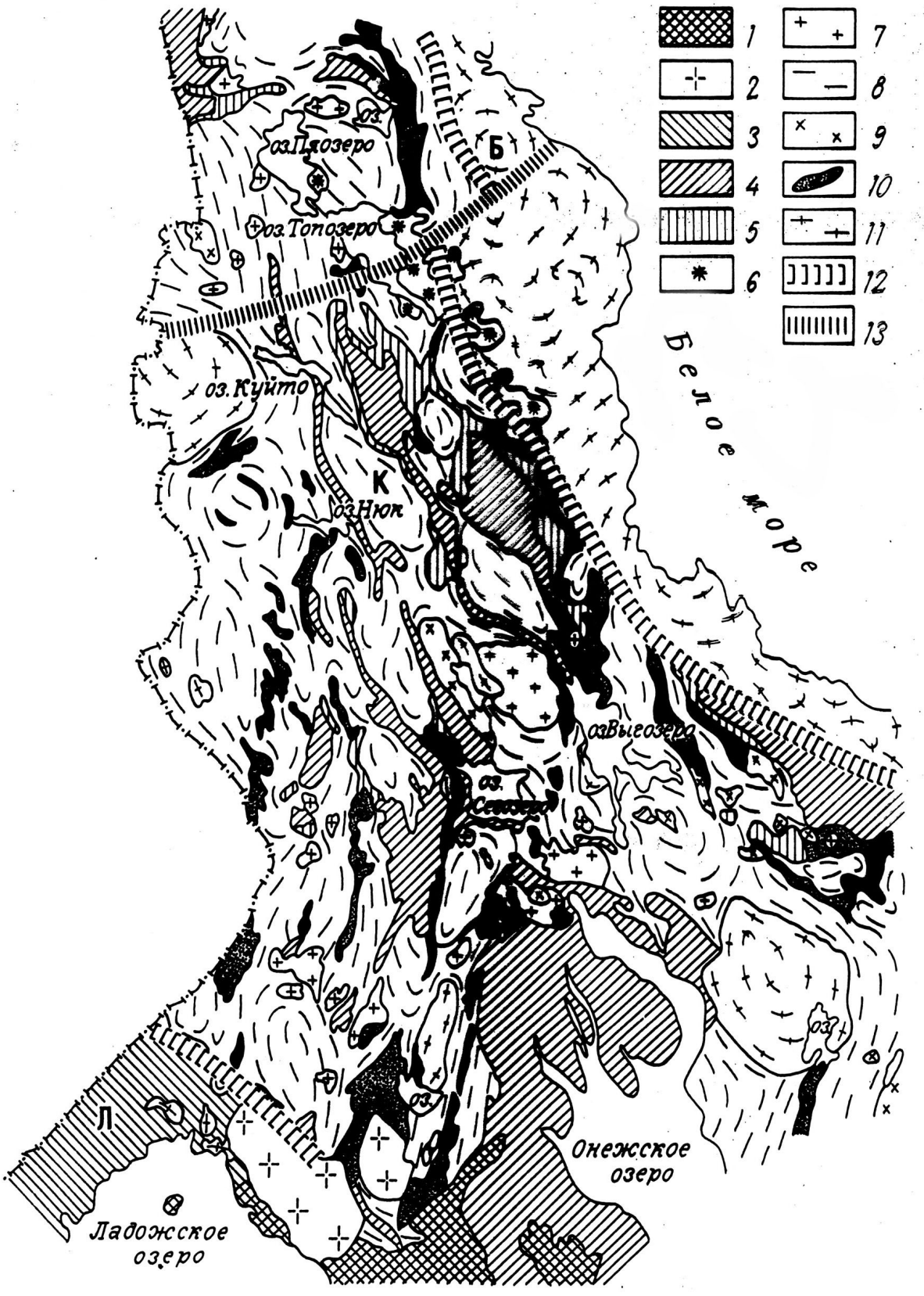
С этих позиций ранний, геологически достаточно хорошо изученный и понятый лопийский вулканизм не может быть интерпретирован как линейно-поясовой. Системы зеленокаменных поясов, так называемые троговые рифтовые зоны, являются, по существу, наложенными поздними образованиями типа горсто-грабеновых систем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

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

4.2.1. Центры архейской эндогенной магматической активности

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

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


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
оз.Пяозеро
оз.Топозеро
оз.Куйто
оз.Нюк
Б
К
Л
Белое море
оз.Выгозеро
Онежское
озеро
Ладожское
озеро

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

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

Формирование центров эндогенной магматической активности архейского магматизма по изотопно-геохронологическим данным соответствует периоду времени 3,1–2,65 млрд лет (Вревский и др., 1999). Цитируемые авторы выделяют три возрастные группы вулканических процессов ранних стадий зеленокаменных поясов: 2,9–3,05 млрд лет в пределах Центральной и Восточной Карелии, 2,8–2,9 млрд лет – для Кольского полуострова и Северной Карелии, 2,75–2,8 млрд лет – для Восточной Финляндии и Западной Карелии.

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

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

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

Рис. 35. Схема геологического строения Карельского геоблока.

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

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

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

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

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

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

Исходя их этих и некоторых других соображений, существующая сеть картируемых разломов в кристаллическом фундаменте не является в большинстве своем вулкано-контролирующей.

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

Исходя из изложенного, современная степень геологической и палеовулканологической изученности лопийских ареалов вулкано-плутонизма в Карелии дает основание к выделению нескольких эруптивных центров в пределах Карельской гранит-зеленокаменной области[9] (табл. 29).

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Прежде всего любой центр эндогенной магматической активности имеет автономное размещение в узлах пересечения трансрегиональных силовых полей напряжений в земной коре, а также обладает индивидуальной системой магматического питания и свойственной ему организацией глубинной структуры корово-мантийного питания. Эта организация выражается элементами вулкано-тектонической структуры, формирующейся с развитием мантийного диапира. Более подробно эта проблема геодинамики волновых полей будет рассмотрена в третьей части монографии. Однако необходимо подчеркнуть, что соотношения регионального, трансрегионального полей напряжений сводовых поднятий и напряжения локальных очаговых вулкано-тектонических поднятий создают чрезвычайно сложный узор силовых полей.

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

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

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

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

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

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

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

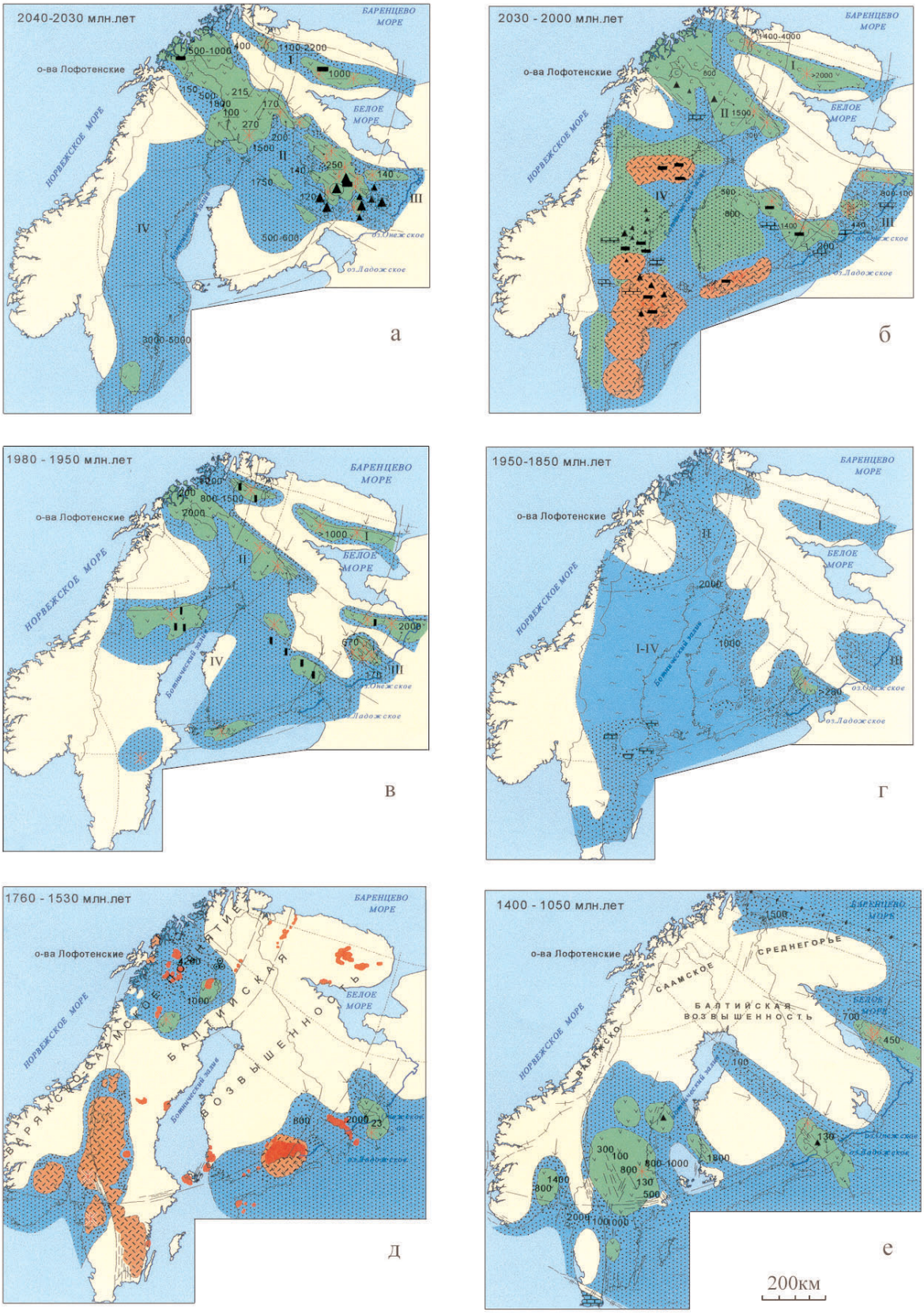
В зависимости от структурных преобразований свекокарельского чехла выделяются автономные ареалы – структурно-формационные зоны (Кольский п-ов, Карелия, Западная Финляндия, Северная Норвегия). Они, вероятно, образуют системы структур радиально-концентрического строения, в которых средние радиусы краевых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

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

4.2.2. Центры эндогенной магматической активности свекокарельского вулкано-плутонизма

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

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


2040-2030 млн.лет
о-ва Лофотенские
БАРЕНЦЕВО МОРЕ
НОРВЕЖСКОЕ МОРЕ
БЕЛОЕ МОРЕ
оз.Онежское
оз.Ладожское
а
2030 - 2000 млн.лет
о-ва Лофотенские
БАРЕНЦЕВО МОРЕ
НОРВЕЖСКОЕ МОРЕ
БЕЛОЕ МОРЕ
оз.Онежское
оз.Ладожское
б
1980 - 1950 млн.лет
о-ва Лофотенские
БАРЕНЦЕВО МОРЕ
НОРВЕЖСКОЕ МОРЕ
БЕЛОЕ МОРЕ
оз.Онежское
оз.Ладожское
в
1950-1850 млн.лет
о-ва Лофотенские
БАРЕНЦЕВО МОРЕ
НОРВЕЖСКОЕ МОРЕ
БЕЛОЕ МОРЕ
оз.Онежское
оз.Ладожское
г
1760 - 1530 млн.лет
о-ва Лофотенские
БАРЕНЦЕВО МОРЕ
НОРВЕЖСКОЕ МОРЕ
БЕЛОЕ МОРЕ
ВАРЯСКО-САМОСКОЕ ПОДВИЖНОЕ ПОЯСА
БАЛТИЙСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ
д
1400 - 1050 млн.лет
о-ва Лофотенские
БАРЕНЦЕВО МОРЕ
НОРВЕЖСКОЕ МОРЕ
БЕЛОЕ МОРЕ
САМСКОЕ
СРЕДНЕГОРЬЕ
БАЛТИЙСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ
е
200км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33

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

В восточной части щита, в современной структуре, отвечающей Карельскому геоблоку, свекокарельские вулканогенно-осадочные породы, залегая на гранитизированных лопийских образованиях, слагают протоплатформенный чехол с хорошо сохранившимися первичными вулканическими геологическими формами. Преимущественно на этой территории отрабатывалась изложенная в первой части методика палеовулканологических исследований в докембрии (Светов, 1972, 1979, 1984 и др.). Северное Приладожье, представляющее юго-восточную часть Свекофеннского геоблока, позволило нам на протяжении более 20 лет изучать свекокарельский вулкано-плутонизм в совершенно иной геологической обстановке. Было доказано, что на всей площади Фенноскандинавского щита, где развиты свекокарельские вулканогенно-осадочные породы, вулканизм протекал с одинаковой интенсивностью и эволюционной направленностью в пределах единого мелководного седиментационного бассейна. Различие заключается в том, что осадочные породы здесь подверглись гранитизации под действием рассеянного восстановленного мантийного флюидного потока, несущего K, Rb, Ba, Sr, Li, Cs и др. элементы, свойственные континентальной земной коре. Кроме того, совместное энергетическое воздействие мантийного флюида и базитовой магмы явилось причиной разнообразного проявления корового вулкано-плутонизма.

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

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

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

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

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

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

Салминский центр эндогенной магматической активности

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

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

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

Базальтовый магматизм в краевой части Салминского центра (Янисъярвинская и Туливаранмякская вулканические постройки) сопоставим с одновозрастным платобазальтовым магматизмом эруптивных центров Карельского геоблока. Базальтовый вулканизм Кирьявалахтинской вулканической постройки, расположенной ближе к энергетическому центру, сопровождается кислым коровым вулканизмом. В этом же направлении наблюдается усиление метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой фации.

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

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

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

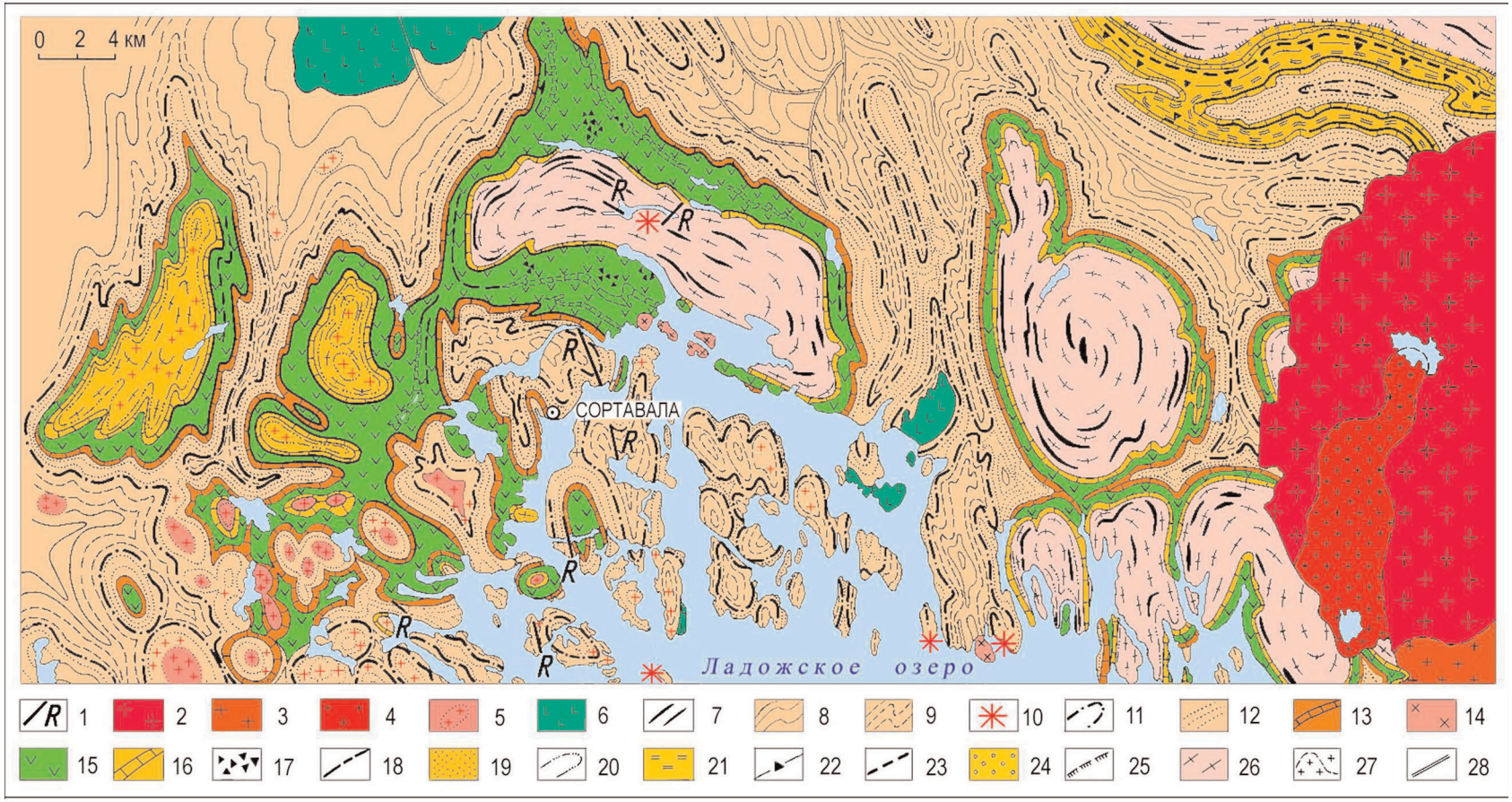


Рис. 37. **Схематическая геологическая карта Северного Приладожья.**
Рифей: 1 – дайки сортавалита. Граниты Салминского плутона: 2 – равномернозернистый биотитовый; 3 – питерлит; 4 – неравномернозернистый биотитовый. Свекокарелий: 5 – плагиомикроклиновый гранит; 6 – габбро, габбро-диорит; 7 – базитовые дайки и силлы. Ладожская серия. Натсельская свита: 8 – верхняя подсвита; 9 – нижняя подсвита; 10 – вулканический центр; 11 – пялкъярвинская свита; 12 – пялкъярвинская и контиосарская свиты (нерасчлененные). Сортавальская серия: 13 – карбонатные породы; 14 – плагиограниты, плагиогранит-порфиры; 15 – платобазальты; 16 – кремнисто-карбонатные отложения; 17 – агломератовые туфы; 18 – яшмы и силициты; 19 – базальная толща; 20 – кора химического выветривания. Ятулий: 21 – карбонатные породы; 22 – гематитовые сланцы; 23 – пакеты платобазальтов и силлов габбро-долеритов; 24 – базальная толща; 25 – предъятулийская кора выветривания; 26 – досвекокарельский фундамент; 27 – мигматизация, гранитизация; 28 – разломы

Fig. 37. **Geological sketch map of the northern Lake Ladoga region.**
Riphean: 1 – sortavalite dykes. Granites of the Salmi pluton: 2 – equigranular biotitic; 3 – pyterlite; 4 – inequigranular biotitic. Svecokarelian: 5 – plagiomicrocline granite; 6 – gabbro, gabbro-diorite; 7 – basic dykes and sills. Ladoga series. Natselka suite: 8 – upper subsuite; 9 – lower subsuite; 10 – volcanic centre; 11 – P?lkj?rvi suite; 12 – (undivided) P?lkj?rvi and Kontiosaari suites. Sortavala series: 13 – carbonate series; 14 – plagiogranites and plagiogranite-porphyries; 15 – plateau-basalts; 16 – cherty-carbonate rocks; 17 – agglomeratic tuffs; 18 – jaspers and silicites; 19 – basal unit; 20 – crust of chemical weathering. Jatulian: 21 – carbonate rocks; 22 – hematite schists; 23 – packets of plateau-basalts and gabbro-dolerite sills; 24 – basal unit; 25 – pre-Jatulian crust of weathering; 26 – pre-Svecokarelian basement; 27 – migmatization and granitization; 28 – faults

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

	Интрузии			Дайки			
	1(17)	2(11)	3(1)	4(27)	5(30)	6(5)	7(3)
SiO_2	65,99	71,33	73,24	65,94	70,41	74,27	65,34
TiO_2	0,27	0,14	0,09	0,27	0,21	0,08	0,37
Al_2O_3	15,86	15,47	15,19	16,18	15,52	15	16,47
Fe_2O_3	1,29	0,8	0,18	0,97	0,75	0,48	0,81
FeO	2,66	1,32	1,01	2,89	1,98	1	3,11
MnO	0,07	0,04	0,03	0,07	0,04	0,03	0,03
MgO	2,11	0,72	0,5	1,92	1,02	0,38	1,58
CaO	4,7	2,98	2,38	4,64	3,09	2,02	3,83
Na_2O	3,91	4,5	4,73	4,12	4,18	4,66	4,57
K_2O	1,7	1,48	1,88	1,35	1,43	1,13	2,1
P_2O_5	0,12	0,074	0,03	0,12	0,08	0,05	0,24
Li	12	12	6	23	20	9	19
Rb	53	39	40	46	46	38	102
Cs	5	4	4	5	3	3	7
Ba	1 089	787	1 200	756	667	700	700
Sr	757	732	520	975	602	280	580
Zr	86	100	77	–	80	–	230
Zn	48	35	24	54	62	27	94
Nb	< 10	< 10	10	–	10	< 10	< 10
Cu	16	13	8	29	30	–	24
Ni	16	13	–	34	17	–	24
V	67	51	39	110	27	31	45
Cr	157	114	103	253	98	61	34

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

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

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

Характер структур свидетельствует о пологом залегании свекокарелид, которые собраны в систему брахиформных складок северо-западного простирания с ундуляцией осей складок в этом же направлении. Район о. Маркатсимансаари представляет собой зону сближенного контакта верхней части разреза сортавальской серии с ладожской. Сортавальская серия здесь обнажена в ядре нескольких небольших брахиформных структур островов Риеккалансари, Хавус, Самматсаари. В ее составе выделена нерасчлененная базальная терригенная толща и перекрывающая осадочно-вулканогенная толща юго-западного и южного окончания лавово-вулканокластического поля Кирьявалахтинской постройки. Разрез лавовой толщи на исследованной территории обнаруживает яркие признаки изверженных пород удаленных фаций дистальной зоны. Между тем в нескольких пунктах установлены признаки размыва кровли людиковийских лав, зафиксированные полимиктовыми песчаниками и гравелитами. Эрозионный срез был достаточно велик. При этом время активной регрессии, по-видимому, относится к местному предливвийскому вулкано-тектоническому поднятию, которое привело к неравномерной денудации людиковийского лавового плато.

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

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

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

Примером совместного проявления высокомагнезиальной и высокожелезистой серий калевийского магматизма может служить о. Маркатсимансаари. Здесь, на площади всего 15 км^2 обнажаются как высокомагнезиальные, так и высокожелезистые вулканические породы, сопровождаемые субвулканическими дайками, характеризующиеся широкой вариацией состава (табл. 31). Они испытали интенсивный метаморфизм и представлены в той или иной степени биотитизированными двупироксеновыми кристаллическими сланцами. Содержание SiO_2 в калевийских вулканитах колеблется в диапазоне 44–56%, Al_2O_3 – 6–19% и MgO – 5–20%. Для железистой вулкано-плутонической серии характерны повышенные концентрации Na_2O, TiO_2, P_2O_5, Ba и Sr, а для магнезиальной – Ni и Cr.

Рассмотренная эволюционная последовательность мантийного базитового магматизма Салминского ЦЭМА сопоставима с эволюционной направленностью платформенного магматизма (рис. 39). Вулканическая и субвулканическая фации образуют единый тренд при четком разделении на магнезиальную и железистую серии, что особенно четко отражено на диаграмме MgO – Fe_2O_3 + FeO + TiO_2. Здесь четко проявлено расщепление (ликвация) толеитового расплава на высокомагнезиальную и высокожелезистую серии в ливвии, что объясняется с позиции неравновесной динамической системы в условиях ее возрастающей неустойчивости в заключительную стадию развития (Летников, 1997). Широкая вариация составов по содержанию SiO_2 в калевийских вулканитах связана с присутствием здесь кислых вулканитов корового происхождения.

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

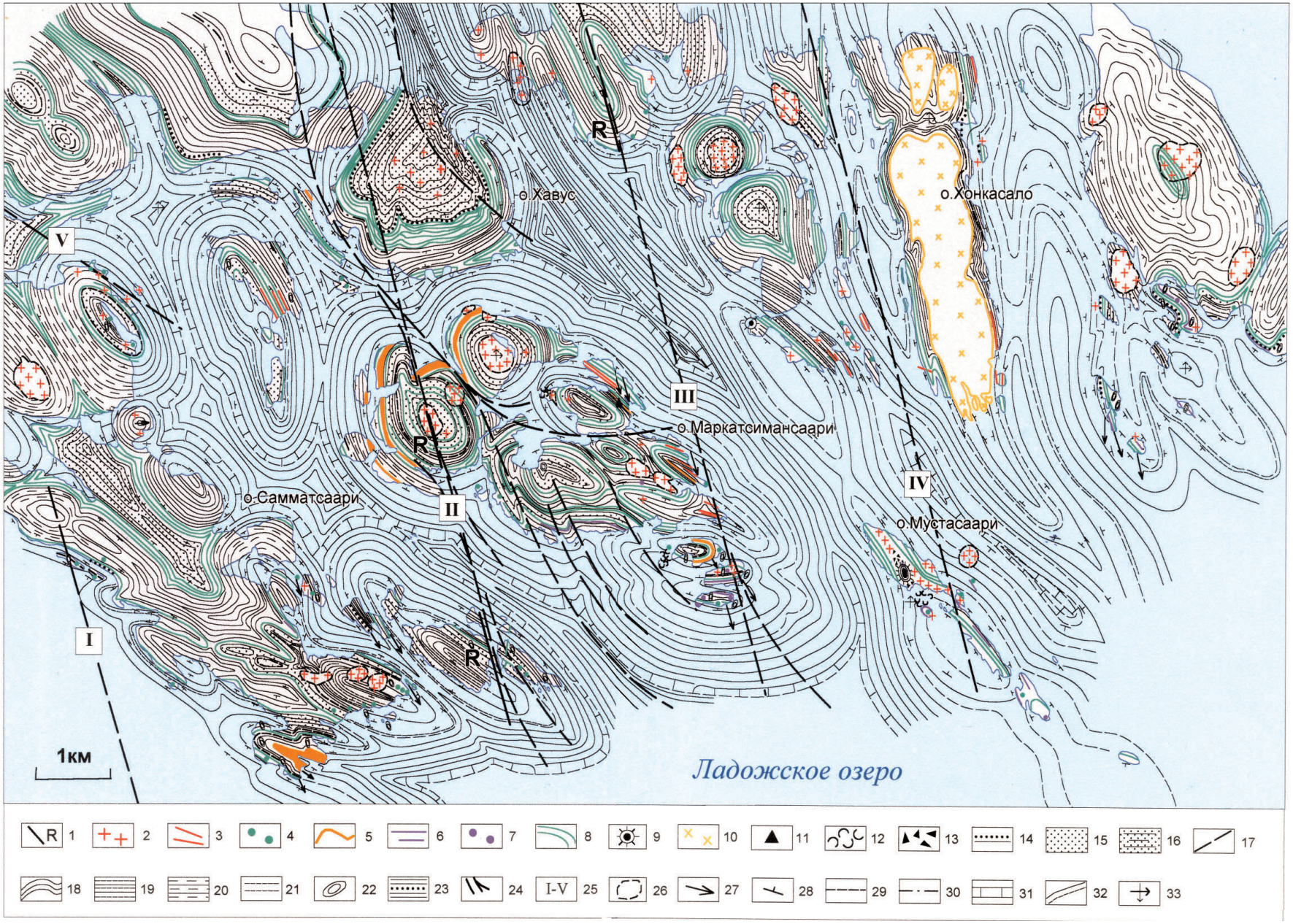
Кислый магматизм имеет свою эволюционную направленность. Если в ассоциации с людиковийским платобазальтовым вулкано-плутонизмом Кирьявалахтинского вулканического центра наблюдается низкокалиевая тоналит-плагиогранит-риолитовая вулкано-плутоническая ассоциация (табл. 30), то в ассоциации с калевийским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

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

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

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

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


о.Хавус
о.Хонкасало
о.Маркатсимансаари
о.Самматсаари
о.Мустасаари
Ладожское озеро
1км
R
I
II
III
IV
V
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
I-V
25
26
27
28
29
30
31
32
33

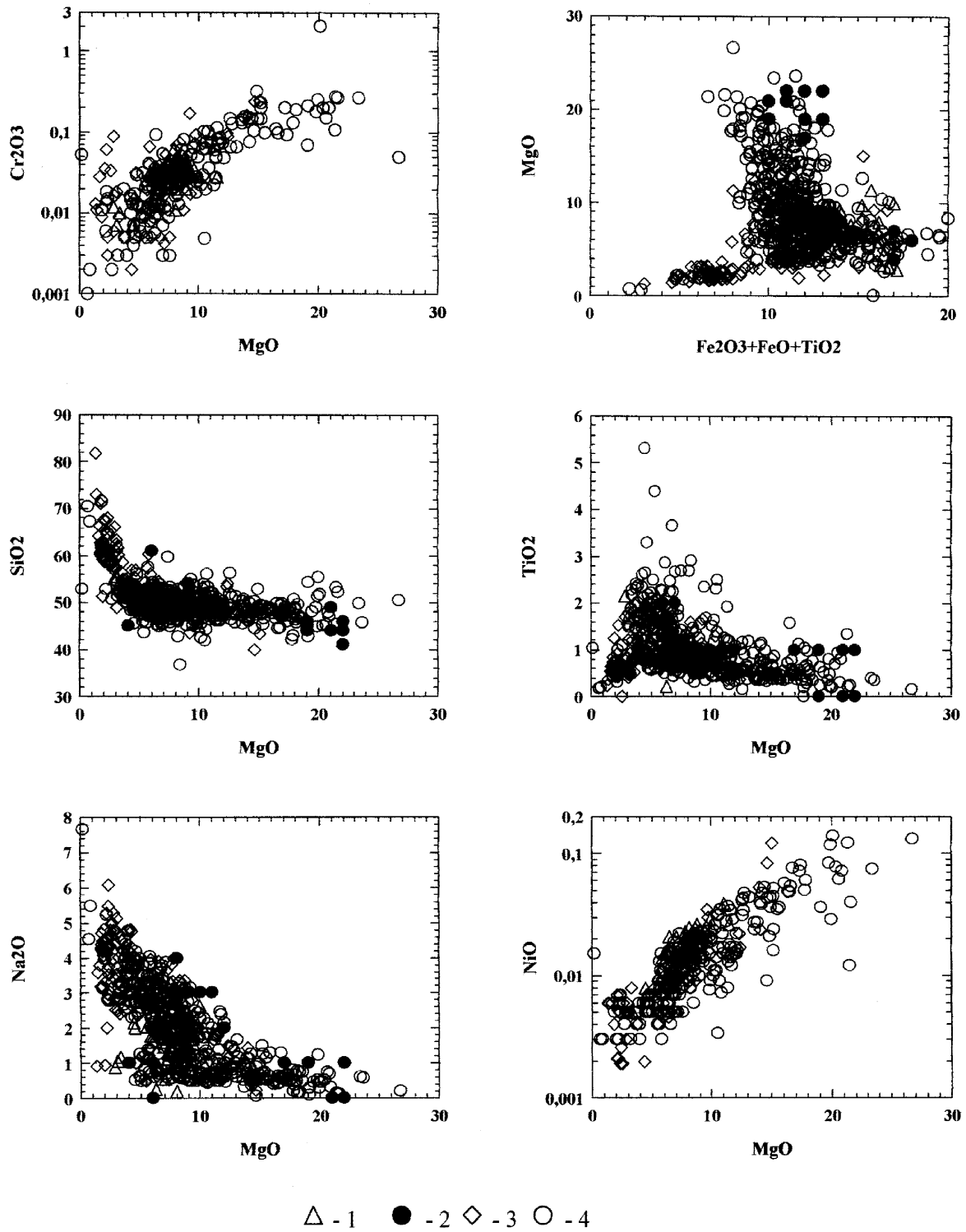


Рис. 39. Вариации главных породообразующих и рудных окислов относительно MgO свекокарельских вулкано-плутонических ассоциаций Салминского центра эндогенной магматической активности.

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

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

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

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

	Лавовая фация													
	1 1 599–3	2 1 604–40	3 1 584–1	4 1 590–1	5 1 580–3	6 1 604–3	7 1 580–4	8 1 591–2	9 1 604–47	10 1 604–54	11 1 600–5	12 1 601–1	13 1 603–2	14 1 600–3
SiO_2	48	50,2	50,52	46,66	50,1	50,31	51,3	52,8	53,84	56	44,58	44,86	46,78	47,32
TiO_2	0,47	0,43	0,43	2,1	0,68	0,71	0,77	1,86	1,6	0,38	0,78	0,80	0,75	0,52
Al_2O_3	14,93	12,33	13,37	14,94	18,46	14,51	18,66	16,40	12,9	15,6	11,95	9,96	10	11,71
Fe_2O_3	1,38	1,42	0,94	1,66	1,67	1,78	1,31	1,67	2,69	1,61	1,73	1,43	1,39	0,99
FeO	9,2	7,9	7,76	9,34	7,83	8,65	7,97	8,4	7,66	5,75	8,98	9,48	9,91	9,19
MnO	0,18	0,18	0,14	0,18	0,13	0,16	0,13	0,12	0,12	0,11	0,2	0,2	0,2	0,22
MgO	11,29	12,50	11,62	7,56	5,91	8,20	5,85	4,90	7,23	5,64	16,78	19,86	18,49	16,98
CaO	10,84	10,50	10,61	9,15	9,25	10,04	8,55	6	7,42	7,42	8,13	9,39	5,67	7,01
Na_2O	0,62	0,74	0,74	0,74	2,55	1,18	1,50	3,71	2	4,03	1,3	1,25	0,49	0,59
K_2O	0,35	1,11	1,22	2,5	1,38	1,11	1,97	2,37	2	0,94	1,67	0,61	2,5	2,16
P_2O_5	0,08	0,1	0,21	1,48	0,2	0,23	0,29	0,98	0,12	0,11	0,37	0,64	0,47	0,16
H_2O	0,32	0,3	0,11	0,38	0,11	0,22	0,16	0,19	0,24	0,32	0,12	Не опр.	0,21	0,07
LOI	1,9	2,18	1,95	3,02	1,46	2,78	1,41	1,52	1,69	1,72	2,89	1,29	2,65	2,63
Total	99,64	99,94	99,66	99,86	99,66	99,91	99,89	100,01	99,57	99,66	99,51	99,77	99,51	99,55
Li	1,84	5,98	8,74	11,04	5,98	12,42	7,82	9,2	9,66	11,96	9,66	4,6	7,82	11,04
Rb	8	46	68	103	39	44	73	74	75	21	60	19	177	136
Cs	3,8	2,82	3,76	7,52	4,7	4,7	2,82	2,82	3.76	1,88	15,04	7,52	10,3	11,28
Ba	130	210	270	700	450	380	430	1 300	810	380	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Sr	110	320	340	220	670	420	540	470	480	840	254	56	41	69
Cu	16	24	8	8	40	64	40	16	64	8	Не опр.	88	8	8
Co	55	47	31	63	31	39	24	31	39	31	118	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Ni	63	173	86	354	39	63	24	31	149	47	Не опр.	Не опр.		Не опр.
Zn	72	96	72	80	72	104	88	136	104	80	104	88	128	88
Zr	33	30	31	33	33	36	25	222	42	33	65	50	49	30
Y	19	7	12	19	8	12	10	27	30	9	11	9	17	9
Nb	2	9	2	2	< 2	12	< 2	25	11	< 2	6	5	13	5
Pb	11	14	9	11	12	< 7	< 7	11	< 7	9,00	< 7	11,00	13	7
Th	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7		< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7

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

Обращает на себя внимание непостоянство содержания K_2O, что может служить признаком обогащения пород этим компонентом при наложенных процессах. Однако, не исключая такой возможности, нет основания считать, что повышенная концентрация калия в калевийских вулкано-плутонических ассоциациях, по сравнению с людиковийскими, связана лишь с наложенными процессами. Геохимически подобные метавулканиты сопоставимого возраста установлены в Центральной и Южной Финляндии (Kähkönen, 1994; Tiainen, Kähkönen, 1994), высокая концентрация калия в которых рассматривается как первичная. Интрузивный гранитоидный член калевийской вулкано-плутонической ассоциации представлен интрузиями Тенъярви и Импиниеми, сложенными тоналитами, плагиогранитами и микроклинплагиоклазовыми гранитами. Изотопный возраст плагиогранита из массива Импиниеми составляет 1 874 ± 24 млн лет (Shuldiner et al., 1998) при значении ΣNd – 1,0. Низкая величина последнего указывает на присутствие архейского корового компонента. Возраст интрузии Импиниеми, таким образом, сопоставим с возрастом Куркиекского массива, U-Pb возраст циркона которого составляет 1 871 ± 6 млн лет (Котов и др., 1992).

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

Интенсивность гибридизма при формировании рассматриваемых пород в районе Западного Приладожья, по-видимому, обусловлена разогретостью коры надочаговой зоны Салминского ЦЭМА. Источником корового расплава калевийской вулкано-плутонической ассоциации могут быть те же тоналито-гнейсы, что и для людиковийской вулкано-плутонической ассоциации, но более высокое содержание K_2O в них, по-видимому, связано с изменением условий магмогенерации (более интенсивная разогретость коры и «сухость»). Имеются признаки смешения кислой и базитовой магм.

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

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

средней глубинности, которому предшествовала региональная метасоматическая гранитизация, метаморфизм гранулитовой фации в наддиапировой зоне и дегидратационное плавление метаосадков. Вмещающими породами калевийских метавулканитов, представленных амфиболитами, пироксеновыми амфиболитами и двупироксеновыми кристаллическими сланцами, служат неравномерно гранитизированные гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы с редкими прослоями гиперстен-биотитовых гнейсов. Отличительной особенностью является неравномерность проявления метаморфизма и гранитизации. Двупироксеновые ассоциации, будучи показателем метаморфизма гранулитовой фации, присутствуют локально. Основные метавулканиты представлены преимущественно амфиболитами. В составе метаосадочных пород в отдельных участках под микроскопом можно наблюдать реликты бластопсаммитовых структур. Обломочная форма зерен плагиоклаза, иногда кварца, местами сохраняется во включениях порфиробластических зерен гиперстена и граната. Одновременно во вмещающих метаосадочных породах широко проявлены признаки дегидратационного плавления, выражающиеся в уменьшении содержания биотита, общем укрупнении структуры, а также в исчезновении гнейсовидной структуры и первичной полосчатости. Такой тип метаморфических преобразований имеет черты метаморфизма, связанного с магматической активностью (Srogi et al., 1993). Метаморфизм и дегидратационное плавление метаосадочных пород происходят одновременно, будучи прогрессивным процессом. С внедрением жил и штоков высококалиевых лейкогранитов наблюдается привнос калия во вмещающие породы. Рассмотрим характер этих процессов на о. Маркатсимансаари, где можно наблюдать частые постепенные переходы гранат-биотитовых гнейсов в автохтонные гранатовые лейкограниты.

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

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

	Район Ристисаари, Хунукка						Район Мустасаари, Ихомиеленсаари											
	Некк		Лава				Некк				Лава					Интрузия		
	1(5)	2(12)	3(6)	4(8)	5(14)	6(1)	7(2)	8(4)	9(7)	10(6)	11(3)	12(1)	13(6)	14(5)	15(8)	16(5)	17(13)	18(8)
SiO_2	53,92	59,32	50,84	54,49	61,00	67,54	52,74	56,99	60,60	66,00	51,05	55,04	61,24	67,05	70,69	53,87	60,97	65,57
TiO_2	0,81	0,62	0,92	0,84	0,67	0,43	1,04	1,14	0,87	0,59	0,89	1,16	0,49	0,46	0,34	0,82	0,67	0,58
Al_2O_3	15,53	16,73	16,57	16,34	16,33	14,92	16,39	15,71	16,75	15,43	15,93	15,47	16,64	15,43	14,39	14,27	15,41	15,45
Fe_2O_3	2,43	1,62	1,77	3,18	1,67	1,25	1,87	0,77	0,62	0,53	1,31	1,23	1,04	0,52	0,56	1,50	1,41	0,87
FeO	8,04	4,99	9,33	6,91	4,95	4,02	9,30	7,66	5,47	4,26	9,12	11,49	4,74	3,79	2,37	8,12	5,21	4,08
MnO	0,19	0,13	0,18	0,16	0,15	0,09	0,14	0,08	0,08	0,07	0,14	0,06	0,10	0,06	0,03	0,14	0,08	0,06
MgO	4,15	2,42	4,33	3,97	1,91	2,01	5,12	4,36	2,83	1,99	5,62	3,83	3,07	1,77	1,03	6,70	4,09	2,35
CaO	6,24	4,41	5,55	5,17	3,17	3,65	5,33	5,82	5,13	3,66	9,09	1,96	6,72	2,91	1,90	6,47	5,16	4,20
Na_2O	4,04	4,79	4,35	4,28	4,37	0,95	3,53	3,21	3,88	3,74	3,52	3,00	3,83	3,75	3,60	2,92	2,87	3,35
K_2O	2,08	2,95	3,11	2,65	4,00	3,16	1,38	1,61	1,62	1,94	1,26	4,21	1,08	2,60	3,27	2,01	1,44	2,01
P_2O_5	0,66	0,33	0,32	0,74	0,37	0,17	0,43	0,39	0,31	0,21	0,29	0,08	0,17	0,17	0,11	0,44	0,17	0,14
Li	29	25	40	35	28	36	25	25	23	27	18	3	12	29	16	25	18	19
Rb	61	94	111	80	122	145	39	64	64	80	39	107	54	119	101	115	73	102
Cs	6	4	10	5	5	6	4	6	4	4	6	7	2	5	4	7	3	2
Ba	1 200	1 337	954	1 338	1 722	2 400	705	630	677	824	645	–	512	976	1132	502	538	551
Sr	476	891	807	419	455	1000	655	602	441	352	787	–	552	398	261	473	428	519
Zr	–	143	116	102	160	–	113	164	180	202	123	–	95	–	232	135	144	259
Y	–	42	32	30	36	–	29	33	31	25	39	–	27	–	25	32	30	31
Zn	125	91	114	120	106	110	160	100	80	68	116	112	–	54	53	136	102	70
Pb	–	19	22	19	19	–	24	21	17	22	15	–	14	–	22	15	19	21
Nb	–	13	11	11	17	–	12	20	16	14	10	–	5	–	22	19	19	24
Th	–	9	10	7	10	–	6	< 6	10	7	10	–	< 6	–	15	< 6	< 6	11
Cu	123	29	44	66	27	40	200	108	35	27	46	–	15	16	15	85	60	38
Ni	11	3	15	12	14	10	300	75	17	22	60	–	21	14	7	72	76	43
Co	25	12	28	24	8	10	68	33	16	12	34	–	19	10	5	34	32	18
V	270	69	220	243	68	25	175	162	151	88	260	–	118	56	47	151	138	90
Cr	70	74	35	53	66	70	250	210	89	113	180	–	168	96	106	229	299	158

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

	Гранат			Биотит			Плагиоклаз			Микроклин	
	1604–36	1608–13	1609–3	1604–36	1608–13	1609–3	1604–36	1608–13	1609–3	1608–13	1609–3
SiO_2	39,63	39,80	39,25	34,61	35,18	35,55	51,10	62,10	62,93	63,92	64,30
TiO_2	0,07	0,06	0,05	2,66	3,16	2,82	0,025	0,04	0,26	0,04	0,025
Al_2O_3	20,95	20,51	20,95	17,30	19,24	19,19	30,90	23,72	22,78	18,61	18,76
Fe_2O_3	2,99	3,59	3,87	3,26	3,72	3,95	0,24	0,13	0,07	0,105	0,093
FeO	25,50	27,66	28,00	18,08	15,73	15,17	–	–	0,03	–	–
MnO	1,36	1,34	0,90	0,06	0,05	0,05	0,005	0,002	0,002	0,001	0,001
MgO	5,27	4,62	5,03	11,77	14,42	10,62	0,20	0,10	0,17	0,05	0,07
CaO	3,62	1,29	0,93	0,72	0,14	0,07	13,00	4,79	4,34	0,43	0,37
Na_2O	0,16	0,19	0,11	0,15	0,06	0,10	2,82	8,07	7,94	1,23	1,67
K_2O	0,24	0,25	0,18	7,14	9,00	8,79	0,66	0,54	0,48	13,87	13,41
H_2O	0,03	0,20	0,23	0,67	0,40	0,38	0,17	0,12	0,07	0,09	0,05
п.п.п.	–	–	–	4,40	2,65	2,73	0,51	0,18	0,57	0,23	0,23
Li	–	–	–	4	169	112	–	–	2	4	1
Rb	–	–	–	2 456	598	5 962	–	–	9	2 456	240
Cs	–	–	–	6	46	37	–	–	–	6	5
Ba	–	–	–	2 100	1 700	1 300	290	370	–	10 000	6 800
Sr	–	–	–	250	–	–	2 900	800	–	2 400	1 400
Пироп	22,88	21,37	22,90								
Альмандин	62,36	70,99	71,76								
Спессартин	3,22	3,44	3,29								
Гроссуляр	11,44	4,20	3,05								
An	–	–	–	–	–	–	69	23,95	22,34		
Ab	–	–	–	–	–	–	26,95	73,16	74,66		
Or	–	–	–	–	–	–	4,05	2,89	3,00		
F				64,4	57,4	67,6					

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

	Гранат		Биотит		Плагиоклаз		Микроклин	
	1 604–57	1 608–6	1 604–57	1 608–6	1 604–57	1 608–6	1 604–57	1 608–6
SiO_2	37,70	40,82	35,85	33,50	61,00	64,93	64,00	64,38
TiO_2	0,06	0,88	3,65	3,10	–	–	0,03	0,02
Al_2O_3	20,95	20,08	18,29	19,56	23,95	21,55	19,38	18,86
Fe_2O_3	6,39	0,07	4,12	5,31	0,07	0,04	0,07	0,14
FeO	26,94	29,81	13,49	15,55	0,04	0,11	0,10	0,07
MnO	1,156	1,37	0,048	0,113	0,003	0,003	0,003	0,005
MgO	4,88	5,16	12,33	9,21	0,30	0,25	0,30	0,50
CaO	1,05	0,56	–	–	4,79	2,89	0,37	0,14
Na_2O	0,05	0,33	0,06	0,05	7,63	8,03	1,49	1,87
K_2O	0,12	0,32	9,23	8,41	0,78	0,88	13,38	13,28
H_2O	0,23	0,13	0,57	0,40	0,12	0,06	0,30	0,40
п.п.п.	–	–	2,36	4/43	0/90	0,84	0,31	0,15
Li	–	25	1	139	2	3	–	–
Rb	–	21	240	738	12	22	–	–
Cs	–	–	5	–	–	–	–	–
Ba	–	–	1 950	–	420	120	6 500	–
Sr	–	–	< 100	–	760	230	1 500	–
Пироп	22,9	22,5						
Альмандин	70,5	72,5						
Спессартин	3,1	3,3						
Гроссуляр	3,5	1,8						
An					24,5	15,7		
Ab					70,7	78,6		
Or					4,8	5,7		
F			58,8	67,6				

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

Широкие вариации состава плагиоклаза в гнейсах и граните позволяют предположить лишь увеличение при гранитообразовании ортоклазовой составляющей в составе плагиоклаза. На о. Маркатсимансаари степень плавления гнейсов невелика, однако наблюдаемые в ряде районов брекчии указывают на начало перемещения, вызванное, по-видимому, как достижением критического содержания расплава, так и общим расширением в связи с приращением объема при дегидратационном плавлении (Кицул, 1996; Patino Douce, Beard, 1996).

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

Завершающий позднесвекокарельский умеренно глубинный коровый магматизм, не обнаруживающий в современном эрозионном срезе непосредственной генетической связи с мантийным базитовым магматизмом, характеризуется геохимической зональностью, коррелирующейся с положением гранита относительно наддиапировой зоны Салминского ЦЭМА. Формирование позднесвекокарельских гранитов в Юго-Западном Приладожье в условиях эпицентра близко по времени к региональной гранитизации. Граниты мелких массивов не имеют четких контактов с вмещающими породами и окаймлены зоной инъекционных мигматитов. Типичными представителями гранитоидов завершающей стадии свекокарельского гранитоидного магматизма являются массивы о. Путсаари и полуострова Терву. Важным представителем высококалиевого магматизма этого периода являются дайки пегматоидного лейкогранита.

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

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

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

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

Химический состав пород Тервусского массива и вмещающих пород, а также сопровождающих гранитных жил представлен в табл. 36. Средние составы вмещающих пород подсчитаны в тех же интервалах SiO_2, что и магматические породы (Классификация.., 1981) для удобства их сопоставления. Вмещающие породы характеризуются более широкой вариацией состава по SiO_2, чем граниты. Последние обнаруживают определенную геохимическую близость с вмещающими породами и по геохимическим критериям являются гранитами S-типа (Chappell, White, 1992). Граниты Тервусского массива имеют сопоставимый состав с вмещающими породами, близкими по содержанию SiO_2, за исключением содержания K_2O, что позволяет предполагать в них наличие реститового компонента. Этот вывод подтверждается при сопоставлении состава породообразующих минералов вмещающих биотитовых гнейсов и гранитов (табл. 37). Биотит гранитов имеет близкий состав с биотитом вмещающих гнейсов. В центральной части массива железистость его несколько выше. Следовательно, определенная его часть имеет реститовое происхождение. Плагиоклаз вмещающих биотитовых плагиогнейсов и гранитов эндоконтактовой зоны имеет близкий состав и сопоставим с плагиоклазом ультраметаморфических пород о. Маркатсимансаари (табл. 34). Плагиоклаз центральной части массива более основной и имеет признаки кластогенного происхождения. Под микроскопом он наблюдается в виде буроватых зерен, соссюритизирован. По микротрещинам в нем развиваются мусковит, микроклин. На контакте с микроклином альбитизирован, местами содержит мирмекиты. Вкрапленники микроклина иногда содержат включения соссюритизированного плагиоклаза неправильной формы, с альбитовыми каймами. Признаком реститовой природы плагиоклаза является также неравномерность распределения. Главный породообразующий минерал Тервусских гранитов микроклин имеет устойчивый состав и отличается высокой концентрацией бария.

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

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

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

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

	Биотит			Плагиоклаз			Микроклин	
	2 102–4	2 102–5	2 153 –1	2 102–4	2 102–5	2 153–1	2 153–1	2 102–5
SiO_2	35,24	35,60	34,84	66,66	63,04	62,74	64,07	64,60
TiO_2	2,00	2,16	1,86	0,03	0,02	< 0,01	0,01	0,05
Al_2O_3	18,66	18,50	17,70	20,84	23,00	23,05	18,60	18,35
Fe_2O_3	3,00	3,27	4,47	0,14	0,114	0,16	0,19	0,13
FeO	16,82	16,82	19,57	–	–	0,072	–	–
MnO	0,22	0,23	0,20	0,002	0,002	0,0002	0,003	0,002
MgO	10,65	9,40	7,24	0,07	0,10	0,40	0,09	0,15
CaO	0,07	–	0,07	3,86	3,36	4,48	0,11	0,13
Na_2O	0,12	0,08	0,09	7,76	8,89	8,35	2,23	2,02
K_2O	9,22	9,76	9,49	0,28	0,81	0,44	13,49	14,00
H_2O	0,50	0,73	0,60	0,16	0,16	0,18	0,62	0,25
п.п.п.	3,12	3,00	3,30	0,14	0,42	0,20	0,08	0,11
Сумма	99,57	99,55	99,43	99,98	99,816	100,08	99,49	99,79
Ba	1 068	–	1 068	151	596	–	3 738	2 848
Sr	102	–	111	374	340	–	315	221
Zn	576	–	672	8	3	–	2	2
Li	226	–	350	4	18	–	2	7
Rb	965	–	1 124	11	33	–	343	385
Cs	37	–	51	3	3	–	6	6
An	–	–	–	21,24	16,36	35,56	4,84	4,83
Ab	–	–	–	76,99	78,70	60,25	19,13	16,67
Or	–	–	–	1,77	4,94	4,18	76,03	78,50
F	65	68	76					

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

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

Охарактеризованный ранее (Свириденко, 1980) Путсаарский массив приурочен к центральной части купольной структуры и имеет инъекционно-метасоматическое происхождение. Субстратом, подвергшимся метасоматической гранитизации, являются амфиболовые и пироксен-амфиболовые, реже двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, образовавшиеся в результате метаморфизма калевийских базальтов. В современном эрозионном срезе вскрыта надочаговая зона купольной структуры. Для пород характерно повсеместное развитие гнейсовой фации, фиксирующейся по биотиту, и реакционные соотношения между породообразующими минералами. Биотитизация роговой обманки сопровождается резким увеличением или возникновением акцессорных минералов: апатита, сфена, магнетита, иногда ортита. В строении массива обнаруживается зональность. Центральная часть его сложена порфиробластическими плагиомикроклиновыми гранито-гнейсами, гранитами и гранодиоритами, состоящими из микроклина, плагиоклаза, биотита и кварца. Иногда встречается роговая обманка. В направлении краевых частей уменьшается содержание кварца и микроклина и увеличивается содержание биотита и роговой обманки. В краевой зоне массива наблюдаются многочисленные небольшие тела гранитоидов интрузивного облика с переменным минералогическим и химическим составом.

По химическому составу гранитоиды Путсаарского массива имеют некоторое сходство с гранитами Тервусского массива, отличаясь более высоким содержанием CaO. С высококалиевыми гранитами дайковой серии их роднит, кроме высокого содержания K_2O, высокое содержание Ba и Zr. В целом для гранитов завершающего этапа свекокарельского магматизма Западного Приладожья характерны широкие вариации вещественного состава. Структурно они сопряжены с периодом регионального куполообразования.

Граниты завершающего этапа на площади Северного Приладожья, примыкающей к тектоническому шву с Карельским геоблоком, отличаются по составу, условиям генерации и имеют признаки редкометалльной специализации. Они образуют протяженный пояс небольших интрузий, в р-не ст. Маткаселька – оз. Янисъярви, самая крупная из которых имеет площадь около 9 км^2. Граниты являются двуслюдяными либо мусковитовыми, имеют неравномернозернистую структуру, часто переходящую в пегматитовую, и отличаются непостоянством состава, обусловленным прежде всего вариацией содержания плагиоклаза и

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

	Гранитоиды о. Путсаари		Дайковая серия				Вмещающие породы				
	1(4)	2(6)	3(15)	4(2)	5(11)	6(4)	7(2)	8(5)	9(1)	10(6)	11(5)
SiO_2	64,90	72,55	71,15	73,54	71,12	74,26	62,36	66,57	72,00	71,29	71,92
TiO_2	0,59	0,26	0,32	0,03	0,30	0,07	0,67	0,60	0,27	0,28	0,28
Al_2O_3	18,04	14,36	13,97	14,13	14,21	13,37	15,22	13,97	14,90	14,58	14,16
Fe_2O_3	0,72	0,53	0,60	0,18	0,70	0,33	1,19	1,74	0,71	0,59	0,55
FeO	2,20	1,15	2,26	1,41	1,83	0,82	6,22	3,76	1,94	1,79	1,98
MnO	0,03	0,02	0,027	0,04	0,026	0,03	0,097	0,054	0,05	0,03	0,03
MgO	0,96	0,56	0,73	0,40	0,66	0,54	2,95	2,76	0,78	1,02	0,60
CaO	3,71	1,51	1,29	1,30	1,52	1,08	6,46	2,04	2,31	1,86	1,64
Na_2O	3,79	3,19	2,91	3,20	3,26	3,18	2,34	2,88	4,18	3,61	3,54
K_2O	4,13	4,88	5,68	5,02	5,17	5,25	0,88	2,80	2,25	3,66	4,47
P_2O_5	0,35	0,09	0,11	0,148	0,12	0,06	0,40	0,18	< 0,01	0,13	0,08
Li	216	16	17	10	19	9	11	33	23	21	17
Rb	145	157	226	118	164	164	41	106	82	112	129
Cs	1	1	3	2	3	3	2	4	2	2	3
Ba	1 060	1 746	1 598	1 750	1 207		495	740	755	904	935
Sr	560	658	285	295	192		660	176	314	244	268
Zr	364	196	254	121	237		–	186	246	201	155
Y	17	25	26	27	24		–	29	26	23	23
Zn	72	36	64	–	48	24	–	13	56	56	40
Pb	31	34	29	38	29		–	27	26	25	34
Nb	25	11	19	7	19		–	15	12	14	21
Th	11	22	23	6	22		–	12	6	20	22
Cu	14	12	14	15	17		39	12	–	8	27
Ni	8	7	7,6	8	4		33	63	< 8	< 8	52
Co	13	< 10	8	8	4		25	20	4	7	15
V	108	40	44	25	31		160	199	50	36	134
Cr	35	58	106	140	110		190	180	181	166	133

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

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

Химический состав гранита (табл. 39) устойчив и соответствует высокоглиноземистому лейкограниту, близкому по составу расплаву термального минимума (Tuttle, Bowen, 1958). Для гранита характерно высокое содержание $A1_2O_3$, P_2O_5, Li, Rb, Cs и низкое содержание Ba, Sr, Zr, Y, Th. Это свидетельствует о низкотемпературности расплава, его водонасыщенности (Holtz, Johannes, 1991; Holtz et al., 1992). В отличие от позднесвекокарельских гранитов Западного Приладожья, обогащенных реститовым материалом, лейкократовость гранитов не позволяет предполагать обилие реститового компонента. В то же время повышенное содержание Li и Cs как в гранитах, так и во вмещающих метаосадочных породах ладожской серии (табл. 39), содержащихся, главным образом, в мусковите (Свириденко, 1980), дает возможность прийти к заключению, что эти глиноземистые породы являются источником расплава рассматриваемых гранитов.

Граниты Латвасюрьи сформировались в пограничной зоне с ареалом гранулитовой фации Западного Приладожья. Вмещающие их породы испытали метаморфизм амфиболитовой фации. Граниты наблюдаются в виде ряда мелких интрузивных тел в обрамлении Латвасюрьского купола. С ними генетически связано скарновое шеелит-редкометалльное рудопроявление. Это лейкократовые субщелочные лейкограниты, нередко обладающие пегматоидной структурой. По геохимическим особенностям они сопоставимы с гранитами Маткаселькы, но отличаются более высокой концентрацией K_2O (табл. 39). Это типичные граниты S-типа. Так же, как Маткасельские граниты, обогащены Rb, содержат низкие концентрации Ba, Sr и Zr. Они менее глиноземистые, чем Маткасельские граниты и характеризуются более низким содержанием P_2O_5, как и граниты Тервусского массива.

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

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

	1(3)	2(2)	3(11)	4(6)	5(16)	6(6)	7(2)	8(3)
SiO_2	74,06	72,91	73,88	73,34	74,51	60,33	66,68	69,78
TiO_2	0,02	0,03	0,03	0,02	0,11	0,89	0,54	0,64
Al_2O_3	15,29	15,84	15,59	15,00	13,49	15,89	14,82	12,27
Fe_2O_3	0,66	0,45	0,30	0,37	0,52	0,94	0,66	1,05
FeO	0,49	0,43	1,18	0,90	0,82	7,77	4,30	4,94
MnO	0,06	0,04	0,07	0,02	0,04	0,08	0,057	0,115
MgO	0,10	0,09	0,23	0,19	0,24	4,16	2,39	2,57
CaO	0,59	0,75	0,79	0,76	0,80	1,24	1,68	2,04
Na_2O	4,83	4,95	4,25	2,55	3,54	1,70	3,94	2,28
K_2O	2,99	2,87	2,73	4,14	5,28	3,10	3,35	2,20
P_2O_5	–	0,55	0,18	0,16	0,045	0,10	0,16	0,16
F	–	–	400	900	–	–	–	–
Li	144	179	76	108	17	273	13	38
Rb	359	607	270	480	351	134	115	90
Cs	34	35	17	36	5	25	5	4
Ba	232	90	43	60	467	360	1 090	500
Sr	3	34	21	30	102	210	178	260
Zr	31	73	47	37	44	138	151	155
Y	3	< 2	–	–	11	17	11	21,5
Zn	–	44	18	18	29	134	–	66
Pb	26	27	27	31	34	14	23	14,5
Nb	12	29	13,2	24,3	4	12	11	11,5
Th	9	8	–	–	8	11	10,5	15
Cu	–	12	10	9,8	21	66	28	43
Ni	5	16	10	6	19	101	51	63
Co	< 1	16	2,1	2,1	18	31	16	18
V	30	78	2,4	4,3	–	207	218	144
Cr	100	24	21	13	86	170	96	107

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

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

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

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

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

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

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

4.2.3. Центры эндогенной магматической активности рифейского вулкано-плутонизма

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

Ботнийский кратонный магматизм западной краевой части Свекофеннского геоблока

Постсвекокарельский рифейский магматизм, в составе которого наблюдаются гранитные плутоны, коррелирующиеся с классическими плутонами рапакиви Финляндии, развит преимущественно в западной краевой части Свекофеннского геоблока на территории Швеции. Он включает вулкано-плутонические образования Трансскандинавского пояса, протягивающегося от Скании до Лофотенских островов, и целый ряд плутонов, расположенных в Центральной Швеции восточнее этого пояса, сопоставляемых с плутонами рапакиви.

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

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

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

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

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

Центр магматической активности Смоланд

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

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

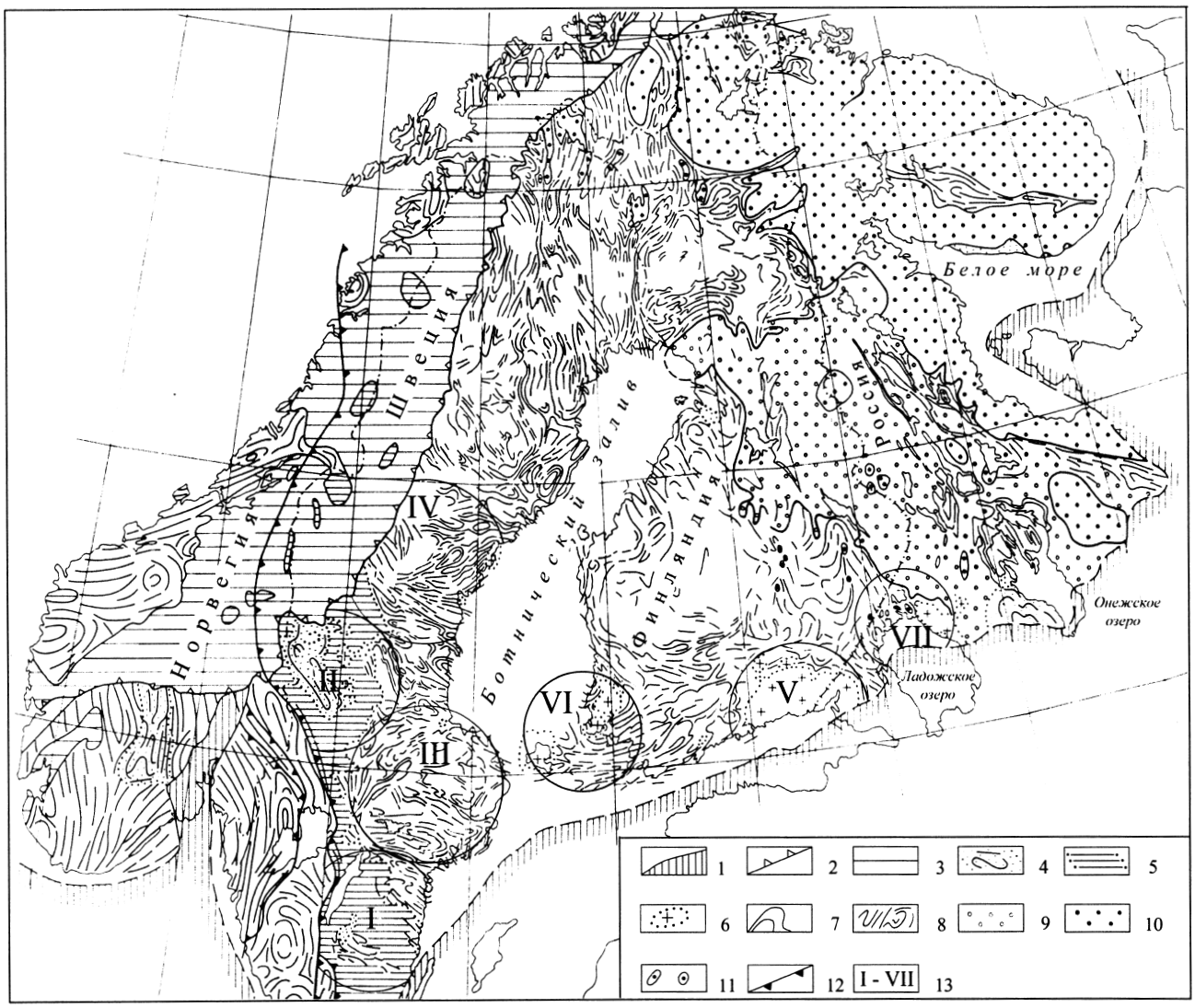


Рис. 40. Позднепротерозойские центры эндогенной магматической активности Фенноскандинавского щита.

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

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

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

тел основного состава. В частности, в районе Аскерзунд, где широко развиты дайки сложного состава, предполагается (Wikström, 1992), что главная гравитационная аномалия, совпадающая с площадью распространения этих даек, объясняется наличием на глубине пластового интрузивного тела. Таким образом, строение верхней коры также сопоставимо со строением верхней коры Южной Финляндии. Это сходство подкрепляется наличием в Южной Швеции южнее Ботнического залива пояса гранулитового метаморфизма северо-западного направления (Bergman, Sjöström, 1996), который авторы считают эквивалентным гранулитовым куполам Южной Финляндии.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Вулканические и плутонические породы Смоланд секутся небольшими интрузиями габброидов и многочисленными субвулканическими дайками основного и кислого составов. Существует несколько генераций базитовых даек (Patchett, 1978), самая поздняя из которых представлена йотнийскими оливинсодержащими долеритами преимущественно субмеридионального простирания. Дайки порфиров по возрасту (Åberg, 1986) ближе гранитам типа Гётемар, приуроченных к эпицентру Смоланд и завершающих проявление гранитного магматизма на рубеже 1 400±50 млн лет (Åberg et al., 1983). Граниты типа Гётемар – это однополевошпатовые граниты, по геохимическим особенностям коррелирующиеся с гранитами рапакиви (Sundblad, 1991). В одну возрастную группу с ними объединяются граниты Карлсхамн и Ванга (Åberg, 1986). В зависимости от метода изотопного датирования для гранитов Ванга получен целый спектр изотопных датировок (Åberg et al., 1985). Авторы предполагают сложную историю формирования гранитного массива Ванга, включающую позднее переплавление и формирование даек мелкозернистого гранита, возраст которых оценивается в 1 200 млн лет.

Центр магматической активности Вермланд

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

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

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

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

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

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

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

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

Центр магматической активности Бергслаген

Центру магматической активности Бергслаген соответствует крупная отрицательная гравитационная аномалия широтного простирания, именуемая обычно как Центрально-Шведская. Она прослеживается от побережья Балтийского моря до оз. Венерн и обусловлена широким развитием гранитоидов. Мощность земной коры здесь не превышает 46 км при мощности нижнего слоя 8 км (Luosto, 1997). Мелким отрицательным гравитационным аномалиям, составляющим Центрально-Шведскую аномалию, соответствуют однородные интрузии гранитов с возрастом около 1,8 млрд лет (Zuber, Öhlander, 1990). Общая структура центра магматической активности Бергслаген определяется батолитовым типом разновозрастных магматических образований, механизм формирования которых охарактеризован как полидиапиризм или диапиризм внутри диапиров (Stephansson, 1975).

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

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

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

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

Центр магматической активности Рагунда

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

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

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

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

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

Массив Рёдё, расположенный на о. Рёдён южнее массива Нордингра, представляет собой радиально-концентрическую интрузию площадью 20 км^2. В экзоконтактовой, реже эндоконтактовой зоне наблюдается до 100 даек иногда конического типа. Это единственный шведский массив анорогенных гранитов с типичными структурами рапакиви выборгитового типа (Andersson, 1996). В граните широко распространены миароловые пустоты, выполненные кварцем, полевым шпатом, кальцитом и иногда флюоритом. Подобные миароловые пустоты встречаются также в дайковом комплексе, сопровождающем интрузию Рёдё, в породах как кислого, так и основного состава. Обилие разнообразных даек, окаймляющих массив в зоне шириной около 10 км, также является специфической особенностью комплекса Рёдё. Среди них выделяются три типа даек. Кварц-полевошпатовые порфиры, долериты и гибридные порфиры. Для даек характерны варьирующие мощности (1–5 м и иногда до 150 м) и неправильной формы контакты.

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

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

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

Ботнийский вулкано-плутонизм южной краевой части Фенноскандинавского щита

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

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

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

Выяснению характера тектонических движений при формировании центров магматической активности способствуют данные сейсмических исследований, осуществлявшиеся по профилям ГСЗ «Феннолора», «Балтик» и «Приладожский» (Литвиненко и др., 1982; Luosto et al., 1985 и Корхонен и др., 1986; Шаров и др., 1990). Наличие слоев M_1 и M_2 в краевой части Фенноскандинавского щита, соответствующей флексуре А. А. Полканова, является, по-видимому, следствием высокой мантийной магматической активности и отражает суммарный эффект протерозойской эволюции этой зоны. Отдельным центрам магматической активности соответствуют мантийные диапиры. В частности, куполовидная структура мантии установлена под Выборгским батолитом (Haapala, Rämö, 1992), где кора на 15–20 км тоньше чем в сопредельных регионах.

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

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

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

Выборгский центр магматической активности

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

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

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

Самый крупный на Фенноскандинавском щите Выборгский плутон содержит все разновидности гранитов, известные в ассоциации с гранитами рапакиви. Преобладающими являются классические граниты рапакиви, представляющие собой овоидные граниты с плагиоклазовыми оболочками вокруг калишпатовых овоидов (выборгит). Они составляют более 80% площади Выборгского плутона (Vorma, 1976). Питерлит (овоидные граниты рапакиви без плагиоклазовых оболочек), по оценке А. Ворма, составляет более 6% площади Выборгского плутона. В составе плутона выделяются также в значительном количестве мелкозернистые биотитовые граниты (около 8% площади плутона). В краевых частях плутона наблюдаются гранит-порфиры. Граниты рапакиви Выборгского плутона прорваны мелкозернистыми редкометальными гранитами (шток Куми). В составе Выборгского плутона известны лапегранитыи дайки аплита и гранит-порфира. Соотношение между выделенными разновидностями еще не в полной мере изучено, но большой объем изотопно-возрастных исследований (табл. 41) позволяет предполагать сложную последовательность и различный источник кислых расплавов.

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

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

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

Начало второго периода магматической активности определяется формированием анортозитов с возрастом 163 ± 35 млн лет (Suominen, 1991), вслед за которым происходило формирование южной части Выборгского плутона и массива Онас в интервале 1 633–1 631 млн лет. Завершился второй период внедрением даек гранит-порфира (161 ± 73 млн лет).

Юго-Западный центр магматической активности

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

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

Таблица 41. Изотопный возраст главных типов ботнийских магматических пород южной краевой части Фенноскандинавского щита

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

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

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

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

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

Салминский центр магматической активности

Салминский и Улялегский плутоны, сложенные интрузивными породами основного и кислого составов, представляют собой крайний восточный член пояса ботнийского бимодального вулкано-плутонизма южной краевой части Фенноскандинавского щита. Согласно современному U-Pb датированию циркона (Larin et al., 1996) различных разновидностей гранитов и габбро названных плутонов, составляющих Салминский центр, формирование последнего происходило в течение длительного периода от 1 547 ± 1 до 1 529 ± 0,6 млн лет (табл. 41). Салминскому массиву присуще блоковое строение (Шинкарев, Анищенкова, 1973; Анортозит-рапакивигранитная.., 1978).

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

Вопросы петрогенезиса рифейского магматизма

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

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

	Выборгский центр магматической активности			ЮЗ центр магматической активности				Салминский центр магматической активности		
	1(3)	2	3	4(47)	5(33)	6(6)	7(3)	8(4)	9	10(2)
SiO_2	51,9	44,20	37,00	52,60	50,17	44,44	35,48	49,07	51,3	55,48
TiO_2	0,70	4,67	3,00	0,22	0,43	2,55	1,33	3,19	0,44	0,25
Al_2O_3	23,37	14,70	5,23	26,86	22,27	16,00	5,25	17,28	3,1	26,29
Fe_2O_3	1,30	4,30	3,54	0,85	1,47	4,72	8,18	1,87	1,32	1,50
FeO	4,50	12,90	27,50	1,79	5,63	11,79	24,22	11,05	17,35	0,91
MnO	0,08	0,20	0,35	0,04	0,09	0,14	0,47	0,18	0,33	0,04
MgO	2,79	3,83	17,10	1,29	4,72	6,52	20,29	3,62	21,00	0,28
CaO	9,72	8,48	2,40	10,44	9,38	8,07	2,69	7,98	3,16	9,12
Na_2O	3,67	2,69	0,96	4,29	3,41	2,63	0,90	3,01	0,3	4,09
K_2O	1,06	1,25	0,50	0,44	0,45	0,61	0,10	1,26	0,08	0,92
P_2O_5	0,22	1,07	0,19	0,08	0,12	0,99	0,11	–	–	–

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

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

Базитовый раннерифейский магматизм западной краевой части Свекофеннского геоблока имеет близкий химический состав (табл. 42). Вопросы петрогенезиса протерозойских магматических пород Швеции подробно рассмотрены У. Б. Андерссоном (Andersson, 1997). Источником базитовой магмы в раннем рифее, по мнению цитируемого автора, служили лерцолиты верхов верхней мантии. Химическая вариация среди базитовых пород интерпретируется как результат процессов частичного плавления и фракционирования. При эволюции базитовой магмы наблюдается уменьшение CaO, MgO, Cr, Ni и увеличение TiO_2, Na_2O, K_2O, P_2O_5 и всех несовместимых элементов.

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

Породы кислого состава, как плутонические, так и вулканические, сопоставимы с соответствующими породами ботнийского вулкано-плутонизма южной краевой части Фенноскандинавского щита (Andersson, 1997). Все они являются высококалиевыми, преимущественно низкостронциевыми. Так же, как в плутонах южной краевой части Фенноскандинавского щита, в их составе выделяются два геохимических типа гранитов: высокобариевый, с повышенной концентрацией циркония, с геохимическими признаками «сухости» высокотемпературной магмы, сопоставимый с типичными овоидальными гранитами рапакиви, и высокорубидиевый, с повышенным содержанием Mo, Sn (Sundblad et al., 1993), сопоставимый с редкометалльными гранитами, ассоциирующимися с гранитами рапакиви в южной краевой части Фенноскандинавского щита.

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

В соответствии с последним определением этого понятия (Rämö, Haapala, 1995) к гранитам рапакиви относятся граниты А-типа, содержащие разновидности со структурами рапакиви, по крайней мере, в крупных батолитах. По мнению цитируемых авторов, граниты рапакиви кристаллизовались из высокотемпературных бедных реститами магм при низких (эпизональных-субвулканических) Р a_{H2O} и a_{O2}. Образование олигоклазовых оболочек объясняется изменением состава магмы и (или) Р, Е, a_{H2O}, влияющих на стабильность полевых шпатов.

Сопоставление овоидных и безовоидных разновидностей гранитов крупных плутонов рапакиви Фенноскандинавского щита (Светов, Свириденко, 1995) показало, что они, хотя и обладают признаками гранитов А-типа, представляют собой два самостоятельных геохимических типа. При сопоставимом содержании SiO_2 граниты, содержащие овоиды калиевого полевого шпата, отличаются от безовоидных гранитов более высокими концентрациями K_2O, Ba и Zr. В свою очередь безовоидные граниты характеризуются более

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

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

Сходство минералогического и химического составов высококалиевых раннерифейских гранитов Фенноскандинавского щита свидетельствует о том, что химический состав не является определяющим при формировании структуры рапакиви, на что уже неоднократно обращалось внимание исследователей (Cherry, Trembath, 1978; Dempster et al., 1994; Sviridenko, 1996). Главными факторами, ответственными за формирование овоидных форм калиевого полевого шпата, являются высокая скорость подъема высококалиевого гранитного расплава и кинетика кристаллизации.

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

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

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

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

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

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

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

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

Высококалиевые лейкограниты с фторофильной редкометалльной минерализацией, какими являются безовоидные биотитовые граниты в составе плутонов бимодальной габбро-анортозит-рапакивигранитной ассоциации – это широко распространенные граниты не только в докембрии, но и в фанерозое (Летников, 1975; Коваленко, 1977 и др.). Более того, антогонизм Ba и Rb рассматривался нами на региональном уровне для территории Карелии (Свириденко, 1980). Была установлена корреляционная связь между характером регионального магнитного поля и содержанием этих элементов в мигматит-гранитовых комплексах. При этом Ba концентрируется на площадях регионально положительного магнитного поля, где широко развиты магнетитсодержащие лейкограниты. Повышенные содержания Rb в гранитоидах наблюдаются на площадях регионально отрицательного магнитного поля.

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

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

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

4.3. ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

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

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

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

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

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

Однако, как это принято в современной региональной геологии, практически только эти структуры становятся тектоно-типами, литолого-стратиграфическими и палеовулканологическими полигонами, элементами тектонической классификации структур.

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

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

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

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

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

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

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

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

Магматическая геология, еще не выделившаяся в качестве самостоятельной дисциплины из Общей геологии, только фиксирует отдельные структурные формы, образованные разноглубинными интрузиями, но не дает их систематики и генетической классификации. Особенно важно подчеркнуть множественность морфоструктур кольцевого, концентрического, радиального и сложного радиально-концентрического типов организации, которые остаются до сих пор не систематизированы ни по форме, ни по глубинности, ни тем более по генетическому геокинематическому типу. Очевидно, что данная проблема выходит далеко за рамки только региональной палеовулканологии и заслуживает коллективного междисциплинарного геолого-геофизического исследования.

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

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

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

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

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

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

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

Таблица 45. Классификация магматических и тектоно-магматических морфоструктур докембрия ФСЩ

Класс структур	Тип структур	Группы тектоно-магматических и магматических структур и их разновидности	Примеры тектоно-магматических структур (тектонотипы)
1	2	3	4
Экзогенный	Импактный	• Астроблемы (ударно-метеоритные)	Янисъярви, Лаппаярви
Эндогенный тектоно-магматический	Вулкано-тектонические структуры	• Сводовые вулкано-купольные поднятия	Сегозерская вулканическая зона
		• Базальтовые вулканические плато	Сариолийское базальтовое плато
		• Базальтовые трапповые впадины (обращенные своды)	Онежская людиковийская
		• Вершинные сводовые кальдеры (риодацитовые поля)	Риодацитовые поля Лехтинской структуры
		• Сводовые горсто-грабеновые системы (глубинно-компенсированные)	Сариолийская Койкарско-Краснореченская
		• Экструзивно-купольные поднятия (в том числе кольцевые и радиальные)	Экструзии поля Сосновец – оз. Летнее
		• Вулкано-тектонические депрессии (вулканические долы)	Людиковийский Янисъярвинский дол
		• Корневые зоны вулканических поднятий (в том числе радиально-кольцевых)	Вегарус-Суоярви (людиковий)
		• Щитовые вулканические постройки (полигенные)	Костомукшская, Вяртсельская
		– поля трубок взрыва	
		– поля лавово-шлаковых конусов	Уницкая, Кондопожская
		• Сводовые вулкано-плутонические, плутонические поднятия	Трансскандинавская система гранитпорфировых вулканов, Бергслаген
		• Горсто-грабеновые магматические троги (рифты)	Имандра-Варзугская, Ветреный Пояс
		• Кольцевые магматические комплексы (в том числе поликонцентрические и радиально-кольцевые) центрального типа	Комплекс ринг-габбро Сев. Швеции. Кольцевой комплекс габбро-долеритов Ульво
	Плутоно-тектонические структуры	• Очагово-купольные поднятия и плутонические своды	Лакколиты анортозит-рапакиви-гранитные с сателлитами
		• Очаговые плутонические и плутоно-вулканические пояса	Трансскандинавские гранит-порфировые пояса рапакиви-анортозитовые
		• Интрузии под вулканами	Бураковская, Койкарский силл
		• Кольцевые интрузивные комплексы в структурах центрального типа	Интрузии нефелиновых сиенитов Кольского полуострова
			Интрузивный комлекс Ова
		• Сводовые поднятия над мантийными диапирами	Области глубокой денудации вулкано-плутонических ареалов
		• Области прогибания и седиментации над мантийно-коровыми диапирами	Онежская ВТС, Восточно-Карельская структурная зона

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

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

Класс кольцевых структур крайне разнообразен (табл. 47). Наибольший интерес с позиций магматической геодинамики представляют те, которые генетически связаны с ареалами активного магматизма. Поэтому выделение подобных структур в докембрии Карелии представляет одну из важных задач в научных исследованиях. В предлагаемой таблице нами систематизированы некоторые признаки, которые могут быть изложены при их идентификации и генетической классификации. Ранг кольцевых структур определяется не только их пространственной организацией, но и размерами (табл. 48). При этом чем меньше радиус кольцевых структур, тем более тесно они взаимосвязаны с магматическими очаговыми структурами. Радиус таких структур обычно определяется экзоконтактовыми зонами интрузий, корневых питающих вулканических систем и составляет первые километры или первые десятки километров.

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

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

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

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

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

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

Наиболее распространенной ошибкой карт дешифрирования территорий является интегральный подход к элементам и признакам, принимаемым за элементы и признаки структур коренного ложа. Известны случаи выделения для территории Карело-Кольского региона до 143 глубинных разломов, имеющих, согласно их возрастному ранжированию, возраст от архея до современных. На ряде известных карт кольцевых структур дочетвертичного фундамента была выделена «первичная» кольцевая структура, юго-восточная часть которой ограничена краевыми моренными комплексами Сальпаусселькя I, II и III с возрастом около 9 500 лет. Эта и некоторые подобные ей кольцевые структуры не могут быть интерпретированы как структуры коренного ложа. Однако остается неясным вопрос, насколько они вписаны в систему сопряженных радиальных и концентрических структур кристаллического фундамента щита. Специальное изучение кольцевых, радиально-кольцевых, концентрических структур, безусловно, необходимо проводить с использованием данных дешифрирования как вспомогательных для планирования и организации наземных исследований. С таких карт обычно снимается информация не только о гигантских кольцевых структурах первого и второго ранга, но и более мелких.

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

Класс структур	Тип структур	Ранг структур	Главные структурообразующие элементы, признаки и объекты
1	2	3	4
Экзогенный	Импактный	Кольцевой	• Астроблемы, метеоритные кратеры, котловины озер (тип Янисъярви) • Кольцевые структуры ударного типа (тип Садбери)
	Эрозионно-денудационный	Кольцевой и радиально-кольцевой	• Отпрепарированные брахиструктуры кристаллического ложа • Водно-ледниковые флювиогляциальные поля • Конечно-моренные образования • Карстовые формы палеозойского чехла
Эндогенный тектоно-магматический	Вулкано-тектонический	Сопряженные линейные дуговые, концентрические, радиальные, радиально-концентрические, спиралевидные и вихревые	• Депрессия под трубками взрыва, маарами, туффизитами • Отпрепарированные элементы щитовых вулканов и вулкано-плутонов центрального типа • Останцы экструзивных куполов (протрузий) • Бортовые ограничения древних кальдер и впадин, в том числе и телескопированных • Области, поля отпрепарированных экструзивно-купольных ареалов • Ареалы активного вулкано-плутонизма с реликтами вулканических построек щитового и центрального типа • ВТС депрессионного типа, Онежская, Лехтинская и ее кольцевые элементы тектонического каркаса • Питающие вулкано-контролирующие структуры с вулканическими некками, возможно, интрузиями под вулканами • Платобазальтовые депрессии и элементы их ограничений • Кольцевые и линейные поля и пояса даек в зонах высокой трещиноватости • Сводовые поднятия под вулкано-плутонами, плутонами • Отпрепарированные интрузивные массивы гранитов рапакиви, массивы основного-ультраосновного состава, как интрузии под вулканами • Линейные, дуговые и концентрические скопления малых интрузивных тел • Разноглубинные интрузии центрального типа с системами сопряженных даек
	Вулкано-плутонический		
	Плутоно-тектонический		
Эндогенный тектоно-магматический	Тектонический	Линейные дуговые, концентрические, радиальные	• Сводовые поднятия и своды • Тектонические (неотектонические) депрессии, впадины, озерные котловины • Осевые (дуговые) ограничения геофлексур и других шовных зон • Брахиформные структуры осадочно-вулканогенных чехлов • Элементы локальных сдвиговых дислокаций • Системы дуговых разломов с сопряженными радиальными разрывами • Области высокой и повышенной трещиноватости
	Ультраметаморфический	Кольцевые, скученно-кольцевые	• Мигматито-гнейсовые (гранито-гнейсовые) купола и их группы • Мигматит-гранитовые, мигматит-гранито-гнейсовые купола и их группы • Гранитные аллохтонные интрузии с сопутствующими им малыми интрузивными формами • Сводовые ультраметаморфические поднятия

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

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

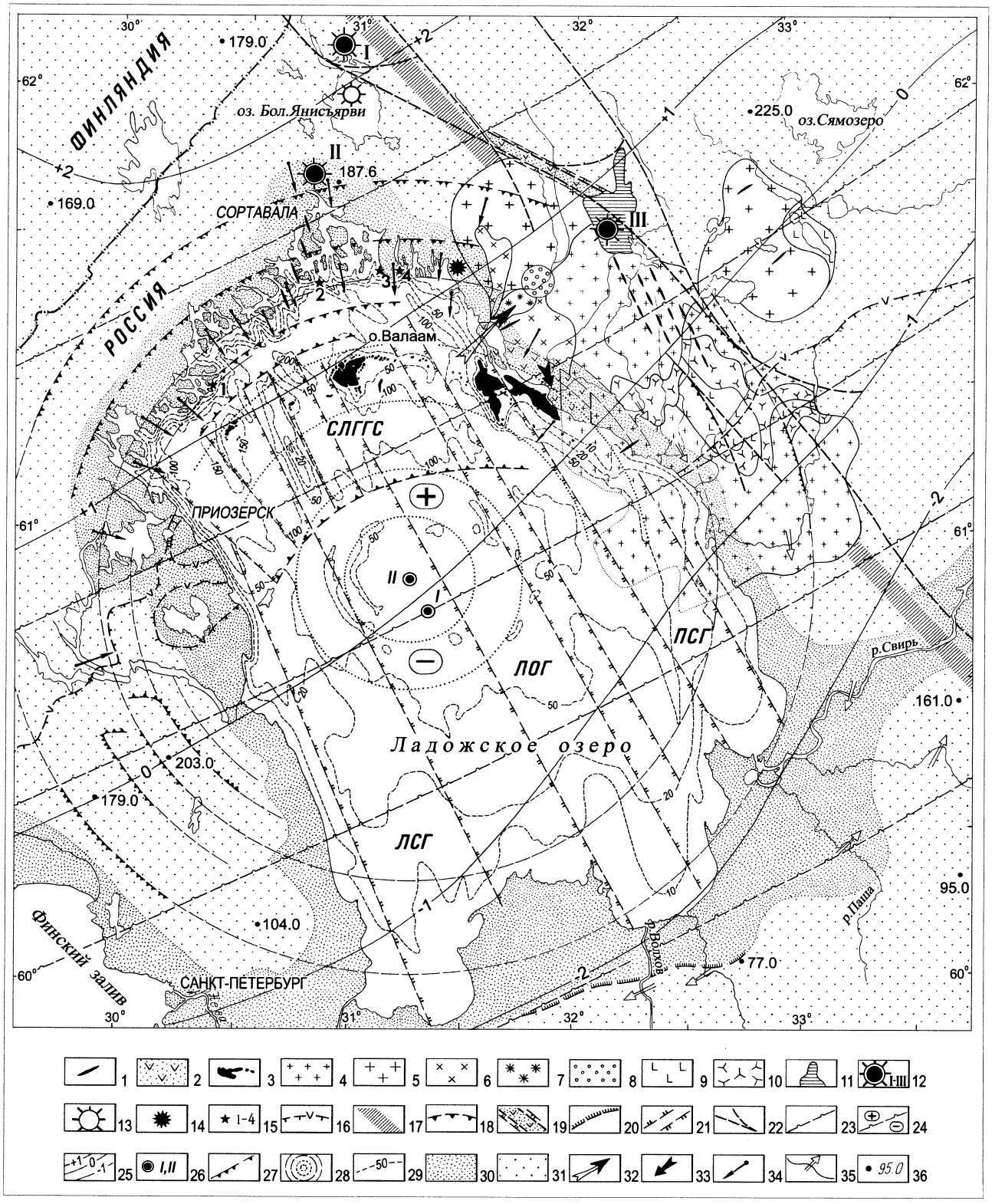
Примечание. Надпорядковыми являются структуры протократонов, протоконтинентов, талассократоны.

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

Категории структур	Ранг структур	Признаки ландшафтного дешифрирования структуры кристаллического фундамента
1	2	3
Вихревые	Спиралевидные	• Система трещиноватости структур типа конского хвоста с четкими схождениями по касательной • Бортовые ограничения наиболее крупных кольцевых вихревых и спиралевидных структур • Системы трещиноватых зон в шовных зонах сочленения геоблоков с признаками сдвиго-во-надвиговых дислокаций • Области трансрегиональных сдвиговых деформаций • Элементы трещиноватости конических и кольцевых структур в обрамлении интрузий центрального типа • Интерпретируемые вихревые и спиралевидные структуры по разнопорядковым элементам фототона
Замкнутые, простые и сложноорганизованные	Кольцевые и радиально-кольцевые	• Ультраметаморфические купола, их ограничения по системам контракционной трещиноватости • Брахиформные структуры, их бортовые ограничения в останцовых структурах • Системы трещиноватости, в том числе с обилием растущих зияющих трещин и раздвигов по ним • Системы радиальных даек кристаллического фундамента, сочетающиеся с кольцевыми трещиноватыми зонами • Системы ударных структур (астроблем) с характерной сетью трещиноватости • Трещиноватость сводовых поднятий • Элементы речной сети, котловин крупных и мелких озер
	Концентрические и радиально-концентрические	• Элементы трещиноватости крупных интрузивных тел: многофазных гранитов рапакиви, щелочных интрузий центрального типа • Мигматит-гранитовые, гнейсогранитовые купольные структуры, в том числе и обращенные купола • Системы трещиноватости крупных аллохтонных массивов гранитов в гранито-гнейсовых купольных полях • Системы тектонических уступов неотектонического рельефа • Системы рельефа дна крупных озер, их котловин и обрамления
Незамкнутые	Дуговые	• Изгибы тектонических складчатых структур и их куэсты • Контактовые зоны интрузивных тел типа массивов, плутонов, куполов, лакколитов • Зоны трещиноватости в обрамлении крупных кольцевых структур, антеклиз, синеклиз, сводовых поднятий • Системы разломов разных глубин заложения в пределах ограничения геоблоков и блоков в фундаменте • Ограничения геофлексурных зон и системы параллельных тектонических разрывных структур и региональной трещиноватости
Спрямленные	Радиальные	• Бортовые ограничения (продольные и поперечные) горсто-грабеновых систем по комплексу систем трещин • Системы пунктирных элементов трещиноватости вдоль зон глубинных разломов • Линии поперечных изгибов речных долин в ее разветвленной сети • Трещиноватость узора «тройного сочленения» на концах горсто-грабеновых систем • Узкие врезанные водотоки в условиях резкого перекоса плиты • Уступы, трещины, системы эшелонированных трещин, диагональные, сколовые разрывы и смещения по ним • Крупные дайки по пунктирным уступам и трещинам поперечного сечения • Спрямленные речные долины, тектонические уступы, береговые обрывы • Выдержанные зоны трещиноватости, дробления • Линейные зоны, обрамленные сосдвиговыми трещинами • Удлиненные грядовые и озовые структуры • Линейные ограничения береговых линий крупных озер и рек • Тектонические ограничения линейных, выдержанных структур • Системы неотектонических разнопорядковых разломов • Ограничения фьордов, шхер крупных озер и морских берегов • Разнообразные системы регматической трещиноватости • Системы неотектонических зияющих трещин

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

Достоверность этих построений, как правило, не подвергается ни проверке, ни последующей их реинтерпретации. Можно думать, эта важная часть дистанционных исследований не доведена до доказательного состояния и требует внимательного рассмотрения. Несмотря на имеющиеся ошибки интерпретации фототона материалов дистанционных съемок, карты дают главные представления о региональных особенностях геологического строения территории и ранге существующих структур.


ФИНЛЯНДИЯ
РОССИЯ
оз. Бол.Янисъярви
оз.Сямозеро
СОРТАВАЛА
о.Валаам
ПРИОЗЕРСК
СЛГГС
ЛОГ
ЛСГ
ЛСГ
Ладожское озеро
р.Свирь
р.Паша
р.Волхов
САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
Финский залив
179.0
187.6
169.0
225.0
203.0
179.0
161.0
95.0
104.0
77.0
30°
31°
32°
33°
62°
61°
60°

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

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

Раму ЛРКС образуют структурно-вещественные комплексы: свекокарельский вулкано-плутонический, раннерифейский габбро-анортозит-рапакивигранитный, среднерифейский вулканический, вендский осадочно-вулканогенный и фанерозойский осадочный. Вулкано-плутоническим ассоциациям Салминского ЦЭМА соответствуют эруптивные центры: свекокарелид и рифея. Ладожская и Онежская РКС разделяются региональной шовной зоной сочленения Карельского и Свекофеннского геоблоков, а также сопутствующими ей разломами и сдвиговыми деформациями. Акватория Ладожского озера и ЛРКС вписываются в Ладожскую горсто-грабеновую систему, включающую Северо-Ладожскую горсто-грабеновую структуру (ЛГГС), Ладожский и Пашский ступенчатые грабены (ЛСГ, ПСГ) и Ладожский осевой горст (ЛОГ). Географический центр Ладожского озера и геометрический центр ЛРКС практически совпадают. Тектоническое строение ложа Ладожского озера отражает продольную, поперечную и концентрически-зональную симметрию ЛРКС. Морфоструктура ЛРКС соответствует Ладожской депрессии (котловине), испытывающей современные блоковые дифференцированные движения общего воздымания. С инверсией связано формирование ступеней современного рельефа, Балтийско-Ладожского глинта ордовикского плато, морфоскульптуры приозерной низменности, расчленение палеической поверхности позднекайнозойского оледенения и формирование возвышенностей и эрозионно-тектонических останцов. Речная сеть Приладожья радиальна относительно центра ЛРКС, а тальвеги долин фиксируют изгибами левосторонние сдвиговые деформации коренного ложа. В северной части озера проявлена радиальная ориентировка фьордообразных заливов и разделяющих их шхер.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

4.4. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ, ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ И ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОРНЕВЫЕ СИСТЕМЫ

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

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

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

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

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

Примечание. ..... мантийная, мантийно-коровая и транскоровая флюидно-магматические корневая системы;
.-.-. внутрикоровая (верхнекоровая) гидротермальная система.

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

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

Периферические магматические очаги геофизическими методами фиксируются на глубинах от 20 до 1–2 км в пределах вулканического сооружения. Сейсмотомографией некоторых наиболее активных вулканов Камчатки, Японии, Исландии и Гавайских островов, например, были установлены периферические очаги в подошве вулканического сооружения, а иногда непосредственно в самой лавовой толще. Периферический очаг вулкана Авачинская сопка (Камчатка) залегает под жерлом на уровне отметки моря, а очаги Гавайских вулканов – на глубинах в 2–4 км выше дна океана (Лучицкий, 1971; Балеста, 1981).

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

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

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

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

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

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

Отсутствие опыта подобных геологических исследований в практике палеовулканологических реконструкций докембрийских ареалов вулкано-плутонизма, а также крайне ограниченный геолого-геофизический материал по заверке реконструированных вулканических построек и отсутствие каких-либо примеров исследований эруптивных зон с глубоким уровнем эрозионного среза усложняют и без того нелегкую задачу создания моделей мантийного питания вулканических сооружений. Тем не менее, в докембрии Карелии создались чрезвычайно благоприятные условия для постановки комплексных геолого-геофизических исследований по моделированию корневых вулкано-плутонических (магматических) питающих систем. Очевидно, что эта проблема выходит далеко за рамки классической описательной вулканологии, представляя фундаментальную и прикладную проблему формирования рудно-магматических систем и источников рудообразующих элементов.

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

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

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

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

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

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

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

Из установленного факта вытекает важное палеовулканологическое следствие: скопление на относительно локальной площади в первые сотни км^2 большого числа субвулканических интрузий дайкового или силлового типа может свидетельствовать о возможном размещении здесь эруптивной питающей системы.

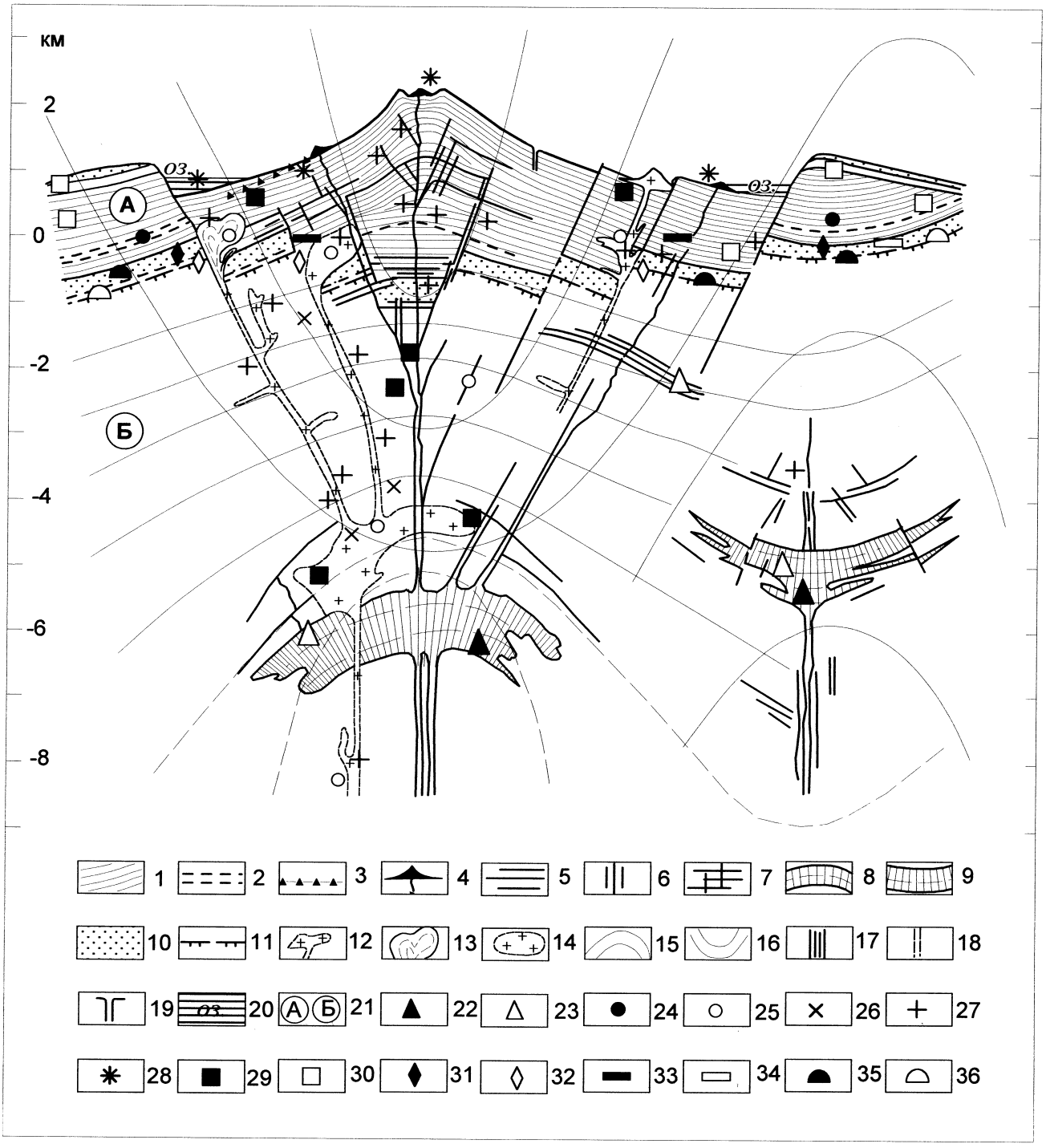
Из магматической геологии известно, что ареалам скоплений малых интрузивных форм постоянно сопутствуют достаточно крупные однофазные или полифазные интрузии. Их тесная пространственная сопряженность и особенно тесная взаимосвязь с тектоническим каркасом рамы позволяет предположить принадлежность их к системам периферического очагового, а в ряде случаев и – промежуточного магматического питания. Очевидно, структурно взаимосвязанные генетически разнообразные магмы и крупные интрузивные формы являются образованиями глубинных магматических очагов. К числу таких возможных объектов могут быть отнесены поля нерасчлененных свекокарельских даек зоны сочленения Карельского и Свекофеннского геоблоков в районе п. Вяртсиля – ур. Ялонваара, ареал интрузивных тел в осевой зоне краевой региональной флексуры А. А. Полканова от Восточного Заонежья – ареал Бураковской интрузии, представляющий собой интрузию под сариолийским вулканом с глубоким его эрозионным вскрытием. Вулкано-плутоны пояса гранитов рапакиви – габбро-анортозитов пояса от Салминского массива до Аландских островов, также, вероятно, представляют интрузии под вулканами. Эти примеры можно дополнить объектами Кольского региона и зарубежной части щита. Отметим, проблема выделения вулкано-плутонов в докембрии ФСЩ вполне правомочна и находит палеовулканологическое обоснование.

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

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

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

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



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

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

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

Величина эрозионного среза в докембрии такова, что на земную поверхность выведены и доступны прямому изучению образования всех осадочно-вулканогенных чехлов от фанерозойских вплоть до лопийского. Общим для этих территорий является то, что в целом в докембрийских чехлах объем изверженных пород только в предположительной форме сопоставим с объемом изверженных масс в их кристаллическом фундаменте. Нет никаких оснований считать общий объем лопийских интрузивных образований большим или даже равным всему объему пород покровных фаций. Очевидно, их доля составляет не более первых, максимум достигает первого десятка процентов.

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

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

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

Элементы геологического и тектонического каркаса рудно-магматической системы: 1 – лавово-вулканокластическая толща щитового вулканического сооружения исландского типа на зрелой стадии формирования вулканизма центрального типа посткальдерного периода; 2 – лавовые покровы меденосных базальтов (купробазальтов); 3 – лавовые потоки ферротитановых базальтов; 4 – шлаковые терминальные и проксимальные конусы; 5 – пакеты пластовых силлов; 6 – параллельные дайки; 7 – камерно-инъекционные тела; 8 – периферическая очаговая зона (интрузия под вулканом расслоенного типа); 9 – интрузия расслоенного типа, возможно, в очаговой периферической зоне; 10 – терригенная базальная толща в основании платобазальтового чехла; 11 – поверхность пенепленизации; 12 – экструзивно-купольные тела риодацитов; 13 – экструзивные купола (протрузии) в кальдерной структуре; 14 – область корового очага риодацитовой магмы, кальдерные гранит-порфировые интрузии; 15 – напряжения растяжения на вулкано-тектоническом своде; 16 – напряжения растяжения на вулкано-тектонической депрессии; 17 – питающие каналы мантийных расплавов; 18 – питающие каналы коровых расплавов; 19 – поля трубок взрыва, мааров, 20 – озерные кальдерного типа отложения; 21 – А – осадочно-вулканогенный чехол, Б – кристаллический фундамент чехла.
Генетические классы рудных месторождений и рудопроявлений (табл. 51): 22 – плутонический; 23 – вулкано-плутонический; 24 – вулканический; 25 – флюидномагматический; 26 – пегматитовый; 27 – гидротермальный; 28 – фумарольный; 29 – гидротермально-пневматолитовый; 30 – осадочно-вулканогенный; 31 – вулканогенно-осадочный; 32 – скарновый; 33 – метаморфогенно-метасоматический; 34 – осадочный; 35 – россыпной; 36 – кор выветривания

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

Elements of the geological and tectonic framework of the ore-magmatic system: 1 – lava-volcaniclastic unit of an Iceland-type shield volcano at the mature stage in the formation of central-type volcanism in the post-caldera period; 2 – lava sheets of cupriferous basalts (cuprobasalts); 3 – lava flows of ferrotitanium basalts; 4 – scoriaceous terminal and proximal cones; 5 – sheeted sill packets; 6 – parallel dykes; 7 – chamber-injection bodies; 8 – peripheral chamber zone (intrusion under a layered-type volcano); 9 – layered-type intrusion, probably in the peripheral chamber zone; 10 – terrigenous basal unit at the base of the plateau-basalt cover; 11 – peneplanation surface; 12 – extrusive-domal rhyodacite bodies; 13 – extrusive domes (protrusions) in caldera structure; 14 – crustal chamber domain of rhyodacite magma, caldera granitic-porphyric intrusions; 15 – tensile stress on a volcanic-tectonic arch; 16 – tensile strress on volcanic-tectonic depressions; 17 – feeder channels of mantle melts; 18 – feeder channels of crustal melts; 19 – explosion pipe fields, maar, 20 – caldera-type lacustrine deposits; 21–A – sedimentary-volcanic cover, B – crystalline basement of the cover.
Genetic classes of deposits and ore occurrences (Table 51): 22 – plutonic; 23 – volcanic-plutonic; 24 – volcanic; 25 – fluid-magmatic; 26 – pegmatitic; 27 – hydrothermal; 28 – fumarolic; 29 –hydrothermal-pneumatolithic; 30 – sedimentary-volcanic; 31 – volcanic-sedimentary; 32 – skarn; 33 – metamorphogenic-metasomatic; 34 – sedimentary; 35 – placer; 36 – crust of weathering

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

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

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

$$в = 4{,}5(\pm 1) - 0{,}65H,$$

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

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

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

3. Охарактеризована цикличность в формировании ЦЭМА и многообразие их форм. Сопоставима цикличность ЦЭМА, развивающихся на раннеархейской протокоре (позднеархейский Калевальский ЦЭМА в пределах Карельского геоблока и свекокарельский Салминский ЦЭМА в пределах Свекофеннского геоблока). Для них характерен бимодальный мантийно-коровый вулкано-плутонизм и сопоставимая латеральная геохимическая зональность корового магматизма. В начальную стадию цикла одновременно с базальтовым вулкано-плутонизмом развит коровый вулкано-плутонизм кальциево-натриевой серии (тоналит-плагиогранит-дацит-плагиориолитовая вулкано-плутоническая ассоциация). В заключительную стадию цикла вслед за базит-ультрабазитовым вулкано-плутонизмом формируются граниты нормального ряда. Им предшествовал мантийный флюидный поток, несущий в земную кору калий и сопутствующие литофильные редкие элементы и способствующий при совместном воздействии с базитовой магмой плавлению земной коры.

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

BRIEF CONCLUSIONS

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

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

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

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

ГЛАВА 5

РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЦЕНТРОВ ЭНДОГЕННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

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

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

По нашему мнению, «стратиграфическая» металлогения, построенная на геотектонической основе, более служит целям описательного фактографического осмысления всей совокупности данных, чем задачам поиска генетических связей рудообразования с процессами вулкано-плутонизма, бассейнового осадконакопления в геологической истории региона. Современное состояние региональной металлогении таково, что проблемы научного обоснования локального прогноза выпали из ее внимания. Рудное вещество оказалось оторванным от материнского субстрата, его геологическая история рассматривается вне вулкано-плутонических событий и явлений, вне структурных преобразований ареалов активного магматизма и областей сопутствующего ему осадочного породообразования.

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

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

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

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

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

Магматические процессы различной глубинности различаются по физическим параметрам, поэтому уже на стадиях породообразования происходит радикальная перестройка флюидно-магматических систем и перераспределение главных породообразующих компонентов, в том числе и рудных. В результате по всей магмопроводящей колонне мантийного питания, включая и эруптивную зону, формируется сложноорганизованная рудно-магматическая система. Разнообразие способов и форм переноса металлов из магматических расплавов в значительной степени затрудняет изучение системного движения вещества на путях извлечения, транспортировки, концентрации и рудоотложения.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

степени они развиты в базальтовых лавах людиковия Онежской ВТС.

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

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

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

Весьма важными в докембрии региона представляются объекты магматического гидротермального класса. Очевидно, в реальных изучаемых объектах они представляются гидротермально-метасоматическими рудоносными образованьями, как вторичными, сформированными по первичным гидротермальным рудоносным объектам «чистой линии». Для нас представляется важным сам факт возможного существования первичных гидротермальных рудных месторождений в ЦЭМА и в ВТС на раннемагматической стадии вулкано-плутонизма. Вероятно, гидротермально-пневматолитовый класс рудных объектов в геологической истории литосферы региона не сохранился в первозданном виде, хотя следы его могут быть представлены рудными элементами (рис. 42).

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

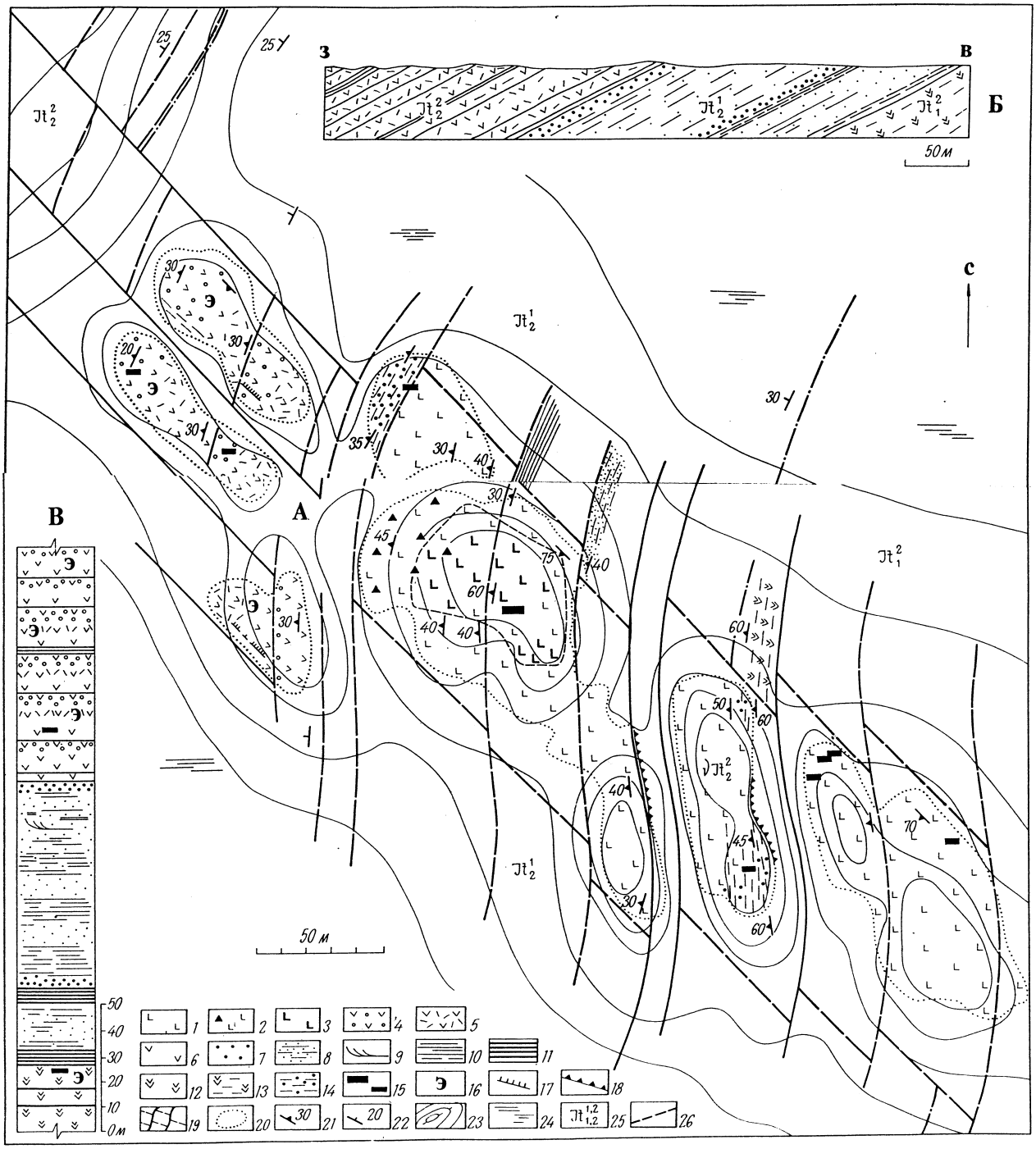
Они обычно приурочены к термальным площадкам, которые в свою очередь контролируются тектоническим каркасом эруптивных зон – трещинных и сопутствующих им радиальных и оперяющих зон, или элементами тектонического каркаса ВТС, в которых они размещены. К таким участкам приурочены наиболее крупные Вороновоборская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

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

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

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

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


З
В
Б
50 м
С
А
В
Э
50 м
0 м
10
20
30
40
50

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

Прежде всего здесь необходимо выделить главную сторону – влияние вулкано-плутонической деятельности на образование ВТС, поскольку ясно, что без магматизма структуры этого класса не существуют. Формы, динамика, режим магматизма, хронология вулканических и плутонических процессов дают возможность понять сущность морфологии ВТС и причины ее формирования. Способ организации пород вулкано-плутонических ассоциаций составляет начальную и главную задачу реконструкций хода активного магматизма. Таким образом, здесь в проблеме рудоносности сочетаются частные проблемы общей геотектоники с магматической геотектоникой, магматической петрологией, прикладной геофизикой и палеовулканологией. Палеовулканологический аспект этой проблемы еще слабо разработан.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

В связи с тем, что в докембрии вулканогенные члены вулкано-плутонических серий, как правило, являются эродированными в ходе разрушения осадочно-вулканогенного чехла, то соотношение магматических дериватов, как правило, становится завышенным по отношению к первичным расплавам. Таким образом, в докембрии появляются спилит-кератофировые, известково-щелочные, щелочно-ультраосновные серии с разнообразными петрохимическими трендами, основанные исключительно на химико-аналитических данных. Как нам представляется, петрохимические серии в ранге магматических формаций могут быть обоснованно выделены, исходя из их объемного критерия и безусловного наличия их интрузивных субвулканических аналогов разных глубин сечения эруптивных зон. Этим положением мы обосновываем палеовулканологический тест на петролого-петрохимическую классификацию серий изверженных пород. Если к номенклатуре серий изверженных пород подходить с позиций формационного анализа, то этот критерий (тест) по определению является главным (Кузнецов, 1964; Магматические формации СССР, 1979, т. 1, 2; Магматические формации раннего докембрия.., 1980, кн. 1, 2, 3).

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

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

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

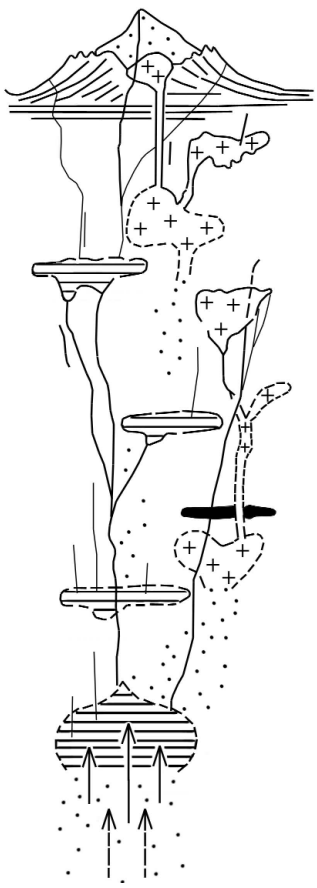
В режиме взаимодействия трансмагматических флюидов с расплавами, участвующими в длительном эруптивном акте, происходит формирование базитовых серий чистой линии и петрохимических серий подщелоченного типа. В частности, процессы спилитового перерождения базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Каждая последующая тектоно-магматическая эпоха, в том числе и присущая ей металлогеническая эпоха, вносит существенные усложнения по фактору глубинности на латеральную металлогеническую зональность. В наибольшей степени, исходя из множественности металлогенических эпох, проявленных на одной площади или структуре, эта зональность является полихронно-конвергентной на более древних структурных этажах. Это дает надежду на основе периодизации оруденения получить необходимые признаки н а л о ж е н н о г о оруденения и прогнозировать его локализацию в последующих вышезалегающих этажах. Отсюда вытекает важное следствие – рудно-магматические системы, реализовавшиеся изначально, неизбежно испытывают регенерацию в будущем, производя не только видоизменение генетического типа изучаемого объекта, но и его рудную специализацию. Это правило узнается в таких элементах классификации рудоносных объектов как полихронно-вертикальная зональность. Очевидно, отмеченные особенности, так или иначе, присутствуют практически во всех изученных метаморфических рудопроявлениях и месторождениях Карелии.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Множество примеров из области метаморфогенного рудообразования имеют признаки регенерации гидротермальными системами первичных рудоносных объектов, что обязывает к тщательному геохимическому изучению всего спектра рудных компонентов и выявлению их первичного источника. Все объекты метаморфогенного класса, по нашему мнению, должны быть дополнительно изучены с позиций их первичного образования, сущности наложенных процессов, как следствия формирования рудно-магматической системы. Особенно это относится к группам оруденения смешанных генетических типов.

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

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

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

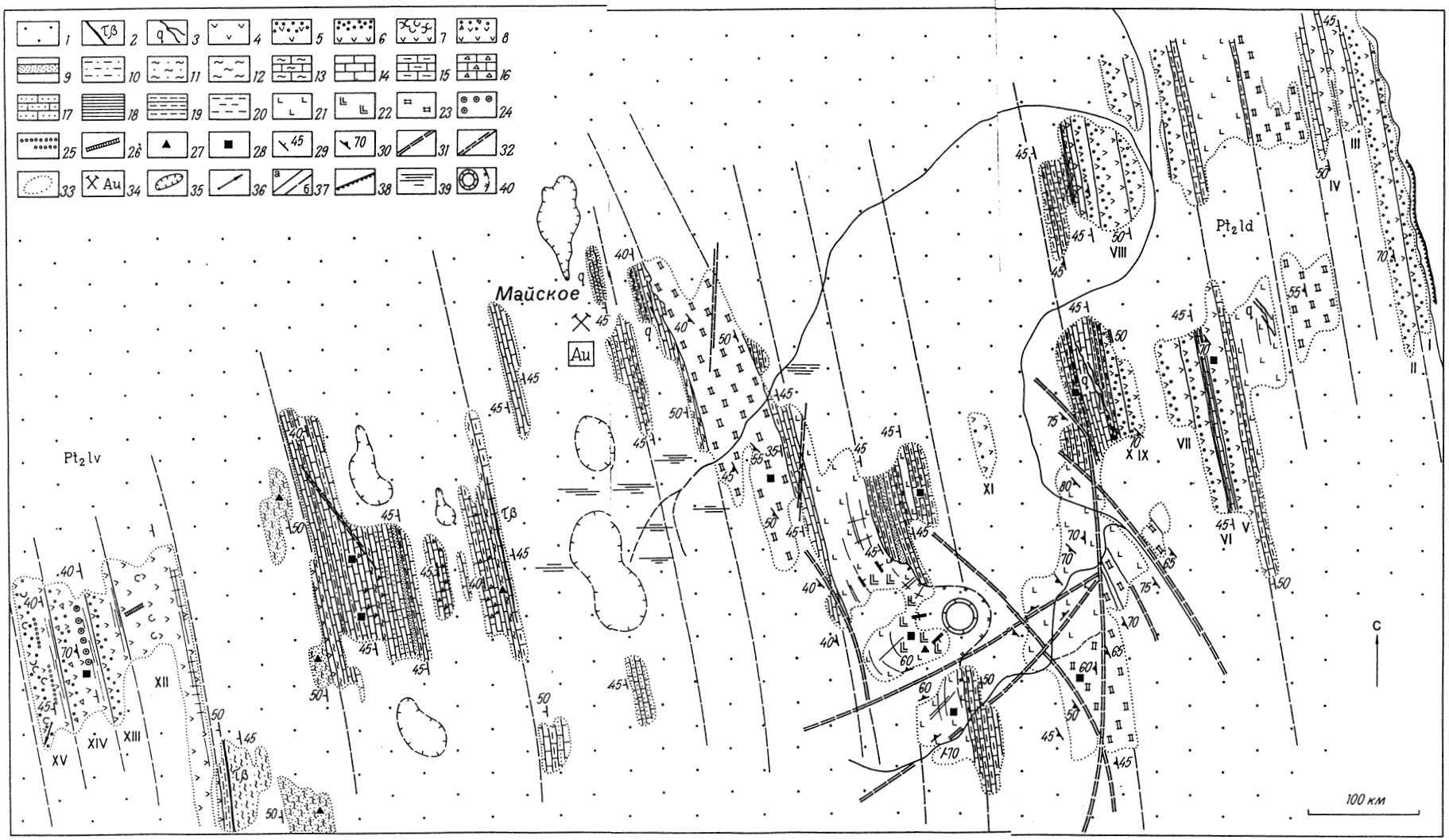

1
τβ 2
q 3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
45 29
70 30
31
32
33
Au 34
35
36
a 6 37
38
39
40
Майское
Au
Pt2lv
Pt2ld
τβ
q
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI
XII
XIII
XIV
XV
С
100 км

Рис. 44. Схема геологического строения Майского гидротермального (жильного золото-кварцевого) месторождения Куолаярвинской структуры (западный берег оз. Апаярви).

Послойное строение осадочных терригенно-карбонатных пород, разделяющих лавовые толщи людиковия и ливвия (часть опорного разреза свекокарельских образований Пана-Куолаярвинской структуры).
1 – четвертично-рыхлый и эллювиально-делювиальный покров коренного ложа; 2 – пологосекущие дайки щелочных базальтов-лампрофиров; 3 – кусты кварцевых сульфидсодержащих золотоносных жил штокверкового типа. Толеитовые базальты вулканогенных толщ людиковия и ливвия: 4 – массивные пироксен-плагиоклазовые, порфировидные; 5 – миндалекаменные; 6 – вспененные до шлакоподобных в верхней части лавовых покровов; 7 – шаровые и шарово-подушечные лавы в кровле лавовых покровов с лавовым цементом; 8 – лавобрекчии и брекчированные базальты в кровле лавовых покровов. Терригенно-карбонатные породы: 9 – кварцитовидные песчаники, кварциты, мономинеральные, аренитовые; 10 – песчанистые алевролиты, часто ритмичное тонкое переслаивание песчаников и алевролитов; 11 – песчанистые алевролиты, алевритовые песчаники, алевролиты; 12 – тонкослоистые алевролиты, ритмичнослоистые с мелкими известковистыми конкрециями, обогащенными апатитом; 13 – тонкослоистые темно-серые доломиты, карбонатно-сланцевые прослои и слои алевролито-алевритов, сульфидизированные, нередко с кремнистым материалом в цементе; 14 – доломиты полосчатые, сульфидизированные темно-серые, массивные; 15 – карбонатные породы с туфогенными прослоями, туфокремнистыми слоями с тонкой вкрапленностью апатита; 16 – брекчированные, кавернозные бурые карбонатные породы, сильно трещиноватые с густой сетью тонких прожилков и гнезд кварца, сильно пиритизированные; 17 – кремнисто-карбонатные слои и пакеты слоев, содержащие индивидуализированные прослои силицитов, яшмовидных и кремнисто-туфогенных пород; 18 – слои и их пакеты тонкослоистых туфов, туффитов, нередко обогащенных кварцем, содержат регенерированные зерна турмалина, апатит, сфен, магнетит и тонкую магнетитовую и сульфидную вкрапленность; 19 – туфы и туфогенно-кремнистые породы в частом переслаивании с туффитами; 20 – яшмовидные силициты, яшмоиды, кремнистые сланцы, туфогенно-кремнистые сильно пиритизированные породы; 21 – пластовое тело амфиболизированных порфиробластических габбро, габбро-долеритов, сильно альбитизированных и эпидотизированных (зона интенсивного пропилитового перерождения), обильная медносульфидная вкрапленность в зонах прокварцевания наложенной трещиноватости; 22 – порфиробластические амфиболиты по габбро, формирующие питающий канал силла; 23 – перидотиты, интенсивно серпентинизированные, содержащие обильную сеть и вкрапленность сульфидоносных кварцевых и кальцитовых жил, прожилков и гнезд, серпентиниты; 24 – вариолитовые лавы ливвия в виде полосовидных осветленных обособлений в нижней части покрова; 25 – слоистость течения – полосы миндалин в виде слоев в кровле миндалекаменных и вспененных базальтов; 26 – «бескорневые» дайки (жилы) базальта в материнском лавовом покрове; 27 – обильная вкрапленность октаэдрического обломочного магнетита, образующего линзовидные слойки в песчанистых алевролитах и густую вкрапленность титанистого магнетита в пропилитизированных габбро; 28 – зоны обильной сульфидной пирит-халькопиритовой вкрапленности в лавах и пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовой в карбонатных и карбонатно-кремнистых породах; 29 – элементы залегания слоистости пород, пластовой отдельности; 30 – наложенная сланцеватость; 31 – зоны локальной наложенной трещиноватости, сдвиговых дислокаций в пределах эруптивного канала питания пластовых интрузий; 32 – локальные участки рассланцевания и линейной трещиноватости; 33 – контуры документированных выходов коренных пород; 34 – местоположение Майского золото-сульфидного кварцево-жильного месторождения; 35 – депрессии в рельефе; 36 – замеренные направления течения лавовых потоков; 37 – геологические границы, прослеженные (а) и предполагаемые (б); 38 – неотектонический уступ коренного плато; 39 – заболоченные участки местности; 40 – предполагаемое размещение питающего канала пластовой интрузии габбро-долеритов, зона документированного интрузивного взаимоотношения рвущих габбро с вмещающей вулканогенно-осадочной толщей и серпентинизированными перидотитами

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

Lit-par-lit structure of sedimentary terrigenous-carbonate rocks that separate Ludicovian and Livvian lava units (part of the reference section of Svecokarelian rocks in the Pana-Kuolajdrvi structure)
1 – Quaternary unconsolidated and elluvial-deluvial cover of the bed; 2 – gently cutting alkaline basalt-lamprophyre dykes; 3 – clusters of stockwork-type quartz sulphide-bearing auriferous veins. Tholeiitic basalts of Ludicovian and Livvian volcanogenic units: 4 – massive pyroxene-plagioclase, porphyraceous; 5 – amygdaloidal; 6 – foamy to scoriaceous on top of lava sheets; 7 – spheroidal and spheroidal-pillow lava in the top portion of lava sheets with a lava matrix; 8 – lava-breccia and brecciated basalts at the top of lava sheets. Terrigenous-carbonate rocks: 9 – monomineral, arenitic quartzite-like sandstones, quartzites; 10 – arenaceous siltstones, rthythmic, fine alternation of sandstones and siltstones is common; 11 – arenaceous siltstones, silty sandstones and siltstones; 12 – rthythmically layered, fine-laminated siltstones, with small apatite-enriched calcareous concretions; 13 – dark-grey, fine-laminated dolomites, carbonate-schist intercalations and siltstone-silt laminae, often with cherty material in the matrix; 14 – dark-grey massive, sulphidized striated dolomites; 15 – carbonate rocks with tuffaceous seams and tuffaceous-cherty beds with fine apatite dissemination; 16 – brown brecciated, cavernous carbonate, highly fractured, highly pyritized rocks with a dense network of thin quartz laminae and pockets; 17 – cherty-carbonate beds and packets of beds containing individualized silicite, jasperoid and cherty-tuffaceous rock seams; 18 – fine-laminated tuff and tuffite beds and packets of beds often enriched in quartz, contain regenerated tourmaline grains, apatite, sphene, magnetite and fine magnetite and sulphide dissemination; 19 – tuffs and tuffaceous-cherty rocks alternating with tuffites; 20 – jasperoid silicites, jasperoids, schists and highly pyritized tuffaceous-cherty rocks; 21 – sheeted body made up of amphibolized, highly albitized and epidotized (intense propylite regeneration zone) porphyroblastic gabbro and gabbro-dolerites, abundant copper sulphide dissemination in the silicification zones of multiple fracturing; 22 – porphyroblastic amphibolites after gabbro that form a feeder channel of a sill; 23 – highly serpentinized peridotites that contain an abundant network and dissemination of sulphide-bearing quartz and calcite veins, veinlets and pockets; serpentinites; 24 – Livvian variolitic lava occurring as isolated light-coloured striated units in the lower portion of the sheet, 25 – flow bedding – bands of amygdales in the form of layers at the top of amygdaloidal and foamy basalts; 26 – «rootless» basalt dykes (veins) in a parent lava sheet; 27 – abundant clastic, octahedral magnetite, which forms lenticular seams in arenaceous siltstones and dense titaniferous magnetite dissemination in propylitized gabbro; 28 – abundant sulphide pyrite-chalcopyrite dissemination zones in lava and pyrite-chalcopyrite-sphalerite-galena dissemination zones in carbonate and carbonate-cherty rocks; 29 – mode of occurrence of rock bedding and sheet jointing; 30 – multiple schistosity; 31 – local multiple fracturing zones and shear dislocation zones in the eruptive feeder channel of intrusive sheets; 32 – local schistosity and linear fracturing sites; 33 – contours of documented bedrock exposures; 34 – contours of the Maiskoye gold-sulphide quartz-veined deposit; 35 – topographic depressions; 36 – measured lava flow directions; 37 – traced (a) and assumed (b) geological boundaries; 38 – neotectonic scarp of a bedrock plateau; 39 – paludified areas; 40 – assumed position of the feeder channel of a gabbro-dolerite intrusive sheet, a zone of documented intrusive relationship between cutting gabbro and a volcanic-sedimentary host unit and serpentinized peridotites

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

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

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

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

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

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

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

5.3. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНИТОВ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗНАЧИМОСТЬ

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

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

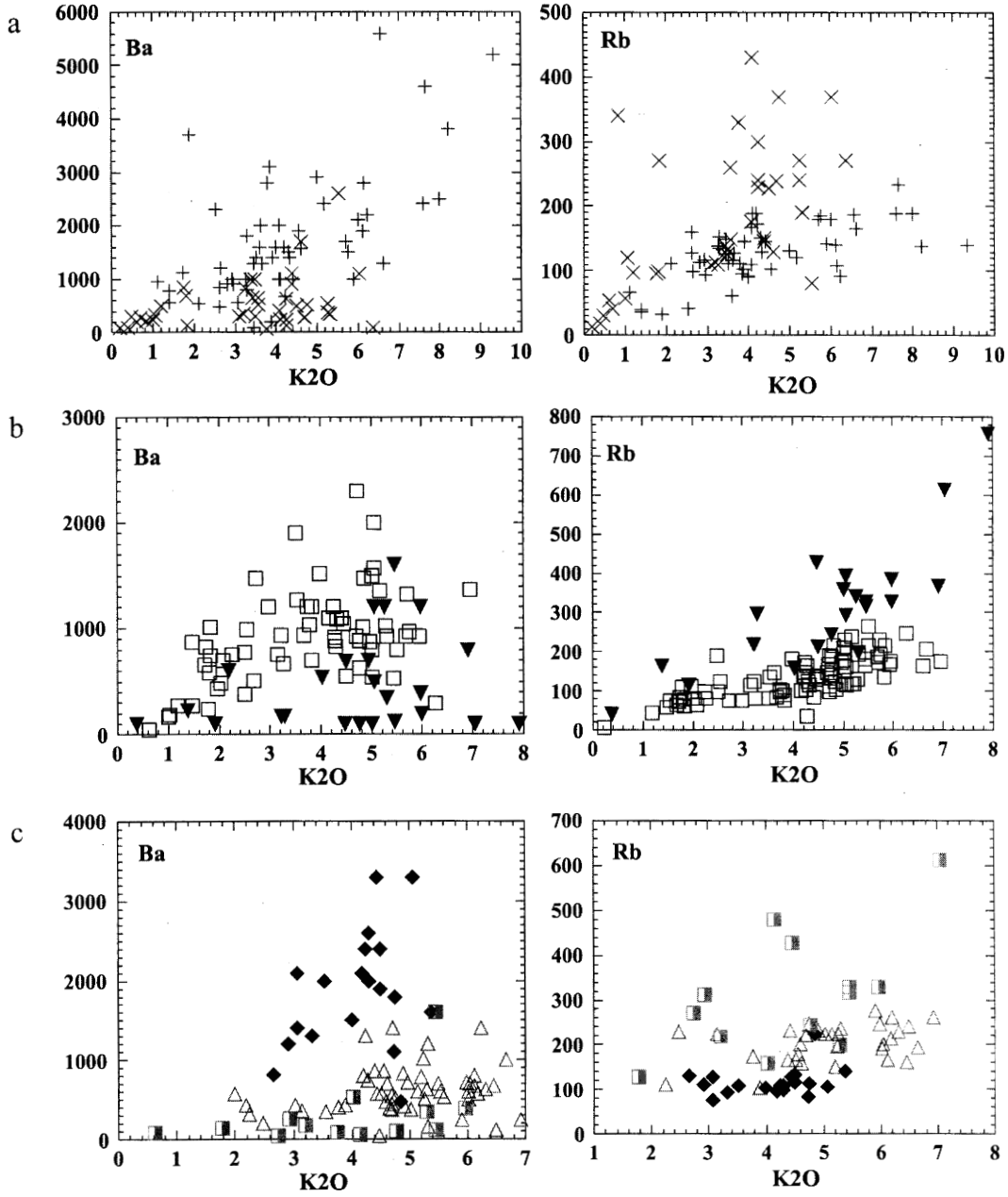
Процессы гранитообразования в пределах Фенноскандинавского щита связаны с формированием континентальной земной коры, циклически наращивающейся на раннеархейскую протокору (Свириденко, 1980). При этом сформированный в процессе вулканизма и осадконакопления вулканогенно-осадочный чехол (позднеархейский)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

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

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

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

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


a
Ba
Rb
K2O
b
Ba
Rb
K2O
c
Ba
Rb
K2O

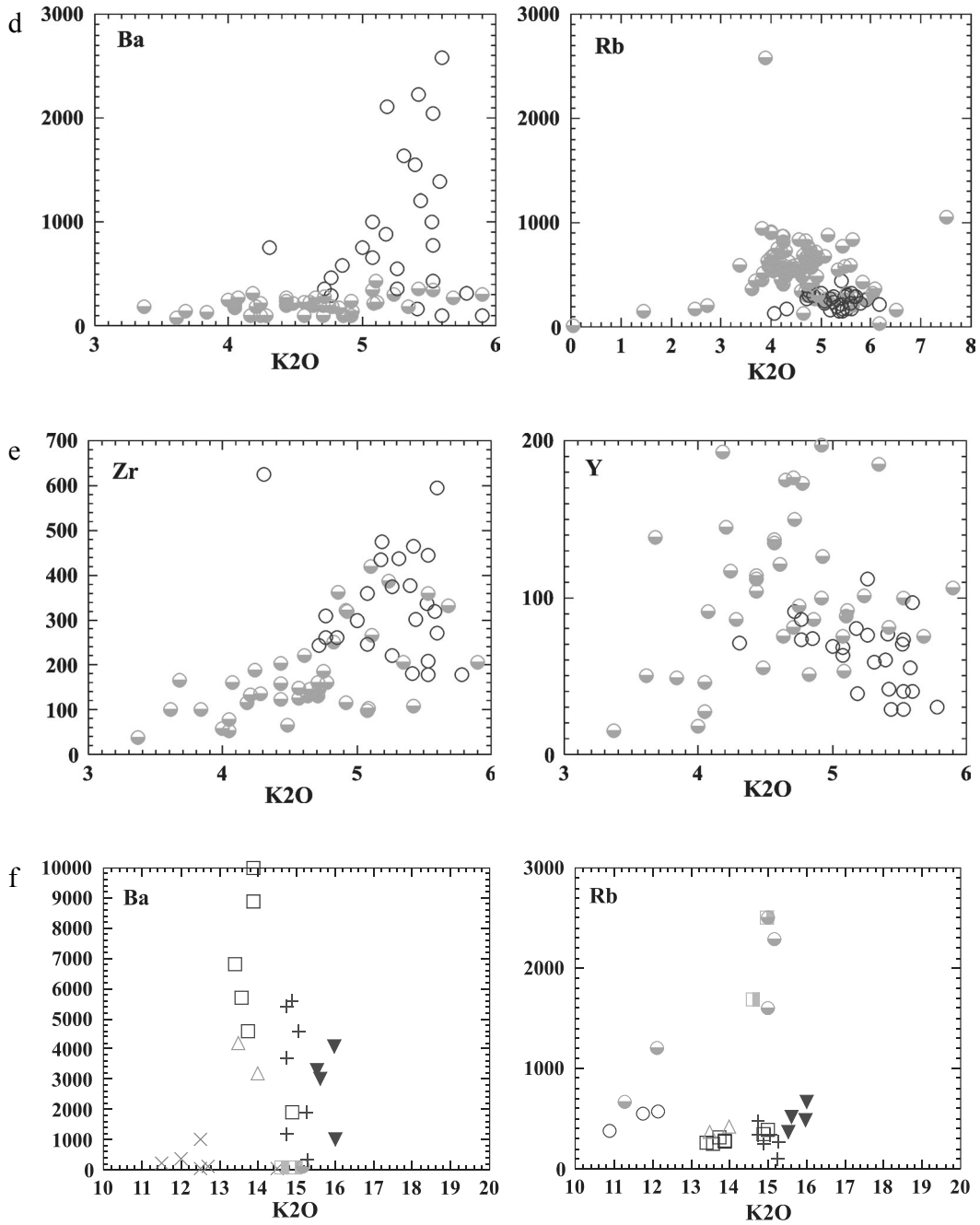


Рис. 45. Вариационные диаграммы редких элементов относительно K2O для мигматит-гранитов и гранитов Карелии и их калиевого полевого шпата.

a – позднеархейские мигматит-граниты; b – раннепротерозойские автохтонные граниты Приладожья; c – позднесвекокарельские интрузивные граниты Приладожья; d, e – граниты Салминского плутона; f – калиевый полевой шпат.
1 – позднеархейские биотитовые мигматит-граниты, Западная Карелия; 2 – позднеархйские биотитовые мигматит-граниты, Центральная Карелия; 3 – раннепротерозойские биотитовые и гранат-биотитовые автотохтонные граниты Юго-Западного Приладожья; 4 – раннепротерозойские биотитовые и гранат-биотитовые автохтонные граниты Северного Приладожья (район Латвасюрья). Позднесвекокарельские интрузивные граниты Приладожья: 5 – граниты Путсаарского массива; 6 – граниты массива Терву; 7 – интрузивные биотито-мусковитовые граниты. Рифейские граниты Салминского плутона: 8 – граниты со структурами рапакиви; 9 – безовоидные и редкометалльные граниты

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

a – late archean migmatite-granites; b – early Proterazoic autochthonous granites of Lake Ladoga region; c – Late Svecokarelian intrusive granites, Lake Ladoga region; d, e – granites from the Salmi pluton; f – feldspars.
1 – Lafe Archean biotitic migmatite-granites, West Karelia; 2 – Late Archean biotitic migmatite-granites, Central Karelia; 3 – Earlu Proterozoic biotitic and garnet-biotitic autochthonous granites, southwestern Lake Ladoga region; 4 – Early Proterozoic biotitic and garnet-biotitic autochthonous granites, northen Lake Ladoga region (Latvasyrja). Late Svecokarelian intrusive granites, Lake Ladoga region: 5 – granites of the Putsaari massif; 6 – granites of Tervu massif; 7 – intrusive biotitic-muscovitic granites; 8 – rapakivi-structured granites; 9 – non-ovoid and raremetals granites

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

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

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

Контрастное распределение Ba и Rb в породах гранитного состава различного происхождения и образующихся в широком возрастном интервале позволяет предположить существование нескольких факторов, влияющих на их концентрацию. Максимальная концентрация Ba в калиевом полевом шпате метасоматически измененных гнейсов и мигматитов раннепротерозойской надочаговой зоны ЦЭМА, по-видимому, может быть объяснена совместным воздействием высокой температуры и специфического флюидного режима, характеризующегося низкой активностью воды и повышенной концентрацией углекислоты в поровом флюиде. Высокая концентрация Ba в позднеархейских породах гранитного состава наддиапировой зоны обязана, по-видимому, только сопоставимому флюидному режиму с низкой aH2O, так как здесь отсутствует проявление гранулитового метаморфизма в позднеархейских метаморфических породах. Высокая концентрация Ba в гранитах рапакиви коррелируется с высокой температурой их кристаллизации и повышенной концентрацией CO_2, CO и CH_4 во флюиде (Sviridenko, 1996).

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

Таким образом, установленная геохимическая зональность, связанная с развитием центров эндогенной магматической активности, может служить критерием для построения тектонической модели корово-мантийной эволюции магматических процессов. Краевые части рассмотренных ЦЭМА, выраженные в региональном магнитном поле отрицательными аномалиями, содержат рудопроявления Mo, Au, W, Sn, Pb-Zn, отсутствующие в центральной части центров эндогенной магматической активности. Высокобариевые граниты и мигматиты центральной части ЦЭМА, характеризующиеся положительным магнитным полем, олицетворяющие «сухую» флюидную систему с низкой aH2O, совместно с геофизическими признаками и палеовулканологически выделенными ЦЭМА являются коровым критерием развития мантийного диапира. В постребольский период в Западной Карелии в центральной части ЦЭМА был проявлен лампроитовый магматизм (Горьковец, Раевская, 1988), в постсвекокарельский период в Западном Приладожье сформировались дайки высокобариевых лампрофиров. Это позволяет высказать предположение о возможной перспективности поисков алмазов в наддиапировых зонах Калевальского и Салминского ЦЭМА.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

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

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

BRIEF CONCLUSIONS

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

2. The metallogenic specialization of granites at the final stage of the Late Archean and Lower Proterozoic tectono-magmatic cycles depends on a fluid granite formation regime and is related genetically to mantle diapirism. F- and B-rich rare-metal granites, generated in a highly active H_2O environment, occur in the peripheral portion of the diapir. Restricted to the central zone above the diapir are «dry», ore-free, K-rich granites.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

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

Палеовулканологические исследования цикличности мантийного и корового вулкано-плутонизма показало, что полноразвитый цикл диапиризма от зарождения (возбуждения), зрелого состояния и до вырождения может соответствовать длительности тектономагматического цикла. Динамика развития мантийного диапира по геологическим данным с момента его первых признаков на уровне земной коры до полного вырождения распадается на ряд периодов: преддиапировый, раннедиапировый, зрелого диапиризма, позднедиапировый и постдиапировый.

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

Коровый вулкано-плутонизм, представляющий кислую ветвь бимодального мантийно-корового магматизма в начальную стадию цикла, представлен тоналит-плагиогранит-дацит-плагиориолитовой вулкано-плутонической ассоциацией, формирующей некки, малоглубинные интрузии с сопровождающими дайками того же состава. В заключительную стадию цикла формируются граниты нормального ряда, для которых установлена геохимическая зональность, обусловленная характером флюидного режима корового магматизма и предшествовавшей региональной гранитизации. В центральной наддиапировой зоне мигматит-граниты и граниты формировались под воздействием восстановленного флюидного потока, обогащенного H_2 и с высоким содержанием углерода. Они отличаются повышенной щелочностью, повышенным содержанием бария и низкой концентрацией редких металлов. В периферической зоне развиты низкотемпературные мусковитовые граниты с повышенной концентрацией Rb, Nb, Y. С ними связаны рудопроявления Sn, Mo, W. Это свидетельствует об их формировании в условиях повышенной активности H_2O (малоглубинный источник расплавов). В постдиапировый период в центральной наддиапировой зоне разновозрастных диапиров установлены дайки лампрофиров и лампроитов с высокой концентрацией Ba и Sr. Дайки содержат большое количество разноглубинных ксенолитов. Расплав их обладает признаками глубинно-мантийного источника, будучи обогащенным восстановленным флюидом с высоким содержанием углерода. Геохимическая зональность, обусловленная различным флюидным режимом в центральной и краевой части диапира, позволяет прогнозировать перспективность краевых частей на обнаружение редкометалльных месторождений, а центральная часть может быть перспективной на обнаружение алмазов. Отмечено, что различие в характере магматизма центральной части диапира и его периферии может служить коровым критерием проявления диапиризма.

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

SUMMARY

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

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

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

At the initial stage of the cycle, crustal volcano-plutonism, a felsic branch of bimodal mantle-crustal magmatism, is represented by a tonalite-plagiogranite-dacite-plagiorhyolite volcanic-plutonic association, which forms necks and shallow-depth intrusions accompanied by dykes of the same composition. At the final stage of the cycle, normal-series granites show geochemical zonation, which is due to the pattern of the fluid regime of crustal magmatism and preceding regional granitization. In the central supradiapiric zone, the formation of migmatite-granites and granites was affected by reduced H2-enriched fluid flow with high carbon content. They are rich in alkalies and barium and are poor in rare metals. Common to the peripheral zone are low-temperature muscovitic granites with high Rb, Nb and Y concentrations. Associated with them are Sn, Mo and W ore occurrences. This shows that they were formed in a highly active H2O environment (shallow-depth source of melts). Lamprophyre and lamproite dykes with high Ba and Sr concentrations, produced in the post-diapiric period, were identified in the central supradiapiric zone of different-aged diapirs. The dykes contain a large quantity of different-depth xenoliths. Being enriched in reduced high-carbon fluid, their melt has the characters of a deep-mantle source. Geochemical zonation, which is due to a difference in fluid regime in the central and marginal portions of the diapir, can be used to predict rare-metal deposits on the margins, whereas the central portion is likely to host diamonds. A difference in the pattern of magmatism in the central and peripheral portions of the diapir can provide a crustal criterion for the manifestation of diapirism.

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

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 магматизма 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, новейшие 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 кольцевых, 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.

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 кристаллический фундамент – чехол на протяжении всей геологической истории докембрия, а также индикаторами адвективного тепломассопереноса и мантийного, мантийно-корового диапиризма.

Кинематика изостатически неустойчивой литосферы 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 сдвиго-надвиговых колебательных (знакопеременных) глыбово-волновых и глыбовых движений. Эти движения оказывают определяющее влияние на географию и параметры заложения и развития седиментационных бассейнов, режим 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 ятулийского 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 свекокарелия подтвердило выявленную закономерность. Оказалось, что динамика полицикличного 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 эруптивных 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 докембрия 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 воздыманию 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 выдержанных 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-людиковийское время, а также такие наследованные прогибы (депрессии), как Онежский, Ладожско-Ботнический, Пана-Куолаярвинский, Печенгский, Имандра-Варзугский и др. На зарубежной части щита

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 сводовых воздыманий, 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	I	Сводовых поднятий (педиментов и пенепленов)	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	Слабопроявленный, 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
		Внутриконтинентальных прогибов	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 вещественного состава всех форм проявлений магматизма. Бимодальный магматизм, включая рапакивигранитный	
			Поверхностного компенсирования (лавинной седиментации) и бассейновой седиментации	Осевые 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 поверхностной 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	
		I	Окраинно-континентальных экзогональных 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	

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 вскрытого 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 континентального 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…
		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	
		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-коровый и кимберлитовый в зонах сдвиговых деформаций	
	Региональной гранитизации	Метаморфогенного куполообразования	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		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

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 автономностью, 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 территорий, 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 непременное 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 сопутствующие 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 эруптивная деятельность с массовыми излияниями базальтовых лав в ходе циклического осадконакопления. В разрезах супракрустальных 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 регрессивным 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), нами 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-вендского чехлов в геодинамических обстановках древних

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 геотектонических режимов докембрия, 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. Лучицкого (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 вулканизма 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 вулканоплутонизма 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 комплементарных им комагматичных интрузий
1	2	3
1. Магматизм режима срединно-океанических хребтов долеритовая стадия (срединно-атлантический хребет) рифтовая стадия (Исландия)	Вулканические постройки щитового типа, массовые трещинные излияния базальтов	Океанические платобазальты, толеиты (ферробазальты), щелочные оливиновые базальты
	Вулканические сооружения в зоне рифтов конической формы, лавовые купола, группы вулканов на протяженных трещинах	Базальты, андезито-базальты, андезиты, щелочные оливиновые базальты, вплоть до риодацитов и риолитов, реже трахиты
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, риодациты. Океанические платобазальты, ферробазальты
3. Магматизм режима континентальных окраин в пределах островных дуг раннеостроводужная стадия (камчатская, суматринская) позднеостроводужная стадия (алеутская, курильская, японская и др.)	Массовые трещинные излияния значительных объемов базальтов, базальтовые плато с крупными щитовыми вулканами	Преимущественно платобазальты, толеитовые базальты, андезито-базальты, высокоглиноземистые базальты
	Стратовулканы центрального типа, вулканические цепи, шлаковые конусы, маары. Кальдеры. Обилие эксплозивных образований, включая пемзы	Андезито-базальты, андезиты, реже субщелочные базальты, риодациты. Реже глиноземистые базальты
4. Внутриконтинентальный (внутриплитный) режим магматизма сводовых поднятий и их обрамление древних активизированных платформ (североафриканские своды: Тибести, Дарфур, Ахаггар) рифтогенный на сводовых поднятиях (горсто-грабеновый, кальдерный) (своды: Саяно-Байкальский и Рейнский, грабен Осло) рифтогенный на системах сводовых 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.)	Щитовые вулканы исландского типа, вулканические массивы, кальдеры, шлаковые конусы, маары	Платобазальты, реже субщелочные оливиновые базальты, андезито-базальты, андезиты, трахиты, фонолиты
	Вулканы центрального типа в горсто-грабеновых системах, обилие шлаковых конусов	Оливиновые базальты, андезито-базальты, трахиты и нефелиниты. Трахиандезиты, вплоть до риодацитов и фонолитов
	Группы вулканов центрального типа, системы вулканов стратифицированных, моногенных и полигенных	Щелочные базальты, трахибазальты, трахиты, вплоть до карбонатитов
	Разобщенные группы вулканов центрального типа, обилие вулканических построек шлакового, шлако-лавового типов	Оливиновые щелочные базальты, андезито-базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, вплоть до риодацитов и фонолитов
5. Магматизм режима глыбово-блоковой активизации древних платформ кимберлитовый (Архангельская, Якутская и др. провинции, кимберлиты Финляндии)	Ареалы, поля и провинции кимберлитового магматизма, группы эксплозивных центральных вулканов, трубок взрыва и мааров	Кимберлиты (субщелочные пикриты, щелочные базальтоиды). Лампроиты (щелочные пикриты, ультраосновные фоидиты). Дайки и силлы кимберлитов. Лампроитовые дайки, штоки, силлы

нашему мнению, должны быть рассмотрены теми авторами, которые приводят подобные аналогии (Хаин, Божко, 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, Тибести 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 вулканизм с излияниями высокожелезистых лав, а также глубинный мантийный кимберлитовый с формированием кимберлитов, лампроитов и близких им пород, отвечающих семействам щелочных пикритов, ультраосновных фоидитов и щелочных базальтоидов. Этот тип магматических образований обладает ярко выраженными 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 вещественного 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 вулканизм 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 переотложением 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 диапиризма, 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-марианитовых, 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 тектоно-магматических 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 осадконакопления, отвечающих эпохам формирования осадочных и осадочно-вулканогенных 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 уровни геотектонических обобщений (Белоусов, 1978). Если выделение платобазальтового 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 аргументированно. В данном случае имеются в виду такие геотектонические понятия, как рифтовые лопийские пояса, островодужные ассоциации изверженных пород, офиолитовые комплексы в составах супракрустальных толщ, океаническая кора лопийского возраста.

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

Наиболее важной особенностью докембрийских платобазальтовых 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 платобазальтового 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 платобазальтовых пароксизмов оказывается в целом близкой. В истории Земли мантийный платобазальтовый 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^2. К настоящему времени остается, однако, неясным вопрос, каковы закономерности географии платобазальтовых 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 их 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 платобазальтовых 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 переотложения 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 областью воздымания. В обстановке глыбово-волновых движений с длинноволновым смещением области лавинной седиментации и области континентального выветривания равновесие наступает только в случае поступления плотного глубинного (ювенильного) 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 ювенильного 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 литосферы. 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^2, а иногда превышающих 1,5–2,0 млн км^2.

Поскольку синхронность платобазальтового вулкано-плутонизма совпадает с инверсией конседиментационного прогибания ложа седиментационного бассейна и началом регрессивного 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 грубообломочных пирокластических образований в составах лаво-во-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-листрические 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 тефрохронологические 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 брекчии, 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 докембрийских 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 среднеятулийского 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^2. Удивительным представляется факт общих морфологических, текстурно-структурных, петрографических, петрохимических и ряда других особенностей на всей площади Карельской и Лапландской платобазальтовых провинций. Выдержанные по простиранию и мощности базальтовые покровы в средней части их разреза, как правило, сложены темно-зелеными, пятнистыми порфиробластическими амфиболизированными породами (ортоамфиболитами), в

значительной степени эпидотизированными и сульфидизированными. Вверх по разрезу они обычно повсеместно 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 (структура Куусамо), в Финской Лапландии в районе городов Соданкюля, Рованиеми и Торнио, породы зеленокаменной формации, соответствующие ранне-среднеятулийским лавам (спилиты, 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^2 (табл. 56).

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

Ятулийский платобазальтовый вулкано-плутонизм на ФСЩ реконструирован совместными усилиями отечественных и зарубежных геологов наиболее полно.

В геологической истории докембрия платобазальтовые формы лавовой аккумуляции были ведущими также в сариолии, людиковии, в значительной степени в ливвии и также в среднем рифее и раннем венде. Что касается режимов вулканической аккумуляции в лопии, то этот вопрос остается открытым для дальнейшего изучения. Отсутствие общерегиональных палеовулканологических реконструкций ареалов лопийского вулкано-плутонизма не позволяет обосновать ни платобазальтовую, ни троговую рифтогенную модели излияний. Однако значительное число факторов дает основание видеть в позднем архее не линейные зоны вулкано-плутонизма, а ареальные площадные. Фрагменты вулкано-плутонизма интерпретированы не как тектонические троги, а денудационные структурно-тектонические останцы ранее единого вулканогенного чехла. Платобазальтовый лопийский тип гигантских лавовых покровов зеленокаменных пород, производных мантийного магматизма, вызвал значительные перекосы территорий в связи с беспрецедентной перекомпенсацией ареалов лопийского вулканизма. Им сопутствовали области относительного изостатического выравнивания и поднятия. Области наиболее активных вулканических ареалов поставляли на дневную поверхность не только облегченные толеитовые базальты, но и коматииты. Фланги этих ареалов могли испытывать относительные поднятия, обособлялись обширные прогибы и поднятия с разделяющими их шовными зонами типа флексурных перегибов.

Оси прогибов, сводовых поднятий и разделяющих их флексур приобрели важное палеогеографическое значение в последующем. Можно предполагать, что в основе геоблоковой делимости ФСЩ лежит принцип палеовулканологического районирования ареалов лопийского вулкано-плутонизма.

Отрезок времени от 4,2 млрд лет и до активных фаз архейского вулканизма слишком велик, чтобы предполагать только трехфазность импульса архейских базальтовых излияний.

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
	Холландская	Сатакунта, Салминское, Солозерское
	Готская	Кумпу, Западно-Онежское
Калевий, ливвий, людиковий	Свекокарельская	Печенга-Имандра-Варзугское, Куусамо-Куолаярвинское, Ладожское, Онежское, Ветреного Пояса, Оутокумпу, Йормуа, Шеллефтео и др.
Ятулий	Феннокарельская	Лапландское, Калевальское и др.
	Карельская	Сегозерско-Надвоицкое, Летнеозерское, Янгозерское и др.
Сариолий	Лоппонийская	Рованиеми-(Соданкюля) и др.
	Селецкая	Лехтинское, Кумсинское, Гирвасское, Селецкое
Лопий	Ребольская	Каутокейно-Карасъёк, Кухмо-Иломантси, Хаутаваара-Койкары, Колмозеро-Воронье, Сумозеро-Кенозеро и др.

Реконструированные ареалы сариолийских платобазальтов 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, Соданкюля 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 пароксизмальных 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 предстанут 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-Куолаярвинская 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, Соданкюля-Рованиеми, Пиелавеси, 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 вулканической 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 аттрактором 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 ятулийских 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[10].

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-гравелитовой 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 воздымающимися 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 эльдборги объединялись в скутулумы. Подобные сочетания эруптивных центров в вулканических ареалах наиболее вероятны для лопия, сариолия 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 массопереносом 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 аттрактором 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

[10] 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; Лучицкий, 1971; Макдоналд, 1975).

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 внутриконтинентального и островодужного окраинно-континентального вулкано-плутонизма по результатам вулканологических и палеовулканологических исследований

Характерные особенности платобазальтов	Сравниваемые типы эндогенных режимов платобазальтов	
	Внутриконтинентальный режим древних и молодых платформ	Режим современных островных вулканических дуг
1	2	3
1. Главные типы ареалов	Вулканические ареального типа 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, коматиитовые 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 риодацит-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	Окисленные, 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^3 до 5000 км^3	Современные вулканы островных дуг на Земле 65 км^3, а на Камчатке 180–200 км^3
12. Плотность вулканических построек на 100 тыс. км^2	В докембрии в границах Карелии в среднем возможно до 10–15 щитовых вулканов для каждого из изученных импульсов эруптивной 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 докембрия 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 траповых[11] формаций вне ретроспективного историко-геологического рассмотрения их в ряду других формаций. Нельзя пренебрегать 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 высокоэффективной 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 докембрия 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 рифтогенных 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 использованием 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 докембрия.

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 полнокристаллической 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 ультраметаморфизма на завершающей стадии тектоно-магматического 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 докембрии: прогеосинклинальный, протогеосинклинальный и этап стабилизации древних платформ. Прогеосинклинальный этап по времени и характеру коррелируется с нуклеарной стадией тектонического развития (Каляев, 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 докембрии 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 докембрию Фенноскандинавского щита основные положения этой концепции большей частью декларируются без должного геологического обоснования, опираясь, главным образом, на специфику вещественного состава гранитоидов (Gaal, Gorbatschev, 1987). В последнее время выражаются сомнения в

[11] 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.

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 вулканизм 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 Свекофеннского 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. Нурми 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, позднеорогенные граниты – 1,84–1,82 млрд лет, посторогенные – 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 Свекофеннского геоблока дают основание ставить под сомнение возможность использования выделенных возрастных групп син-, поздне- и посторогенных гранитов к Свекофеннскому 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 Свекофеннскому 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 позднеорогенные граниты нормального ряда, обычно связанные с завершением формирования орогенных тектонических структур. В настоящее время в пределах Центрально-Финляндского гранитоидного комплекса выделено 24 посткинематических плутона (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 позднеорогенного магматизма Южной Финляндии, возраст которого оценивается как 1 840–1 830 млн лет (Vaasjoki, 1996). В свою очередь посторогенные граниты Южной Финляндии (3-й группы по Седерхольму) сформировались в интервале времени 1 810–1 790 млн лет. Следовательно, различие во времени предполагаемого завершения орогении на сопоставляемых площадях Центральной и Южной Финляндии составляет приблизительно около 50 млн лет.

На площади Центральной Швеции граниты района Бергслаген, относящиеся к позднеорогенным, по возрасту и составу сопоставимы с гранитами Трансскандинавского постсвекофеннского 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 Свекофеннского геоблока обладает рядом специфических особенностей, несвойственных 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 °С. 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 (Vaasjoki, Sakko, 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 регрессивные 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 Свекофеннского геоблока и связь его с локальными термальными источниками позволяют обосновывать связь метаморфизма с центрами эндогенной магматической активности (Светов, Свириденко, 1999).

Глубинное строение земной коры Свекофеннского 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 коррективы 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 вулканизм на десятки километров (от г. Сортавалы до п. Куркиеки), свидетельствует о пологом залегании супракрустальных 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 воздымание, 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 сопоставление результатов палеовулканологических исследований свекокарельских вулканогенно-осадочных образований в различных структурно-формационных зонах, какими являются Карельский и Свеко-

феннский 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 Свекофеннском. 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 докембрия и связан с рассеянным мантийным флюидным потоком, приводящим к деплетированию мантии.

На территории Карелии выделяется 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 тектоно-магматического 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 докембрии Карелии отсутствует.

Особенно отчетливо проявляется роль мантийного флюидного потока и его влияние на коровые процессы при сопоставлении свекокарельского одновозрастного вулкано-плутонизма на Карельском и Свекофеннском геоблоках. На Карельском геоблоке, где флюидный мантийный поток имел место в конце позднего архея, мантия в раннем протерозое была деплетирована, и на гранитизированных позднеархейских вулканогенно-осадочных образованиях, слагающих гранито-ультраметаморфический слой, сформировался свекокарельский платформенный вулканогенно-осадочный чехол. Палеовулканологические исследования 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 Свекофеннском 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 докембрии. 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 (тектоносферы) 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 разноамплитудных разломов, сдвигов, надвигов, усложняющих суперструктуру кристаллического докембрийского фундамента (рис. 46). Разломная тектоника является ведущим фактором проявлений блоковых движений заложения горсто-грабеновых 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 наложенными 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.).

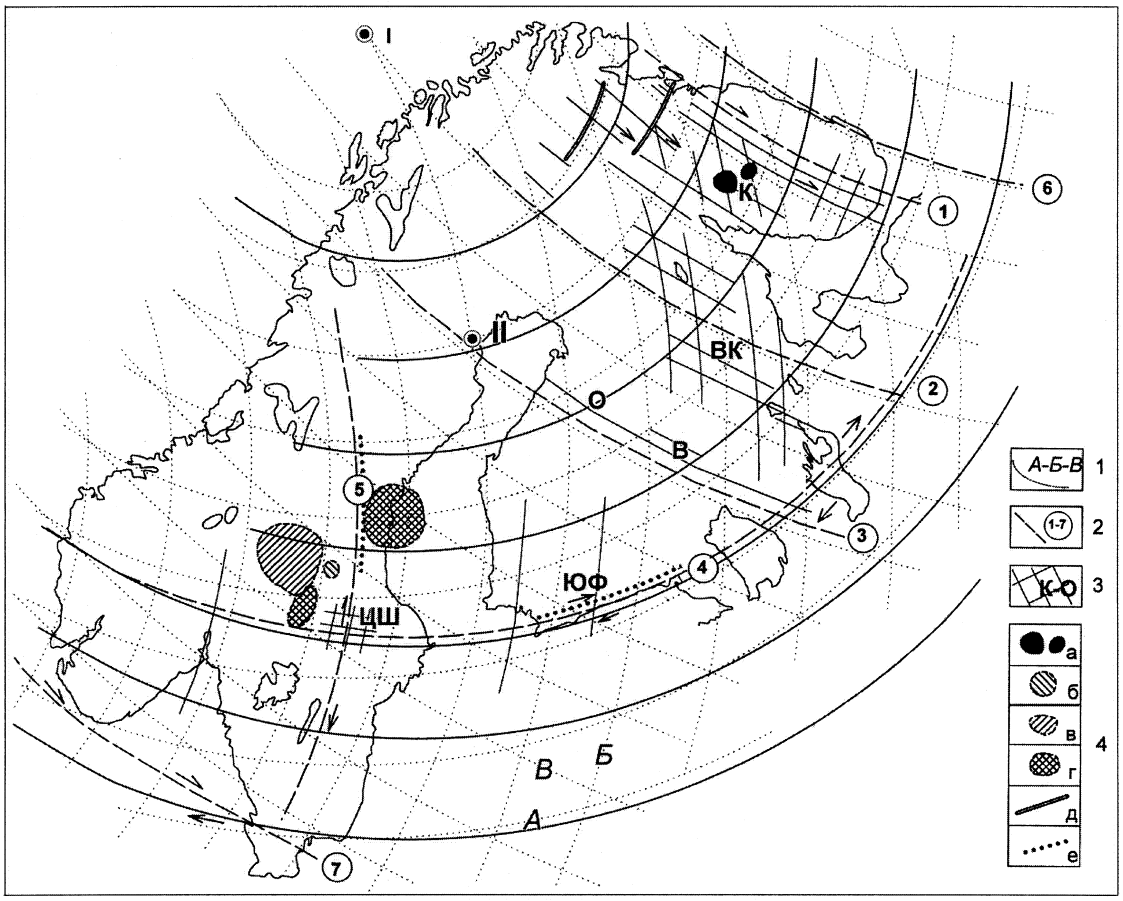


Рис. 46. Автоволновое геодинамическое поле напряженного состояния литосферы, реконструированное на основании тектонического каркаса ФСЩ

1 – дилатонсионные волны эффективных радиусов первичных центров возбуждений: А – Лофотенского, Б – Роккольского, 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 – Трансскандинавская, 6 – Баренцеворская, 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-порфиров, порфиров и гранитов Даларны, в – платобазальты 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 – dilatonsive wave of the effective radii primary excitation centers: A – Lofoten, Б – Rocoall, B – 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, ВК – East Karelian, B – Vyarsilya, ЮФ – Southern Finland, O – Oulu, ЦШ – Central Sweden (Kumpa). The areals and the centers of volkano-plutonims: a – alkaline ultrabasic nepheline syenites intrusions of central type, б – granite-porphyries and granites of Dalarna, в – plateau-basalts of Dalarna and Ulvo, г – Siljan ring structure, д – granite belt of Uraguba type, e – 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 ареалы 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 датирования 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

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	• Уступ континентального склона Норвежского моря • Структуры континентального шельфа Баренцевоморской и Североморской плит • Каледонско-герцинские складчатые пояса обрамления ВЕП • Баренцевоморская моноклиналь • Шовная зона Тейсейра-Торнквиста
2. ВЕП и ее суперструктура	• Щиты и плиты в ее кристаллическом фундаменте • Синеклизы и антеклизы в чехле ВЕП • Геофлексуры на границе щитов и синеклиз • Горсто-грабеновые системы Русской плиты • Авлакогены • Интракратонные и перикратонные прогибы • Экзогональные впадины (Североморская, Баренцевоморская, Северо-Каспийская, Черноморская)
3. Структура Фенноскандинавского щита	• Геоблоки и их геофлексуры, трансформированные в шовные зоны • Блоки и их приразломные моноклинали • Сводовые поднятия и седиментационные прогибы • Горсто-грабеновые системы (Ладожская, Кандалакшская, Сатакунта, Венерн, Осло) • Каледонский геосинклинальный прогиб • Краевая радиальная флексура Полканова • Системы региональных и локальных сдвиговых дислокаций (см. табл. 59) • Системы трансструктурных наложенных складчато-разрывных дислокаций • Системы разрывных нарушений оперяющего типа • Зоны наложенной трещиноватости и региональной милонитизации • Системы дуговых (незамкнутых) и кольцевых (замкнутых) разломов • Поля наложенной трещиноватости • Системы разноранговых неотектонических структур пликативного и разрывного типов

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

Магмовыводящие 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 выдержанные системы разломов, ограничивающие крупные морфоструктуры и имеющие ранг шовных зон трансрегионального простирания, сами по себе не являются контролирующими магматические проявления (Беломорский, Свекофеннский 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 стабилизированных 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

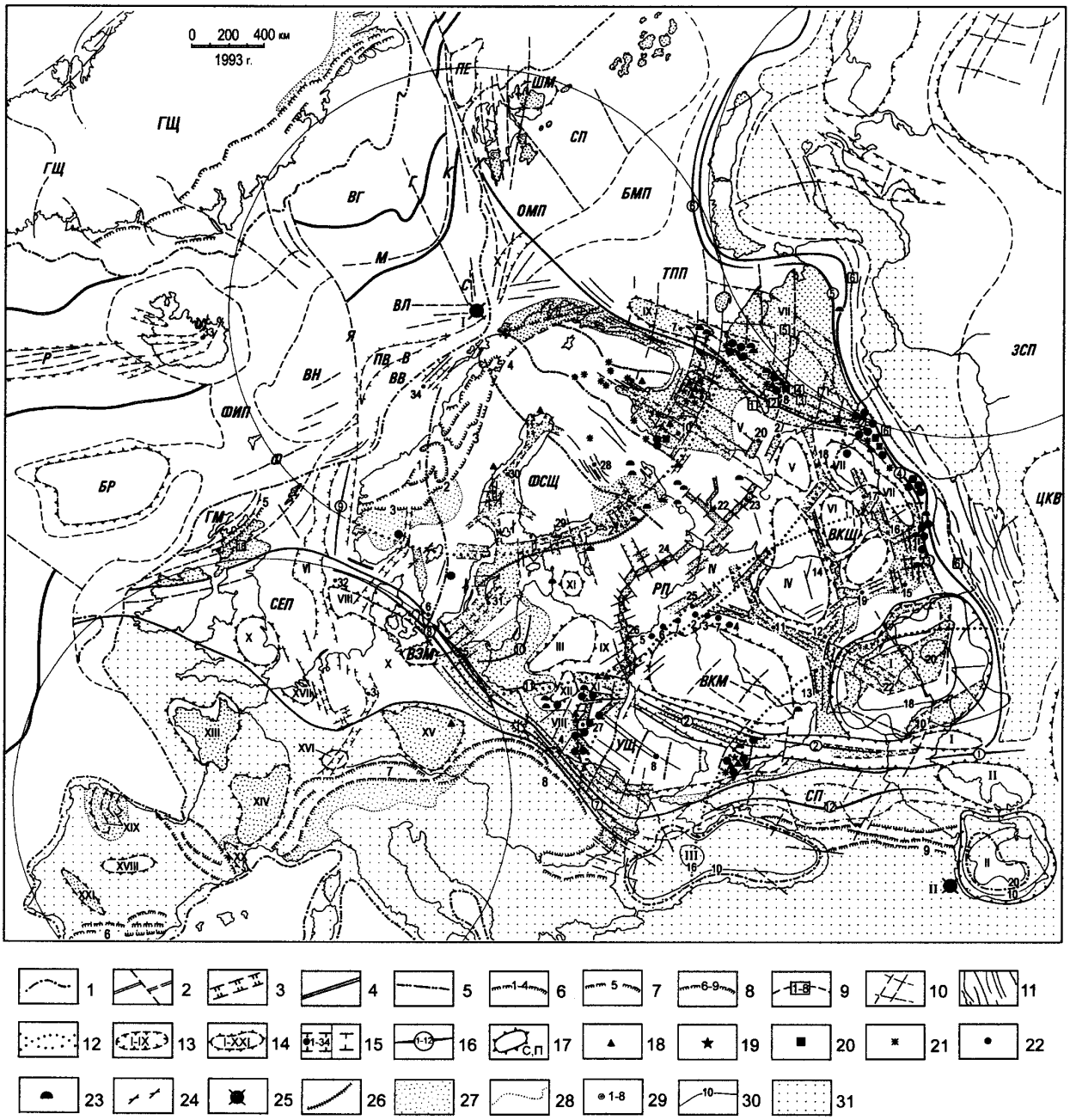


Рис. 47. Схема тектонического районирования фундамента Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления. Составлена А. П. Световым на основе «Тектонической карты Европы и смежных областей, 1975». Масштаб 1 : 10 000 000. Ред. В. Е. Хаин, Ю. Г. Леонов. М., 1979. «Международной тектонической карты Европы и смежных областей». Масштаб 1 : 2500 000. Ред. А. В. Пейве, В. Е. Хаин, 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 – сквозькоровые наиболее 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 сводовых 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 – Припятский 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 – Рингкёбинг-Фюн, IX – Тимано-Канинский кряж, X – Средне-английское (Лондонское) плато, XI – Локновское, XII – Полесская седловина, XIII – Арморикanекий массив, XIV – Центрально-Французский массив, XV – Богемский (Молдануб-

ский) массив, XVI – Шварцвольд 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 Янисъярвинская, 29 – Финского залива, 30 – Ботнического залива, 31 – Балтийского моря, 32 – Северного моря, 33 – Исландии, 34 – Лофотенская; 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 – Галицийско-Добруджинский (Галицийско-Добруджинская миогеосинклиналь), 8 – Датско-Польский прогиб, 9 – Норвежский прогиб, 10 – Балтийская синеклиза, 11 – Подлясско-Брестская впадина, 12 – Бориэвксинская 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 – Сенья-Ладожский, II – Южно-Каспийский); 26 – ордовикский глинт; 27 – позднепротерозойские осадочные и вулканогенно-осадочные ассоциации пород горсто-грабеновых систем; 28 – границы осадочного рифейско-вендского 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 – Болоховская, 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 Норвежская, ВВ – 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, УЩ – Украинский щит, ФСЩ – Фенноскандинавский щит, ЦКВ – Центрально-Кокчетавский выступ, ШМ – Шпицбергенский массив, ФИП – Фареро-Исландский порог
Индексация разломов и разломных зон: В – эскарп Воринг, Г – Гренландская, К – хребта Книповича, М – хребта Мона, Р – хребта Рейкьянес, С – Сенья, 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 anf 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 (Ttectonics 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 – Syove 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-Vychegda, 2 – West Timan, 3 – Central Timan, 4 – East Timan, 5 – Pechora, 6 – Main West Uralian, 7 – Upper Vychegda, 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 syneclise, V – Mezen syneclise, VI – North Sea syneclise, VII – Pechora syneclise, 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 anteclise, 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-Medvedittsky, 14 – Kama-Belsky, 15 – Buzulukskaya, 16 – Shugurovskaya, 17 – Kulichinskaya, 18 – Vyatsky, 19 – Sergeevo-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-Donetsk aulacogen (Dnieper-Donetsk geosyncline), 3 – Yuzhno-Preduralsky, 4 – Sredne-Preduralsky, 5 – Severo-Preduralsky, 6 – Prednovozemelsky, 7 – Galitsiysko-Dobrudzhinsky (Galitsiysko-Dobrudzhinskaya myogeosyncline), 8 – Datsko-Polsky trough, 9 – Norwegian trough, 10 – Baltic syneclise, 11 – Podlyassko-Brestskaya depression, 12 – Borievksinskaya 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 altrabasic rocks and basaltoids with diamonds; 21 – alkaline ultrabasic rocks and basaltoids 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-Ladozhsky, II – South Caspian); 26 – Ordovician clint; 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 – Rocoall Bank, ПВ – Waring Plateau, ПЕ – Yermak Plateau, БМП – Barents Sea Plate (Barentsia), МП – Medvezhinskoye 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, ТИП – Timan-Pechora Plate, СП – Skifskaya Plate, СЕП – Central European Plate, УЩ – Ukrainian Shield, ФСЩ – Fennoscandian Shield, ЦКВ – Central Kokchetav Scarp, ШМ – Spitzbergen Massif, ФИП – Faroes-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 распространенное 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 магматизма 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, формирующейся в условиях колебательных волновых движений. На примере свекокарельских платобазальтов в Центральной Карелии удалось выявить наследование зон ранне-среднепозднеятулийских излияний и, таким образом, установить их связь с осью региональной флексуры. Однако каждый последующий – людиковийский, ливвийский 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 вулканоплутонических 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 супракрустальных толщ пространственно не совпадают для всей геологической истории докембрия. 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 супракрустальные 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 автоволновой 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 магмовыводящих 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^2. Несмотря на детальное геолого-петрологическое изучение таких крупных силлов, как Койкарский, Ропручейский, 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, трубки 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^2, 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 позиции палеотектонических и палеогеографических реконструкций.

Известным фактом, выявленным на примерах ятулийского 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, интракратонных (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

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 докембрия. Осевые линии перегибов отмечаются типоморфными фациями осадков прибрежных типов литоральных зон – конусами выноса конгломератов, грубообломочными фациями гравелитов и песчаников, полями строматолитовых биогерм, образованиями калькретов, 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 возрастала. 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, следовательно, 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 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 простиранию 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 литолого-палеогеографическим 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 (Свекофеннский 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. Манселькя-Кейвская (Центрально-Кольская)	• Колмозеро-Воронье шовная зона • Терско-Аллареченская шовная зона • Печенга-Варзугская шовная зона	Лопий, свекокарелий, рифей, ранний палеозой
2. Лапландско-Поморская	• Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс • Беломорская шовная зона • Ветреного Пояса шовная зона • Кандалакшская горсто-грабеновая система	Лопий, свекокарелий
3. Ладожско-Ботническая (Главная свекофеннская)	• Рахе-Ладожская (Свекофеннская) шовная зона • Ладожско-Пашская горсто-грабеновая система	Свекокарелий, рифей, венд
4. Онежско-Ладожская (краевая) А. А. Полканова	• Южное ограничение ФСЩ в структуре ВЕП • Ладожско-Пашская горсто-грабеновая система • Зимнебережная горсто-грабеновая система	Свекокарелий, рифей, венд, ранний палеозой
5. Трансскандинавская (Западно-Скандинавская)	Дальсландская система шовных зон • Протоджин зона • Милонитовая зона • Гёта-Эльв зона • Грабены Осло и Веттерн	Рифей, венд, палеозой
Геофлексуры перикратонные		
6. Баренцевоморская (А. П. Карпинского)	• Кольско-Канинская моноклиналь • Тимано-Варангерский краевой шов • Тролльфьорд-комагэльв разлом	Рифей, венд, ранний палеозой
7. Датско-Добруджская (Черноморско-Балтийская)	• Торнквиста-Тейссейра шовная зона • Горсто-грабеновая система южной Скании • Горсто-грабеновая система Викинг	Рифей, венд, палеозой

на восток Выборгского поднятия, Ладожского прогиба, Онего-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).

Манселькя-Кейвская геофлексура контролировала активное проявление лопийского и свекокарельского вулкано-плутонизма. Лапландско-Поморская и Онего-Ладожская геофлексуры активно развивались в позднем лопии и раннем свекокарелии, однако, максимума достигли к среднему свекокарелию. В ходе позднего свекокарелия 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, Трансскандинавский вулкано-плутонический пояс Смоланд-Вермланд является соосным с прогибом на фронте Западно-Скандинавской геофлексуры.

Сложнопостроенная Манселькя-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-Аллареченским 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 седиментации 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 коромантийному питанию.

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

Рассмотренная система геофлексур в суперструктуре ФСЩ, бесспорно, является основой геоисторического 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 докембрия 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-блоковый 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 свекофеннского активного вулкано-плутонизма – Кируна, Виттанги, Каликс, Шеллефтео и многих других (Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1995). В Финляндии в систему межгеофлексурных линий «вписываются» сланцевые пояса Уусимы, Тампере, Оулуярви, Оутокумпу, Кииминки, а также Финской Лапландии – Куусамо, Рованиеми, Соданкюля и территории Коляри-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, перекрывали 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 свекокарелия. 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 охватывали 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-эрозионные 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 тектоно-магматических 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 сосдвиговых оперяющих 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 сосдвиговыми 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 сариолия, ятулия и людиковия, а также контрастными сериями коматиит-базальт-риодацитового состава с ареалом экструзивно-купольных образований кварцевых порфиров.

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 сосдвиговых 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 сосдвиговых ромбовидных структур длиной 350 км и шириной 100 км, разделена продольными линиями на два-три ряда сосдвиговых 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 сосдвиговых 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 сосдвиговых вращательных деформаций с максимальным R = 150–175 км и минимальным R = 50–60 км (Karta over Sveriges Berggrund. SGU, Stokholm, 1958, 1: 1 000 000). Международная тектоническая карта Европы и смежных областей. М., Наука, 1978, масштаб 1: 2 500 000
6. Северо-Шведская (Карасъёк–Витанги)	Зона сосдвиговых 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 Оулуярвинская. 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 сосдвиговых 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-Куолаярвинской структуры, изверженные породы комплекса Йормуа, эруптивные 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 тектонического 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 с сожалением, что и этот класс структур с их очевидной металлогенической значимостью совершенно не изученн. 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, выдвигающие 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-

масштабных топографических картах, вычленены 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 ФСЩ.

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 к мантии; 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 диапиризм; 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 риодацитовые 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 – Гнейсовые и гранитогнейсовые 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 ФСЩ; 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 ультраметаморфизма. При этом оказался неожиданным факт согласованности всего ансамбля структурных форм Северного Приладожья и ряда районов Восточной и Западной Карелии как в полях интенсивной ультраметаморфической 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. Несомненна 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 тектоно-магматических событий, а как проявление сопряженных во времени и пространстве событий разнопорядкового 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 смещались 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 докембрия 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 докембрия 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 докембрии 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 тектоно-магматических событий, а как проявление сопряженных во времени и пространстве событий разнопорядкового 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 sedi-mentation. 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 decompaction 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

ГЛУБИННОЕ 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 литосферы. 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 Свекофеннского и Свеконорвежского геоблока (Западно-Шведская геофлексура, зона шовных структур) на всем протяжении от Скании до Каледонских покровов. Отчетливо проявлена 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 транскоровая аномалия в зоне Смоланд-Вермланд, где имеет 52–53 км мощности. Территория Карело-Кольского региона не имеет ярко выраженных

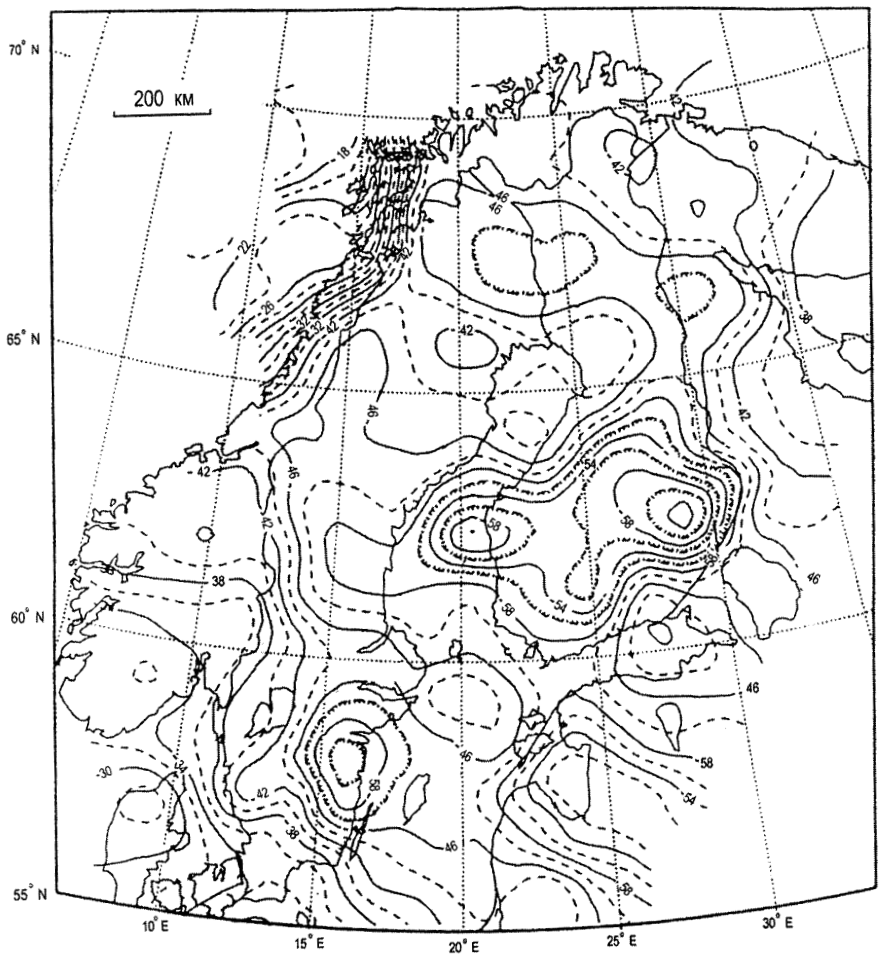


Рис. 48. Схема распределения глубины поверхности Мохо в Фенноскандии (по Luosto, 1997). Глубины даны в км как отрицательные величины от земной поверхности

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 = 7,0–7,4 км/сек (рис. 49). При этом зона раздела Мохоровичича обладает в регионе скоростью V_p = 7,4–7,8 км/сек, а верхняя мантия имеет V_p = 7,8–8,2 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 Свекофеннской Ладожско-Ботнической и свекокарельской Карельско-Беломорской шовных зон, где скорость в нижней коре с V_p = 6,8073 км (в обычных случаях) возрастает до 7,3–7,5 км/сек. А скорость в верхней мантии здесь возрастает с 7,4–8,4 км/сек до 8,2–8,5 км/сек. В нижних частях земной коры на профилях ГСЗ Феннолора, Балтик, Свека, Полар, Печенга-Костомукша в ряде участков выявлен высокоскоростной слой с V_p = 7,3–7,5 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 = 8,2–8,5 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

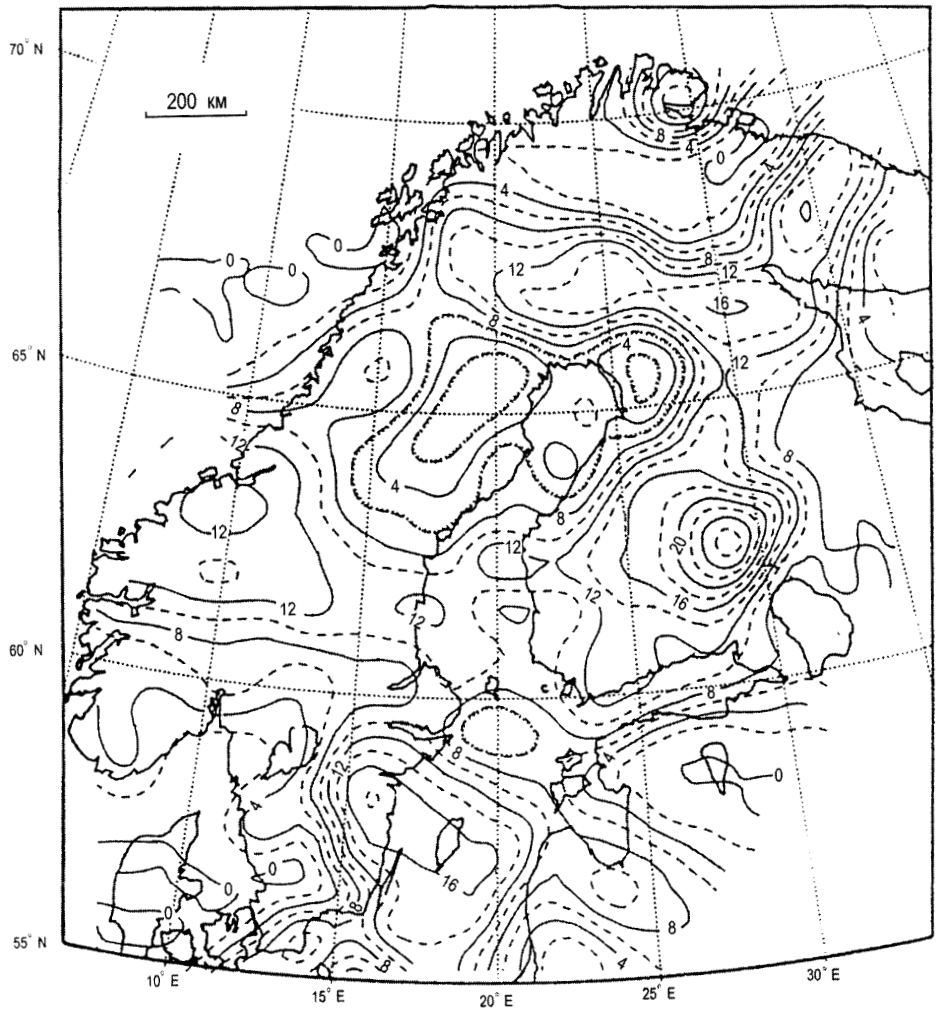


Рис. 49. Мощность высокоскоростного слоя в основании земной коры в Фенноскандии (по Luosto, 1997)

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 вычленена 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-Вермланд 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 = 7,0–7,4 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 геоисторического формирования наружной оболочки планеты, а также сведения о генетических преобразованиях субстрата в ходе последовательной кратонизации ФСЩ. Очевидно, что возрастные параметры слоисто-блоковой суперструктуры 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» докембрия.

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 аномального скоростного поля, относящегося, главным образом, к свекокарельскому тектоно-магматическому 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 Фенноскандинавского щита и ВЕП Южно-Каспийская впадина –

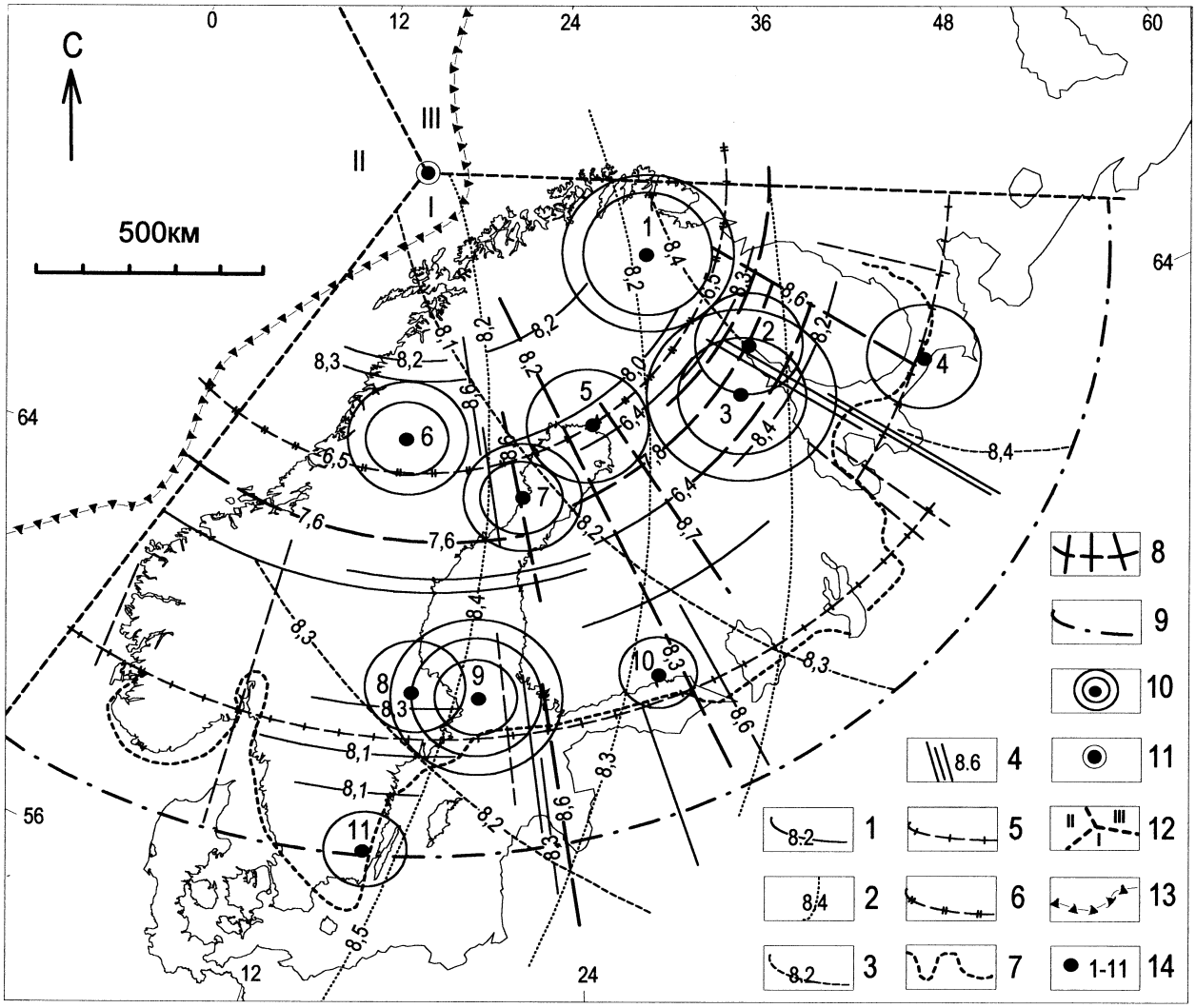


Рис. 50. Схема размещения градиентов и локальных аномалий скоростных акустических полей территории Фенноскандинавского щита (составлена А. П. Световым с использованием материалов З. Р. Мишенькиной и др., 1998; К. С. Осипова, Н. В. Шарова, 1998; И. А. Курилович, Н. В. Шарова, 1998; Сейсмологическая модель.., 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 (геономическую) 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 диапиризма в связи с мегасводовыми поднятиями. Вертикальная и горизонтальная скоростная неоднородность литосферы по указанным профилям обнаруживает отчетливую 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 выраженными 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-геофизические 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 поверхностными 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 представляет 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 моноклинали.

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).

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^2, 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. Особенно это проявлено в осевой линии краевой геофлексуры Полканова, с осью которой совпадают известная Санкт-Петербургская аномалия с 75 м Вт/м^2, 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 (Аландский-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^2		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

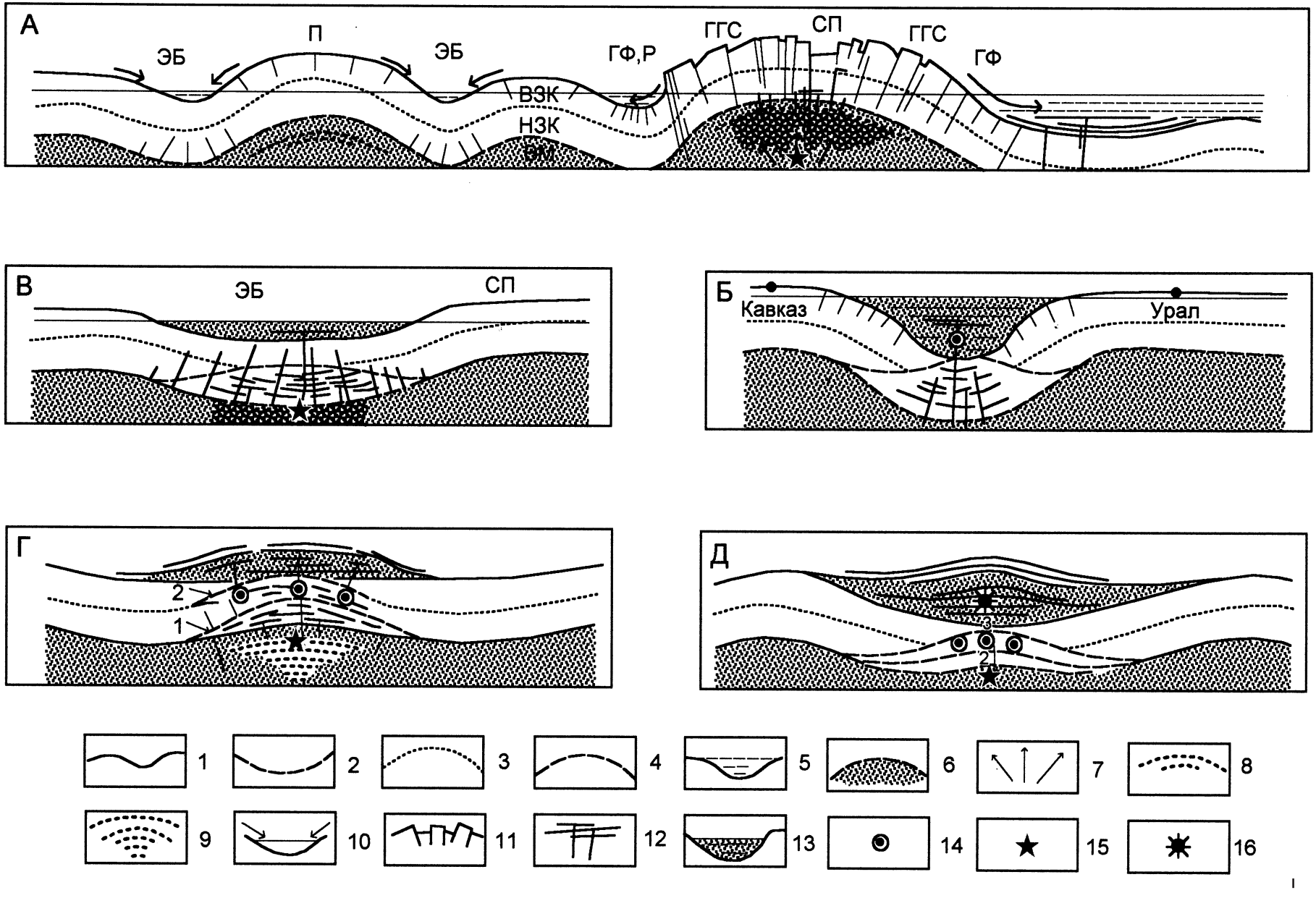

А
ЭБ
П
ЭБ
ГФ,Р
ГГС
СП
ГГС
ГФ
ВЗК
НЗК
ЭМ
В
ЭБ
СП
Б
Кавказ
Урал
Г
2
1
Д
3
2
1
9
10
11
12
13
14
15
16

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

А – Внемасштабная модель сводового поднятия и его обрамления. Б – Схема строения «экзогональной впадины», локального глубокого прогиба, локальной депрессии и ее фундамента. Исключительно поверхностное компенсирование прогибания. В – Ранняя, начальная стадия развития мантийного диапира и формирования так называемых слоя корово-мантийной неоднородности в условиях прогибания земной коры. Сочетание поверхностного компенсированного прогибания с глубинным.
Г – Инверсия седиментационного прогиба и начало формирования сводового поднятия в результате разуплотнения нижней коры, верхней мантии при прогрессивном развитии процесса мантийного диапиризма. Нарастание роли глубинного компенсированного прогибания поверхностного. Обстановки разуплотнения декомпрессии. 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 сиалической коры... Зона преобладания зрелого развития мантийного и корово-мантийного вулкано-плутонизма с существенно глубинным компенсированием проседания ареалов активного вулканизма... Обстановки сжатия и телескопирования магматической корневой системы. «Исчезновение» или утонение сиалической коры без горизонтального растяжения.
1 – верхняя граница земной коры без осадочного чехла; 2 – нижняя граница земной коры; 3 – условная граница нижней и верхней земной коры; 4 – «слои» базификации, так называемых зоны корово-мантийной неоднородности и их последовательность наращивания «сверху»; 5 – эпиконтинентальный морской бассейн седиментационный; 6 – верхняя мантия; 7 – мантийный тепломассопоток; 8 – линза «астенолит»; 9 – мантийный диапир возбужденной мантии; 10 – снос терригенного материала в бассейн седиментации; 11 – горсто-грабеновые системы на сводовом поднятии; 12 – питающие каналы, пластовые силлы и покровы платобазальтов; 13 – компенсированный прогиб типа «экзогональной» впадины; 14 – коровые магматические очаги (периферические); 15 – мантийные магматические очаги (промежуточные); 16 – магматические камеры в пределах вулканических построек.
Аббревиатуры. ЭБ – эпиконтинентальный (седиментационный) бассейн, П – поднятия, ГФ – геофлексура, Р – рамы, ГГС – горсто-грабеновая 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.

A – Model of an arched uplift and its margin (out of scale). B – Scheme showing the structure of an «exogonal depression», a local deep trough, a local depression and its basement. Exceptionally surficial compensation of warping. C – Early, initial stage in the evolution of the mantle diapir and the formation of a so-called crustal-mantle heterogeneity layer under crustal warping conditions. Combination of compensated surface warping with deep warping. D – Inversion of sedimentary warping and the beginning of the formation of an arched uplift, resulting from the decompaction of the lower crust and the upper mantle upon, mantle diapirism continuing progressively. Deep compensated warping becomes more significant. Decompression-decompaction environments.
E – 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 volcano-plutonism with largely deep compensation of the warping of areas of active volcanism... Environments in which the magmatic root system is compressed and telescoped. The «disappearance» 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 «exogonal» depression type; 14 – (peripheral) crustal magmatic chambers; 15 – (intermediate) mantle magmatic chambers; 16 – magmatic chambers in side the volcanic edifices.
Abbreviation. ЭБ – epicontinental (sedimentary) basin, П – uplifts, ГФ – geoflexure, Р – frames, ГГС – horst-graben system, СП – arched uplift, ВЗК – upper crust, НЗК – lower crust, ВМ – upper mantle

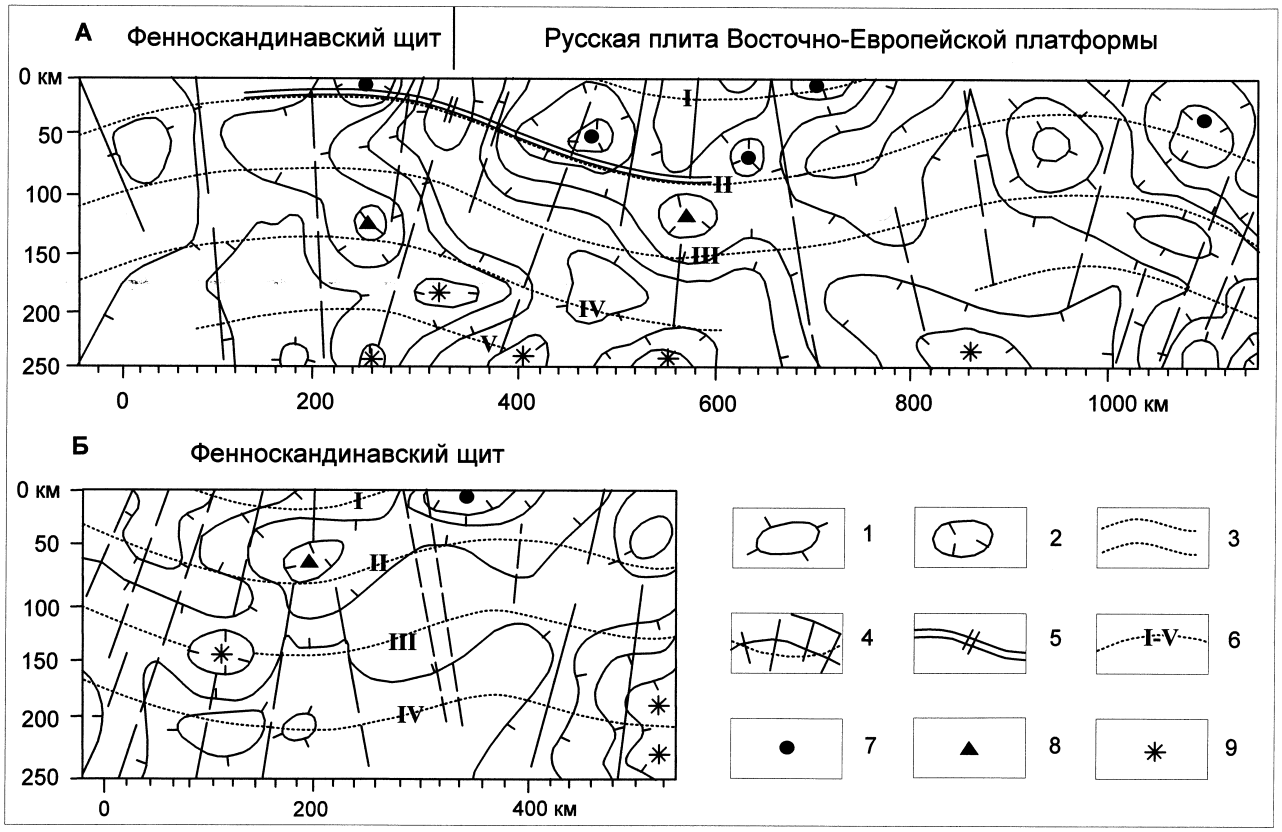


Рис. 52. Двухмерные скоростные томографические модели вдоль профилей «Рубин» (А: Западная Карелия – Ведлозеро – Волго-Уральская антеклиза с пересечением краевой геофлексуры А. А. Полкакова) и «Кварц» (Б: Кольская сверхглубокая скважина СГ-3 – Горло Белого моря, с продольным пересечением Имандра-Варзугской 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 N Н. И. Павленковой, IV – уровень локальных пониженных скоростей верхней мантии, V – раздел L Ирмы Лемман. Магматические очаги как элементы корневой вулкано-плутонической системы, предполагаемые: 7 – внутрикоровые как центры вулканизма; 8 – периферические 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 – Vedlozero – 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

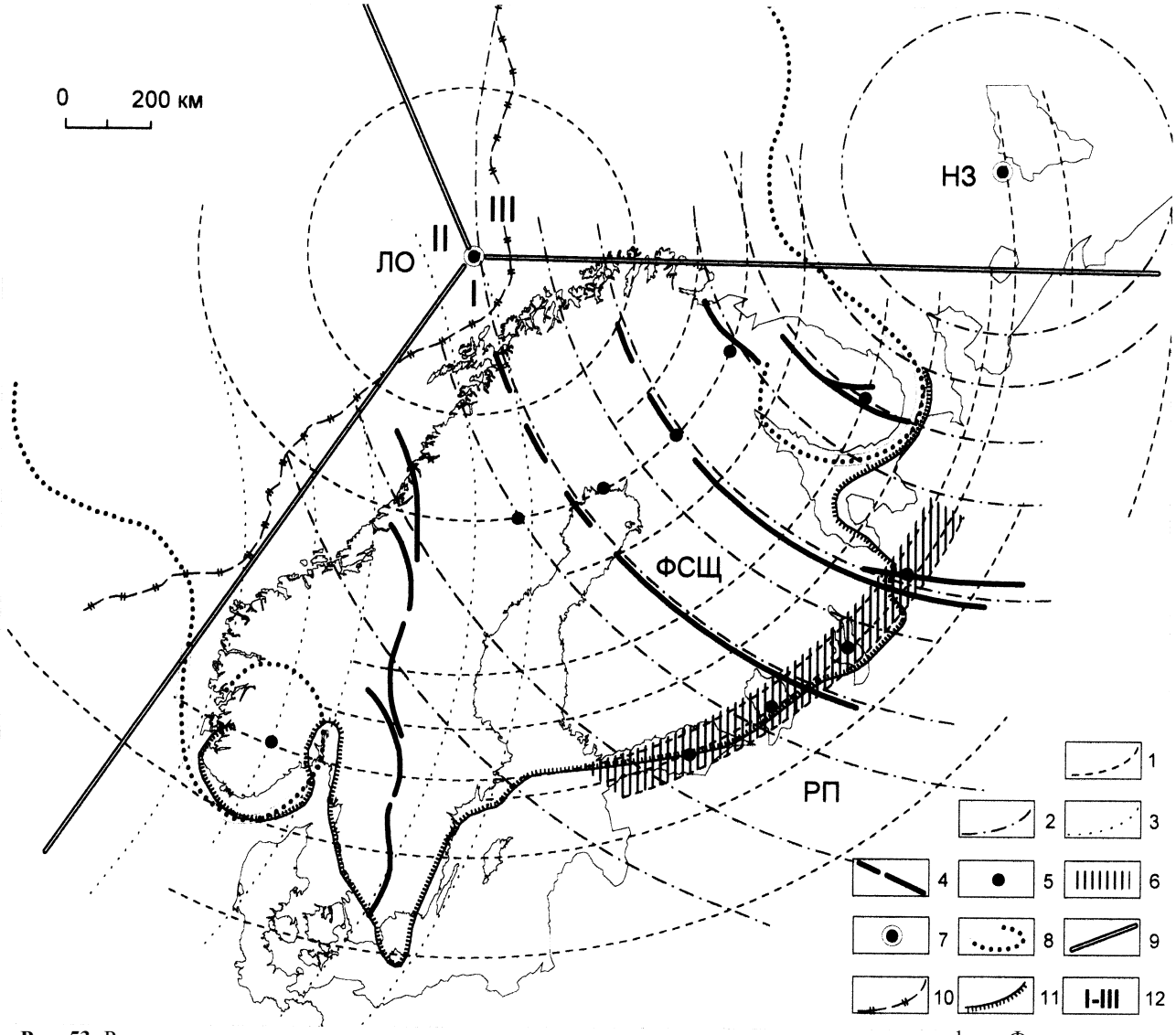


Рис. 53. Реконструированное автоволновое геодинамическое поле напряженного состояния литосферы Фенноскандинавского щита и размещение главных элементов тектонического каркаса: региональных геофлексур и некоторых центров эндогенной магматической активности в деструктивной части юго-восточного сектора ФСЩ.

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 краевой 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 амплитуд 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 – Баренцевоморский

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: ЛО – Lofoten, НЗ – 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

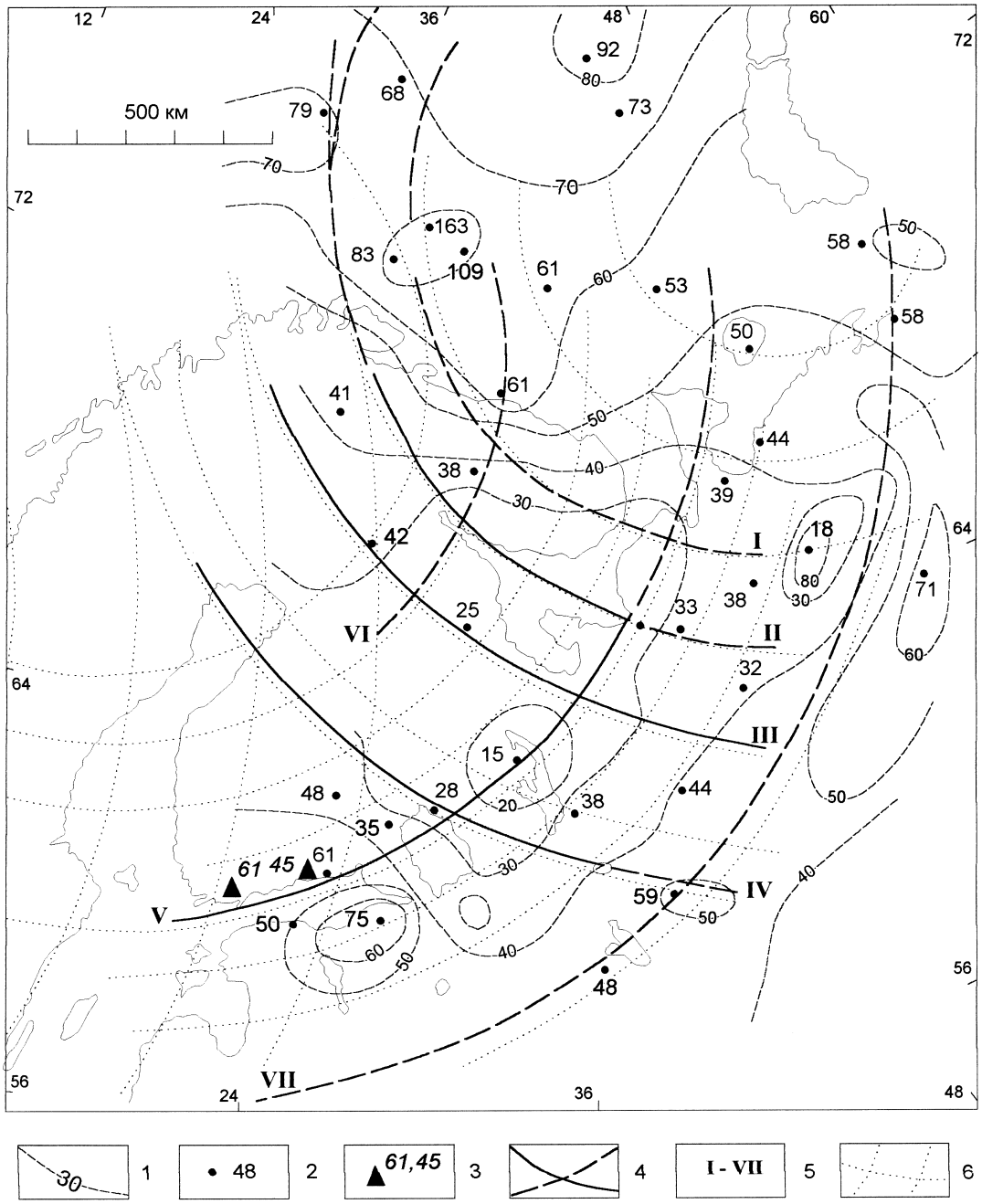


Рис. 54. Схема теплового потока Европейского Севера России в тектоническом каркасе Фенноскандии и прилегающих частях Русской и Баренцевоморской плит ВЕП (составлена с использованием материалов Л. А. Цибули и Vanyan, Gordienko, 1998. Упрощенно Сейсмогеологическая модель.., 1998. Ч. 1. С. 63).

1 – изолинии теплового потока, мВт/м²; 2 – значения теплового потока, мВт/м²; 3 – геотермальные области Восточная и Западная Юго-Западной Финляндии и значения их теплового потока, мВт/м²; 4 – главные оси геофлексур в Восточной Фенноскандии; 5 – геофлексуры: I – система геофлексур 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 автоволнового поля (стоячие волны) горных напряжений в литосфере

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 & Gordienko, 1998. Simplified. Seismogeological model.., 1998. Part 1. P. 63).

1 – heat flow contours, mWt/m²; 2 – heat flow values, mWt/m²; 3 – East and West geothermal domains, Southwest Finland, and their heat flow values, mWt/m²; 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 воздымание щита может служить причиной образований аномалий в мантийном тепловом потоке.

Достаточно сложной представляется геоисторическая 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 воздыманием 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 субкрустальную 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 геофизических 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 вулканоплутонизма 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, Хаутаваарская, 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, Орченьская 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 (Киричская, Ламбасручейская 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-риодацитовый экструзивно-купольный ареал (плато) в пределах центральной части Лехтинской ВТС в зоне трансрегиональных сдвиговых дислокаций;

• площадь Салминского массива гранитов рапакиви 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 вычленения 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 вычленить 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 структуры 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, вычленении 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;

• 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 (Металлогения 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 вычленении 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 Оскарлсхамн в Юго-Западной Швеции. Отличительной особенностью этой структуры в гравитационном поле является общее радиально-концентрическое построение. При этом по секторам ≈ через 30° отмечаются устойчивые чередования гравитационно-положительных и гравитационно-отрицательных аномальных полей. Концентрически-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 Скании. 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 г·см$^{-3}$), по Абалкин и др., 1998. Изолинии силы тяжести, 10^{-5} м·с$^{-2}$: 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 g·cm^{-3}). Gravity contour lines, 10^{-5} m·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. Сёрёйо (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 Оскарлсхамна, 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 Аландский. 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-Хювинкюля, 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 Семчьозерско-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 округлую форму диаметром около 30–35 км, и в ней выделяются три локальные аномалии диаметром от 3 до 8 км. Однако Онежская ВТС имеет низкое гравитационное поле, и в нем вулканические зоны ятулия, людиковия и ливвия практически не сопровождаются аномалиями. Несколько повышено 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 вулканоплутонизм. 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 Свекофеннского 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 свекофеннским 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 Сювяри.
- 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 территорию Юго-Западной Карелии обладает большинством особенностей, отмеченных выше. Здесь прослеживается зона тектонически активной разломно-сдвиговой зоны контакта досвекофеннского 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 рудопроявлений гидротермально-осадочного, фумарольно-гидросольфатарного генезиса – Виссу, Рускеала, Соанлахти, Полвиламби, Ковадъярви, Сумерия, Варалахти 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 геоисторического 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 представляет 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 геоисторическую природу и содержат важную информацию об энергоструктуре литосферы прошлых геологических эпох. Система ячеистых ромбовидных структур с размерами сторон 150 х 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-ультраметаморфического 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 трубочной формы и выявлении 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 плутонических 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. Критериев 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-вулканогенного 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, эксгаляционно-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-грабеновой 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 руднопотенциальные 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 магматизм, 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 столько в изучении электропроводимости пород в пределах верхней коры, сколько в зондировании глубоких сечений литосферы.

Изучение электропроводимости осадочно-вулканогенных 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 ценны 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 вулканоплутонических 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 лаково-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 востребованы 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 скудная 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

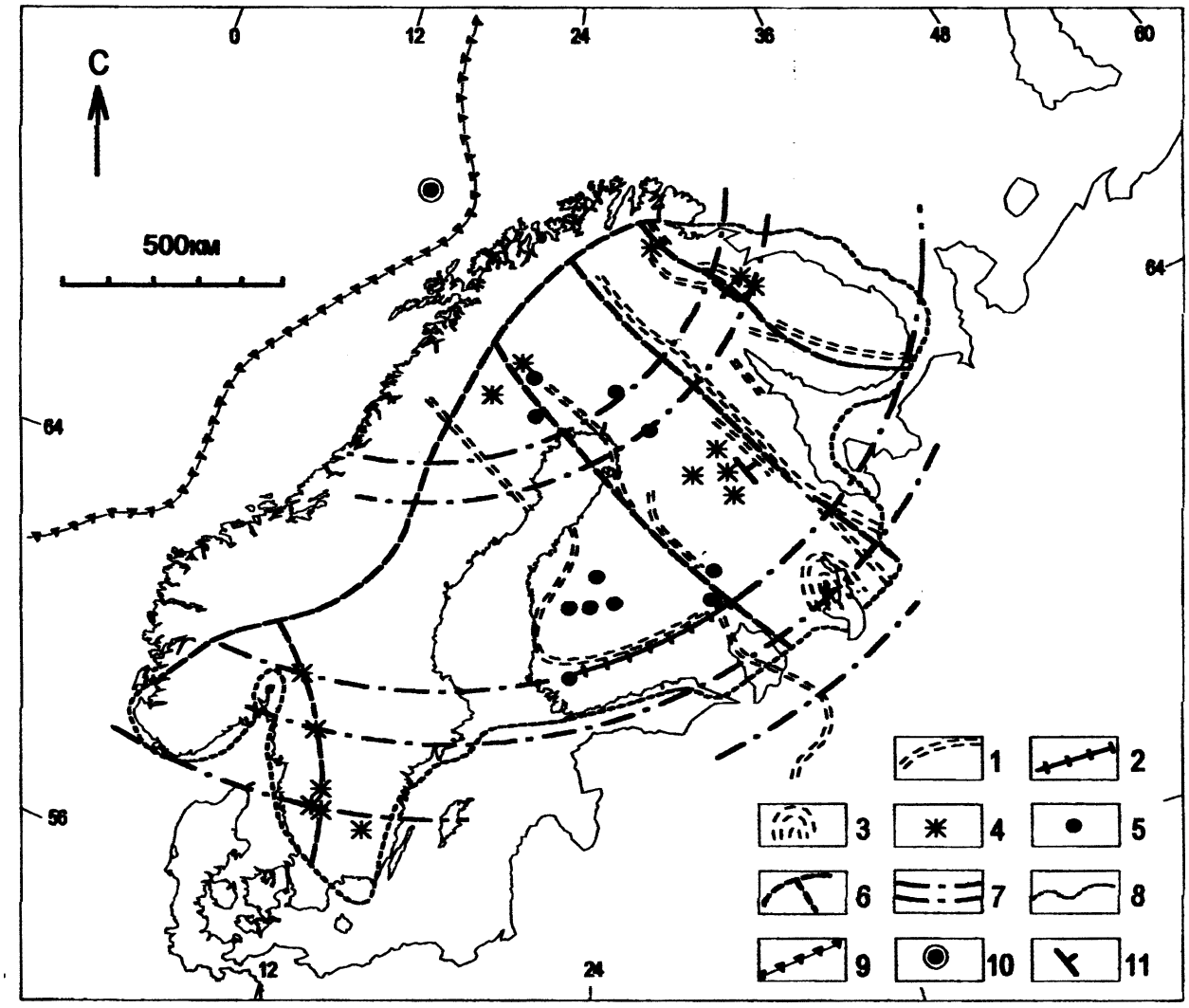


Рис. 56. Схема размещения выявленных коровых поясов и аномалий электропроводности ФСЩ и прилегающей части Русской плиты по данным магнитотеллурического и аудиомагнитотеллурического зондирования. (Составлена с использованием материалов: Pajunpää, 1987; Korja, 1994; Korja et al., 1993, 1996a, в).

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 суперструктуры 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) литосферы 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, в).

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 megaarch; 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 региональной флексуры Полканова, имеющей северо-запад=юго-восточное простирание, 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 геофлексурой. Более того,

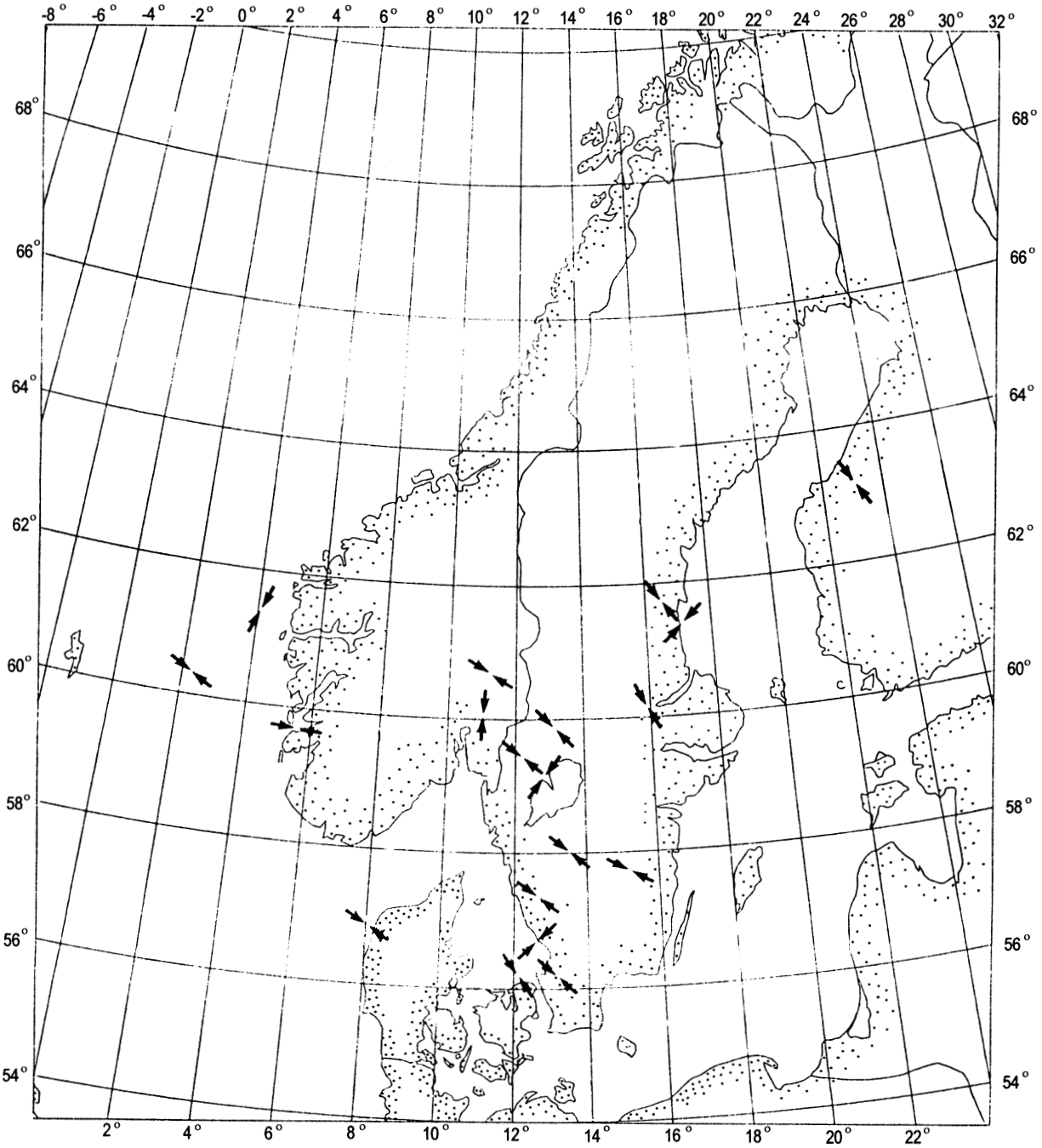


Рис. 57. Схема генерализованных максимумов горизонтальных напряжений западной части ФСЩ (по Gregersen et al., 1991).

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

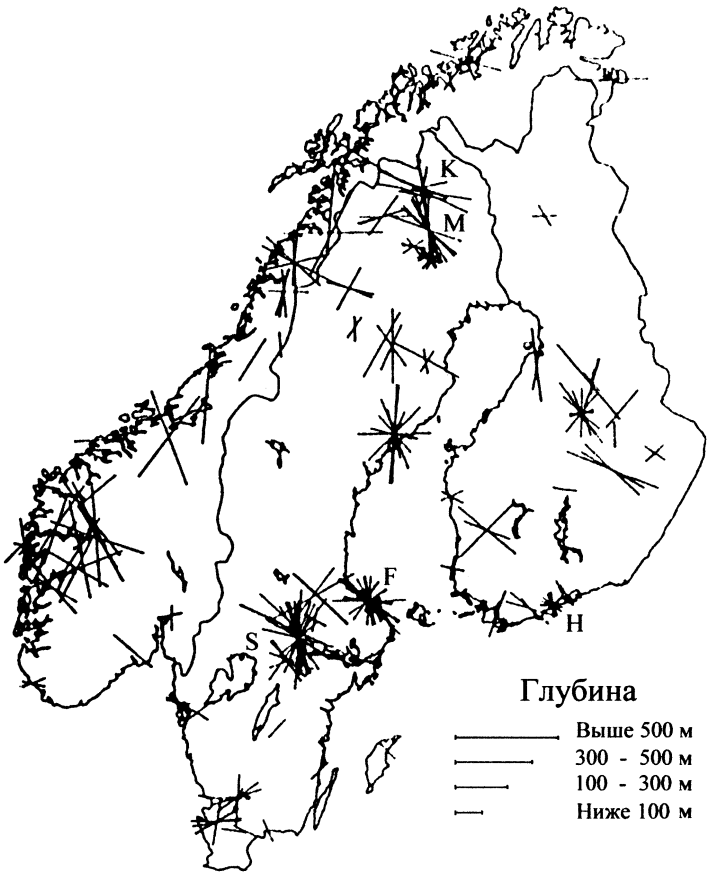


Рис. 58. Тренды максимумов горизонтальных напряжений на разных глубинах ФСЩ. Материалы из базы данных горных напряжений (FRSDB) (по Stephansson et al., 1986, 1991)

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-

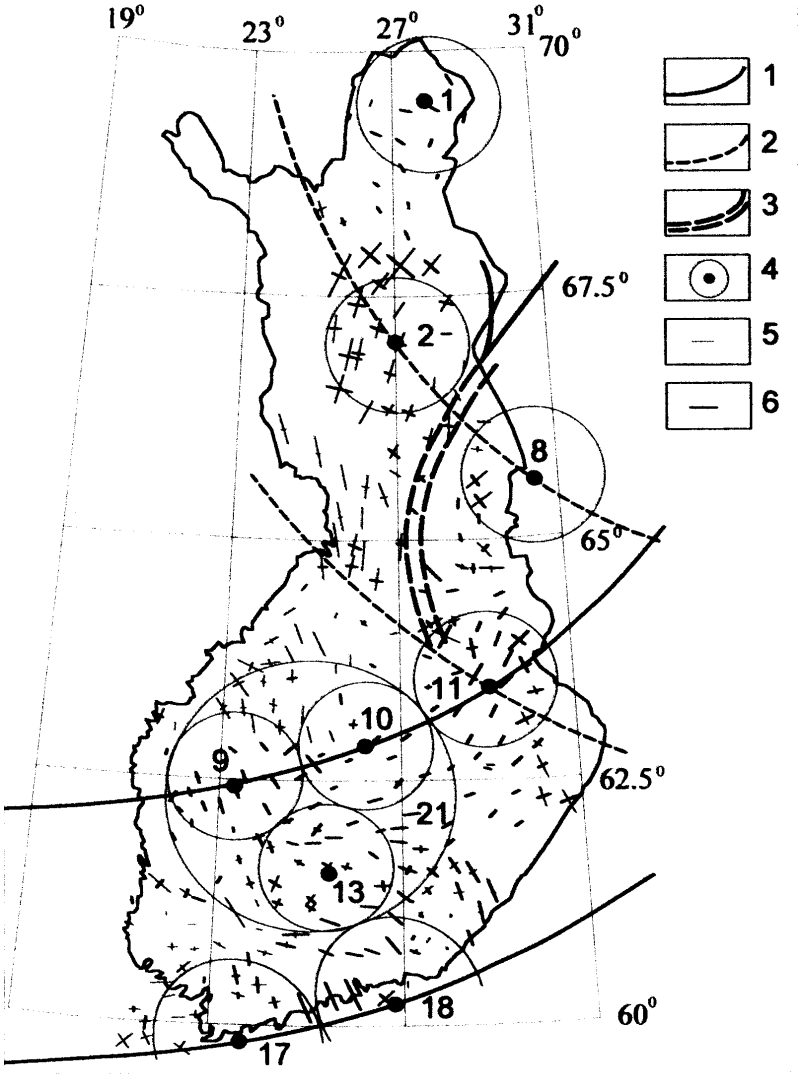


Рис. 59. Направление горизонтальных горных напряжений в породах кристаллического фундамента Финляндии (по Chen, воспроизведено из Kakkuru, 1997, с. 106). Реконструированы:

1 – оси горных напряжений, связанные с геофлексурой 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 ctntre; 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 простираний, совпадающих с удлинением современного поднятия Ботнического залива, а также с линией максимальных горизонтальных градиентов уклонения поверхности геоида (Масляев, 1997).

Феноменальной представляется геоисторическая «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 многоранговой 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, геофлексурные пограничные зоны и радиальные к ним системы разломов, горсто-грабеновые системы и авлакогены и т. д. Однако наиболее важным выводом следствий тензерометрии горных напряжений является вывод о широком распространении в кристаллическом фундаменте ФСЩ, РП ВЕП огромного числа разномасштабных 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, «всплывание» 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 суперструктуры ФСЩ и РП. Активное воздымание масс литосферы в объеме ФСЩ, естественно, приводит к их горизонтальному растеканию, что обусловливает возникновение стрессовых ситуаций, включая сильные сейсмические явления (Тектоносфера Земли, 1978; Сейсмогеологическая 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 автоволновой геодинамики, где Земля рассматривается как саморазвивающаяся и самоорганизующаяся диссипативная 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 обусловливает 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 Скании (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 автоволновым 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

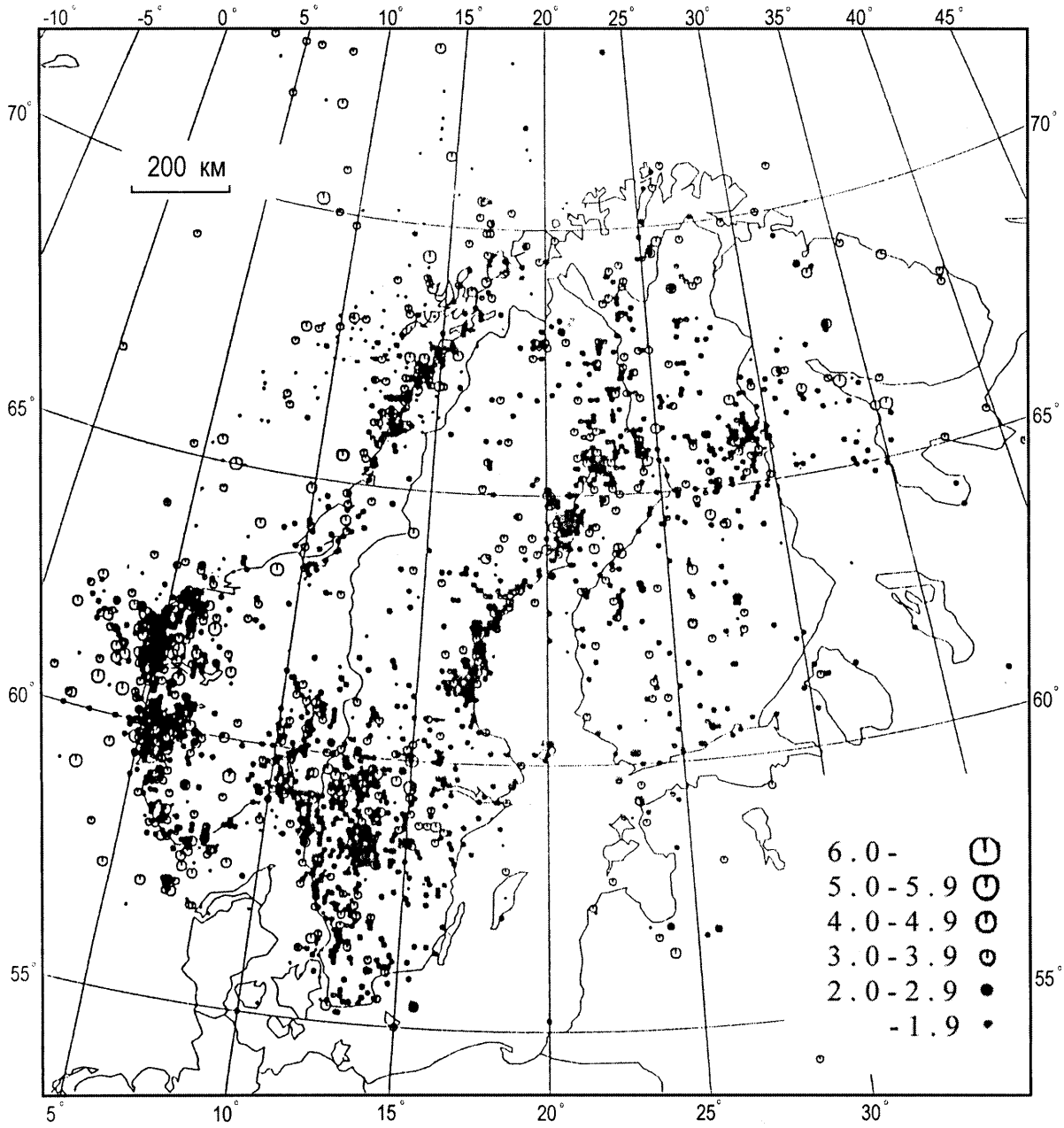


Рис. 60. Размещение эпицентров землетрясений Фенноскандии за 1975–1985 гг. (Gregersen et al., 1991)

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 автоволновой природы напряженного состояния литосферы. 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 «отстающее 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.

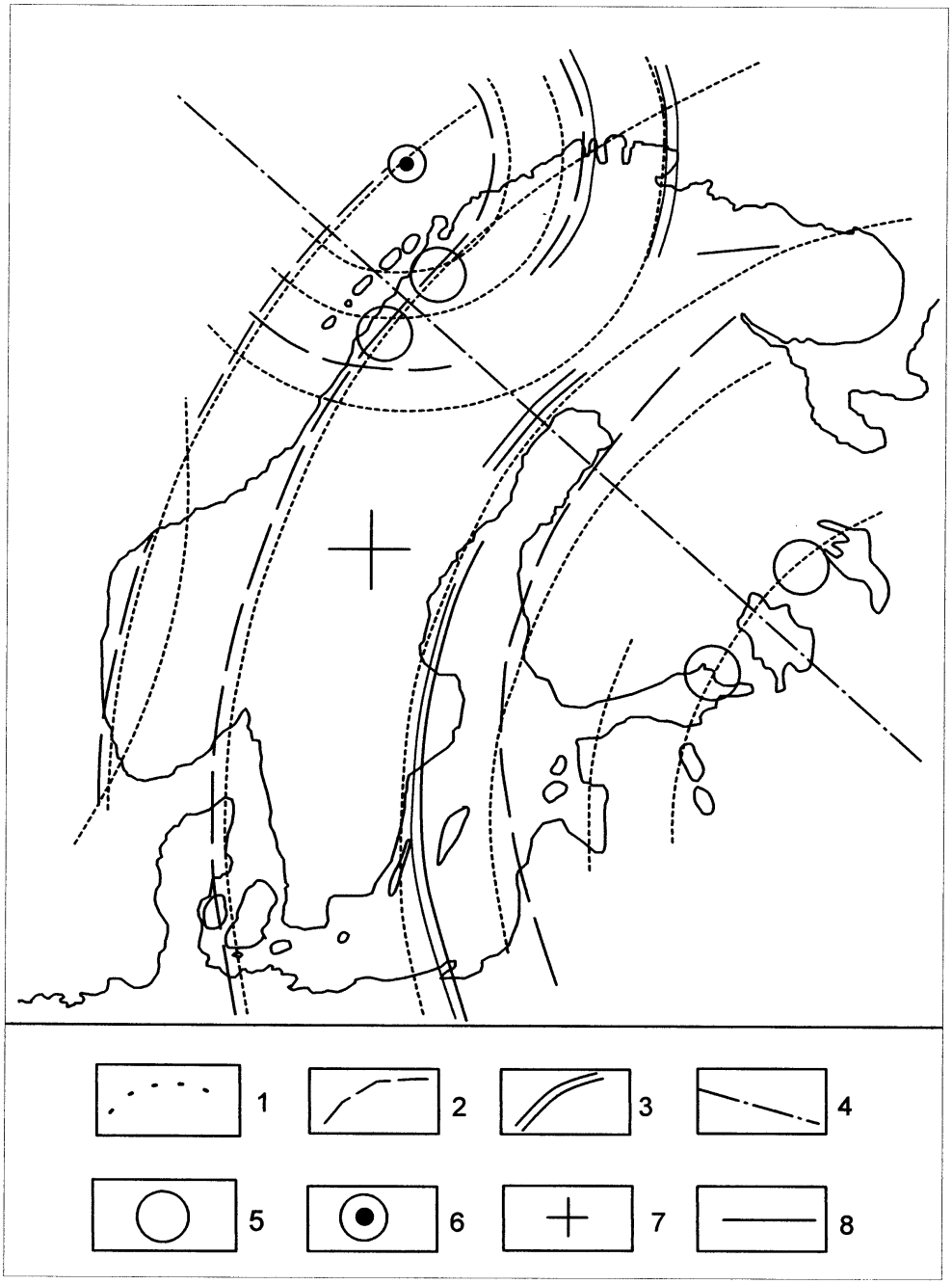


Рис. 61. Автоволновые поля упругих деформаций (стоячих волн) литосферы Лофотенского и Пачелмского центров первичного возбуждения и сопряженные с ними оси максимальных зон горизонтальных градиентов ундуляции поверхности геоида Фенноскандинавского щита (составлено с использованием данных В. И. Богданова,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

1 – автоволновые поля Лофотенского и Пачелмского центров первичного возбуждения. Оси максимальных горизонтальных градиентов ундуляции поверхности геода: 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

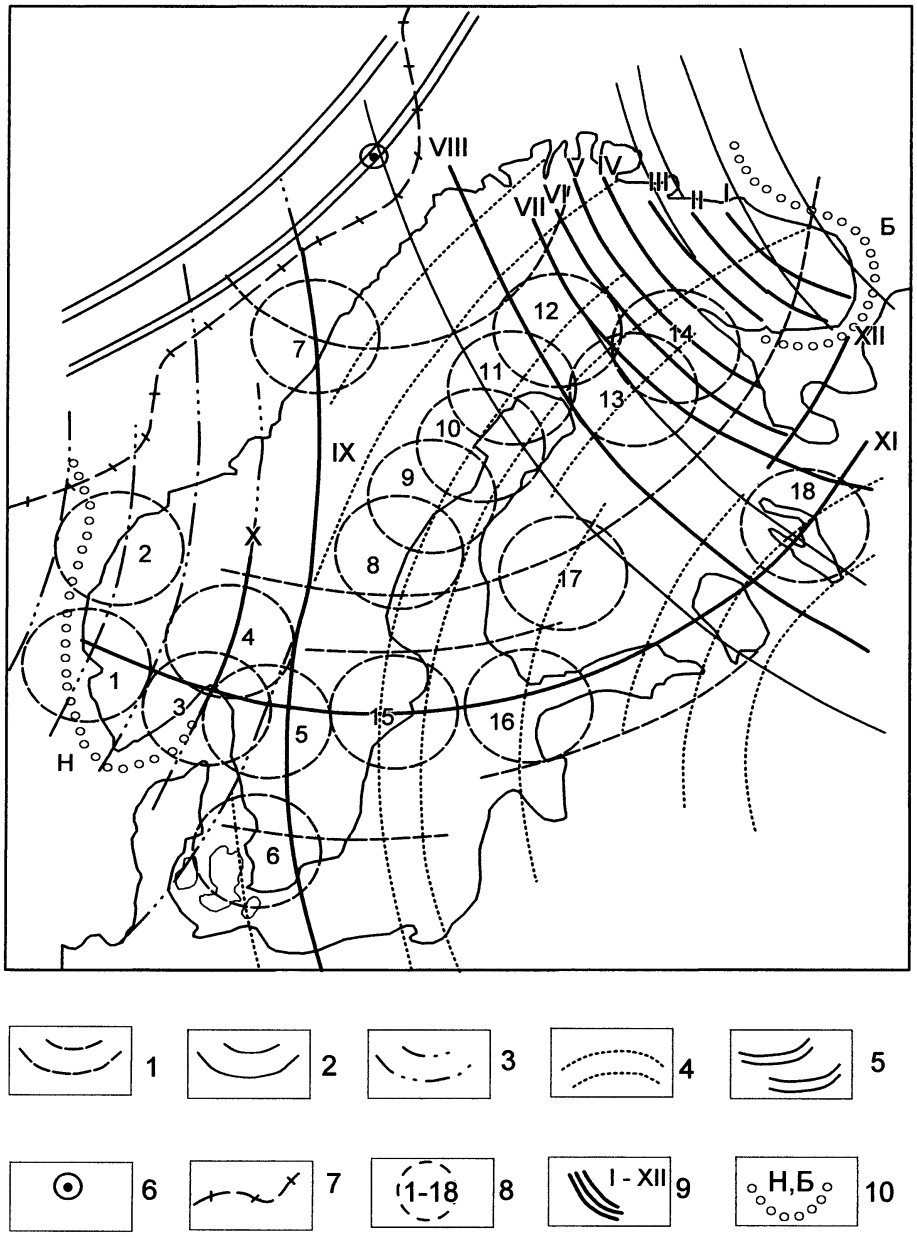


Рис. 62. Автоволновое поле упругих деформаций литосферы ФСЩ и ареалы эпицентров землетрясений (составлено с использованием данных Bannister et al., 1991; Gregersen et al., 1991).

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 – Kolmozero-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 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. На рис. 62 суммированы данные по локализации центров повышенной сейсмичности щита с его тектоническим каркасом. Следствия и причины иерархичности и инвариантности таких, казалось бы, малосвязанных 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 аттрактора – 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 – супракрустальным 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 спрямленных 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, Иваара, 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.).

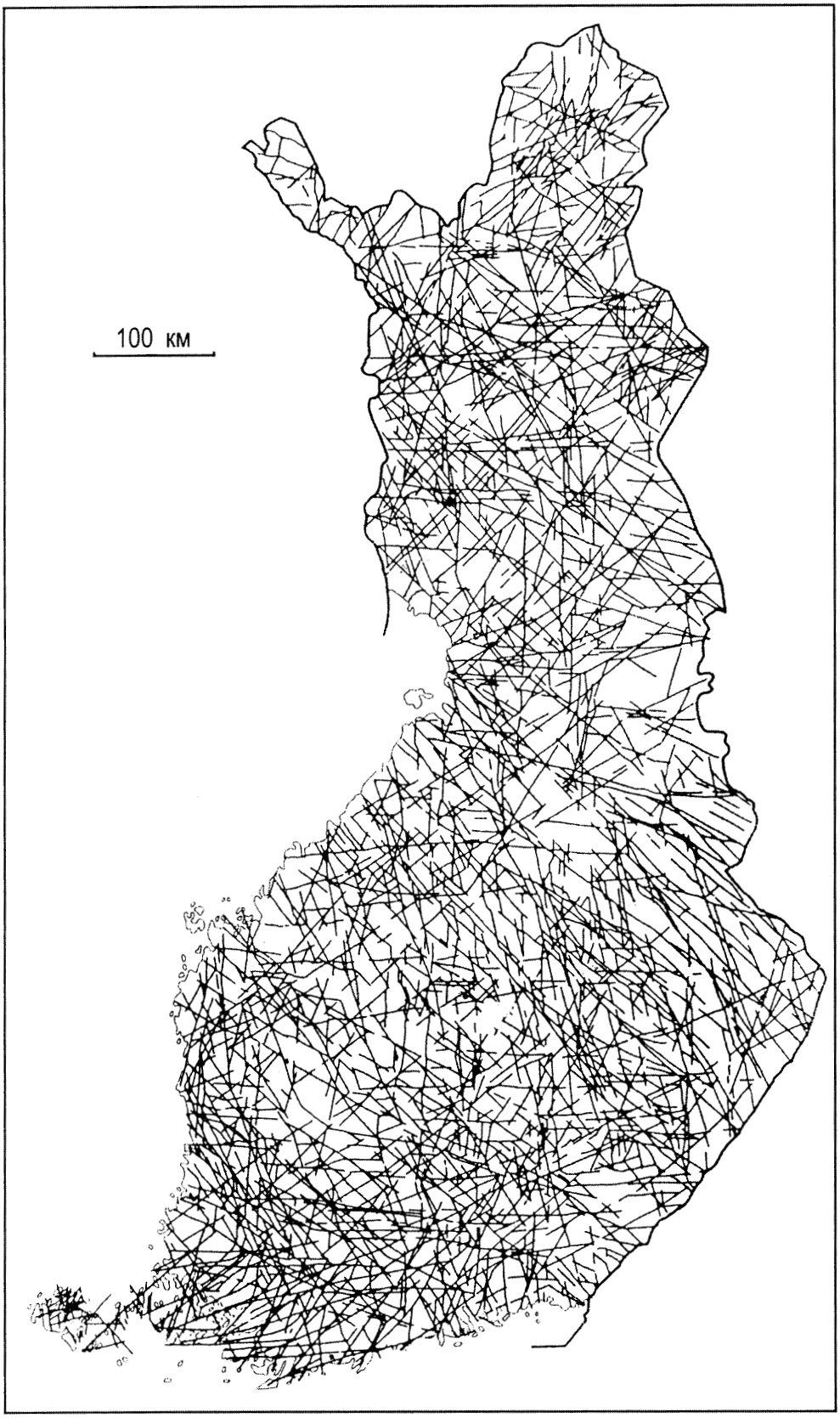


Рис. 63. Зоны трещиноватости пород кристаллического фундамента Финляндии (Vuorela, 1987)

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

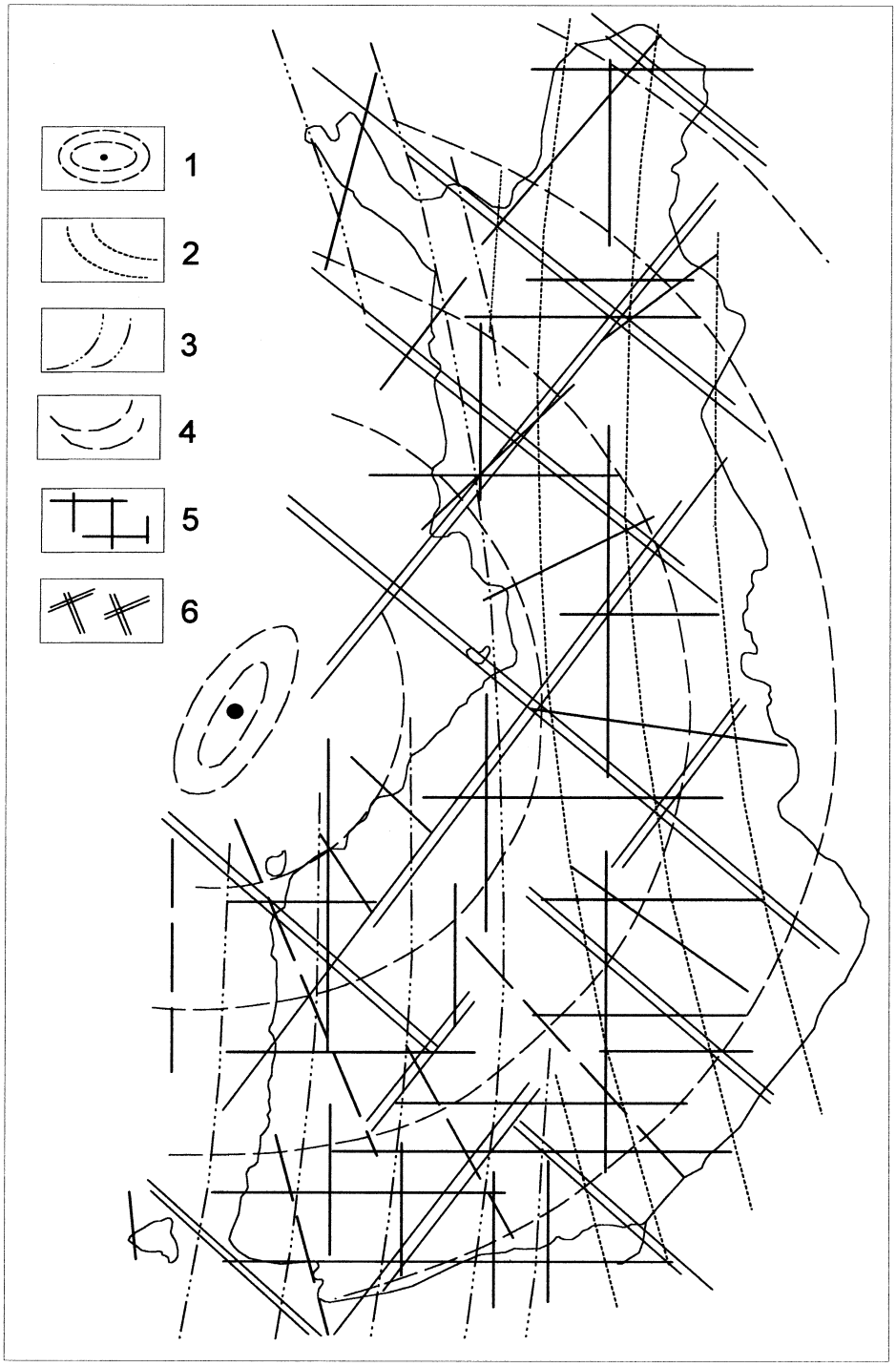


Рис. 64. Зоны наложенной трещиноватости и тектонического дробления пород кристаллического фундамента Финляндии (Интерпретация данных Vuorela, 1987, рис. 63).

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

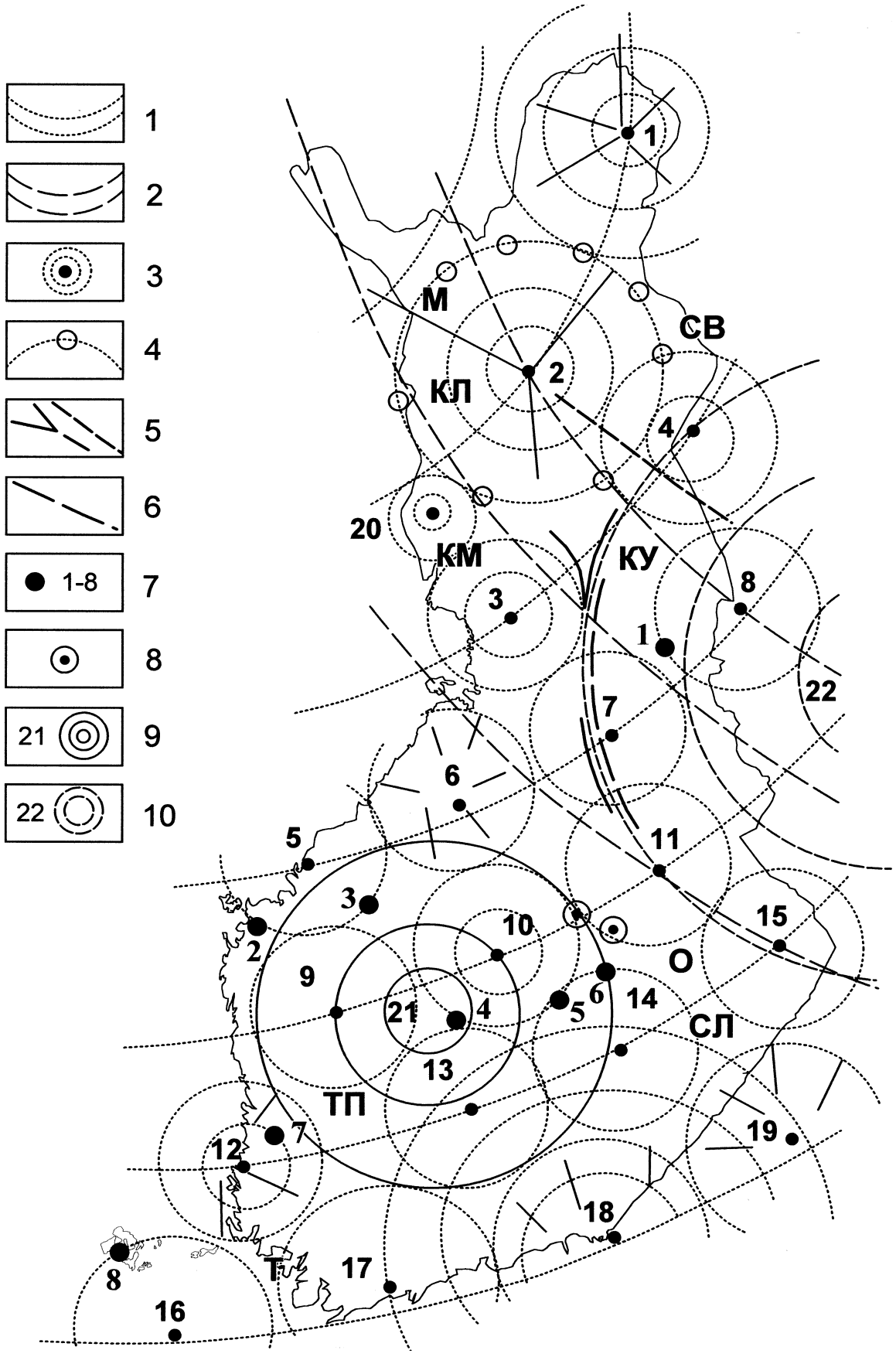

1
2
3
4
5
6
1-8
7
8
21
9
22
10
М
КЛ
СВ
КМ
КУ
О
СЛ
ТП
Т

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 сводообразования 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 возвышенностями, 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 сводообразования, в настоящее время достигающая 830 м. 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) (Mörner 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 отстающего поднятия относительно стабильной Русской плиты и воздымающегося 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. 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 – Иваара, 9 – Исойоки, 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 (эрозионно-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 – «astrobleme» (tuffisitic 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: Tuffisitic «astrobleme» 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 – Nurmes, 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, КЛ – Kolari, СВ – Savukoski, КМ – Kemi, ТП – Tampere, О – Outokumpu, СЛ – Savanlinna, Т – Turku, КУ – Kuusamo

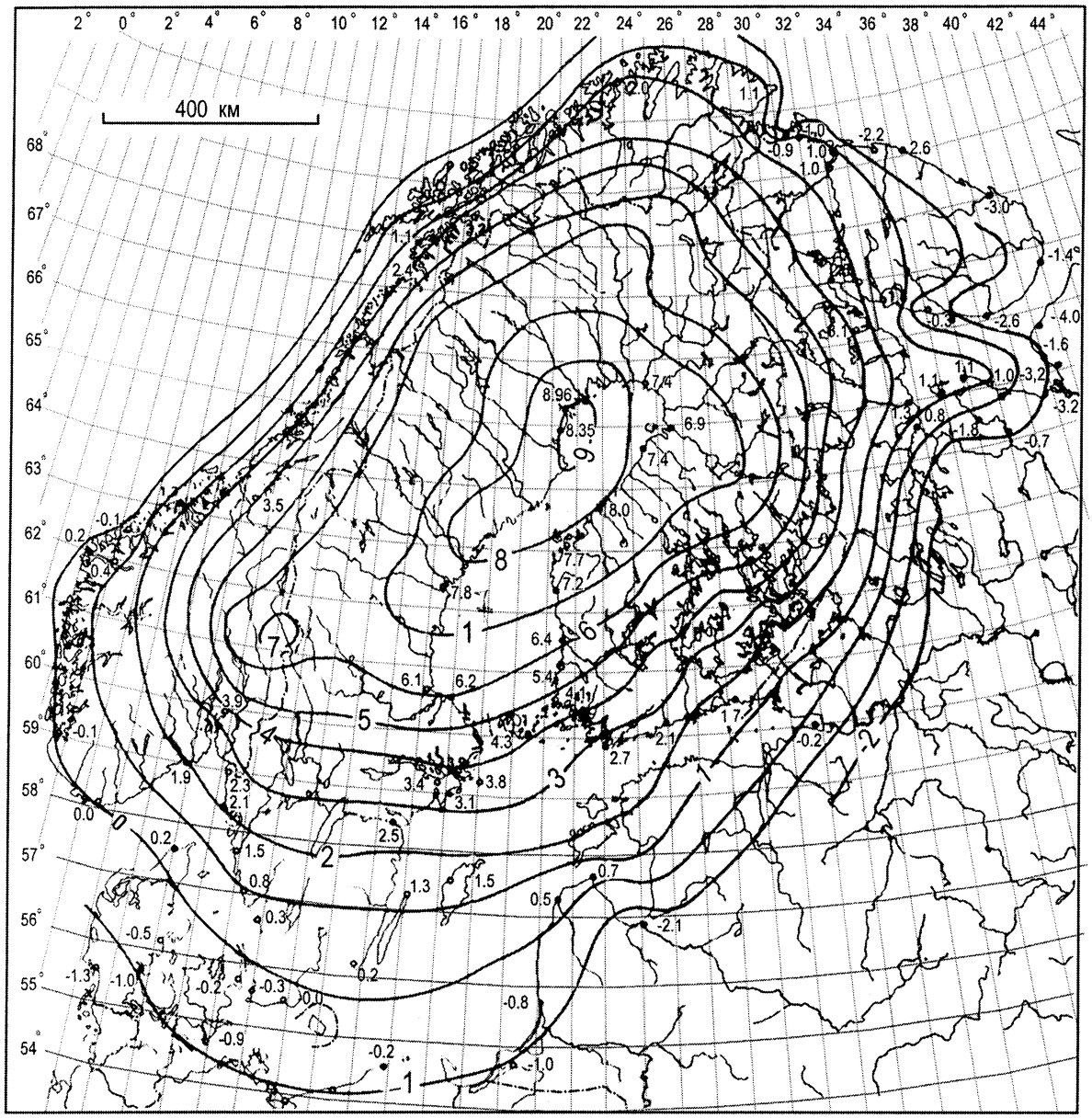


Рис. 66. Современное воздымание Фенноскандии. Изобазы проведены относительно среднего уровня мирового океана, мм/год (по Kakkuri, 1989)

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 (фьельдами) 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 межледниковыми 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

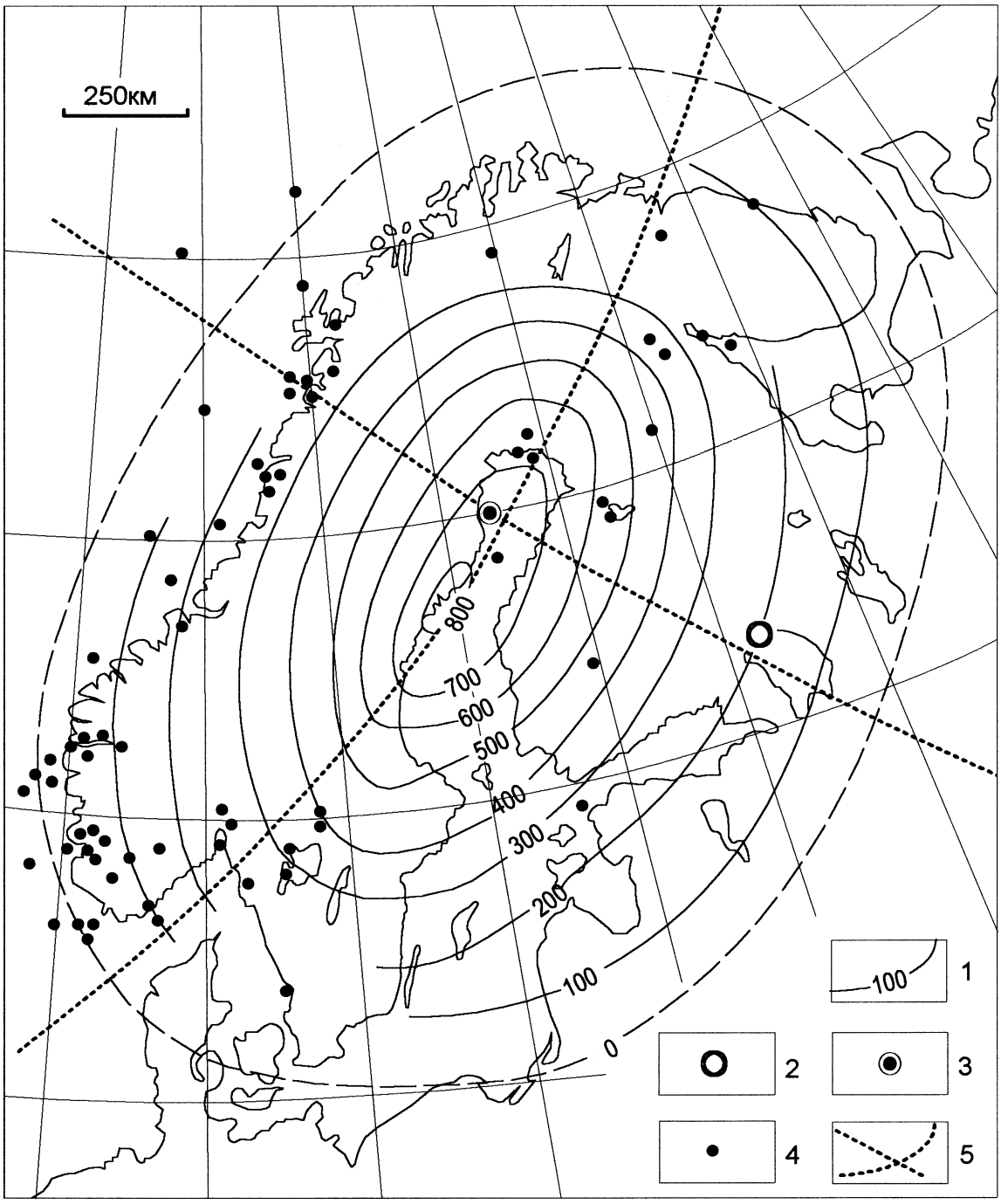


Рис. 67. Гляциоизостатическое вертикальное воздымание ФСЩ и формирование современной энергоструктуры Арктического сектора ВЕП (схема составлена с использованием данных Mörner, 1990, 1991; Gregersen et al., 1991; Kakkuri, 1997):

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 литосферы 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 аттрактора 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^2 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 равномерно 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 palaeovolcanological 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 воззрений 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, литосферы в целом, так и верхней мантии, что привело к отказу от расслоенности земной коры и литосферы на геосферы. Модель мантийной адвекции тепломассопереноса и флюидодинамики В. В. Белоусова получила подтверждение, а многоуровневая мантийная конвекция была отвергнута. Тектоника литосферных плит лишилась энергетической основы. Мозаично-блоковое, 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 постоянно

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 (дилатансионные 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. Выдержанные по простиранию 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 геоисторической 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 ЭНЕРГОСТРУКТУРЕ 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, рифейского и, вероятно, каледонского и герцинского) геоисторически взаимосвязаны и имеют близкий (если не один и тот же) стиль формирования;
- Супракрустальные 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 необратимость 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-массопотока, 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 (Свекофеннский 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 ± 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 ± 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 гексогональной ячейки, играющей ключевую роль в формировании морфоскульптуры Земной поверхности, и отвечает модели перкаляционного кластера делимости сиалической коры континентального типа (Федоров, 1991; Горяинов, 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 Мохоровичича, граница зоны корамантия, зоны коро-мантийной неоднородности;
55–65 км	зона высокоскоростного слоя в нижней коре, отметка его подошвы;
100 км	раздел N Павленковой Н. И.
120–150 км	астеносферный горизонт в континентальной коре;
200 км	раздел L 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 $\underline{R}$, $\underline{R}$, $\underline{R}$ и т. д. до $\underline{R}$ (2, 4, 8, 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 диссипативного 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, геосферы являются геоисторическими 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).

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	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; 1 190 – зоны глыбовой переработки восточной части ФСЩ (Гендлер, 1986); Воронка и Горло Белого моря; сдвиговая зона ЮЗ Финляндии; поднятие Бергслаген Швеции; устье грабена Осло; массивы гранитов рапакиви Аланд, Лайтила, Выборгский, Салминский; 1 420 – ось Норвежского желоба; ось внешней геофлексуры Полканова; географические центры озер Ладожского и Онежского; 1 650 – Лужский, Рижский и Белозерский массивы гранитов рапакиви; 1 900 – Пачелмский центр возбуждения; 2 150 – выступы Полюдова Кряжа и Свентокинское; 2 380 – стык структур тиманид с уралидами; точка тройного сочленения Пачелмского авлакогена
Новоземельский	225 – центры Северобаренцевского и Южнобаренцевского бассейнов (впадин); 375 – ось Канинского выступа; 575 – верхний край Кольско-Канинской моноклинали, разлом Трольфьорд-Комагэльв; 620 – шовная зона Колмозеро-Вороньинская; 850 – ось Кандалакшского грабена и зона горсто-грабеновых систем Зимнего Берега; 1 050 – ось Лапландско-Поморской геофлексуры (Беломорский шов); 1 350 – ось Ладожско-Ботнической геофлексуры; 1 600 – граниты рапакиви Выборгского массива; Лофотенский центр возбуждения; 1 850 – граниты рапакиви Аландского и Рижского массивов; 2 100 – главная сдвиговая зона Центральной Швеции; 2 350 – зона пермских даек Южной Скании, центр Северо-Каспийской «безгранитной» впадины; 2 600 – северное окончание оси зоны Торнквиста-Тейссейра
Рокколльский	150 – северо-западный борт восточного угла банки Рокколл; 250 – юго-восточный борт банки Рокколл; 350 – граница уступа континентального шельфа; 500 – юго-восточное ограничение и ось геофлексуры Гебридских островов (Льюисский комплекс); 575 – граница надвига Мойн (Шотландия); ось Грампианского нагорья; грабен Мидленда с карбоновым вулканизмом; 630 – Каледонский разлом Северной Ирландии; система разломов Грейт-Глен; 950 – ось грабена «Викинг»; 1 150 – ось Скандинавского нагорья Южной Норвегии; 1 400 – ось грабена Осло, ограничение Норвежского желоба с востока; 1 650 – система разломов Протоджин зоны ЮЗ Швеции, грабен Веттерн пермского заложения; дайки гиперитов Северной и Южной зон; Трансскандинавский пояс гранит-порфиров; пояс гранитов Смоланд-Вермланд, Лофотенский центр возбуждения; 1 900 – граниты рапакиви о. Аланд; 2 150 – сдвиговая зона ЮЗ Финляндии; 2 400 – граниты рапакиви Рижского массива; 2 520 – географический центр Ладожского озера, северное ограничение Кандалакшского грабена; 2 750 – географический центр Онежского озера; 2 900 – Горло Белого моря; 3 200 – Новоземельский центр возбуждения

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

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, платобазальтовые 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	Интрузии центрального типа, вулканические постройки, кальдеры обрушения и т. д.: R = 3, 4,5, 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 трубки, трубки взрыва, вторичные кальдеры: R = первые сотни метров
8 порядок (ранг некковый)	Питающие каналы, некки, штоки, малые дополнительные интрузии: R = первые десятки метров
9 порядок (ранг туффизитов)	Шлаковые конусы, агматитовые тела, питающие каналы силлов и т. д.: R = первые метры
10 порядок (ранг вариолитовый)	Вариолитовые, перлитовые, гломеропорфировые структуры: R = первые сантиметры
11 порядок (ранг глобулярный)	Сариолитовые структуры, зональность вкрапленников, микровариолиты: R = 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 кольцевых 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 ± 50 км, соответствует ранговости Ферхюльста, отвечающей фрактальному алгоритму построения геосфер Земли от R = 6 371 км равному 2^{-n}, где n = 1, 2... 9, т. е.

R, R, R, R ... R
2 4 8 16 512

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 геоисторической 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 докембрия 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-Вороньинской, 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 тектоно-магматических явлений.

Узловые структуры с позиций волновой геодинамики представляют собой наиболее энергоемкие элементы тектонического каркаса литосферы. 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 брекчии 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. Хелюлянйоки, 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 относить 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 трубки 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 диапиры.

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, сдвиго-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 бразера), способные сохранять свою энергию достаточно

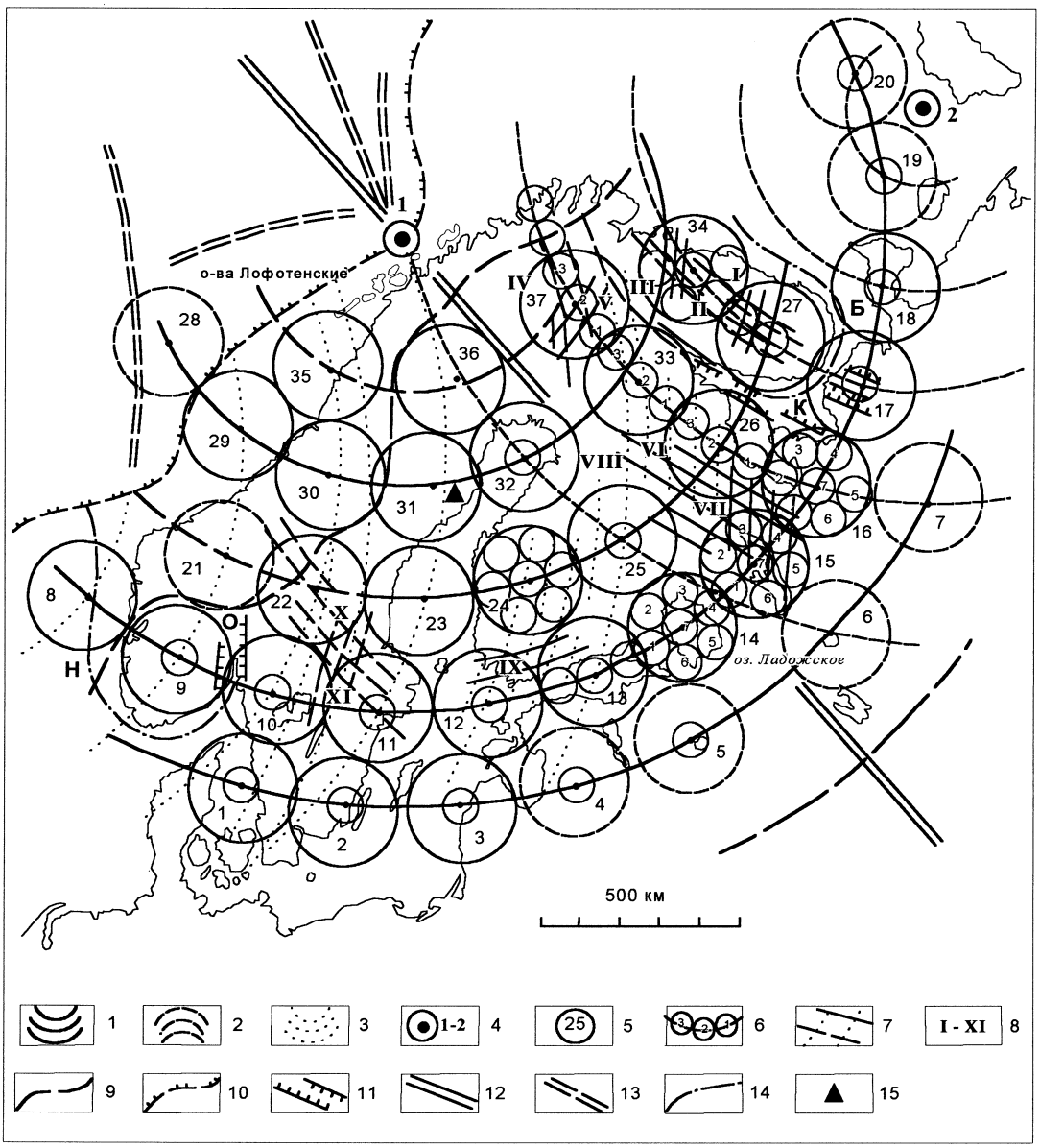


Рис. 68. Фрактальный алгоритм геодинамического поля напряжений Лофотенского, Рокколльского и Новоземельского первичных центров возбуждений и делимости геофлексур ФСЩ.

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-Вороньинская, II – Печенга-Варзугская, III – Лапландско-Колвицкая, IV – Каутокейно-Карасъёк, 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-Вермланд; 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 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, Roccol and Novaya Zemlya primary excitation and geoflexure divisibility centres of FSS.

Autowave fields, systems of standing stress waves: 1 – Lofoten; 2 – Novaya Zemlya; 3 – Roccol; 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 – Kolmozero-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, K – Kandalaksha graben, O – 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 диапирового 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 туго сжатые спирали на внешнем эффективном радиусе. В связи с этим они воспринимаются или идентифицируются как закрученные структуры с элементами вращения, т. е. как природные реверберато ры (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 ФСЩ. Наиболее крупные сдвиговые зоны наблюдаются в пределах осевых линий геофлексур. Они активно развиваются в тылу дилатансионных 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), Лехтинской 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 ФСЩ (рис. 68). Ее особенностью является полихронность развития, активное влияние на структурообразование, сопряженность с ней разновозрастных проявлений вулканоплутонизма 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 вторичного возбуждения с интерференцией волновых полей. Это позволяет рассматривать их как структуры хрупко-пластических 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, Оскарлсхамна 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-риодацитового 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 литосферы. Этому процессу энергетической структуризации сопутствуют мегасводовые и сводовые поднятия, прогибы, поперечные и продольные перекосы плит и щитов 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, скалывания. 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 тектоно-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 (срезов). Элементы установившихся волновых полей путем историко-геологических реконструкций были геометризованы для 22 возрастных срезов (позднего архея, сариолия, раннего-среднего-позднего ятулия, людиковия, ливвия, раннего-среднего 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 : 5000 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 геоисторическом 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 сводообразованию, 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 барьерами. 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) дилатансионных 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-пентогонального структурирования Арктического сегмента литосферы соответствует представлению П. М. Горяинова с соавторами о их связи с перколяционным кластером делимости континентальной коры (Горяинов, 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 литосферы.

Ранжированные системы стоячих упругих волн, тектонический каркас литосферы, элементы палеовулканологического районирования ФСЩ, системы вулканических активных эруптивных зон, размещение центров магматизма и мантийно-корового диапиризма находят гармоничное согласование между собой и являются следствием одной причины – диссипации 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 внутриплитные 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 металлогения 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 докембрия 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 докембрия 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 литосферы 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 диапиризма проявляется в ряде эффектов кинетики адвективного течения магм, ритмичной кристаллизации расплавов, в образовании завихрений, вплоть до турбулентности. Это в свою очередь способствовало флюидно-магматическому взаимодействию, ассимиляции, смешению магм, а также протеканию объемно-экзотермических реакций – тепловым взрывам и образованию туффизитов, автомагматических брекчий и явлениям крипвулканизма. 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 формирующимися 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 видоизменявшейся 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 (вихревых) 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 щиту 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 литосферы. 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 *установившееся автоволновое геодинамическое поле*. Их поликонцентрическая форма есть отражение общей энергоструктуры литосферы региона в виде систем стоячих волн упругих напряжений (дилатансионные 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 факторов. 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 тектоно-магматических 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 решении 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 дилатансионных 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 формировавшаяся. 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 коматиит-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 эллювиально-обломочного базального комплекса аренитов – 2,6–2,5;
- сариолийский напряженный, высокопроизводительный платобазальтовый вулканизм, вулканогенно-осадочный литогенез, разноглубинный мантийный, мантийно-коровый и коровый бимодальный вулкано-плутонизм – 2,5–2,45;
- континентальная пенепленизация и педиментизация, формирование раннеятулийских кор химического и физического выветривания – 2,45–2,40;
- формирование базального комплекса аренитов и цикличное раннеятулийское терригенное песчано-кварцито-алевролитовое осадконакопление и карбонатонакопление – 2,40–2,30;
- фаза раннеятулийского инициального платобазальтового вулкано-плутонизма и осадочно-вулканогенного литогенеза – 2,30–2,25;
- кратковременная стадия ранне-среднеятулийского континентального выветривания – 2,25–2,20;
- среднеятулийский цикл терригенного аренитового песчано-кварцитового эпиконтинентального мелководного осадконакопления – 2,20–2,18;
- среднеятулийская фаза платобазальтового вулкано-плутонизма осадочно-вулканогенного хемогенного литогенеза – 2,18–2,15;
- кратковременное континентальное выветривание и образование кор химического выветривания на среднеятулийских платобазальтах – 2,15–2,10;
- позднеятулийский цикл терригенно-карбонатного осадконакопления в эпиконтинентальных мелководных седиментационных бассейнах пра-Фенноскандии – 2,10–2,08;
- фаза позднеятулийского 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, воздымание, 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 йотнийского 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 ранневендского лапландского оледенения Фенноскандии – 0,65–0,63;

• ранневендская (волынская) фаза платобазальтового вулкано-плутонизма – 0,63–0,62;

• поздневендский (редкинский) цикл терригенного осадконакопления и локальные проявления платобазальтового вулкано-плутонизма – 0,65–0,58;

• поздневендский (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, поверхностно-компенсированным прогибанием ложа седиментационных бассейнов, а также динамически активно развивающиеся разграничивающие их региональные геофлексуры.

В целях идентификации автоволнового видоизменявшегося в геологической истории геодинамического поля, приведенная база данных по периодизации эруптивных событий и сопровождающих их кратковременных 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, трубки взрыва туффизитового типа в околожерловой зоне и др. Их глубинными аналогами являются некки, питающие каналы, корни экструзивных куполов. Вулканические постройки 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, фациально разноглубинных жерловых, вулкано-купольных, субвулканических, вулкано-плутонических и плутонических образований, производных системы магмоподводящих питающих камер, периферических и промежуточных очагов, включая зоны генерации магм мантийного, корово-мантийного или корового уровней 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 литосферы Фенноскандии обусловлена не столько 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 литосферы явилась причиной постоянно действующей гравитационной неустойчивости щита и, как следствие – основой ее напряженного состояния, видоизменений кинематики и общей энергоструктуры. Наиболее радикальные 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 рифее.

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

заложения на фронте геофлексур эпикратонных седиментационных бассейнов, экзогональных («безгранитных») впадин и импульсами платобазальтовых излияний, пространственно приуроченных к формирующимся 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 дилатансионных 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 эруптивной зоны и режима магматических эрупций. Узлы пересечения дилатансионных волн являются резонансными точками с наибольшей энергетической емкостью. Они интерпретируются как возбужденные солитоны (бразеры). Энергоструктурным узлам соответствуют волновые поля второго порядка, к которым приурочены центры вулкано-тектонических структур замкнутого типа – Выборгская, 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 реверберaторы. Они явились энергетической основой образования сдвиговых зон в эруптивных центрах и контролировали размещение отдельных вулканических построек и их групп, регулировали динамику вулканических пароксизмов, геологический эффект вулкано-плутонизма, степень вторичного метамагматического (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 дилатансионных (стоячих) волн горных напряжений, а также узловым точкам их пересечения. Конкретные радиальные и кольцевые структуры центрального типа могут рассматриваться как производные спирального волнового поля (реверберaтора) солитонового типа, в некотором роде «мантийного торнадо». Все они формировались в кристаллическом фундаменте ФСЩ в связи с эндогенной энергетической подпиткой платобазальтовым, кимберлитовым, бимодальным корово-мантийным магматизмом и криптовулканизмом. В связи с высокой энергоемкостью радиальных структур, они сопровождаются разнообразными телами туффизитов, агматитов, трубками взрыва, крутовосстающими 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 протрузивных гранит-порфиров с системами штокверковых кварцевых рудоносных жил.

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

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 отображенных в системах векторов. На основе макротрещиноватости 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 геоисторической 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 диапиризм 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 омпенсироваться, 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 диапиризма. 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 тектоно-магматического взаимодействия выполнял роль постоянно действующего аттрактора 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 сводов 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 реверберaторы), 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 ДИАПИРИЗМ, ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ ДОКЕМБРИЙСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА И ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЩИТА

Весьма привлекательная модель мантийного магматического диапиризма 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 диапиризма. Выявленная в истории Земли периодичность платобазальтового и кимберлитового магматизма, тектоно-магматическая 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 обусловливает 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 вулканизм в компенсационных ГГС), в других – на осях 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 (Металлогения 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

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, Везувия, Этны и др.	–
1	Вулканические камеры влк. Фудзи, Этны, Суртсея и Карымский	Местные акустические границы в слоистом осадочно-вулканогенном чехле
3–5	Уровни глубин интрузий, плутонов. Периферические очаги влк. Ключевского, Тяти, Карымского, влк. Безымянного (3–5), Ключевского (3)	Акустические границы кристаллического фундамента осадочно-вулканогенных чехлов
8–10	Очаговые зоны – периферические очаги влк. Катмай, Шивелуч, Исама, Усу, криптовулканизм, наибольшие отметки глубин океанических желобов	Нижняя акустическая граница континентальных структур осадочно-вулканогенных чехлов
20	Очаговые зоны – периферические очаги влк. Авачинский, Этна, Эльбрус, низкие уровни криптовулканизма	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 кора-мантия
55–65	Зона корово-мантийной неоднородности. Апикальные части фронта мантийного диапиризма. 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 N Павленковой Н. Н.
120–150	Области генерации магм, флюидно-магматическое взаимодействие, перерождение магм	Астеносфера континентальной коры
200	Наиболее глубинные очаговые зоны под вулканами	Раздел L 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
3000	Уровень начальной дегазации ядра и отделения флюидных потоков	Примерная граница мантии и внешнего ядра
5000	–	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 геофлексур. 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-батолитоподобные, 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 кольцевых структур и ранжированность геосфер Земли. Следовательно, гармоничные отношения, выраженные числовыми последовательностями Фибоначчи и Ферхюльста, характерны таким параметрам вулкано-плутонизма, как размеры ЦЭМА и глубины очаговых зон. Отмеченные пропорции, очевидно, фиксируют переходные состояния 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 саморегулирующий ритм, который и является фрактальным алгоритмом исторического развития Земли (Шаров и др., 1998, с. 265–267). Исходя из этого, не только геосферы 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 тектоно-магматических 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 антропоцентрическом 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 геосферы Земли в их историческом геологическом развитии, обладают уникальными банками данных по динамике видоизменения физических условий «колыбели 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. Антропоцентрическое мировоззрение сменилось на геоцентрическое, 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 биосферы, вызванная нарастанием темпов промышленного освоения минеральных ресурсов, стала очевидным фактом в связи с изменениями состава атмосферы, гидросферы, 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 биосферы. Взаимодействие человека с

окружающей средой приобретает актуальное значение не столько 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 литосферы (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

Вулканизм 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, возникали не только поселения, города, но и крупнейшие мегаполисы, города-государства. Эруптивная 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.

Вулканизм 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 возросшей 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 – осадконакопления, 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, палеоландшафтоведения 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 долов, 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 докембрии 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 докембрия – это отсутствие их овеществленных следов – слоев, пачек, толщ, серий, 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 докембрии. 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, палеоландшафтоведение и палеогидрография имеют достаточно оснований для их быстрого становления как самостоятельных научных дисциплин.

Вероятно, наиболее значительные результаты в докембрии 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 осадконакопления. 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 докембрии, но и тех интервалов, в которых она испытывала расцвет. Привязанные к определенным этапам осадконакопления

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 эоловой 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 засолонении (эвапоризации) бассейнов. Эти обмеления сопровождаются, как правило, образованием седиментогенных брекчий, калькретов, силькретов, местных перемывов, а также тонкими пластами объизвесткованных 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 вулканоплутонизма. Большинство из них нами уже рассмотрены в соответствующих разделах монографии. Вероятно, следует подчеркнуть ареальный, провинциальный, преимущественно платобазальтовый вулканоплутонизм 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 поясового (островные дуги, СОХ) и до гнездового рифтогенно-грабенового внутриконтинентального вулканизма. Такие ареалы чрезвычайно активного вулканизма были правилом, а не исключением.

Таким образом, историческая палеогеография докембрия 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 ювенильного материала в твердом, жидком 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 докембрийские обстановки, касающиеся энергетики, динамики и масштабности вулканических явлений древних эпох. Целый ряд положений не может быть принят для раннего докембрия, 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 ландшафтообразования 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-людиковийского платобазальтового вулканизма в пределах Карельской провинции предполагают последующее историко-палеогеоморфологическое исследование относительно всей территории ФСЩ, 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 катастрофический 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, околожерловых зон эруптивных центров, а силициты – устойчивыми индикаторами термальных площадок, фумарольных и гидросольфатарных полей – мест процветания вулканофильных форм биоты. Однако элементы вулканических палеоландшафтов исторического геологического и геоэкологического 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 микроэлементы 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 флуктуаций;
- 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 эруптивной 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 докембрийских экосистем, что неизбежно должно привести к реконструированию явлений, сопутствующих возникновению наиболее ранних форм биоты Земли.

Эти проблемы разномасштабные и разнопорядковые, но в основе их лежат вопросы, характеризующие вулканизм как один из наиболее эффективных факторов синтеза из абиогенных 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 влиял и влияет на климатическую ситуацию на Земле. Современные 2–3 крупных извержения в год оказывают влияние на среднегодовые температуры, длительность потеплений и похолоданий 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 высокоорганизованных биологических систем, приводящие к массовым вымираниям фауны и флоры морей и континентов;
- вулканизм, вулканогенная газо-гидротермальная деятельность – мощный, высокопродуктивный процесс рудообразования;
- вулкано-плутоническая деятельность – одна из основных и эффективных форм образования рудных и нерудных минерально-сырьевых ресурсов планеты;
- вулканическая деятельность весьма динамична, отмечается экстремальными состояниями магматических расплавов и растворенных в них газов;
- эруптивные 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 эруптивной 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 абиогенного 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_2, а Zn – регулятор сахара, выполняет также важные гармональные 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, акклюдированные летучие компоненты в стекловатых продуктах извержений выделяются в водной или воздушной средах, приводя к обогащению их H_2, H_2O, CO, CO_2, CH, которые являются компонентами синтеза в системе C-H-O.

В частности, базальт содержат C_nH_{2n+2}, C_nH_{2n+1}, C_nH_{2n}, CH_3OH, C_2H_5OH и целый ряд других биологически важных соединений.

В системе C-H-O первоначально идет синтез:

$C+O_2 = CO_2$; $2C+O_2 = 2CO$; $C+2H_2 = CH_4$.

При этом метан CH_4 обычно с ^3He является продуктом питания многих микроорганизмов. В последующем осуществляются реакции:

$2H_2+O_2 = 2H_2O$,

$H_2+CO = HCHO$, $2HCHO = CO+CH_3OH$

Далее идут реакции:

$CO_n+H_{2(2n+1)} = C_n+H_{2n+2}+nH_2O$

$CO_{2n}+H_{2(n+1)} = C_nH_{2n+2}+nCO_2$

$4H_2+CO_2 = CH_4+2H_2O$; $CH_4+2CO = 2H_2O+C$

Таким образом, в вулканическом процессе осуществляется синтез абиогенных (предбиологических) органических соединений: аминокислот, порфиритов, 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 абиогенных 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 абиогенных 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 всевозраставшую роль вулканизма в формировании ранних форм цианобактерий первых одно-многоклеточных фитопродуцентов с возрастанием их роли в переходе от огромного разнообразия к видовому однообразию. 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 разнофазных осадочной, водной и газообразной сред на Земле следует признать как наиболее обоснованную. Взаимодействие абиогенных компонентов, синтез ранних простейших одно-многоклеточных организмов типа цианобактерий послужили началом бурного роста биомассы на Земле и ее разнообразия.

Наибольшее значение в формировании абиогенных 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 (Вулканизм и биосфера, 1998).

Зоны вулканизма 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 полинуклетидные цепочки «мира РНК» (Компаниченко, 1998). В частности, коацерваты способны не только к росту, но и избирательному усвоению вещества. В то же время макромолекулы полинуклетидов 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 «вдыхают жизнь в безжизненные микросистемы» (Компаниченко, 1998, с. 9). Последние достижения микробиологии свидетельствуют о том, что «в основании всего древа жизни на Земле располагается группа гипертермофильных 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 хролофилла. Появление хролофилла, 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 термофильные 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 алунитом (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 обстановкам 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 фоссилизированных 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 докембрия (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 биосферы 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 амфибиальными 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 многомиллиардного, с 3,8 до 0,5 млрд лет, единообразия цианобактерий? Только в венде начинают резко развиваться многоклеточные животные и растения. Многие вопросы остаются без ответа. Хотя роль вулканизма как источника $CaCO_2$ и 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, палеогеографическое, 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 эксгаляций. Они в главной своей массе являются бентосными популяциями с преобладанием фитотрофных бактерий, среди которых синезеленые водоросли (цианобактерии) являются основным продуцентом органического вещества и морфологии постройки (мата).

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, вулканизм – атмосфера – гидросфера – биосфера образуют единую, генетически взаимодействующую природную систему.

Формирование биосферы на Земле, вероятно, началось еще с догеологического 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.

Вулканизм, особенно подводный, способен к созданию условий, благоприятных биогенезу, как это имеет место в случае океанического или морского апвелинга и образования карбонатных платформ на континентальных шельфах. Термальные фумарольно-гидросольфатарные образования в обстановках мелководного латерального прибрежного воздействия вели к обогащению атмосферы газами органического и углеводородного классов. В условиях пелагических обстановок истечение флюидных гидротермальных растворов обогащает воды углеводородами. Таким образом, вулканы осуществляют активный тепломассоперенос и трансформацию вещества в компоненты 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° = 65–72 °С. 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_2, N_2, CH_4, H_2, 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:

$CH_4 – NH_3 – H_2 – H_2O$,
$CH_4 – NH_3 – H_2O$,
$CH_4 – NH_3 – CO – H_2O$,
$CO – NH_3 – H_2O$,
$CO – N_2 – H_2 – H_2O$,
$CO_2 – NH_3 – H_2 – H_2O$,
$CO_2 – N_2 – H_2 – H_2O$,

в условиях температур 900–1000 °С, 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. Тятя, Плоский Толбачик и некоторых других выявлено присутствие оснований нуклеиновых кислот (урацил, тимин, гуанин), а также азотсодержащие циклы (ксантин и др.), порфириты 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 абиогенного 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 вулканоплутонизма, имевшего место на рубеже ~ 3,5 млрд лет. Длительный последующий спад вулканизма, прерываемый продолжительными периодами пенепленизации 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 раннеятулийской вулканической зоны, установленные в нескольких участках на площади более 2000 км^2. 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^2.

В то же время строматолито-онколитовые биогермы в пределах ФСЩ ассоциируют с терригенно-карбонатными отложениями прибрежных частей эпиконтинентальных свекокарельских 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 раннеятулийских и позднелюдиковийских строматолитовых построек, условия для их жизнедеятельности были менее благоприятны, чем позднеятулийско-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 докембрия 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. Валкеоварра, Центральной Финляндии и в районе р. Кемйоки в Северной Финляндии. Можно предполагать, что рубеж 2 050 млн лет в докембрии 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 вулканически весьма активной зоне, где на площади около 400 км^2 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 долах 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.

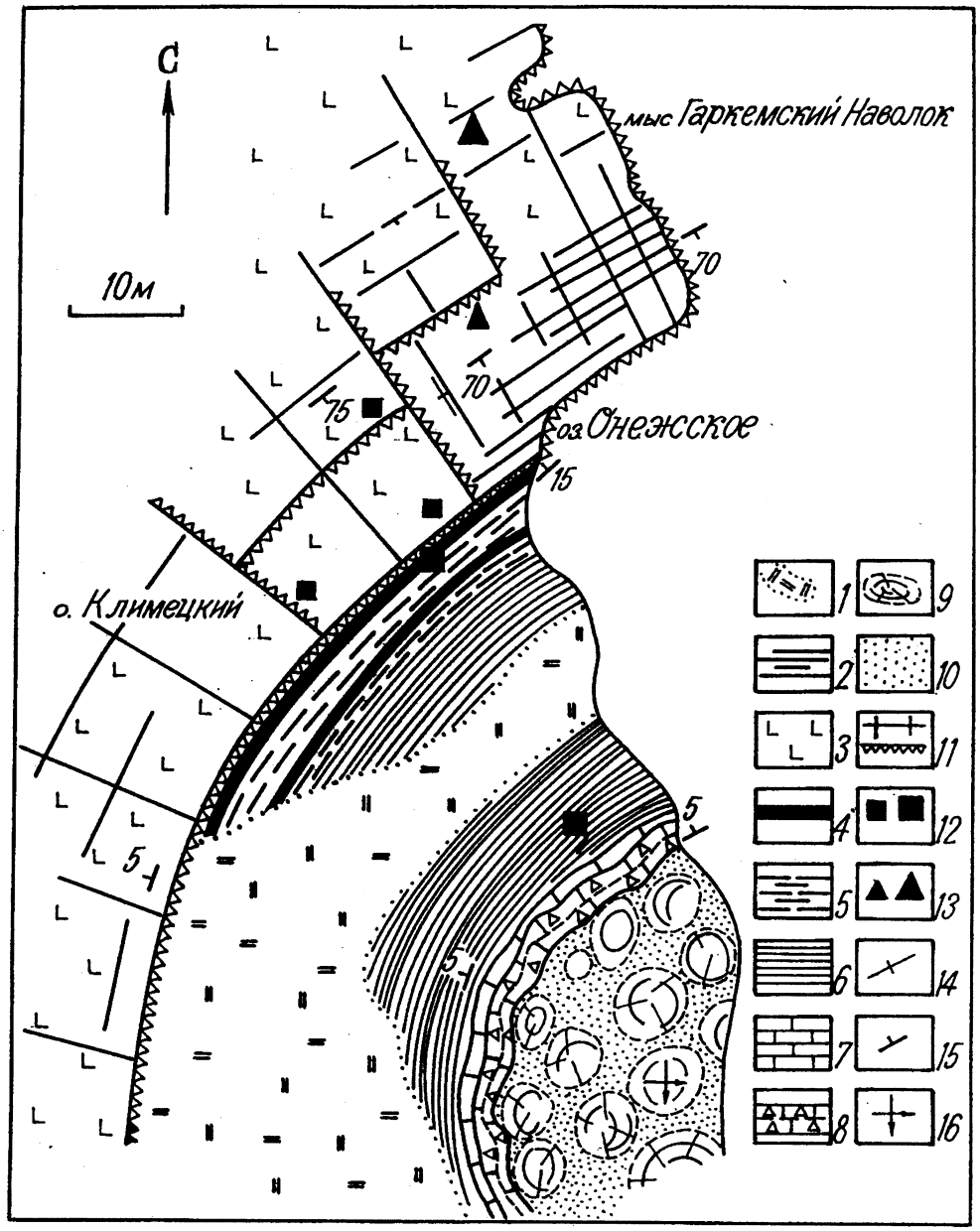


Рис. 69. Колония (биогерма) строматолит-онколитового состава в ЮВ части о. Климецкого в разрезе осадочно-вулканогенных отложений раннего людиковия – позднего ятулия.

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 силла; 12 – сульфидная минерализация; 13 – вкрапленность 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 silicites; 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 Онверваxт (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 силицитов.

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[12]. 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 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-онколитовые 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 неогеоцентрическим воззрениям, 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 биосферы и антропосферы. Поверхность «зеленой биосферы», образованная листвой деревьев, растений, их стеблями и стволами в зависимости от сезона, составляет гигантскую величину от $5–10^{10}$ до $2{,}55–Ю^{11}$ км^2. 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 биосферы 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,

[12] 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.

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 и, 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 геоисторическом прошлом следует обратить внимание на неоднократно высказываемое В. И. Вернадским мнение о том, что возникновение жизни происходит лишь в среде, обладающей своеобразной дисимметрией, не характерной для обычной среды биосферы. Эта «дисимметричная причина» рассматривалась В. И. Вернадским как одно из обязательных условий возникновения биосферы 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 дисимметричного 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 сказаться 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 мероприятий 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. Эруптивные, пароксизмальные 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 геоэкологическим 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 отложений докембрия. Многоклеточные животные и растения начинают развиваться в венде.

2. Докембрийская палеовулканология стоит на пороге формирования задач докембрийской биовулканологии как дисциплины, изучающей проблемы возникновения жизни на Земле. Таким образом, проблема докембрийского 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 докембрия в конце XIX века, в настоящее время сложилась как новое научное направление изучения и реконструкций древнейших проявлений вулкано-плутонизма в геологической истории Земли. Палеовулканология докембрия 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.

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 литосферы 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 транскоровые 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 докембрия в Карелии выявило тесную пространственную и генетическую связь таких ее элементов, как вулканические постройки и их лавовые поля, субвулканические пластовые интрузии (силлы), дайки, которые являются комплементарными образованиями единых вулкано-плутонических ассоциаций.

Поскольку ареалы докембрийского вулкано-плутонизма испытали 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 магматизма, 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 докембрии событий. Ретроспективная направленность таких исследований открывает неограниченные возможности для использования разнообразных методов при сравнительном анализе сущности геологических процессов.

Проведенные исследования вулкано-плутонизма докембрия 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 плейттектонических 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 автометасоматической 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 родоначальных 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 трансвапоризацию 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 риодацит-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

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, соответствуя полноразвитому пароксизму. В целом отдельные пароксизмы вулканизма составляли вулканические фазы длительностью в первые миллионов 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 металлогении и особенно локального металлогенического прогнозирования. Мировой опыт изучения металлогении и опыт региональных металлогенических исследований приводит к признанию эруптивных вулкано-плутонических центров одновременно и металлогеническими центрами ЦЭМА. Вулканические постройки с их питающими каналами являются признанным объектом локализации в них рудномагматических полигенных и полихронных систем. В докембрии Карело-Кольского региона эта проблема региональной металлогении 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 эксгаляционно-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 плейттектоническими 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 являют 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 разнопорядковые 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 избранного пространства. Геодинамика в энергетическом отношении стала основой не только прогностической вулканологии, сейсмологии, но и методологией 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 вулканоплутонизма идет от единичного вулкана к их сообщностям, 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 докембрия, 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
ВТС – вулкано-тектоническая структура
ТМС – тектоно-магматическая структура
ГГС – горсто-грабеновая система
ВПА – вулкано-плутоническая ассоциация
ГУ – геоморфологический уровень
ГУВИ – геоморфологический уровень вулканических излияний
РМС – 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., Буланже 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 биосферы // Вулканизм 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., Раевский 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 докембрия 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 Мохоровичича и Конрада восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 1982. № 2. С. 24–31.

Василевский М. М. Вулканизм, 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 вулканизм. 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. Раннедокембрийские 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.

Влодавец В. И. Проблема туфолав и игнимбритов // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1961. Вып. 20.

Влодавец В. И. О термине «игнимбрит» // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1964. № 6. С. 41–49.

Влодавец В. И. Справочник по вулканологии. М., 1984. 337 с.

Вревский А. Б., Матреничев В. А., Ружьева М. С., Светов С. А. Петрология астеносферной мантии и геодинамика литосферы Балтийского щита в архее // Матер. конф. «Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии». Петрозаводск, 1999. С. 31–33.

Вулканизм и биосфера // Междунар. науч. конф. Туапсе, 1998. 140 с.

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., Петрова М. А. М., 1967. 330 с.

Вулканические постройки протерозоя Карелии. Л., 1978. 168 с.

Вулканический центр: строение, динамика, вещество. 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., Михайлюк Е. М. Литология и палеогеография осадочных образований среднего протерозоя Южной Карелии // Проблемы литологии докембрия. Л., 1971. С. 21–31.

Гендлер В. Е., Белкина И. Л., Берендеев Н. С., Германик 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 докембрия 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 Костомукшского 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 Костомукшского 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 докембрия. Апатиты, 1988. С. 30–38.

Горяинов П. М. Нелинейная тектоника: содержание, объекты и принципиальные ограничения для интерпретации канонических случаев. Апатиты, 1995. 44 с.

Горяинов П. М. Новое направление дискуссии о происхождении железистых формаций // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геол., 1998. № 6. С. 16–30.

Горяинов П. М. Перколяционные 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.

Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании 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. Траппы 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. Иотнийские 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 докембрия 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 // Вулканизм 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 доятулийского 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, эффузивы и оруденение // Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв. 1960. № 9. С. 60–82.

Котляр В. Н. Типы месторождений, связанные с палеовулканизмом // Рудоносность вулканогенных формаций. М., 1965. С. 7–29.

Котляр В. Н., Яковлев П. Д. Вулканизм и оруденение. М., 1984. 108 с.

Котов А. Б., Бибикова Е. В., Неймарк Л. А. и др. О продолжительности тектоно-метаморфических циклов (ТМЦ) // Структурный анализ кристаллических комплексов. U-Pb (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 докембрия. Л., 1980. С. 139–146.

Крылов И. Н., Заварзин Г. А. Условия образования карбонатных толщ в верхнем рифее Южного Урала // ДАН СССР. 1988. Т. 300, № 5. С. 1213–1215.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., 1964. 386 с.

Кулешевич 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 ОГГГГН 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.

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 докембрия 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.

Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 1–2. М., 1971. Т. 1. 478 с. Т. 2. 381 с.

Магматические формации раннего докембрия 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 протерозоя Карелии. Л., 1983. 180 с.

Макдоналд Г. Вулканы. М., 1975. 430 с.

Малеев Е. Ф. Генетические типы туфов и отличие их от игнимбритов // Туфолавы и игнимбриты. М., 1961. С. 39–46.

Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы М., 1963.

Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм 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 вулканизма в формировании земной коры. М., 1967. 255 с.

Мархинин Е. К. Вулканы и жизнь. М., 1980. 200 с.

Мархинин Е. К. Вулканизм. М., 1985. 285 с.

Мархинин Е. К. «Душа» камня и пять ее производных (значение вулканизма для формирования литосферы, атмосферы, гидросферы, биосферы и полезных ископаемых) // Металлогения древних и современных океанов – 97. Миас, 1997. С. 19–24.

Мархинин Е. К. Фундаментальные проблемы глобальной экологии организмов // Вулканизм 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 протерозоя-венда Белоруссии. Минск, 1970. 236 с.

Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Л., 1985. 329 с.

Мележик В. А., Предовский А. А. Геохимия раннепротерозойского 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 докембрия. 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 // Вулканизм и биосфера. Междунар. науч. конф. Тез. докл. Туапсе, 1998. С. 86.

Набоко С. И. Вулканические эксгаляции 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 протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии // Советская геология. 1963. № 3. С. 52–76.

Негруца В. З. Опыт литологического изучения кварцевых конгломератов Карелии // Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1966, вып. 1. С. 80–97.

Негруца В. З. Опыт составления палеогеографических карт протерозоя Карелии на основе данных структурно-фациального изучения опорных структур карелид // Проблемы изучения геологии докембрия. Л., 1967. С. 181–188.

Негруца В. З. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) 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 диапиризм 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., Караев Н. А., Никольский Ю. И., Певзнер Л. А. Балтийский щит как глубиный геодинамический полигон и первоочередные задачи сейсмических методов исследований консолидированной земной коры // Российский геофизический журнал. 1993. Т. 1. С. 5–15.

Петров В. П. Игнимбриты 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.

Пийп 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 // Вулканизм 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 вулканизм и его роль в образовании биосферы // Вулканизм 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 докембрия Карелии (на примере лопийских комплексов Южной и Центральной Карелии). Петрозаводск, 1980. 136 с.

Рыбаков С. И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии 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 докембрии. 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 вулканизма 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 вулканизм восточной части Балтийского щита // Методы палеовулканологических реконструкций. Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1975. С. 77–79.

Светов А. П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., 1979. 208 с.

Светов А. П. Платформенный вулканизм 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 докембрийского вулканизма // 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 докембрийского вулкано-плутонизма Фенноскандии (палеогеодинамические реконструкции) // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Петрозаводск, 1999. С. 131–132.

Светов А. П. Фациальный анализ и фации глубинности ареалов докембрийского вулканизма Карелии // Вторая Туапсинская международная науч. конф. «Вулканизм 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 докембрия // Вулканизм 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.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л., 1991. 199 с.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск, 1992. 151 с.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Докембрийский магматизм Карелии как индикатор тектонических режимов // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1993. С. 37–55.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Рифейский вулкано-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 1995. 211 с.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Периодизация магматизма и вулкано-плутонические ассоциации свекокарелид Фенноскандинавского щита // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Тез. 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.

Свешникова 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. Топазсодержащие 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. Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР». 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. геолог. 1974. № 3. С. 21–27.

Смирнов В. И. Проблемы геологии докембрия // Проблемы геологии докембрия 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., Галдобина 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., Галдобина Л. П., Рылеев А. В. и др. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, 1970. 365 с.

Соколов В. А., Галдобина Л. П., Хейсканен К. И. и др. Основные геологические выводы о внутреннем строении сариолия-сумия // 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 докембрия Западного Беломорья. Л., 1981. 216 с.

Степанов В. С., Слабунов А. И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия северной Карелии. Л., 1989. 176 с.

Стратиграфия докембрия 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. Перевозчикова (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 Суйсарской 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. регион. 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.

Устиев 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 вулканизм 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 плюмов 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 докембрия (на примере докембрия Северо-Запада СССР и Восточной Сибири) // Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969. С. 47–65.

Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Раннедокембрийский магматизм в связи с развитием земной коры // Проблемы докембрийского 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 докембрийского 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 вулканизм 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 Fennoskandian shield with main emphasis on the 1,8 Ga plutonics // Precambrian Research. 1991. 51. P. 127–149.

Andersson U. B. An overviev 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

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 // Anothosites, 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 Wiborg 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 Maarinnhaminan ja Getan karttaaluedien kalliopera. Summery: PreQuaternary rocks of the signiskar, Mariehamn and Geta map-sheet areas. Geological map of Finland 1 : 100 000. Explonation 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 transion 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.

Chriestopher T., Pulvertaft R. Palalocurrent 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 Aland 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 Ressearch. 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 ignibrite 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. Rundschan. 1960. V. 50. P. 105–123.

Gaal G. Proterozoic tectonic evolution and late Svecokarelian plate deformation of the central Baltic Shield // Geol. Rundschan. 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., Baltybayev Sh. K., Kovach V. P. et al. Tectonic evolution of the svecofennian 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. Fennoskandian 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 traveltime interpretation of the long – rauge 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-porphyry 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 rocls in the southern parts of the paleoproterozoic Tampere shist belt southern Finland: evidence foran evolved arc-type setting Geochemustry of Proterozoic supracrustal rocks in Finland / M. Nironen and Y. Kähkonen (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 progres-sive 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 geoelectric evidence for collisional and extensional events in the Fennoscandian shield – Implications for Precambrian crustal evolution / A. G. Green, A. Kröner, J. J. Götze and W. Pavlenkova (Eds.). Plate Tectonic Signitures 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 massiv, 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 Finlande // Geol. Surv. of Finl. Bull. 343. 1988. P. 89–96.

Lahtinen R. Crustal evolution of the Svecofennian and Karelian domains during 2,1 – 1,79 Ga, with special emphasis on the geochemistry and origin of 1,93–1,91 Ga gneissis 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 diabassijuoniparvi. 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 tj the Maps of Pre-Quaternary rocks, sheet 1042 // Geol. Surv. of Finl. 1993. 56 p.

Lundberg B. Aspects of the geology of the skellette 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 strycture 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 deteminations 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 Karelian // Ann. Acad. Sci. Finnical. 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 Fennoskandian uplift and Late Cenozoic geodinamics; geological evidence. Geol., 1979, P. 287–318.

Mörner N. A. Garth movements, paleokcanography, paleoclimatology and leustasy: majoz Cenozac evants 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

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 proterozoik 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. Rundschan. 1982. V. 71. P. 141–157.

Offerberg J. Rocks and stratigraphy of the ledfat area, Vasterbotten Conty, northern Sweden. Stockholm, 1959. 45 p. (SGU. Ser. C, N 564).

Owens B. E., Dymek R. F. Geochemical variation in anorthositic rocks of the Labrieville massif (LBV), Quebecithe 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 syehites 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_2) 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-Värtsiläärea. 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 wertern 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-quarrz 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 Proterozoik, low pressure, granulite dome, West Uusimaa Sw. Finland // Contrid. Mineral. Petrol. 1986. V. 93, N 2. P. 236–250.

Shuldiner V. I., Levchenkov 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 intruusio. 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. Rundschan. 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, Pennselvania-Delaware Piedmont // Amer. J. of Seience. 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., Lulea, 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 metadiabases associated with cruptive 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 postiotnian and Subjotnian diabases // Geol. Surv. of Finl. Bull. 356. 1991. 100 p.

Svetov A. P. Age subdivision of assemdlages and structural regionalozation 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 sevents international sempozium on rapakivi granites and related rocks. Helsinki, 1996, abstract volume. P. 75.

Tiainen M., Kähkönen Y. Geochemistry of the paleoproterozoic andesitic to rhyolitic arc-type metavolcanic rocks of Haukkamaa, Kuru. Central Finland // Geocgemistry 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 Sou thern 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 $NaAlSi_2O_8$–$KalSi_3O_8$–SiO_2–H_2O // 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.). Anorogenic 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 constrains // 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 massif, 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 evidence of Proterozoic collision in the western marginal zone of the Baltic shiel // Geol. Rundschan. 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 *М. А. Радостина*
Оригинал-макет *Т. Н. Люрина*

Серия ИД. Изд. лиц. № 00041 от 30.08.99 г. Сдано в печать 8.12.2005 г. Формат 60x84 1/8.
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