Серия аналитических обзоров
"Очерки по региональной геологии России"

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, ЭВОЛЮЦИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Выпуск 4

Том 2

ГЕОКАРТ
ГЕОС

Федеральное агентство по недропользованию «РОСНЕДРА»
Российская академия наук

Серия аналитических обзоров
«Очерки по региональной геологии России». Вып. 4

Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС

Том второй

Москва
ГЕОКАРТ, ГЕОС
2010

УДК 551.2.03: 551.24.05: 551.241: 551.242.3: 551.242.5: 551.243: 551.248: 550.34: 550.38: 552.11: 552.16: 552.4: 553.08 (47)
ББК
Г 55

Г 55 **Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС:** В 2 т. + комплект цветных приложений. — М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. — Т. 2. 400 с. + 36 с. цв. вкл. (РОСНЕДРА, РАН, ГЕОКАРТ)

ISBN

В монографии, состоящей из двух томов и комплекта цветных приложений, последовательно охарактеризованы главные особенности геологического строения и эволюции раннедокембрийской (3.5–1.75 млрд лет) коры преобладающей части фундамента Восточно-Европейской платформы. Систематизированные данные комплексных геологических исследований, опубликованные в специальной литературе, а также результаты исследований, выполненные авторами, проанализированы совместно с материалами региональных геофизических исследований и уникальными данными, полученными в результате сейсмопрофилирования МОВ-ОГТ (опорный профиль 1-ЕВ, профили 4В, ТАТСЕЙС и др.). Впервые разработаны объемные модели глубинного строения коры и верхней мантии опорных структур и фундамента ВЕП в целом. Модели геодинамической эволюции в архее и палеопротерозое согласованы с объемным представлением раннедокембрийской коры.

Для студентов и преподавателей вузов и специалистов, занимающихся проблемами геологии, петрологии, геохимии, глубинного строения и эволюции раннедокембрийской коры.

ББК

Серия аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России»
Вып. 4

Главный редактор серии
А.Ф. Морозов

Заместитель главного редактора
Н.В. Межеловский

Ответственные редакторы выпуска:
Г.С. Гусев, *Н.В. Межеловский*, *В.П. Федорчук*

Редакционная коллегия выпуска:
М.В. Минц, *Ю.И. Блох*, *Г.С. Гусев*, *В.А. Килипко*, *Ю.Г. Леонов*, *А.В. Липилин*, *Н.В. Межеловский*, *Б.К. Михайлов*, *А.Ф. Морозов*, *А.К. Сулейманов*, *В.П. Федорчук*, *И.Б. Филиппова*, *Т.В. Чепкасова*

Авторы:
М.В. Минц (*отв. исполнитель*), *А.К. Сулейманов*, *П.С. Бабаянц*, *Е.А. Белоусова*, *Ю.И. Блох*, *М.М. Богина*, *В.А. Буш*, *К.А. Докукина*, *Н.Г. Заможняя*, *В.Л. Злобин*, *Т.В. Каулина*, *А.Н. Конилов*, *В.О. Михайлов*, *Л.М. Натапов*, *В.Б. Пийп*, *В.М. Ступак*, *С.А. Тихоцкий*, *А.А. Трусов*, *И.Б. Филиппова*, *Д.Ю. Шур*

© ГЕОКАРТ, 2010
© Авторы, 2010
© ГЕОС, 2010

ISBN

Оглавление

Глава 3. Палеопротерозойские тектонические провинции и структурно-вещественные комплексы (*М.В. Минц*, *В.Л. Злобин*, *А.Н. Конилов*, *Т.В. Каулина*, *И.Б. Филиппова*, *М.М. Богина*, *В.М. Ступак*, *В.А. Буш*, *Ю.И. Блох*, *П.С. Бабаянц*, *А.А. Трусов*) 9

3.1. Ранне-средне-палеопротерозойский Брянско-Курско-Воронежский внутриконтинентальный коллизионный ороген (*М.В. Минц*, *И.Б. Филиппова*, *Ю.И. Блох*, *П.С. Бабаянц*, *А.А. Трусов*) 9

3.1.1. Криворожско-Брянский внутриконтинентальный коллизионный ороген (*М.В. Минц*, *И.Б. Филиппова*, *Ю.И. Блох*, *П.С. Бабаянц*, *А.А. Трусов*) 11

3.1.1.1. Кулажинский гнейсовый пояс 12

3.1.1.2. Брянский гранулито-гнейсовый пояс 13

3.1.1.3. Крупецко-Знаменский пояс и Мещевская система тектонических чешуй 13

3.1.2.Внутриконтинентальный коллизионный ороген Курской магнитной аномалии (*М.В. Минц*, *И.Б. Филиппова*) 14

3.1.2.1. Железорудные вулканогенно-осадочные пояса 15

3.1.2.2. Интрузивный магматизм 18

3.1.2.3. Метаморфизм 21

3.1.3. Восточно-Воронежский коллизионный ороген (*М.В. Минц*) 22

3.1.3.1. Липецко-Лосевский вулкано-плутонический пояс 22

3.1.3.2. Воронцовский чешуйчато-надвиговый пояс 25

3.1.3.4. Объемная модель глубинного строения Восточно-Воронежского орогена 29

3.1.4. Палеопротерозойские комплексы Волго-Уралии (*М.В. Минц*, *И.Б. Филиппова*) 30

3.1.5. Модель геодинамической эволюции ранне-средне-палеопротерозойского Брянско-Курско-Воронежского внутриконтинентального коллизионного орогена (*М.В. Минц*, *И.Б. Филиппова*) 33

3.2. Средне-палеопротерозойский ороген (активная континентальная окраина Сарматии) (*М.В. Минц*, *И.Б. Филиппова*) 36

3.3. Ранне-поздне-палеопротерозойский Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский внутриконтинентальный коллизионный ороген (*М.В. Минц*, *А.Н. Конилов*, *В.Л. Злобин*, *Т.В. Каулина*, *И.Б. Филиппова*, *М.М. Богина*, *В.А. Буш*, *В.М. Ступак*, *П.С. Бабаянц*, *Ю.И. Блох*, *А.А. Трусов*) 37

3.3.1. Лапландско-Кольско-Беломорский сектор орогена (восточная часть Фенноскандинавского щита) (*М.В. Минц*, *А.Н. Конилов*, *В.Л. Злобин*, *Т.В. Каулина*, *М.М. Богина*) 39

3.3.1.1. Ранне-палеопротерозойский (сумий-сариолийский) инициальный магматизм-1, 2.53–2.41 (с продолжением до 2.32) млрд лет (*В.Л. Злобин*, *М.В. Минц. М.М. Богина*, *Т.В. Каулина*) 40
Ранний вулканизм, ~2.5 млрд лет (*М.В. Минц*) 41
Вулканизм (контрастная серия: трахиандезито-базальты, коматиитовые базальты и риодациты), 2.45–2.42 (до 2.32) млрд лет (*В.Л. Злобин*, *М.В. Минц*, *М.М. Богина*, *Т.В. Каулина*) 42
Расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузивы, 2.53–2.42 млрд лет (*М.В. Минц*) 67
Друзиты — диспергированный мафит-ультрамафитовый и габбро-анортозитовый магматизм, 2.46–2.43 млрд лет (*М.В. Минц*) 83
Пыршин-Колвицкий комплекс габбро-анортозитов (габбро-анортозиты 1-й генерации), 2.51–2.42 млрд лет (*М.В. Минц*) 88
Чарнокиты и К-граниты, 2.45–2.43 млрд лет (*М.В. Минц*, *В.Л. Злобин*) 97
Гранитоиды, 2.50–2.41 (до 2.37– 2.36) млрд лет (*М.В. Минц*, *Т.В. Каулина*, *В.Л. Злобин*) 99
Пространственно-временные закономерности размещения проявлений инициального ранне-палеопротерозойского магматизма (*М.В. Минц*) 102
Геодинамические реконструкции, источники и структурно-тектонические условия локализации магм (*М.В. Минц*) 104
3.3.1.2. «Дремлющая» внутриплитная тектоника, период рассеянного рифтинга (сариолий-ятулий), ~2.3–2.1 (2.0) млрд лет (*М.В. Минц*, *В.Л. Злобин*, *М.М. Богина*) 106
3.3.1.3. Возобновление тектонической и магматической активности: инициальный магматизм-2 (людиковий), 2.11–1.92 (до 1.88) млрд лет (*М.В. Минц*, *В.Л. Злобин*, *М.М. Богина*, *А.Н. Конилов*) 113
Вулканизм (мафитовые вулканиты, вулканиты бимодальной риолит-пикритовой серии, дайки и субвулканические интрузии), 2.11–1.92 млрд лет (*М.В. Минц*, *В.Л. Злобин*, *М.М. Богина*) 114
Интрузивный магматизм (кимберлиты, габбро-анортозиты, мафит-ультрамафиты, щелочные габброиды, гранитоиды), 2.0–1.95 (1.88) млрд лет (*М.В. Минц*) 127
Массивы гранитоидов и гранит-мигматитовые купола, около 1.95 млрд лет 133
Пространственно-временные закономерности размещения проявлений инициального магматизма-2 (*М.В. Минц*) 134
Палеогеодинамические реконструкции, источники и структурно-тектонические условия локализации магм (*М.В. Минц*) 136
3.3.1.4. Надсубдукционный магматизм в пределах осадочно-вулканогенных поясов. Продолжение развития Онежской депрессии (калевий), 1.93–1.86 млрд лет (*М.В. Минц*, *В.Л. Злобин*, *М.М. Богина*) 136
3.3.1.5. Обстановка коллизии: структурное оформление краевых осадочно-вулканогенных поясов (калевий), ~1.94–1.87 млрд лет (*М.В. Минц*) 140
3.3.1.6. Палеопротерозойские гранулито-гнейсовые пояса: периоды активного развития — 2.51–2.42 и 2.2–1.86 млрд лет (*М.В. Минц*, *А.Н. Конилов*, *Т.В. Каулина*, *В.М Ступак*) 147
Лапландско-Колвица-Умбинский гранулито-гнейсовый пояс (*М.В. Минц*, *А.Н. Конилов*, *Т.В. Каулина*, *В.М. Ступак*) 147
Соловецкий гранулито-гнейсовый пояс (*М.В. Минц*) 180

Ондомозерская депрессия — основание эродированного фрагмента гранулито-гнейсовой синформы? (*М.В. Минц*) 181
Палеогеодинамические реконструкции обстановок формирования дометаморфических протолитов, метаморфизма и тектонического размещения гранулитов (*М.В. Минц*) 181
3.3.1.7. Завершение палеопротерозойской эволюции: формирование Лапландско-Кольско-Беломорского орогена, поздне- и посторогенные образования (калевий-вепсий), 1.87–1.7 млрд лет (*М.В. Минц*) 184
Коллизионная структура орогена 184
Коллизионные структуры в непосредственном обрамлении орогена .. 186
Позднеколлизионные структуры 188
Посторогенные впадины (вепсий), 1.77 млрд лет 189
Главные события и стадийность палеопротерозойской геодинамической эволюции, результатом которой стало возникновение Лапландско-Кольско-Беломорского орогена 190
3.3.2. Среднерусский сектор орогена (фундамент Восточно-Европейской платформы — территория Московской синеклизы) (*М.В. Минц*, *И.Б. Филиппова*, *В.А. Буш*, *Ю.И. Блох*, *П.С. Бабаянц*, *А.А. Трусов*) 192
3.3.2.1. Краевые осадочно-вулканогенные пояса (*И.Б. Филиппова*, *М.В. Минц*, *В.А. Буш*, *Ю.И. Блох*, *П.С. Бабаянц*, *А.А. Трусов*) 193
3.3.2.2. Осевая часть Среднерусского орогена — гранулито-гнейсовые и гнейсо-амфиболит-мигматитовые пояса (*И.Б. Филиппова*, *М.В. Минц*, *Ю.И. Блох*, *П.С. Бабаянц*, *А.А. Трусов*) 195
3.3.2.3. Структурные особенности и геодинамическая интерпретация (*И.Б. Филиппова*, *М.В. Минц*) 200
3.3.3. Южно-Прибалтийский сектор орогена (фундамент Восточно-Европейской платформы — Южная Прибалтика и Белоруссия) (*М.В. Минц*, *И.Б. Филиппова*, *Ю.И. Блох*, *П.С. Бабаянц*, *А.А. Трусов*) 201
3.3.3.1. Гранулито-гнейсовые и мигматит-амфиболит-гнейсовые пояса восточной части Южно-Прибалтийского сектора (*М.В. Минц*, *И.Б. Филиппова*, *Ю.И. Блох*, *П.С. Бабаянц*, *А.А. Трусов*) 202
3.3.3.2. Гранулито-гнейсовые и мигматит-амфиболит-гнейсовые пояса центральной и западной частей Южно-Прибалтийского сектора (*М.В. Минц*) 205
3.3.3.3. Эволюционные и возрастные соотношения поясов Южно-Прибалтийского сектора (*М.В. Минц*, *И.Б. Филиппова*) 206
3.3.3.4. Структурные и возрастные соотношения Южно-Прибалтийского сектора со Свекофеннским орогеном и с Нелидовской синформой (*М.В.Минц*, *И.Б. Филиппова*) 206
3.3.3.5. Геодинамическая интерпретация (*М.В. Минц*, *И.Б. Филиппова*) 207
3.4. Поздне-палеопротерозойский Северо-Воронежский внутриконтинентальный коллизионный ороген (*М.В. Минц*, *И.Б. Филиппова*) 209
3.5. Поздне-палеопротерозойский Свекофеннский аккреционный ороген (*М.В. Минц*) 211
3.5.1. Поздне-палеопротерозойская Свекофеннская пассивная окраина Кола-Карельского континента 211
3.5.2. Свекофеннский аккреционный ороген 213
3.6. Поздне-палеопротерозойский поздне- и постколлизионный гранитоидный и щелочной магматизм (*М.В. Минц*) 216

Глава 4. Глубинный геологический разрез по опорному профилю 1-ЕВ и профилю-рассечке 4В: объемные модели строения раннедокембрийской коры (*М.В. Минц*, *А.К. Сулейманов*, *Н.Г. Заможняя*, *В.М. Ступак*, *В.О. Михайлов*, *С.А. Тихоцкий*) 219
4.1. Методические особенности сейсмопрофилировани (*А.К. Сулейманов*, *Н.Г. Заможняя*, *В.М. Ступак*) 220

4.1.1. Методика полевых сейсмических исследований 220
4.1.2. Обработка сейсмических данных 221
4.2. Методические подходы к геологической интерпретации сейсмических образов коры (картин сейсмических отражений), характеризующих глубинное строение раннедокембрийской коры (*М.В. Минц*, *В.М. Ступак*) 225
4.2.1. Источники сейсмических отражений в кристаллической коре и геологическая интерпретация сейсмических образов 225
4.2.2. Моделирование сейсмического отклика среды, подобной реальным геологическим объектам 226
4.2.3. Геологическая интерпретация сейсморазведочных данных, представленных сейсмическими образами (картинами сейсмических отражений) коры 236
4.2.4. Геолого-петрофизическая характеристика раннедокембрийской коры на примере восточной части Фенноскандинавского щита 237
4.2.5. Принципы и подходы к геологической интерпретации сейсмических образов раннедокембрнийской коры ВЕП 239
4.2.6. Основные выводы, касающиеся условий и особенностей геологической интерпретации сейсмических образов раннедокембрийской коры 242
4.3. Объемная модель глубинного строения Кольско-Лапландской области Фенноскандинавского щита: интерпретация сейсмических образов коры по профилям 1-ЕВ (0–450 км), ЭГГИ и FIRE-4-4a (*М.В. Минц*, *А.К. Сулейманов*, *Н.Г. Заможняя*) 242
4.3.1. Опорный профиль 1-ЕВ 243
4.3.2. Объемная модель глубинного строения Кольско-Лапландской области Фенноскандинавского щита 245
Палеопротерозойские тектонические структуры 246
Архейские тектонические структуры 246
4.4. Объемная модель глубинного строения Карело-Беломорской области Фенноскандинавского щита: интерпретация сейсмических образов коры по профилю 1-ЕВ (250–1250 км), 4В и FIRE-1 (*М.В. Минц*, *А.К. Сулейманов*, *Н.Г. Заможняя*, *В.М. Ступак*) 247
4.4.1. Профиль-рассечка 4В 247
4.4.2. Опорный профиль 1-ЕВ 250
4.4.3. Объемная модель глубинного строения Карело-Беломорской области Фенноскандинавского щита 254
4.5. Объемная модель глубинного строения фундамента Московской синеклизы: интерпретация сейсмических образов коры по профилю 1-ЕВ (1200–2700 км) (*М.В. Минц*, *А.К. Сулейманов*, *Н.Г. Заможняя*, *В.О. Михайлов*, *С.А. Тихоцкий*) 256
4.6. Объемная модель глубинного строения Воронежского кристаллического массива: интерпретация сейсмических образов коры по профилю 1-ЕВ (2400–3600 км) (*М.В. Минц*, *А.К. Сулейманов*, *Н.Г. Заможняя*, *В.О. Михайлов*, *С.А. Тихоцкий*) 259

Глава 5. Верификация геологических моделей глубинного строения: сопоставление с плотностными моделями (*С.А. Тихоцкий*, *В.О. Михайлов*, *Д.Ю. Шур*, *М.В. Минц*, *А.К. Сулейманов*, *Ю.Н. Андрющенко*, *Н.Г. Заможняя*) 267
5.1. Интерпретация аномального поля силы тяжести вдоль опорного профиля 1-ЕВ: теоретические и методические аспекты (методический раздел) (*С.А. Тихоцкий*, *В.О. Михайлов*, *Д.Ю. Шур*) 267
5.2. Верификация геологической модели глубинного строения Среднерусского сектора Восточно-Европейской платформы: сопоставление с аномальным гравитационным полем и построение плотностной модели среды (*С.А. Тихоцкий*, *В.О. Михайлов*, *Д.Ю. Шур*, *М.В. Минц*, *А.К. Сулейманов*, *Н.Г. Заможняя*) 273

Глава 6. Верификация геологических моделей глубинного строения: сопоставление с сейсмическим разрезом, построенным методом однородных функций по данным преломленных волн (*В.Б. Пийп*, *М.В. Минц*) 277

Глава 7. Объемная модель глубинного строения Прикаспийской впадины: геологическая интерпретация сейсмических образов коры по опорному профилю 1-ЕВ в интервале 3390–4080 км (*М.В. Минц*, *А.К. Сулейманов*, *Н.Г. Заможняя*) 281

7.1. Разрез по опорному профилю 1-ЕВ, 3390–4080 км (*М.В. Минц*, *А.К. Сулейманов*, *Н.Г. Заможняя*) 281

7.1.1. Западное обрамление Прикаспийской впадины (кратон Хопёр, Воронцовский покровно-надвиговый пояс, интервал 3390–3580 км) 282

7.1.2. Прикаспийская впадина (интервал 3630–4080 км) 283

7.2. Объемная модель глубинного строения Прикаспийской впадины (*М.В. Минц*) 288

7.2.1. Структурные особенности коры Прикаспийской впадины в сечении профилем 1-ЕВ 289

7.2.2. Межрегиональные корреляции 290

7.2.3. Происхождение Прикаспийской впадины 291

7.3. Проблемы нефтегазоносности (*М.В. Минц*) 293

Глава 8. Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона на основе данных по опорному профилю 1-ЕВ и региональным профилям МОГТ (*М.В. Минц*) 295

8.1. Архейские кратоны в сечении опорным профилем 1-ЕВ, профилями 4В и Татсейс 296

8.1.1. Гранит-зеленокаменная кора архейских кратонов 296

8.1.2. Кора архейских гранулито-гнейсовых поясов и Волго-Уральского гранулито-гнейсового ареала 299

8.2. Кора палеопротерозойских орогенов 299

8.2.1. Средне-палеопротерозойский Восточно-Воронежский ВКО 299

8.2.2. Поздне-палеопротерозойский Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский ВКО 301

8.2.3. Поздне-палеопротерозойский Рязано-Саратовский ВКО 303

8.2.4. Поздне-палеопротерозойский Свекофеннский аккреционный ороген (АО) 303

8.3. Нижняя кора и коро-мантийная граница 303

8.3.1. Нижняя кора («зона рефлективити») 303

8.3.2. Акустически гомогенные «полупрозрачные» области в коре 305

8.3.3. Граница кора–мантия 305

8.4. Происхождение коры и палеогеодинамические реконструкции 306

Глава 9. История и главные закономерности формирования раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона (*М.В. Минц*) 309

9.1. Зарождение и эволюция архейских кратонов, история их взаимодействия, объединения и преобразования 309

9.1.1. Формирование зародышей (ядер) будущих континентов (3.5–2.93 млрд лет) 309

9.1.2. Древние зеленокаменные пояса внутриконтинентального (рифтогенного) происхождения (3.26 и 2.90 млрд лет) 311

9.1.3. Формирование древних островодужных систем и их аккреция к зародышам (ядрам) будущих микроконтинентов (3.05–2.74 млрд лет) 311

9.1.4. Реликты океанических комплексов, зарождение и эволюция внутриокеанических(?) островодужных систем (2.88–2.83 и 2.80–2.78 млрд лет) 312

9.1.5. Объединение архейских микроконтинентов (2.82–2.66 млрд лет) 313
9.1.6. Внутриконтинентальные ареалы магматизма, осадконакопления и высокотемпературного метаморфизма (2.85–2.82 и 2.79–2.55 млрд лет) 314
9.1.7. Анорогенный магматизм (около 2.6 млрд лет) 316
9.1.8. Главные закономерности в истории зарождения и эволюции архейских кратонов, их взаимодействия, объединения и преобразования: резюме 316
9.2. Возникновение и эволюция палеопротерозойских орогенов 319
9.2.1. Палеопротерозойская эволюция северо-восточной части Сарматии и Волго-Уралии 320
9.2.2. Палеопротерозойская эволюция Кола-Карелии 321
9.2.3. Палеопротерозойские активная окраина вдоль северного ограничения Сарматии 322
9.2.4. Поздне-палеопротерозойский Северо-Воронежский внутриконтинентальный коллизионный ороген 322
9.2.5. Поздне-палеопротерозойский Свекофеннский аккреционный ороген и его соотношения с Южноприбалтийским сектором внутриконтинентального коллизионного орогена 323
9.2.6. Палеопротерозойская эволюция Северо-Американского кратона 323
9.2.6.1. Внутренняя область континента (внутриконтинентальные коллизионные орогены) 325
9.2.6.2. Окраины континента (аккреционные орогены) 328
9.2.7. Палеопротерозойские орогены Лавроскандии: обобщение 329
9.2.8. Геодинамическая интепретация и главные закономерности палеопротерозойского орогенеза на территории ВЕК 331
9.3. Главные закономерности формирования раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона 332

Заключение (*М.В. Минц*) 335

Литература 343

Благодарности 397

Список приложений 398

Глава 3
Палеопротерозойские тектонические провинции и структурно-вещественные комплексы

Как отмечено во Введении, палеопротерозойские орогены (см. рис. 0.1, Б) в значительной части образованы ювенильными структурно-вещественными комплексами (СВК), частично — архейскими породами, которые в той или иной степени подверглись деформациям, метаморфизму и тектоническим перемещениям в палеопротерозое. Помимо этого, относительно небольшие по объему внутриплитные магматические образования были сформированы уже к концу палеопротерозоя.

Инициальные магматические, метаморфические и тектонические процессы в различных частях Восточно-Европейского кратона (ВЕК) стартовали приблизительно в одно и то же время — около 2.5 млрд лет назад. Эти процессы проявились во внутренней области композитного континента, включавшего Кола-Карелию и Волго-Уралию, и также во внутренней области Сарматии. В дальнейшем тектоническая эволюция в этих областях развивалась в условиях растяжения, которые в отдельных участках приводили к частичному разрыву континентальной коры, и завершились коллизионными событиями в различное время. Поэтому нами выделены и рассмотрены в последующих разделах раннесредне-палеопротерозойские, средне-палеопротерозойские, ранне-поздне-палеопротерозойские и поздне-палеопротерозойские орогены. Генеральная структура ВЕК в преобладающей степени определяется размещением и строением поздне-палеопротерозойских орогенов. Исключение составляет территория Сарматии, где заметную роль играют средне-палеопротерозойские орогены, а поздне-палеопротерозойские события проявились лишь вдоль окраин этой континентальной области.

Пост- и анорогенные события в различных частях возрожденного палеопротерозойского суперконтинента проявились вскоре после завершения формирования аккреционных и коллизионных орогенов, преимущественно позднее 1.7 млрд лет.

3.1. Ранне-средне-палеопротерозойский Брянско-Курско-Воронежский внутриконтинентальный коллизионный ороген

Брянско-Курско-Воронежский внутриконтинентальный коллизионный ороген включает преимущественно ювенильные ранне- и средне-палеопротерозойские ассоциации и переработанные области архейской коры в пределах неоархейских кратонов Сарматия и Волго-Уралия. Ранне-палеопротерозойские комплексы играют подчиненную роль. События, определившие главные черты современного строения орогена, заключены в интервале 2.0–1.9 млрд лет.

В данной работе охарактеризована преобладающая часть орогена, расположенная в границах России. За рамками рассмотрения осталась относительно небольшая часть на западе Сарматии (в пределах Украины и Беларуси). Внешние очертания орогена преимущественно опре-

деляются конфигурацией тектонических структур, возникших уже после его формирования — преимущественно к концу палеопротерозоя (см. прил. I-2 и IV-1). Западное ограничение орогена в пределах рассматриваемой территории можно условно сопоставить с западной границей Кулажинского пояса, восточная граница скрыта под отложениями Прикаспийской впадины, на юге ороген срезан южной границей Сарматии, северное продолжение срезано позднепалеопротерозойскими орогенами, Рязано-Саратовским и Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийским. Вдоль северной границы породы Брянско-Курско-Воронежского орогена надвинуты на субширотные структуры Осницко-Микашевичского и Тульско-Тамбовского вулкано-плутонических поясов, что является дополнительным свидетельством оформления этой границы в заключительную стадию позднепалеопротерозойского орогенеза. В пределах Сарматии (включая Криворожский железорудный пояс и его обрамление) протяженность орогена с севера на юг — в направлении простирания орогенов второго порядка и разделяющих их тектонических границ — достигает 900 км, ширина — также около 900 км. Граница окраинной области орогена удалена еще на 1000 км в северо-восточном направлении, где ареал распространения пород воронцовской серии на восток и северо-восток во внутренние области Волго-Уральского кратона зафиксирован небольшими депрессиями, заполненными метаморфизованными отложениями — аналогами воронцовской серии.

Выполненные в разные годы палеотектонические реконструкции истории формирования палеопротерозойского орогена, разместившегося на территории архейских кратонов Сарматии и Волго-Уралии, последовательно опирались на представления:

— о геосинклинальном типе эволюции, предполагавшем существование палеопротерозойской геосинклинальной области, облекавшей архейские срединные массивы, особенности размещения которых определяли своеобразие условий осадконакопления и тектонической эволюции различных частей геосинклинальной области [Полищук и др., 1970];

— о стадийном развитии континентальной коры в раннем докембрии, где с палеопротерозоем связывались обособление и развитие сводовых поднятий (гнейсовых «овоидов», срединных массивов) и межсводовых линейных зон и сланцевых поясов, частью рифтогенного характера, и формирование «зрелой» континентальной коры [Богданова, 1986].

Первая модель эволюции плейт-тектонического типа, начавшейся с раскола (рифтогенеза) архейского континента и завершившейся коллизией восточной окраины Сарматии с Волго-Уральским (Воронежско-Куйбышевским) континентом была предложена Н.М. Чернышовым с соавторами [1997]. Развитие этой модели привело к рассмотрению геодинамической эволюции взаимозависимых латерально распределенных (образующих закономерный латеральный ряд) тектонических структур — от Брянского гранулито-гнейсового пояса на западе до Воронцовской чешуйчатой надвиго-поддвиговой структуры предположительно типа аккреционной призмы — на востоке [Рундквист и др., 1999; Буш и др., 2000; Щипанский и др., 2007].

Модель эволюции восточной окраины Сарматии в палеопротерозое, опирающаяся на новые изотопно-геохимические данные работы [Щипанский и др., 2007], предполагает формирование Восточно-Сарматского аккреционного орогена вдоль границы Сарматии с палеоокеаном. В основу положена аналогия с моделью геодинамической эволюции аккреционного орогена Северо-Американских Кордельер, в которой рассматривается активное взаимодействие полого погружающейся молодой океанической литосферы и перекрывающей континентальной плиты. Модель эволюции восточной окраины Сарматии включает формирование ювенильной коры в магматической дуге над пологой зоной субдукции океанической плиты 2.1–2.05 млрд лет назад, сопровождавшееся аккретированием турбидитовых осадков воронцовской серии, сносимых с горного пояса активной окраины в глубоководный желоб. Выделяется фронтальная часть орогена (форланд), включающая вулкано-плутонические ассоциации Липецко-Лосевского пояса, и тыловая часть (хинтерланд), охватывающая обширный сегмент мегаблока КМА и Приазовского блока Украинского щита.

В рамках этой модели процессы растяжения и эксгумации глубинных уровней архейской коры развивались синхронно с надсубдукционным магматизмом и были связаны с развитием транслитосферных сдвиговых зон и с формированием присдвиговых бассейнов типа пулл-апарт, сопровождавшимся мантийным вулканизмом. Предполагается, что за прекращением субдукции около 2.05 млрд лет назад последовало возникновение стагнирующего неспредингового

бассейна между Сарматией и Волго-Уралией, который закрылся около 2.02 млрд лет в результате мягкой коллизии этих континентальных сегментов. Вместе с тем, при разработке эволюционной модели, представленной в публикации А.А. Щипанского с соавторами [2007], не были учтены новые материалы, характеризующие глубинное строение региона, которые были получены в результате интерпретации сейсмических образов коры по опорному профилю 1-ЕВ, а также данные геохронологических исследований керна Воронежской параметрической скважины. Не были также учтены ранее опубликованные данные о размещении пород — аналогов воронцовской серии в пределах Волго-Уралии [Богданова, 1986; Постников, 2002].

Анализ широкого круга данных, включая результаты изотопно-геохимических и геохронологических исследований, характеристику глубинного строения по профилю 1-ЕВ и данные, полученные в результате интерпретации региональных геофизических материалов, позволил на новом уровне вернуться к модели формирования закономерного латерального ряда тектонических структур и соответствующих геодинамических обстановок. Ниже совместно рассмотрены ранне- и средне-палеопротерозойские структурно-вещественные комплексы Курского, Хопёрского и Волго-Уральского кратонов (два первых — фрагменты композитного кратона Сарматия — см. прил. I-2 и IV-1), которые к началу рассматриваемого этапа входили в состав единого континентального образования.

Тектоническое районирование. Латеральный ряд тектонических структур, совместно образующих средне-палеопротерозойский Брянско-Курско-Воронежский внутриконтинентальный коллизионный ороген, образован последовательностью орогенов второго порядка субмеридионального простирания, которые, в свою очередь, включают структуры тектонических поясов (с запада на восток) (см. прил. I-2 и IV-1):

1) Криворожско-Брянский ороген (Кулажинский гнейсовый и Брянский гранулито-гнейсовый пояса, Крупецко-Знаменский пояс и Мещевская система чешуй, представляющие собой интенсивно деформированную западную окраину Курского кратона);

2) ороген Курской магнитной аномалии, КМА (Рыльский, Комаричский, Белгород-Михайловский и Орловско-Тимский железорудные вулканогенно-осадочные пояса);

3) Восточно-Воронежский коллизионный ороген (Липецко-Лосевский вулкано-плутонический пояс, Воронцовский чешуйчато-надвиговый пояс, Воронежская позднеорогенная депрессия).

Восточно-Воронежский коллизионный ороген образует осевую (центральную) структуру Брянско-Курско-Воронежского орогена, поскольку граница между Липецко-Лосевским и Воронцовским поясами фиксирует область кратковременного разрыва континентальной коры. Кажется логичным начать последовательную характеристику орогенов второго порядка и образующих их тектонических поясов именно с этого орогена. Однако такая последовательность сталкивается с рядом затруднений. Поэтому в предлагаемом ниже изложении мы следуем не смысловой, а географической последовательности поясов — с запада на восток.

3.1.1. Криворожско-Брянский внутриконтинентальный коллизионный ороген

Криворожско-Брянский внутриконтинентальный коллизионный ороген протягивается в меридиональном направлении вдоль западной границы Курского кратона. В строении орогена участвует две группы тектонических поясов. Анализ морфологии петрофизических объектов, отвечающих отдельным структурно-вещественным комплексам, в частности их асимметрия и срезание одних элементов другими, позволяют с определенной уверенностью реконструировать покровно- и чешуйчато-надвиговую структуру орогена (см. прил. IV-1–IV-11). Западная область орогена образована тектоническими покровами Кулажинского гнейсового и Брянского гранулито-гнейсового поясов. Восточная область, включающая Крупецко-Знаменский пояс и Мещевскую систему тектонических чешуй, в строении которых значительную роль играют интенсивно деформированные железорудные комплексы курской и оскольской серий, представляет собой интенсивно чешуированную западную окраину Курского кратона. В пределах прилегающей с востока части орогена КМА палеопротерозойские вулканогенно-осадочные железорудные пояса меняют свойственное им северо-западное простирание на субмеридиональное (Михайловская структура в северо-западной части Белгород-Михайловского пояса, Комаричский и Рыльский пояса). Эта особенность свидетельствует о постепен-

ном снижении интенсивности деформаций в краевой части Курского кратона. В то же время, Крупецко-Знаменский пояс является непосредственным продолжением расположенного южнее Криворожского пояса, который также занимает пограничное положение между архейской Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной областью и палеопротерозойским Ингуло-Ингулецким (Кировоградским) доменом.

Морфология границ магнитных объектов (см. прил. IV-3 и IV-4) свидетельствует о том, что тектонические покровы, образующие Крупецко-Знаменский пояс и чешуи, выделенные нами под общим названием Мещевской системы тектонических чешуй, в целом характеризуются западной и северо-западной вергентностью. Аналогичное положение характерно для тектонических покровов, сложенных гранулито-гнейсовыми комплексами Брянского пояса. Напротив, тектонические покровы Кулажинского гнейсового пояса характеризуются встречной восточной и северо-восточной вергентностью. Западная окраина Кулажинского пояса в свою очередь тектонически перекрыта породами древнего гранито-гнейс-амфиболитового комплекса [Розен и др., 2006, раздел 2.3]. Таким образом, характерной особенностью Криворожско-Брянского коллизионного орогена является встречное перемещение тектонических покровов, в результате которого была сформирована общая антиформная («гребневидная») структура орогена в целом — при частичном перекрытии осевой области орогена взбросо-надвигами Кулажинского пояса.

Примечательной особенностью северной части орогена (выявленной на основе анализа петрофизических карт) является присутствие в автохтоне гранитоидов Осницко-Микашевичского вулкано-плутонического пояса (см. прил. IV-4, IV-6 и IV-8). Эта структурная особенность свидетельствует об относительно позднем времени завершения надвигообразования — вслед за формированием Осницко-Микашевичского пояса около 2 млрд лет назад.

3.1.1.1. Кулажинский гнейсовый пояс

Кулажинский гнейсовый пояс (согласно Н.В. Аксаментовой с соавторами, он же — Брагинский пояс (см. в [Розен и др., 2006, раздел 2.3]), перекрытый мощным осадочным чехлом (1200–5000 м), вскрыт многочисленными буровыми скважинами. Он прослеживается с севера на юг, где перекрывается рифей-палеозойскими толщами Днепрово-Донецкого авлакогена, на протяжении 300 км при ширине около 200 км (см. прил. I-2 и IV-1). В качестве его продолжения в пределах Украинского щита к югу от авлакогена рассматриваются гранулито-гнейсовые комплексы Ингуло-Ингулецкого (Кировоградского) домена.

Породы кулажинской серии характеризуются крайне низкой намагниченностью и повышенной плотностью (аналогично метаосадочным гранулито-гнейсам других поясов, в частности, Дмитрово-Галичского) (см. раздел 3.3.2, прил. IV-1, IV-4, IV-6 и IV-8). «Размытый» рисунок локальных компонент эффективной плотности и намагниченности указывает на относительно пологое залегание пород.

В строении пояса преобладают глиноземистые гнейсы гранулитовой фации (гранат-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые, иногда графит-, кордиерит- и гиперстенсодержащие) с незначительным участием амфиболитов, объединяемые в кулажинскую серию. По количественно-нормативному минералогическому составу глиноземистые гнейсы сходны с глинистыми осадками, в различной степени обогащенными тонкозернистым кварцем [Розен и др., 2006, раздел 2.3]. Авторы названной публикации полагают, что этот состав может указывать на глубоководные (пелагические или гемипелагические) условия осадконакопления. Этому заключению противоречат значительная мощность метаосадков и изотопно-геохимические признаки значительного участия древнего континентального источника сноса. Более вероятной представляется обстановка эпиконтинентального бассейна, окруженного областью со слабо расчлененным рельефом и интенсивно проявленными процессами химического выветривания.

Оценки параметров метаморфизма отвечают переходной зоне от высокотемпературной амфиболитовой к гранулитовой фации: 690–720°С и 7.5–8.0 кбар. Регрессивные преобразования охарактеризованы параметрами 550–580°С и 3.5–5.2 кбар.

Главная особенность глубинного строения Кулажинского пояса, а именно: северо-восточная вергентность, прочитывается на сечении 31–31′ трехмерной плотностной модели верхней коры (см. прил. IV-9: разрез 19).

Геохронология. К настоящему времени опубликованы противоречащие друг другу оценки возраста пород кулажинской серии

(U-Pb по цирконам). По данным, которые приводят О.М. Розен с соавторами [2006, раздел 2.3 и ссылки в этой работе], возраст мигматизированных пород кулажинской серии равен 2.95–2.56 млрд лет. В публикации [Claesson et al., 2001] приведены иные оценки: возраст гранулитового метаморфизма — 2.13 млрд лет, возраст темноокрашенных «мигматитовых» цирконов — около 2.05 млрд лет и детритовых цирконов — порядка 2.6 млрд лет. Оценка ε_{Nd} для 2.1 млрд лет, равная –2, свидетельствует о вовлечении в осадконакопление материала древней коры, что находится в согласии с присутствием детритовых цирконов архейского возраста. Структурное положение и геологические соотношения со структурами обрамления свидетельствуют о палеопротерозойском возрасте структурно-вещественной ассоциации Кулажинского пояса.

3.1.1.2. Брянский гранулито-гнейсовый пояс

Брянский гранулито-гнейсовый пояс протяженностью 300 км и шириной около 50 км, образующий осевую часть орогена, перекрыт относительно маломощным осадочным чехлом, 300–650 м. Породы пояса вскрыты всего лишь 13 скважинами преимущественно в северной части пояса. Южное продолжение пояса перекрыто рифей-палеозойскими толщами Днепрово-Донецкого авлакогена и, вероятно, имеет продолжение в пределах Ингуло-Ингулецкого домена непосредственно к западу от Криворожского железорудного пояса (см. прил. I-2 и IV-1).

Комплексы пород Брянского пояса характеризуются высокими значениями как плотности, так и намагниченности, чем кардинально отличаются от Кулажинского пояса (см. прил. IV-4, IV-6 и IV-8). Полосы локальных компонент эффективной плотности и намагниченности протягиваются в субмеридиональном направлении. Четко структурированный рисунок локальных аномалий свидетельствует об относительно крутом залегании пород в пределах пояса.

Скважинами вскрыты переслаивающиеся кислые гранат-биотитовые, гранат-гиперстен-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы; гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовые гнейсы (метапелиты), в том числе с графитом; высокоглиноземистые кварциты, метабазиты, эвлизиты и известково-силикатные (клинопироксен-роговообманко-полевошпат-кальцитовые) породы. Общий высокий уровень намагниченности, вероятно, связан с наличием в разрезе магнетитовых кварцитов и магнетит-силикатных пород (эвлизитов).

Оценки максимальных (пиковых) *PT*-параметров гранулитового метаморфизма в восточной части пояса равны 800–850°С при давлении 5.5 кбар. Минимальные значения, отражающие закрытие системы и завершение метаморфических реакций, составили 600°С и 3 кбар. Характеристики тех же событий в западной части пояса составили 850°С при 6 кбар и 600°С при 2.9 кбар, соответственно [Савко, 1999]. Отмеченные различия в параметрах метаморфизма западной и восточной частей пояса крайне невелики и не выходят за пределы точности выполненных исследований. Тем не менее, интересно отметить, что повышение параметров метаморфизма в западной части пояса согласуется с более низким положением пород этой области в разрезе пояса (см. прил. IV-1). Таким образом, породы Брянского пояса, вскрытые на поверхности фундамента, подверглись пиковому метаморфизму на глубине около 20–22 км, а затем были перемещены вверх до глубины порядка 10 км при сохранении высокого уровня нагрева. Температуры метаморфизма в пределах Брянского пояса были заметно выше по сравнению с соседним Кулажинским поясом, образующим краевую область орогена.

Геохронологические характеристики пород и процессов в пределах Брянского пояса отсутствуют. Время коллизионных событий и соответствующих тектонических перемещений можно оценить по перекрытию (срезанию) границами тектонических покровов Брянского пояса структур железорудных поясов КМА. Эти события следовали за формированием структур железорудных поясов 2.05 млрд лет назад и завершились вслед за формированием Осницко-Микашевичского вулкано-плутонического пояса около 2 млрд лет назад.

3.1.1.3. Крупецко-Знаменский пояс и Мещевская система тектонических чешуй

Структуры, выделенные нами как Крупецко-Знаменский пояс и Мещевская система чешуй, шириной 10–15 и 45 км, соответственно, протягиваются в меридиональном направлении на 450 км, образуя с Брянским гранулито-гнейсовым поясом структурно согласованную тектоническую систему (см. прил. I-2 и IV-1). В то же время, они резко отличаются по уровню метамор-

физма пород и, по существу, представляют собой окраину архейского Курского кратона, интенсивно деформированную совместно с палеопротерозойскими железорудными поясами КМА. Восточные границы Крупецко-Знаменского пояса и Мещевской системы чешуй проведены с определенной условностью, так как уровень деформаций снижается в восточном направлении скачкообразно-постепенно. Структура сопредельной области Курского кратона и железорудных поясов КМА имеет переходный характер. В частности, в районах своего северо-западного окончания Белгород-Михайловский и Орловско-Тимский железорудные пояса плавно меняют свое простирание с северо-западного на меридиональное, а Комаричский пояс представляет собой систему чешуй западной вергентности (см. прил. I-2 и IV-1).

Площади Крупецко-Знаменского пояса и Мещевской системы чешуй характеризуются очень высоким уровнем магнитного поля, лишь незначительно уступающим уровню поля в пределах главных железорудных поясов КМА. Соответственно на карте эффективной намагниченности породы, слагающие эти структуры, также охарактеризованы очень высокими значениями. Здесь необходимо сделать важное замечание. Поскольку карты эффективной намагниченности были «нацелены» на картирование типичных пород с относительно небольшими вариациями намагниченности, высокомагнитным железистым кварцитам на этих картах отвечают чрезмерно широкие аномалии намагниченности (см. прил. IV-6), перекрывающие и друг друга, и контуры вмещающих, значительно менее магнитных пород. По той же причине (большая ширина пиков, «срезанных» близко к основанию) локальные компоненты магнитного поля также выражены чрезмерно широкими полосами (см. прил. IV-7). Железистым кварцитам реально соответствуют только лишь узкие осевые зоны выделенных на карте аномалий. Вмещающие породы, значительно преобладающие по объему, представлены низкомагнитными ассоциациями гранит-зеленокаменного комплекса.

Крупецко-Знаменскому поясу и Мещевской системе чешуй также отвечают повышенные значения и поля силы тяжести, и эффективной плотности пород. Те же параметры в пределах контуров, отвечающих Орловско-Тимскому и Белгород-Михайловскому железорудным пояса КМА, имеют более низкие значения и охватывают существенно более узкие полосы. Широкие аномалии гравитационного поля, контуры повышенных значений эффективной плотности и области с высокими значениями локальных компонент в пределах Крупецко-Знаменского пояса и Мещевской системы чешуй отчетливо трассируют в северо-восточном направлении плотностные характеристики и маркируемые ими структурные направления, отвечающие Брянскому гранулито-гнейсовому поясу (см. прил. IV-2, IV-4 и IV-5). Эта особенность находится в согласии с предложенной выше интерпретацией морфологии магнитного поля: тектонические покровы, образующие Крупецко-Знаменский пояс, и чешуи, участвующие в строении Мещевской системы тектонических чешуй, надвинуты в западном направлении и перекрывают гранулито-гнейсы Брянского пояса, отличающиеся повышенной плотностью. Немногочисленные скважины вскрыли породы архейского гранит-зеленокаменного и палеопротерозойского вулканогенно-осадочного железорудного комплексов.

3.1.2. Внутриконтинентальный коллизионный ороген Курской магнитной аномалии

При подготовке текста этого раздела, помимо публикаций, на которые даны соответствующие ссылки, были использованы материалы, любезно предоставленные А.А. Щипанским (ГИН РАН).

Главную роль в строении внутриконтинентального коллизионного орогена Курской магнитной аномалии (КМА) играют железорудные вулканогенно-осадочные пояса (см. прил. I-2 и IV-1). Второй важный компонент представлен субвулканическими и интрузивными комплексами мафит-ультрамафитового, кислого и щелочного состава. С заключительной стадией связано формирование гранито-гнейсовых куполов.

Железорудные пояса КМА характеризуются преимущественно северо-западным простиранием. В структурном отношении они представлены закономерной ассоциацией протяженных (до 100 км и более) тектонических чешуй небольшой мощности и пологих асимметричных структур синклинального строения, частично сорванных с гранит-зеленокаменного основания (Михайловская, Тим-Ястребовская и Белгородская синформы шириной 20, 30 и 50 км, соответственно). Глубина залегания подошвы крупных синформ по геофизическим данным оцени-

вается в 5–8 км. Пологие юго-западные крылья этих структур в большей степени сохраняют участки нормального стратиграфического контакта с породами основания, тогда как северо-восточные крылья нередко запрокинуты и/или перекрыты надвинутыми в юго-западном направлении породами гранит-зеленокаменного комплекса.

Кроме того, северо-восточные крылья Белгородской и Михайловской синформ значительно нарушены овальными структурами гранито-гнейсовых куполов (см. прил. I-2, IV-1). Это, вероятнее всего, связано с более значительной суммарной мощностью чешуйчато-надвигового пакета со стороны надвигания. Однако значительной деформации «всплывавшими» куполами подверглись также и юго-восточные окончания Тим-Ястребовской, Белгородской и меньшей по размеру Рыльской синформ. Суммируя эти особенности, следует заключить, что субширотное направление было главным направлением тектонического сжатия, которое сопровождалось сдвиго-надвиговыми дислокациями (транспрессией) вдоль диагональных разрывов северо-западного простирания. Это заключение подкреплено соответствующим смещением более молодых геологических границ вдоль разрывов северо-западного простирания.

В целом, особенности палеопротерозойских структур КМА, прежде всего, широкое развитие чешуйчато-надвиговых дислокаций, свидетельствующих об интенсивном тектоническом сжатии, неизбежно приводившем на заключительной стадии к возникновению горного рельефа, собственно и позволяют рассматривать КМА в качестве структуры орогенного типа. К вопросу о внутриконтинентальном характере этого орогена мы вернемся ниже.

Один из главных результатов, полученных в итоге предыдущих исследований, состоял в утверждении согласованного характера палеопротерозойских и архейских тектонических структур. Соответственно предполагалось унаследованное развитие архейских «зеленокаменных» и последующих палеопротерозойских железорудных вулканогенно-осадочных поясов [Полищук и др., 1970; Shchipansky, Bogdanova, 1996]. Вместе с тем, большинство исследователей в той или иной степени подчеркивает независимый, наложенный характер палеопротерозойских структур [Ножкин, Крестин, 1984; Shchipansky, Bogdanova, 1996; и др.]. Действительно, архейские зеленокаменные пояса в непосредственной близости с палеопротерозойскими поясами северо-западного простирания преимущественно прослеживаются параллельно палеопротерозойским поясам. Однако уже на незначительном удалении обнаруживается характерный «кружевной» структурный рисунок архейских поясов. Палеопротерозойские орогены пересекают границы архейских орогенов, захватывая значительно бóльшие площади. Поэтому частичное согласование простираний архейских и палеопротерозойских поясов, вероятнее всего, связано с деформациями на завершающих стадиях палеопротерозойской эволюции, охватывавшими кору вне зависимости от возраста слагающих ее структурно-вещественных комплексов.

3.1.2.1. Железорудные вулканогенно-осадочные пояса

Уровень изученности территории КМА весьма неоднороден. Более полно исследованы синформные структуры в пределах Орловско-Тимского и Белгород-Михайловского поясов, вмещающие крупные разрабатываемые железорудные месторождения. Структурные особенности сильно сжатых железорудных поясов за пределами рудных полей исследованы менее детально, поэтому представления о морфологии и строении этих поясов получены почти исключительно на основе геофизических материалов и геологической интерпретации петрофизических карт (см. прил. I-2 и IV-2–IV-8).

Железорудные вулканогенно-осадочные пояса КМА преимущественно сложены осадочными породами железисто-кремнистой формации, однако участие вулканогенных образований также значительно. Наиболее полно исследованы палеопротерозойские образования курской серии, с которой связаны крупнейшие месторождения железистых кварцитов, добываемые карьерным способом (Лебединское, Стойленское и Михайловское). Породы курской серии совместно с вышезалегающими породами оскольской серии слагают Орловско-Тимский, Белгород-Михайловский и Севский железорудные пояса КМА (см. прил. IV-1). На картах разных масштабов хорошо видно, что наиболее значительные и выдержанные горизонты железистых кварцитов сохранились в зонах, разделяющих палеопротерозойские гранито-гнейсовые купола.

Перерыв тектонической активности, предшествовавший формированию палеопротерозойских толщ, зафиксирован образованием коры вывет-

ривания на породах Курской ГЗО и несогласным залеганием палеопротерозойских разрезов относительно архейских структур.

Лебединская серия. В ряде случаев разрезы железорудных поясов отделены от архейского комплекса фрагментарно распространенными кислыми метавулканитами, которые принято рассматривать в качестве лебединской серии (на карте прил. I-2 не показана), сформированной в конце позднего архея. Как мы отмечали выше, эти образования обычно связывают с Курской ГЗО. Между тем, их размещение характеризуется отчетливой приуроченностью к основанию разрезов палеопротерозойских поясов и отсутствием структурного несогласия между лебединской и курской сериями (см., например: [Полищук и др., 1970]). Во многих случаях осадочно-вулканогенные разрезы лебединской серии отделены как от перекрывающего палеопротерозойского разреза, так и от подстилающего гранит-зеленокаменного комплекса хорошо выраженными корами выветривания [Ножкин, Крестин, 1984]. Перечисленные особенности, а также геохронологические данные о существовании длительной тектонической паузы, предшествовавшей формированию осадочных пород и ультракалиевых кислых вулканитов лебединской серии, позволяют рассматривать их появление в связи с инициальной стадией рифтинга архейского кратона. Специфика химизма вулканитов не противоречит такому заключению.

Курская серия. Образующая нижнюю часть собственно палеопротерозойского разреза курская серия формировалась на протяжении длительного времени. Наряду с породами среднепалеопротерозойского возраста она включает ранне-палеопротерозойские образования — наиболее древние производные палеопротерозойских процессов в пределах рассматриваемого региона. Курская серия делится на две свиты: нижнюю — стойленскую и верхнюю — коробковскую**.**

Стойленская свита залегает с явно выраженным несогласием на архейском гранит-зеленокаменном фундаменте в основании палеопротерозойского стратифицируемого разреза. Она открывается пачкой метаморфизованных кварцевых аренитов иногда с линзами кварцевых конгломератов и гравелитов, в которых обнаружены проявления урановой минерализации, золота и платины [Крестин, 1976; Плаксенко и др., 1980; Чернышев, 1994]. Выше следуют ортокварциты, среди которых появляются горизонты высокоглиноземистых метаалевролитов и метапелитов. Верхняя часть разреза сложена филлитовыми и углеродистыми сланцами. Мощность свиты варьирует от нескольких метров в антиформных («межаномальных» — расположенных в промежутках между интенсивными магнитными аномалиями) структурах до сотен метров в крупных синформах.

Коробковская железорудная свита (железисто-кремнисто-сланцевая формация) залегает на стойленской свите без каких-либо следов несогласия. Ее основание, как правило, проводится по появлению первых горизонтов безрудных («силикатных») кварцитов. В наиболее полных разрезах коробковская свита сложена чередующимися толщами железистых кварцитов и сланцев, общая мощность которых превышает 1 км. Разрез железисто-кремнисто-сланцевой формации латерально изменчив. Железистые кварциты в разных участках слагают от 40 до 90% мощности свиты. Согласно четырехчленной стратиграфической схеме, две подсвиты (первая и третья) представляют собой железорудные пачки, которые разделяются и перекрываются сланцевыми (второй и четвертой) подсвитами.

Железорудные подсвиты сложены магнетитовыми, гематит-магнетитовыми, магнетит-гематитовыми, силикатно-магнетитовыми и карбонатно-магнетитовыми кварцитами. В основании и в кровле этих подсвит залегают горизонты малорудных и безрудных силикатных кварцитов мощностью до 5–10 м. В пределах Орловско-Тимского пояса в железорудных подсвитах преобладают закисно-окисные (магнетитовые) фации, тогда как для Белгород-Михайловского пояса характерны окисные (гематитовые или железно-слюдковые) разности. Сланцевые подсвиты имеют различную мощность (от первых до 200–300 м). Они сложены преимущественно филлитовыми углеродистыми кварц-серицитовыми и кварц-биотитовыми (± хлорит) сланцами. При повышении уровня метаморфизма среди породообразующих минералов появляются кордиерит, силлиманит, андалузит, хлоритоид и гранат. Накопление железисто-кремнистой формации Курско-Криворожского бассейна протекало в платформенных относительно стабильных условиях, на что указывают реконструкции фациальных профилей терригенно-хемогенных осадочных пород курской и криворожской серий (например: [Плаксенко, 1966]).

О р у д е н е н и е. Курская магнитная аномалия — самый крупный в мире железорудный бассейн, богатые руды были открыты в

1931 г. Площадь бассейна — около 120 тыс. км^2. По разведанным запасам богатых руд (около 30 млрд т) КМА уступает лишь боливийскому железорудному бассейну Эль Мутун (около 40 млрд т) [Норильский никель..., 2009].

С железисто-кремнисто-сланцевой формацией коробковской свиты связан ряд уникальных по запасам месторождений, сгруппированных преимущественно в пределах Крупецко-Рыльского, Железногорско-Михайловского, Белгородского и Оскольского рудных полей. По количественному соотношению основных минералов выделяются магнетитовые, гематит-магнетитовые, силикатно-магнетитовые, карбонатно-магнетитовые, малорудные и безрудные кварциты. Богатые руды образованы за счет выветривания железистых кварцитов в последующие периоды при формировании платформенного чехла. Разведанные запасы железистых кварцитов — более 25 млрд т с содержанием Fe 32–37 % и более 30 млрд т богатых руд с 52–66% Fe. Месторождения разрабатываются открытым (Стойленское, Лебединское, Михайловское) и подземным (Коробковское) способами.

Латеритные коры выветривания в пределах Белгородского рудного района включает ряд месторождений и рудопроявлений элювиальных бокситов.

Оскольская серия. Залегающая выше оскольская серия образована гетерогенными породными ассоциациями, которая, в отличие от курской серии, характеризуется близостью разрезов на всей территории Курского кратона. Разрезы оскольской серии в крупных синформных структурах заметно различаются, ввиду чего в ее составе выделены местные таксономические подразделения. Считается, что между толщей железистых кварцитов курской серии и перекрывающими породами оскольской серии могут быть как постепенные переходы, так и стратиграфическое несогласие. Наличие стратиграфического перерыва в палеопротерозойском разрезе обосновывается структурными скважинами, пробуренными в Тим-Ястребовской структуре в районе г. Тим. На размытой поверхности, пересекающей различные горизонты коробковской свиты, залегает горизонт конгломератов с галькой железистых кварцитов мощностью около 10 м, переходящий вверх по разрезу в обломочные мартитовые руды. Последние считаются продуктами переотложенной коры окисления и выветривания железистых кварцитов. Свидетельства размыва верхних горизонтов курской серии отмечаются также в Белгородской и Михайловской синформах. Дополнительным признаком перерыва между курской и оскольской сериями является существование *оскольецкого комплекса* плагиогранитов, который представлен узкими зонами плагиомигматизации железистых кварцитов в западном борту Осколецкого месторождения. Вместе с тем, известны признаки внутриформационного характера стратиграфического несогласия между сериями.

В составе оскольской серии выделено семь свит, за которыми закреплены местные названия. К их числу относятся: в Белгородской синформе — авулканические яковлевская, висловская, белгородская и щелоковская свиты, сложенные хемогенными железисто-кремнистыми и карбонатными, а также разнообразными слабометаморфизованными терригенными осадочными породами; в Михайловской синформе — роговская терригенно-карбонатно-сланцевая и курбакинская осадочно-вулканогеная (кислые вулканиты) свиты; в Тим-Ястребовской и Волотовской синформах — роговская и тимская осадочно-вулканогенная свиты (основные и средние метавулканиты). Вулканиты образуют бимодальную ассоциацию рифтогенного типа: сочетание высококалиевых липаритов с подчиненным количеством метамафитов (Михайловская структура) и высокотитанистых (обычно около 1.5% TiO_2) метатолеитов (Тим-Ястребовская структура) [Ножкин, Крестин, 1984]. Суммарная мощность разрезов оскольской серии составляет несколько километров.

Геохронология. Достоверная оценка возраста пород в основании вулканогенно-осадочного разреза курской серии до настоящего времени отсутствует. Датирование аутигенных урановых минералов показало, что осадконакопление могло начаться около 2.5 млрд лет назад [Тугаринов и др., 1964; Щербак и др., 1989]. Мы полагаем, что появление ультракалиевых метариодацитов лебединской серии, датированных 2.59±0.09 млрд лет (U-Pb по цирконам [Щербак и др., 1992]), и сопутствующих им калиевых гранитов повышенной щелочности, относимых к остаповскому комплексу, 2.528±0.005 млрд лет (U-Pb по цирконам [Е.В. Бибикова (неопубликованные данные)]), фиксируют начало рифтогенеза и заложение будущих железорудных поясов.

Верхний возрастной предел накопления коробковской серии в Михайловской структуре можно оценить как превышающий 2.1 млрд лет — по возрасту кислых вулканитов курбакин-

ской свиты в разрезе оскольской серии [Артеменко, 1998]. Возраст кислых лав из бимодальной ассоциации в верхней части разреза охарактеризован несколькими датами. Наиболее древняя оценка составила около 2.3 млрд лет (Pb-Pb изохрона, устное сообщение Е.М. Крестина, 1986, по [Shchipansky, Bogdanova, 1996]). U-Pb оценки по цирконам получены Г.В. Артеменко [1995]: конкордантный возраст метариолитов тимской свиты — 2.06 млрд лет, возраст метадацита вышележащей курбакинской свиты по $^{207}Pb/^{206}Pb$ — 2.10±0.03 млрд лет. Известна также более молодая датировка пород, входящих в бимодальную ассоциацию — 2.04±0.02 млрд лет [Е.В. Бибикова (неопубликованные данные)]. Минимальный возраст дайковых тел риодацит-гранитного состава, пересекающих верхнюю часть разреза, по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ в единичной пробе составил 2.25 млрд лет [Артеменко и др., 1992].

Таким образом, период существования железорудных бассейнов должен быть приблизительно отнесен к интервалу 2.5–2.05 млрд лет. Наиболее интенсивные магматические процессы рифтогенного типа, свидетельствующие о повышенной проницаемости коры, отвечали началу (~2.6–2.5 млрд лет) и концу (~2.2–2.05 млрд лет) этого интервала. Далее последовали взбросо-надвиговые дислокации и складкообразование, сопровождавшиеся опрокидыванием к западу и юго-западу взборосо-надвиговых структур и складок, и соответствующее утолщение коры.

О р у д е н е н и е. В черносланцевых вулканогенно-осадочных отложениях оскольской серии зафиксированы многочисленные проявления платиноидно-золоторудной минерализации (Тим-Ястребовская, Волотовская, Малоархангельская и другие структуры). Оруденение этого типа, сравнительно недавно установленное в железорудных поясах КМА, характеризуется [Мяснянкин, Чернышев, 1992; Чернышев, 1994; Чернышев, Коробкина, 1995]: многоуровневым (3–7 горизонтов) размещением, Pt-Pd с Os типом оруденения, многообразием минеральных форм, высокими концентрациями минералов платиновой группы (МПГ) (до первых десятков граммов на тонну) и преимущественным накоплением МПГ и золота в наиболее тонкозернистой сульфидно-углеродистой фракции. В ряде случаев платиноидно-золотые руды размещены в зонах объемного катаклаза и в средне-низкотемпературных метасоматитах. Формирование оруденения явилось результатом последовательно сопряженных процессов: осадочно-биохемогенной концентрации сульфидов и углерода в периоды замыкания и стагнации бассейнов осадконакопления; гидротермальной активности, индуцированной магматическими (преимущественно вулканическими) процессами; наконец, экстракцией и концентрацией металлов в процессе метаморфизма, связанного с размещением гранитоидов стойло-николаевского комплекса.

С зонами сульфидной вкрапленности и телами сплошных колчеданов, контролируемыми зонами разломов среди углеродистых сульфидизированных сланцев и карбонатных пород оскольской серии, связано полиметаллическое (Cu, Zn с Ag, Ni и Co) оруденение. Предполагается, что сингенетические формы оруденения относятся к числу стратиформных накоплений, свойственных рифтогенным осадочным бассейнам, тогда как концентрация и переотложение руд в зонах разломов (эпигенетическое оруденение) связаны с воздействием гидротерм и теплового поля гранитоидов стойло-николаевского комплекса, а также с метаморфо-метасоматическими процессами коллизионной стадии. Аналогичное происхождение предполагается для кварц-карбонатных жил со Pb-Zn минерализацией, размещенных в мощных зонах тектонических нарушений, насыщенных дайками стойло-николаевских гранитоидов, пересекающих карбонатные породы оскольской серии [Крестин, 1976].

3.1.2.2. Интрузивный магматизм

Интрузивный магматизм в различных районах орогена КМА связан с возрастным интервалом от ~2.3 до ~2.0 млрд лет. Наиболее интенсивные проявления магматизма отвечают интервалу 2.09–2.04 млрд лет. На востоке кратона в районе Тим-Ястребовской синформы известны проявления мафического магматизма. На западе и юго-западе кратона доминировал кислый и субщелочной (сиенитовый) магматизм, взаимоотношения которого с вмещающими палеопротерозойскими породами указывают на постскладчатую или посторогенную природу интрузивных тел.

Наиболее ранним событием явилось формирование упоминавшихся выше узких зон плагиомигматизации железистых кварцитов в районе Осколецкого месторождения, которое рассматривается в качестве указания на перерыв меж-

ду курской и оскольской сериями (*осколецкий комплекс*).

Далее последовало внедрение субвулканических калиевых риолитов *остаповского комплекса* в пределах Михайловской синформы. Предполагается, что эти породы являются комагматами риолитовых вулканитов курбакинской свиты оскольской серии.

Интрузивные тела с преобладанием пород ультрамафитового, мафитового и среднего состава рассматриваются в составе золотухинского, стойло-николаевского и смородинского интрузивных комплексов. Имеющиеся геохронологические данные не позволяют достоверно охарактеризовать последовательность их внедрения. Наиболее ранним среди них считается *золотухинский комплекс*, представленный малыми (0.2–1 км^2) ультрамафитовыми и мафитовыми зональными интрузивными телами, расположенными цепочками вдоль разломных зон северо-западного простирания в Тим-Ястебовской и Волотовской структурах. Ультрамафитовые разности (дуниты, перидотиты, верлиты и пироксениты) относят к первой фазе внедрения, мафитовые (габбро-нориты) — ко второй. В Волотовской синформе бурением установлено, что маломощные пироксенит-габбровые интрузии золотухинского комплекса имеют морфологию дайкообразных тел с зонами закалки, субсогласно залегающих с вмещающими слабометаморфизованными сланцами палеопротерозоя.

Стойло-николаевский комплекс известен в пределах Тим-Ястребовской синформы и в ее обрамлении. Петротипом этого комплекса является Стойло-Николаевский массив, расположенный на юго-восточном замыкании синформы и частично вскрытый Стойленским железорудным карьером. Комплекс включает небольшие (от 1–3 до 30 км^2) изометричные или слегка вытянутые в северо-западном направлении зональные тела, занимающие секущее положение относительно вмещающих складчатых структур. Эндоконтактовые зоны сложены габбро-диоритами и диоритами, которые через зону кварцевых диоритов переходят в гранодиориты, слагающие центральные части массивов. Вмещающие породы подверглись экзоконтактовому метаморфизму и пронизаны многочисленными апофизами. В интрузивных телах часто фиксируются ксенолиты измененных вмещающих пород. Становление массивов стойло-николаевского комплекса сопровождалось внедрением даек и жил лампрофиров, диоритовых порфиритов, гранодиорит- и гранит-порфиров, имеющих субсогласные контакты с вмещающими палеопротерозойскими породами.

С интрузивами стойло-николаевского комплекса пространственно связаны золоторудные сульфидно-кварцевые и кварцевые жилы, пересекающие породы железорудных поясов. Предполагается, что процессы экстракции и переотложения первичных рассеянных концентраций золота в углеродистых осадках непосредственно связаны с внедрением интрузивов [Крестин, 1976; Мяснянкин, Чернышов, 1992; Чернышов, 1994].

Смородинский комплекс образован дифференцированными троктолит-габбро-долеритовыми интрузивными массивами трапповой формации [Чернышов, Чесноков, 1983], распространенными в северо-западной части Курского кратона. Близость составов и возрастов формирования мафитовых вулканитов глазуновской свиты, габбро-долеритов смородинского комплекса и габбро-диоритов стойло-николаевского комплекса позволяет предполагать их генетическое родство и принадлежность к одной и той же стадии в геодинамической эволюции региона.

Игуменский и Шебекинский массивы в пределах Белгородской синформы, каждый размером около 50 км^2, объединены в *шебекинский комплекс*. Массивы имеют зональное строение: центральные части сложены щелочными габброидами, широкая внешняя зона — щелочными сиенитами и граносиенитами.

Особого обсуждения заслуживает *атаманский комплекс*. Первоначально калиевые граниты и гнейсо-граниты, широко распространенные среди пород архейского гнейсового комплекса в обрамлении железорудных поясов, относили к палеопротерозою. Структурная позиция атаманских гранитидов особенно наглядна в области юго-восточного замыкания Тим-Ястребовской синформной структуры, выполненной породами курской и оскольской серий: граниты атаманского комплекса размещены в ядрах овальных куполов, деформирующих эту структуру и разбивающих ее на мелкие килевидные синформы. Жилы калиевых гранитов имеют секущие контакты с палеопротерозойскими железисто-кремнисто-сланцевыми толщами. Предполагалось, что формирование атаманского комплекса завершило этап палеопротерозойского орогенеза. Однако предпринятое позднее датирование гранитов атаманского комплекса U-Pb методом по циркону дало возраст 2.6±0.1 млрд лет [Артеменко, 1998]. Это по-

служило причиной перевода гранитов атаманского комплекса в неоархей. Граниты атаманского комплекса явно относятся к производным внутрикорового плавления, при котором возможен захват древнего циркона из подстилающих палеопротерозойские структуры гнейсовых и гранит-зеленокаменных комплексов. Поэтому к оценке геологического и геохронологического смысла этой датировки необходимо подходить с осторожностью. Структурно-геологическая информация позволяет связывать калиевые граниты атаманского комплекса с процессами палеопротерозойского куполообразования.

Гранито-гнейсовые купола, включающие в центральной части калиевые граниты, с одной стороны, деформируют структурные ансамбли железорудных поясов, с другой — по-видимому, предшествуют проявлениям магматизма «позднe- и/или постколлизионного типа», представленным интрузивными телами смородинского, шебекинского, малиновского и дубравинского комплексов и, вероятно, мафитовыми вулканитами глазуновской свиты. В таком случае, процессы куполообразования и соответственно размещения гранитоидов атаманского комплекса должны были протекать очень быстро — внутри короткого интервала времени между приблизительно 2.07 и 2.05 млрд лет.

Малиновский гранитный массив, расположенный на северо-востоке Белгородской синформы, является главным представителем *малиновского комплекса*. Округлый в плане массив сложен щелочными гранитами, которые имеет рвущие контакты с вмещающими породами как архейского, так и палеопротерозойского возраста. Ширина экзоконтактовых ореолов достигает сотен метров. Считается, что массивы этого комплекса широко распространены на территории КМА. Однако малые размеры этих массивов (первые квадратные километры) не позволяют выделять их по материалам комплексных геофизических съемок масштаба 1:200 000. По своему геологическому положению, морфологии, характеру взаимоотношений с вмещающими породами и вещественному составу массивы этого комплекса можно отнести к типичным представителям щелочных анорогенных гранитов.

Дубравинский комплекс назван по одноименному массиву щелочных пород и карбонатитов, расположенному близ северо-западного замыкания Волотовской синформы. В том же районе известны проявления карбонатитового магматизма на Чернянском и Петровском участках. В состав комплекса входят щелочные пироксениты, сиениты и карбонатиты. Считается, что он является самым молодым интрузивным комплексом в пределах орогена КМА, фиксируя платформенный этап эволюции [Бочаров, Фролов, 1993].

Наиболее молодыми интрузивами, вероятно, являются граниты-рапакиви *ольмского комплекса.*

Геохронология. Возраст проявлений интрузивного магматизма охарактеризован по результатам U-Pb датирования цирконов традиционным методом.

Остаповский комплекс — 2.09–2.06 млрд лет [Артеменко, 1998].

Стойло-николаевский комплекс — время образования оценивается интервалом между 2.09 и 2.05 млрд лет [Артеменко, 1995, 1998].

Смородинский комплекс — 2.06 млрд лет [Щербак, Чернышов, Пономаренко, 1990].

Шебекинский комплекс — по циркону из сиенитов — 2.07 млрд лет [Артеменко, 1995, 1997].

Атаманский комплекс — датирование гранитов U-Pb методом по циркону дало возраст 2.6±0.1 млрд лет [Артеменко, 1998]. Датировка основана на сильной дискордии, все точки анализов сосредоточены около начала координат вдали от конкордии. Как отмечено выше, граниты атаманского комплекса относятся к производным внутрикорового парциального плавления, при котором возможен захват древнего циркона из подстилающих палеопротерозойские структуры гнейсовых и гранит-зеленокаменных комплексов. Поэтому, как было отмечено выше, к оценке геологического и геохронологического смысла этой датировки необходимо подходить с осторожностью. Мы полагаем, что при современном уровне геохронологической изученности более весомой является структурно-геологическая информация, которая позволяет связывать калиевые граниты атаманского комплекса с процессами палеопротерозойского куполообразования.

Малиновский комплекс — 2.04 млрд лет [Артеменко, 1997].

Дубравинский комплекс — 1.94 млрд лет (K-Ar по породе [Бочаров, Фролов, 1993]). Если обратиться к аналогии с близкими по составу и структурному положению щелочными породами и карбонатитами Черниговского массива, то можно принять несколько более древний возраст — 2.19–1.99 млрд лет (U-Pb по циркону [Кривдик и др., 1987]).

Оруденение. В зонах сульфидизации в базальтах трапповой формации известны про-

явления меди. В троктолит-габбро-долеритовых интрузивах смородинского комплекса отмечены проявления сульфидной медно-никелевой, титано-магнетитовой с ванадием и малосульфидной платинометалльной минерализации [Чернышов, 1994].

С карбонатитами дубравинского комплекса связано Дубравинское месторождение апатит-магнетитовых руд и апатитоносные породы, представленные четырьмя типами: апатит-сфен-силикатным в щелочных пироксенитах, апатит-силикатным в силикокарбонатитах, апатит-карбонатным в карбонатитах и апатит-магнетитовым [Бочаров, Фролов, 1993].

С Олымским и Первомайским массивами рапакиви связаны проявления Pb-Zn и Mo-W минерализации.

Трапповая формация. В северной части Орловско-Тимского пояса известны локальные проявления основных и средних вулканитов, которые выделяются в самостоятельную *глазуновскую свиту* (*толщу*). Свита образована базальтовыми афиритами, андезитовыми порфиритами, агломератовыми туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфами [Ильяш, Холин, 1987]. Существуют разные точки зрения в отношении их возраста и формационной принадлежности: вулканиты рассматриваются как комагматы либо стойло-николаевского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса [Крестин, 1975], либо смородинского габбро-долеритового комплекса, принадлежащего трапповой формации [Чернышов, Чесноков, 1983].

3.1.2.3. Метаморфизм

Особенности проявления метаморфизма в породах железорудных поясов исследованы К.А. Савко с коллегами, преимущественно на основе метапелитов — пород, минеральные парагенезисы которых наиболее благоприятны для подобных исследований. Метапелиты широко распространены в разрезах как курской, так и оскольской серий.

Детальные исследования были выполнены в нескольких участках, преимущественно сосредоточенных близ ограничений Тим-Ястребовской синформной структуры. На раннем этапе метапелиты внутренней области Тим-Ястребовской структуры подверглись неравномерному метаморфизму в условиях гранат-хлоритовой зоны, соответствующей верхам зеленосланцевой фации, при температуре 420–500°С и давлении в 3.0–3.1 кбар [Савко, Полякова, 2000]. Близкие параметры метаморфизма зафиксированы в породах железисто-кремнистой формации Панковского месторождения, где преобладают карбонатно-магнетитовые и силикатно-магнетитовые кварциты. Одновременное присутствие в железистых породах стильпномелана и грюнерита позволило ограничить температурные условия метаморфизма интервалом 430–470°С при давлениях 2–3 кбар [Савко и др., 2003]. Очевидно, глубина размещения исследованных пород в период метаморфизма не превышала 8–10 км, а температурный градиент достигал значительной величины, ~45–50°С/км.

Особенности раннего метаморфизма в основании палеопротерозойского разреза исследованы в пределах Приоскольского участка, где коробковская свита выполняет узкую килевидную синформу, а более верхние части разреза отсутствуют. Здесь в недосыщенных калием бескварцевых магнезиальных метапелитах установлен очень редкий оливин-жедрит-ортопироксен-гранат-магнетитовый минеральный парагенезис, а уровень метаморфизма достигает амфиболитовой фации: 630°С и 5 кбар [Савко, Кальмуцкая, 2001]. Особенности площадного распределения соответствующих минеральных парагенезисов позволили названным авторам полагать, что появление высокотемпературной минеральной ассоциации связано не с локальным прогревом в контакте с интрузивным телом, а характеризует условия раннего метаморфизма. Сравнение с данными, приведенными выше, указывает на зональный характер раннего метаморфизма, по-видимому, в непосредственной зависимости от глубины его протекания: породы Приоскольского участка в момент метаморфизма находились на глубине порядка 18 км. При оценке этих данных необходимо учитывать, что практически все детальные исследования были выполнены в краевой части Тим-Ястребовской синформы. Кроме того, неравномерность проявления метаморфизма и, возможно, недостаточное внимание к этой проблеме при предшествующих исследованиях позволяют лишь предполагать ранний метаморфизм во внутренней области синформы (например, по данным в [Полищук и др., 1970]).

Близкие оценки параметров метаморфизма были получены для селадонит-грюнерит-рибекитсодержащих железистых кварцитов рудных полей Михайловского и Новоялтинского месторождений в пределах Михайловской структуры: температура 460–510°С при давлении 2–3 кбар [Савко, Поскрякова, 2003].

Возникновение поздней метаморфической зональности обусловлено интрузиями стойло-николаевского комплекса. Возрастом этого комплекса, который оценивается интервалом 2.09–2.05 млрд лет, определяется верхняя возрастная граница раннего метаморфизма. Зональный метаморфизм позднего этапа — более высокотемпературный. В пределах последовательных зон он отвечает условиям ставролитовой (500–520°С), ставролит-силлиманитовой (520–580°С) и силлиманит-мусковитовой (580–620°С) фаций. Давление метаморфизма приблизительно оценено интервалом 3–4 кбар [Савко, Полякова, 2000]. Экзоконтактовые зоны Прилепского и Роговского массивов стойло-николаевского комплекса, вероятно, отвечают более высокому гипсометрическому уровню: контактовый метаморфизм протекал в условиях амфибол-роговиковой фации при температуре ~530°С и давлении 2.0–2.2 кбар при участии существенно водного флюида. Согласно расчетам, температура внедрявшегося расплава превышала 880°С [Полякова и др., 2002].

Приведенная выше скудная геохронологическая информация позволяет предполагать кратковременность последовательных временных интервалов: завершение формирования депрессий и их заполнения вулканогенными и осадочными отложениями → ранний метаморфизм → → внедрение интрузий стойло-николаевского комплекса и поздний метаморфизм. Необходимо отметить, что последовательность проявления «раннего» и «позднего» метаморфизма не вполне достоверно установлена. Сосредоточение петрологических исследований в краевой части Тим-Ястребовской и Михайловской структур и ограниченность информации о метаморфизме пород в пределах их центральных частей оставляет открытым вопрос о региональном характере «раннего» метаморфизма или о его связи с куполообразованием и размещением гранитов атаманского комплекса.

Если при дальнейших исследованиях верной окажется вторая версия, названия «ранний» и «поздний» придется поменять местами. Вместе с тем, активные процессы в тектонометаморфической эволюции железорудных поясов связаны с чрезвычайно коротким интервалом времени — между ~2.1 и ~2.05 млрд лет, что позволяет рассматривать их в качестве стадий единого процесса преобразования континентальной коры. Относительно высокий уровень прогрева пород вулканогенно-осадочного разреза палеопротерозойских депрессий, в свою очередь, свидетельствует о том, что температуры в нижней коре должны были соответствовать уровню гранулитовой фации. На аналогичный уровень прогрева нижней коры указывает и приведенная выше оценка температуры гранодиоритового расплава стойло-николаевского комплекса.

3.1.3. Восточно-Воронежский коллизионный ороген

Главными составляющими Восточно-Воронежского орогена являются Воронцовский чешуйчато-надвиговый пояс и Липецко-Лосевский вулкано-плутонический пояс. Пояса разделены Лосевско-Мамонским региональным разломом. По некоторым оценкам, мощность тектонитов, связанных с этим разломом, достигает нескольких километров [Раскатов и др., 1976]. Завершающей стадией формирования орогена отвечает образование Воронежской позднеорогенной депрессии.

3.1.3.1. Липецко-Лосевский вулкано-плутонический пояс

При подготовке текста этого раздела, помимо публикаций, на которые даны соответствующие ссылки, были использованы материалы, любезно предоставленные А.А. Щипанским (ГИН РАН).

Липецко-Лосевский вулкано-плутонический пояс располагается на восточной окраине Курского кратона (соответственно, к востоку от внутриконтинентального орогена КМА) и далее к востоку непосредственно граничит с Воронцовским поясом (см. прил. I-2 и IV-1).

Лосевская серия — один из главных компонентов Липецко-Лосевского пояса — образована преимущественно метавулканитами: метатолеитами (зеленые сланцы, актинолитовые амфиболиты, амфиболиты), метаморфизованными кислыми вулканитами (дацитами и риолитами), а также метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами. Метавулканиты были впервые выделены в самостоятельную лосевскую серию палеопротерозойского возраста Ю.С. Зайцевым [1966]. Впоследствии на изданных картах раннего докембрия ВКМ серия обозначалась как верхнеархейская, а в последней стратиграфической схеме региона она охарактеризована как поздний архей — ранний протеро-

зой [Петров, Чернышов, 1998 г. (неопубликованные материалы)].

Сохраняются значительные неясности и в оценке формационной природы метавулканитов. Отмечается полимодальный характер вулканизма с геохимическими особенностями, характерными для островодужных систем [Горбунов и др., 1973; Терентьев, 2002; Shchipansky, Bogdanova, 1996]. В то же время, предполагалась возможность интерпретации лосевской серии в качестве бимодальной ассоциации, возникшей при рифтогенезе древней сиалической коры [Терентьев, 2002].

Уровень *метаморфизма* повышается от фации зеленых сланцев в северной части пояса до верхов эпидот-амфиболитовой и низов амфиболитовой фации в его южной части [Зайцев и др., 1978]. Оценки максимальных значений параметров метаморфизма, равные 500–600°С при давлении 5–6 кбар [Савко, Герасимов, 2002], достаточно обычны для надсубдукционных комплексов.

Согласно своим *петро- и геохимическим характеристикам* [Щипанский и др., 2007] метавулканиты лосевской серии образуют бимодальную ассоциацию. Метабазальты представлены довольно однородными умеренно магнезиальными кварц-нормативными толеитами. Они характеризуются слабо фракционированными спектрами РЗЭ с незначительно пониженными концентрациями легких лантаноидов. Яркой особенностью метатолеитов является устойчивая положительная аномалия ниобия ($Nb/Nb^* = 1.01–1.92$), что позволило авторам названной публикации отнести эти метатолеиты к очень редкой, но индикативной в геодинамическом отношении группе обогащенных Nb базальтов (Nb-enriched basalt, NEB).

Метариолиты принадлежат известково-щелочной серии с отчетливой натровой спецификой ($Na/K = 3–14$). Геохимические особенности позволяют соотносить их с группой адакитов. На это указывают сильно фракционированные спектры РЗЭ — $(La/Yb)_n > 10$, высокие отношения Sr/Y (> 40) и повышенные концентрации Ni и Cr, которые рассматриваются в качестве дискриминационных характеристик адакитов — кислых вулканитов, формирующихся в результате плавления океанической плиты, погружающейся в зоне «пологой» субдукции [Martin, 1999]. Между тем, на спайдерограммах метариолиты обнаруживают положительные аномалии Zr и аномалии переменного знака Eu, Nb и Ti, не типичные для адакитов.

Геохронология. Возраст лосевской серии непосредственно не установлен. Верхняя возрастная граница определяется оценкой возраста гранитоидов усманского комплекса, прорывающих лосевскую серию, 2.097±0.003 млрд лет (U-Pb по циркону [Бибикова и др., 2009]).

В центральной и северной частях Липецко-Лосевского пояса размещены грабен-синклинальные структуры, сложенные породами *воронежской свиты* (иначе, грязинской или байгоровской свит). Со стратиграфическим несогласием свита залегает на породах лосевской серии и гранитоидах усманского комплекса [Раскатов и др., 1976]. В отличие от лосевской серии, породы воронежской свиты имеют пологое залегание, нарушаемое только в зонах разрывных нарушений. Свита представлена вулканитами преимущественно основного, реже среднего и кислого состава, лавобрекчиями, полимиктовыми валунными конгломератами, туфопесчаниками и сланцами [Чернышов и др., 1997]. Метаморфизм пород на уровне низкотемпературных субфаций зеленых сланцев, возможно, отвечает условиям диагенетических преобразований [Зайцев и др., 1978]. Вместе с тем, согласно результатам петрологических исследований, температуры метаморфизма достигали 410°С, при давлении 2–3 кбар [Савко, Герасимов, 2002].

По составу [Щипанский и др., 2007] вулканиты воронежской свиты варьируют от базальтов до андезитов. В большинстве проанализированных образцов обнаружены низкие содержания Ti и Nb, повышенная магнезиальность, высокие содержания Cr, Ni, Co и одновременно щелочных и щелочноземельных элементов, Zr, U, Th и легких РЗЭ, фракционированные спектры РЗЭ и резкие отрицательные аномалии Nb. Эти характеристики указывают на внутриконтинентальное формирование вулканитов воронежской серии, включавшее контаминацию мантийных расплавов плюмового типа кислым материалом архейской коры.

Геохронология. Возраст монцогранитов кольцевого Ольховского комплекса, прорывающего породы воронежской свиты, 2.05 млрд лет (U-Pb по циркону [Чернышов и др., 1998]), обозначает верхнюю возрастную границу воронежской свиты.

Интрузивные комплексы в пределах Липецко-Лосевского пояса представлены широким кругом близких по возрасту пород разного состава — от основного и ультраосновного до кислого.

Пространственно и, по-видимому, генетически с метатолеитами лосевской серии связаны небольшие тела метаморфизованных ультраосновных (*сергиевский комплекс*) и основных (*белогорьевский* и *рождественский комплексы*) интрузивных пород. Ультраосновные породы сергиевского комплекса принадлежат к дунит-гарцбургитовой формации, тогда как белогорьевский и рождественский комплексы образованы породами габбро-норитового ряда. Отнесение этих комплексов к различным возрастным группам, неоархейской и палеопротерозойской, принятое «официальной» схемой, можно считать чисто условным, поскольку нет никаких данных об их изотопных возрастах. Ясно лишь, что эти комплексы являются «доусманскими», так как интрузивные тела прорываются жилами и мигматизируются плагиогранитами усманского комплекса.

К *усманскому комплексу* относятся крупные интрузивные тела овальной формы от 10 до 40 км в поперечнике, сопровождаемые многочисленными дайками. Собственно интрузивная фаза образована кварцевыми диоритами, тоналитами, диоритами и плагиогранитами (трондьемитами), которые прорывают и мигматизируют породы лосевской серии. Мигматитовая фация усманского комплекса образована полосчатыми и теневыми мигматитами, по составу отвечающими кварцевым диоритам и тоналитам. Жильная фаза представлена кварцевыми порфирами и гранодиорит-порфирами, лейкогранитами и пегматитами.

По *петрогеохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам* [Щипанский и др., 2007] трондьемиты усманского комплекса близки риолитам лосевской серии, отличаясь от последних более высокими концентрациями легких и тяжелых РЗЭ, Sr, повышенной магнезиальностью и устойчивым дефицитом Nb. По всем характеристикам породы этого комплекса относится к адакитовому типу.

Павловский комплекс, объединяющий субщелочные граниты, граносиениты и мигматиты, преимущественно распространен в поле диорито-гнейсов донской серии. Наиболее обширная область развития павловского комплекса получила название «Павловско-Воронежское гранитоидное поле». Комплекс представлен протяженными массивами, сложенными преимущественно мигматитами и разгнейсованными субщелочными роговообманково-биотитовыми гранитоидами (граносиенитами, гранодиоритами и собственно гранитами). Гранитоиды образуют относительно мелкие интрузивные тела. На глубинном разрезе в районе пикета 3150 км по профилю 1-ЕВ видно, что массивы павловского комплекса представляют собой пластинообразные тела, залегающие в целом согласно со структурой Липецко-Лосевского пояса (см. прил. VII-3).

Гнейсы *донской серии* преимущественно диоритового состава, которым обычно приписывается раннеархейский возраст, слагают южную половину Липецко-Лосевского пояса. Недавно полученные *петрогеохимические и изотопно-геохронологические данные* свидетельствуют об их близостии с породами лосевской серии и усманскими гранитоидами. Изученные образцы [Щипанский и др., 2007] охватывают узкий интервал составов и отвечают диоритам известково-щелочного и субщелочного ряда с преобладанием натрия в сумме щелочей. По геохимическим особенностям гнейсы донской серии резко отличны от архейских гнейсов обоянской серии. Они характеризуются повышенными концентрациями крупноионных литофилов, Sr, Zr (Hf), умеренными содержаниями РЗЭ и слабо фракционированным распределением тяжелых лантаноидов.

Ольховский комплекс включает несколько массивов, прорывающих отложения воронежской свиты, среди которых наибольшими размерами отличается концентрически-зональный Ольховский массив. Периферические части массива сложены габбро-норитами, центральная — монцонитами и монцогранитами.

Лискинский комплекс объединяет гранитные массивы нормального и субщелочного ряда. В качестве петротипа комплекса принят крупный массив, расположенный южнее г. Лиски. Центральную часть массива слагают среднезернистые биотитовые граниты, периферическую — мелкозернистые и аплитовые граниты. По петрохимическим характеристикам и набору акцессорных минералов лискинские граниты являются аналогами бобровского комплекса.

О р у д е н е н и е. С лейкогранитами связаны проявления U-Th, Mo и Li-Rb оруденения.

Геохронология и изотопная геохимия интрузивного магматизма

Усманский комплекс: 2.10 (2.097±0.003 млрд лет, U-Pb по циркону [Бибикова и др., 2009]).

Согласно А.А. Щипанскому с соавторами [2007], *риолиты лосевской серии и усманские*

трондьемиты несколько различаются по Sm-Nd изотопно-геохимическим характеристикам. Оценки Sm-Nd модельного возраста T_{DM} лосевских риолитов несколько выше оценок, полученных для усманских гранитов: 2.33–2.42 и 2.06–2.26 млрд лет, соответственно. Вероятнее всего, это связано с относительно небольшими изотопно-геохимическими вариациями состава источников материнских расплавов, учитывая тесную структурно-тектоническую сопряженность обоих комплексов. Изотопный состав Nd на 2.10 млрд лет (возраст усманских трондьемитов) соответствует ε_{Nd} от +3.1 до +6.0, что указывает на ювенильный мантийный источник трондьемитовых магм. В то же время, оценки ε_{Nd} от +1.3 до +2.4 для риолитов предполагают небольшую добавку компонента, обогащенного легкими РЗЭ. В Rb-Sr изохронных координатах составы вулканитов лосевской серии и усманских гранитоидов аппроксимируются общей линейной зависимостью, отвечающей возрасту 2.1±0.2 млрд лет, Sr_0 = 0.70159±0.00099, что, в принципе, согласуется с приведенной выше оценкой возраста усманских гранитоидов, полученной U-Pb методом по цирконам.

Трондьемиты усманского комплекса, вероятно, когенетичны риолитам лосевской серии, несмотря на отмеченные выше тонкие геохимические различия. Можно заключить, что, согласно геохимическим особенностям, ассоциация лосевских риолитов и усманских гранитоидов в целом отвечает представлению о комплексах пород, сформированных в геодинамической обстановке активной континентальной окраины [Щипанский и др., 2007]. В свою очередь, отмеченная выше геохимическая специфика не только риолитов, но и толеитов лосевской серии может указывать на участие расплавов плюмовой природы в формировании материнских магм.

В сравнении с усманскими плагиогранитами, гранитоиды *павловского комплекса* имеют несколько более молодой возраст — 2.08±0.01 млрд лет (2.077±0.003 млрд лет, U-Pb по циркону [Бибикова и др., 2009]).

Ортогнейсы донской серии и локализованные в них субщелочные гранитоиды *павловского комплекса* имеют очень близкие Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохронологические характеристики с единым интервалом величин Sm-Nd модельных возрастов T_{DM} от 2.47 до 2.67 млрд лет и общей изохронной зависимостью фигуративных точек в Rb-Sr изохронных координатах, отвечающей возрасту 2.1±0.2 млрд лет, Sr_0 = 0.7027±0.0015. Сходство изотопно-геохимических характеристик указывает на взаимосвязанное формирование магматических протолитов донских гнейсов и гранитоидов павловского комплекса. Значения ε_{Nd}, рассчитанные для возраста 2.08 млрд лет (возраст павловских гранитоидов по циркону), имеют небольшие отрицательные значения, от –0.4 до –2.4. В совокупности со Sr-изотопными данными это указывает на формирование расплавов павловских гранитоидов и протолитов донских гнейсов за счет палеопротерозойского мантийного источника с последовавшей контаминацией древним коровым материалом. В целом, по своим петро- и геохимическим характеристикам гнейсы донской серии и гранитоиды павловского комплекса сопоставимы с ассоциациями активных континентальных окраин фанерозоя, формировавшимися на субдукционном или раннеорогенном этапах тектонической эволюции.

Ольховский массив: 2.05 млрд лет (U-Pb по циркону [Чернышов и др., 1998]).

3.1.3.2. Воронцовский чешуйчато-надвиговый пояс

Протяженность Воронцовского пояса (другие названия: Калач-Эртильская, Восточно-Воронежская, Хопёрская, Воронежско-Калачеевская, Бобровско-Воронцовская структурно-формационные зоны) в меридиональном направлении достигает 600 км при ширине более 200 км.

Воронцовская серия. В составе пояса на уровне поверхности фундамента главную роль играют породы воронцовской серии, перекрывающей площадь около 100 000 км^2. Данные глубинного геологического картирования и анализ сейсмических образов коры по опорному профилю 1-ЕВ (интервал 2600–3500 км — см. прил. I-2 и VII-3) свидетельствуют о том, что воронцовская серия подстилается мощной корой предположительно архейского возраста, которую мы рассматриваем в качестве кратона Хопёр. Мощность воронцовской серии в сечении опорным профилем 1-ЕВ достигает приблизительно 15 км, что позволяет говорить о грандиозном объеме отложений, в современной эродированной структуре их объем можно оценить величиной порядка 10–15 млн км^3.

Несмотря на многолетнюю историю изучения воронцовской серии и пространственно связанных с ней рудоносных мафит-ультрамафитовых интрузивов, геодинамическая природа этой

структуры остается во многом неясной. Были предложены различные варианты ее тектонической интерпретации: эпикратонный осадочный бассейн [Бочаров, Чернышов, 1985], деформированный рифтогенный осадочный бассейн или преобразованная пассивная окраина [Рундквист и др., 1999], аккреционная призма [Буш и др., 2002; Буш, Казьмин, 2008; Щипанский и др., 2007].

Литологический состав серии довольно однороден. Она представляет собой мощную толщу ритмически переслаивающихся песчанико-сланцевых флишоидных отложений с признаками градационной слоистости. Отмечены участки развития углисто-графитовых сланцев и графитовых гнейсов [Зайцев и др., 1978]. Согласно Е.В. Бибиковой с соавторами [2009], тонкодисперсное углистое вещество, возможно, аналогично шунгиту Онежской структуры в Карелии (см. раздел 3.3.1.3). В углистых сланцах выявлена полиметаллическая (Cu-Pb-Zn с Ag) сульфидная минерализация. В целом, углистые образования распространены ограниченно и неравномерно.

В большинстве опубликованных работ подчеркивается терригенный состав воронцовской серии, эффузивно-осадочным образованиям отводится подчиненная роль — около 10% общего объема. Вместе с тем, детальное петрографическое исследование пород воронцовской серии, охарактеризованное в диссертационной работе Е.М. Гурвича [1975], намечает возможность несколько иной расстановки акцентов.

Поскольку этот аспект представляется важным, ниже процитирован соответствующий фрагмент текста диссертации. «В составе обломочного материала изученных толщ значительную роль играют вулканомиктовые компоненты: обломки эффузивов различного состава, голубой кварц, специфические разновидности апатита с плеохроичным ядром. Это находит отражение и в химизме исследуемых пород, так как значительная часть метапсаммитов и сланцев отвечает по составу грауваккам. Несомненна и примесь туфогенного материала. Он обнаруживается по характерным «щеповидным» формам плагиоклаза и развитию по стеклу характерной кварц-плагиоклаз-хлоритовой тонкозернистой массы на отдельных участках цемента в метапсаммитах и алевросланцах. В менее измененных разностях сохранились реликтовые структуры и рогульчатая форма кварцевых частиц. Наличие идиоморфного, сильно трещиноватого циркона служит дополнительным доказательством примеси туфогенного материала. Присутствие голубого кварца может свидетельствовать о примеси как вулканомиктового, так и туфогенного материала. Первично-высокотемпературное происхождение голубого кварца подтверждается наблюдающимися в его зернах включениями тончайших иголочек рутила и высоким (до 0.03%) содержанием титана» (с. 65).

В работе Е.М. Гурвича специально отмечено, что вулканомиктовые разности метапесчаников отличаются присутствием в обломочной части округлых кристаллов голубого, черного и водяно-прозрачного кварца, тогда как для терригенных метапесчаников характерен только серый кварц. Обращает на себя внимание повышенная титанистость вулканомиктовых образований: содержания TiO_2 в наиболее кислых разностях (SiO_2 — 67.6–71.9%) составляют 0.68–0.82% (там же).

Известно, что голубой кварц весьма обычен в породах, сформированных в результате ретроградных метаморфических преобразований гранулитов. При характеристике гранитоидных комплексов Карело-Кольского региона как архейского, так и палеопротерозойского возраста мы неоднократно обращаем внимание на эту особенность. В то же время, округло-овальные включения голубого кварца встречаются в вулканических породах, структурное положение, геохимические и возрастные особенности которых позволяют предполагать взаимосвязь вулканизма этого типа с глубинными магматическими очагами, возникавшими в условиях гранулитовой фации. В частности, в разделе, посвященном палеопротерозою Карелии, приведено описание ранне-палеопротерозойских (сумийских) кварцевых порфиров (спекшихся туфов или игнимбритов) с мелкими овальными оплавленными включениями голубого кварца и чарнокитов с «гороховидными» выделениями такого же кварца, имеющих один и тот же возраст и размещенных в пределах единой структурной зоны. Следовательно, наличие голубого кварца в вулканомиктовых осадках воронцовской серии позволяет предполагать в коре, подстилавшей Воронцовский бассейн осадконакопления, высокотемпературные условия на уровне гранулитовой фации.

Данные о формационном составе и гранулометрии [Лебедев, 1983] свидетельствуют, что воронцовская серия скорее всего образована отложениями турбидитовых потоков проксимальных фаций. Внутреннее строение воронцовской серии изучено слабо по причине отсутствия в

песчанико-сланцевых отложениях воронцовской серии маркирующих горизонтов, которые могли бы прослеживаться геофизическими и геологическими методами. Попытки выявления латеральной фациальной зональности сталкиваются с дополнительными трудностями вследствие интенсивных деформаций.

Петро- и геохимические данные [Щипанский и др., 2007] показывают, что метаосадки воронцовской серии отличаются незначительными вариациями петрохимических и геохимических характеристик, что, вероятно, отражает однородность материнских источников. Породы характеризуются повышенными концентрациями и литофильных, и сидерофильных (заметная обогащенность Cr и Ni) элементов, что, в свою очередь, предполагает смешанный состав источников.

Метаосадки демонстрируют значительные вариации Sm-Nd модельных возрастов T_{DM} — от 2.12 до 2.85 млрд лет, и изотопного состава Nd, пересчитанного на возраст метаморфизма 2.10 млрд лет — ε_{Nd} от +5.2 до –5.3. Следовательно, осадки формировались за счет как архейских, так и ювенильных палеопротерозойских источников. Геохимические данные, в принципе, позволяют предполагать, что одним из главных источников сноса могла быть ассоциация вулканитов лосевской серии и усманских трондьемитов [Щипанский и др., 2007]. Однако такое заключение расходится с геохронологическими данными, равно как и с рядом особенностей геологического строения орогена. Ниже мы вернемся к обсуждению этого вопроса.

По характеру *метаморфизма* воронцовская серия относится к андалузит-силлиманитовой фациальной серии, для которой характерна пространственная зональность типа термальных ореолов [Лебедев, 1972]. В высокотемпературных зонах в сланцах появляются гранат, ставролит, силлиманит; увеличивается количество мусковита. Сланцы переходят в гнейсы с крупночешуйчатым биотитом, мусковитом, гранатом, силлиманитом, калишпатом и кордиеритом. В известково-силикатных породах помимо кварца, плагиоклаза и кальцита появляются клиноцоизит, амфиболы, диопсид и гранат. Прогрессивный *PT*-тренд характеризуется увеличением температуры от 460 до 750°С и ростом давления от 2–3 до 5–6 кбар. Поскольку в современной структуре низко- и высокотемпературные ассоциации размещены на одном уровне, следует предполагать подъем высокотемпературных разностей. Зафиксированный петрографическими исследованиями ретроградный тренд отражает перемещение гранат-кордиеритовых метапелитов к поверхности, соответствующее линии геотермического градиента [Савко, Герасимов, 2002]. Развитие высокотемпературной метаморфической зональности, наряду с отмеченным выше участием в составе воронцовской серии вулканомиктовых пород с голубым кварцем, свидетельствует о высокотемпературных условиях в коре, подстилавшей Воронцовский бассейн осадконакопления.

Геохронология. Верхняя возрастная граница накопления туфогенно-осадочной толщи воронцовской серии зафиксирована возрастом ультрамафит-мафитовых ксенолитов в кварцевых диоритах Новомеловатского массива, 2.13 млрд лет (по циркону с ненарушенной U-Pb системой, SHRIMP [Кременецкий и др., 2006 г. (неопубликованные данные)]). Возраст высокотемпературного метаморфизма оценен по U-Pb датированию метаморфогенных цирконов из зоны биотит-силлиманитовых гнейсов как 2.104±0.004 млрд лет (U-Pb по циркону [Бибикова и др., 2009]). Эти оценки свидетельствуют, что осадконакопление в основном или полностью завершилось *до* формирования вулканитов и интрузивных пород Липецко-Лосевской активной окраины, которые (при условии корректности геохронологических оценок) не могут быть источником сноса, как это предполагается А.А. Щипанским с соавторами [2007].

Оруденение. С зоной высокотемпературного метаморфизма углеродистых сланцев связано Сухоярское месторождение графита. Графитообразование сопровождалось формированием Cu-Hg-Ag минерализации, по-видимому, за счет мобилизации и концентрации при метаморфизме рассеянного рудного вещества.

Интрузивный магматизм. Воронцовский пояс включает многочисленные интрузивные тела мафит-ультрамафитов и гранитоидов. Максимальная насыщенность подобными телами установлена в западной части пояса в полосе шириной 50–130 км при протяженности до 400 км, непосредственно примыкающей к Лосевско-Мамонскому разлому.

Мамонский комплекс включает дифференцированные массивы мафит-ультрамафитов (дунит-перидотит-габброноритовая формация) [Чернышов, 1996]. Как правило, это массивы небольших размеров и разнообразной морфологии: дугообразные и изометрично-овальные в

плане они образуют в разрезе крутопадающие пластообразные, трубообразные и факколитоподобные тела.

Еланский комплекс объединяет дифференцированные массивы пироксенит-норит-диоритовой формации [Чернышов, 1996]. При сравнении с интрузивами Мамонского комплекса, массивы еланского комплекса отличаются более значительными размерами (до 90 км^2) и лополитообразной формой.

В 2005–2006 гг. в результате бурения Воронежской параметрической скважины в поле развития пород воронцовской серии было вскрыто интрузивное тело, названное Новомеловатским массивом, что позволило выделить *Новомеловатский интрузивный комплекс*. Трехфазный массив образован биотит-гиперстеновыми кварцевыми диорит-порфиритами, биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами и роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранодиоритами. Геохимические тренды дифференциации и закономерности распределения РЗЭ указывают на принадлежность пород всех трех фаз к единой дифференцированной магматической серии.

Бобровский комплекс объединяет ряд мелких (до 5 км^2) и средних (до 50 км^2) интрузивных массивов, размещенных среди пород воронцовской серии. По составу это биотитовые и биотит-мусковитовые граниты S-типа. Жильная фация представлена гранит-порфирами, аплитами и пегматитами.

Массивы *Новогольского комплекса* троктолит-габброноритовой трапповой формации распространены в северной части Воронцовского пояса в виде крупных кольцеобразных интрузий (лополитов) [Чернышов, 1994].

Геохронология интрузивного магматизма

Мамонский комплекс — оценка U-Pb изотопного возраста цирконов равна 2.08 млрд лет [Чернышов и др., 1990]. Более древняя датировка получена в результате исследования ультрамафит-мафитовых ксенолитов, присутствующих в кварцевых диоритах Новомеловатского массива. По своему составу ксенолиты соответствуют породному ряду: оливинсодержащие плагиовебстериты — меланогаббронориты — лейкогаббро-нориты, образуя единую дифференцированную серию, генетически не связанную с породами Новомеловатского массива. Их возраст — 2.13 млрд лет (по циркону с ненарушенной U-Pb системой, SHRIMP [Кременецкий и др., 2006 г. (неопубликованные материалы)], по-видимому, фиксирует начало формирования мамонского ультрамафит-мафитового комплекса.

Еланский комплекс — 2.06 млрд лет (U-Pb по циркону [Чернышов и др., 1990]).

Становление *Новомеловатского массива* связано с узким временным интервалом 2.05–2.06 млрд лет (U-Pb по циркону, SHRIMP [Кременецкий и др., 2006 г. (неопубликованные материалы)].

Бобровский комплекс — 2.022±0.009 млрд лет (U-Pb по циркону [Бибикова и др., 2009]).

В недавно вышедшей статье [Бибикова и др., 2009] приведены также данные о возрасте пироксенсодержащего микроклинового гранита из Терсинской скважины. Эта скважина пройдена в пограничной зоне, где, согласно данным бурения, распространены породы, которые могут рассматриваться в составе Хопёрского «блока» (кратона), и породы воронцовской серии. Возраст этих гранитов, близкий возрасту бобровского комплекса, — 2.04±0.01 млрд лет (Pb-Pb по циркону, SHRIMP-II). Наличие пироксена указывает на сухие высокотемпературные (гранулитовые или близкие гранулитовым) условия магмообразования.

Оруденение, связанное с интрузивным магматизмом

Дифференцированные массивы *мамонского комплекса* вмещают различные по масштабу проявления платиноидно-медно-никелевого оруденения «мамонского типа» (месторождения Нижнемамонское, Подколодновское, Юбилейное). Бедные вкрапленные и богатые густовкрапленные, а также массивные и брекчиевидные руды размещены согласно с крутопадающей (45–70°) расслоенностью интрузивных тел в пределах зон мощностью от 2–5 до 65 м при протяженности от 200–400 до 2200 м [Чернышов и др., 2002 и ссылки в этой работе].

С массивами *еланского комплекса* связаны высоконикелистые платиноидно-медно-кобальтовые руды «еланского типа» (месторождения Еланское и Елкинское) [Чернышов и др., 1991]. Оруденение размещено в пределах зон мощностью до 35–40 м и протяженностью от 300–600 до 1500 м в высококремнистых и высокомагнезиальных (SiO_2 — 53–59%, MgO — до 17.4%) норитах. Особенности состава рудовмещающих пород и высоконикелистый состав руд предпо-

лагают сложный механизм формирования соответствующих магм, возможно включавший ассимиляцию архейских коматиитов и ассоциированных с ними сульфидных руд [Бочаров и др., 1988]. Преимущественно вкрапленные и гнездово-вкрапленные, изредка брекчиевидные и массивные руды залегают в пределах крутопадающих (65–76°) зон, образованных первично-магматической расслоенностью.

В связи с субщелочными пегматоидными гранитами *Бобровского комплекса* известны проявления Pb-Zn, Ta-Nb и Mo-W минерализации.

Массивы *новогольского комплекса* включают проявления сульфидной Cu-Ni и малосульфидной платинометалльной минерализации.

3.1.3.3. Объемная модель глубинного строения Восточно-Воронежского орогена

Объемное представление глубинного строения Липецко-Лосевского пояса и Восточно-Воронежского орогена в целом базируется на пространственной корреляции структурно-вещественных комплексов на поверхности фундамента (см. прил. I-2) и их выражения, полученного при геологической интерпретации сейсмического образа коры по опорному профилю 1-ЕВ (интервал 2640–3500 км, см. прил. VII-3, см. ниже рис. 4.23). Рассмотрение объемной модели показывает, что породы лосевской серии выполняют овальные в плане депрессии 50–100 км в поперечнике и глубиной 13–16 км вулканического (кальдеры) или вулканотектонического происхождения. Частичное выдавливание выполнения депрессий на их борта, вероятно, связано с коллизионным сжатием на завершающем отрезке тектонической эволюции. Эта трактовка отражена на геолого-тектонической карте (см. прил. I-2), хотя признаки подобного выдавливания, скорее, угадываются, чем наблюдаются. Альтернативно можно предполагать, что ограничения депрессий, первоначально образованные дуговыми и кольцевыми сбросами, сохранились в современной структуре в более или менее первозданном виде.

В сечении профилем 1-ЕВ породы Липецко-Лосевского пояса размещены поверх гранит-зеленокаменного комплекса Курского кратона. Подошва палеопротерозойского разреза максимально достигает 25 км. В глубинном сечении Курский гранит-зеленокаменный комплекс имеет клиновидную форму, уменьшается в мощности в восточном направлении и полностью выклинивается к пикету (пк) 3150 км на глубине 25 км. В интервале 3175–3500 км профиль пересекает надвинутые в западном направлении тектонические пластины, образующие Воронцовский чешуйчато-надвиговый пояс. Подошва воронцовской серии постепенно погружается и достигает глубин 5–6 км в интервале 3215–3295 км, затем погружается до глубины порядка 15 км и на этом уровне прослеживается до границы с Прикаспийской впадиной в районе пк 3600 км.

Воронцовский чешуйчато-надвиговый комплекс подстилается тремя пластинами выдержанной мощности, отличающимися стабильными сейсмическими характеристиками. Эти пластины разделяются в районе пк 3400 км: две верхние, совместно с перекрывающей толщей воронцовской серии, надвинуты на комплексы пород Липецко-Лосевского пояса, тогда как нижняя пластина погружается в мантию в районе пк 3220–3250 км. Пакет погружающихся в западном направлении тектонических пластин достигает максимальной мощности 20–25 км в интервале 3200–3300 км. Затем суммарная мощность сокращается в результате последовательного достижения отдельными пластинами раздела кора–мантия, после чего они как бы «растворяются» в мантии. В целом, в интервале 2950–3500 км доступна «сейсмическому» наблюдению уникальная по детальности модель глубинного строения палеопротерозойского коллизионного орогена типа «крокодил» или «пасть крокодила».

Необходимо специально подчеркнуть, что объемное представление воронцовской серии, которая без значительных осложнений перекрывает мощную континентальную кору в полосе шириной около 400 км, противоречит ранее выдвигавшейся интерпретации воронцовской серии в качестве «аккреционной призмы». Выявленные особенности глубинного строения более всего напоминают структуру эпиконтинентального бассейна, краевая часть которого в процессе коллизии была перемещена на Липецко-Лосевскую активную окраину. Можно предположить, что четкая расслоенность коры, подстилающей воронцовскую серию, связана с процессами внутрикорового плавления и дифференциации вещества коры под воздействием интенсивного прогрева, зафиксированного термальными «куполами» в пределах воронцовской серии [Савко, Герасимов, 2002], присутствием голубого кварца в метаосадках и высокотемпе-

ратурным типом гранитоидов Бобровского и «Терсинского» (по [Бибикова и др., 2009]) комплексов.

3.1.4. Палеопротерозойские комплексы Волго-Уралии

В сравнении с археем, палеопротерозойские комплексы, размещенные в пределах Волго-Уральского кратона (ВУК), занимают значительно более скромное место (см. прил. I-2). Как отмечала С.В. Богданова [1986], палеопротерозойские осадочно-вулканогенные образования обнаружены в кернах не более 3% скважин, достигших фундамента. С палеопротерозойскими структурами пространственно связаны области интенсивного регрессивного метаморфизма и мигматизации.

Достаточно подробно охарактеризованы и закартированы породы двух пространственно и структурно разобщенных стратиграфических серий: сармановской и воронцовской. В пределах Альметьевского овала породы сармановской серии выполняют узкие приразломные структуры субмеридионального и северо-западного простирания, занимающие отчетливо секущее положение по отношению к преобладающему северо-восточному простиранию архейских пород. С «классической» воронцовской серией С.В. Богданова соотнесла литологически сходные осадочные породы, вскрытые единичными скважинами в северо-восточной части Альметьевского овала. Позднее А.В. Постников [2002] выделил эти породы под названием чеканской толщи. В северо-восточной части Волго-Уральского кратона в пределах Верхневятского овала размещены небольшие впадины, Холуницкая и Унийская, выполненные метаморфизованными осадками сходного типа. Кроме того, породы близкого уровня метаморфизма вскрыты серией скважин во внутренней области Северо-Татарского овала (кукморская и привятская толщи). Многочисленные гальки сланцев и кварцитосланцев «воронцовского» типа наблюдаются в составе грубообломочных толщ рифея в Сергиевско-Абдулинском авлакогене, пересекающем юго-восточную окраину Волго-Уральского кратона. По мнению С.В. Богдановой, это свидетельствует о широком развитии пород воронцовской серии, перекрывавших эту область кратона в предрифейское время. Наконец, в недавней публикации [Бибикова и др., 2009] показано, что в строении южной части Волго-Уралии участвуют палеопротерозойские метаосадочные гранулито-гнейсы («Южно-Волжский мегакомплекс») и гранатсодержащие граниты («Рахмановский комплекс»), которые характеризуются значениями модельного Sm-Nd возраста T_{DM} от 2.4 до 2.1 млрд лет.

Сармановская серия. Породы этой серии выполняют узкие приразломные впадины протяженностью 10–20 км субмеридионального и северо-западного простирания в пределах Альметьевского овала (см. прил. I-2). В составе серии участвуют метавулканогенные и метаосадочные породы, однако их переслаивание не было обнаружено ни в одной из скважин. Вероятно, в одних впадинах преобладали вулканогенные породы, в других — осадочные. Метавулканиты представлены биотит-амфиболовыми, амфиболовыми и клинопироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами, гематитовыми кварцитами и метакарбонатными породами. По составу метавулканиты относятся к группам толеитовых базальтов и субщелочных андезитобазальтов [Постников, 1976]. Формационно и по характеру залегания сармановскую серию можно рассматривать как рифтогенный комплекс, сформированный на консолидированном неоархейском фундаменте. Равновесный характер значительной части минеральных ассоциаций, соответствующих куммингтонит-амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма, и отсутствие мигматизации отличают породы сармановской серии от диафторитов по породам архейских комплексов [Богданова, 1986]. Оценки параметров метаморфизма равны 560–590°С и 4.5–6.5 кбар [Постников, 2002].

Чекановская толща (*воронцовский комплекс*, по С.В. Богдановой), вскрытая рядом скважин на Азнакаевской и Уральской площадях среди гранитоидов Бакалинского массива, представляет собой дислоцированную толщу переслаивающихся сланцев, метапесчаников, метаалевролитов, филлитов и углистых сланцев, преобразованных в биотит-амфиболовые, биотит-цоизитовые и биотит-мусковит-турмалин-кварцевые сланцы и микрогнейсы. Отмечены также метадиабазы. Характер чередования литологических разностей и градационная слоистость свидетельствуют о флишоидном характере осадочной толщи [Шишов, 1976; Постников, 1976]. Слабый уровень метаморфизма и сходство с породами воронцовской серии ВКМ позволили отнести формирование этой толщи к палеопротерозою и

рассматривать в качестве фрагмента чехольного комплекса [Богданова, 1986].

Унийская толща [Постников 2002] образована тонким переслаиванием графитсодержащих биотитовых, биотит-мусковитовых, эпидот-биотит-мусковитовых, андалузит-мусковит-биотитовых, биотит-гранат-фибролитовых, гранат-биотитовых и гранат-амфиболовых сланцев и гнейсов с обычной примесью турмалина (*скв. Унийская*, *Колобовская*, *Черная Холуница*, *Талицкая*). По своему составу и степени метаморфизма унийская толща близка воронцовской серии ВКМ [Шишов, 1976]. Возраст унийской толщи — не более 2.06 млрд лет (возраст прорывающих толщу гранитов талицкого комплекса).

Привятская толща вызывает особый интерес своим необычным относительно других частей Волго-Уральского кратона составом. Породы, отнесенные к этой толще, были обнаружены бурением (*скв. Северный купол-216*, *-222* [Постников, 1979]) в районе Кукморской вершины Татарского свода (оба названия соответствуют крупным элементам рельефа поверхности фундамента) в пределах архейской структуры — Северо-Татарского овала (см. прил. I-2 и IV-1). К подошве верхней пластины в тектоностратиграфическом разрезе Северо-Татарского овала приурочена дугообразная цепочка небольших высокомагнитных объектов, контрастно выделяющихся на карте намагниченности (см. прил. IV-6 и IV-7). Магнитным объектам отвечают значительно менее контрастные локальные аномалии плотности. Юго-восточный конец этой цепочки пространственно и по ориентировке совмещается с группой тел архейских «метакоматиитов привятского комплекса», показанных на рис. 13 в монографии С.В. Богдановой [1986].

Согласно опубликованным описаниям, привятская толща образована метавулканитами и включает антофиллит-хлорит-тремолитовые, антофиллит-биотит-хлоритовые сланцы, реже встречаются актинолит-биотитовые разности и мелкозернистые биотит-амфиболовые сланцы, в низах разреза — мономинеральные амфиболиты [Постников, 1979, 2002; Богданова, 1986]. По петрохимическим и геохимическим особенностям эти метавулканиты близки базальтовым и перидотитовым коматиитам и, как предполагается, могут участвовать в строении некоего зеленокаменного пояса [Богданова, 1986; Bogdanova, De Waele et al., 2005]. Предполагается также, что они могли быть генетически связаны с глубинными дифференциатами ультраосновной магмы — ультрабазитами чубовского комплекса [Богданова, 1986]. Возраст привятского комплекса ранее был предположительно оценен в качестве неоархейского — на основе пространственной ассоциации с датированными в скважине *Ципья-206* кварцевыми диоритами танайского комплекса [Постников, 2002].

Кукморская толща находится в той же структурной позиции (*скв. Северный купол-205* [Богданова, 1986; Постников, 1976]). Толща более чем 100-метровой мощности образована гранат-биотитовыми, кианит-гранат-биотитовыми, кианит-гранат-мусковит-биотитовыми кристаллическими сланцами с редкими прослоями кумингтонитовых амфиболитов. Согласно А.В. Постникову [2002], по петрохимическим особенностям кукморская толща подобна метаморфизованным корам выветривания ультраосновных и основных пород.

В отсутствие достоверной геохронологической информации, попытка представления «привятского комплекса» в качестве зеленокаменного пояса представляется нам недостаточно обоснованной, так как противоречит всем особенностям геологического строения и неоархейского метаморфизма Волго-Уральского кратона. В то же время, метаморфизм привятской и кукморской толщ, скорее, сопоставим с метаморфизмом пород унийской толщи, выполняющей палеопротерозойские впадины в пределах Верхневятского овала. Поэтому предположение о палеопротерозойском возрасте привятской и кукморской толщ кажется нам более удачным.

Палеопротерозойские интрузии. В известных публикациях палеопротерозойские интрузии охарактеризованы довольно скупо. Единственным указанием на проявление магматической активности в пределах Волго-Уральского кратона в начале палеопротерозоя дают сведения о *мензелинском комплексе*, образованном породами гранодиорит-гранитной серии. Согласно данным А.В. Постникова [2002], комплекс занимает значительные площади в восточной части Альметьевского овала в пределах неоархейского Бакалинского гранитоидного массива. Мензелинские гранитоиды слагают относительно однородные тела овальной и неправильной формы площадью от 50 до 2000 км^2 и прожилки в полосчатых и пятнистых мигматитах. Они обнаруживают черты, типичные для условий амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма.

Унийская толща прорвана небольшими массивами *талицкого* комплекса, включающего двуполевошпатовые граниты с турмалином, ам-

фиболовые плагиомикроклиновые граниты, порфировидные граниты и двуслюдяные плагиограниты (*скв. Талцкая*, *Черно-Холуница*, *Рехино*).

К *Азнакеевскому комплексу* отнесены небольшие тела микроклин-микропертитовых гранитов среди сланцев чеканской толщи, сохранившихся во внутренней области Бакалинского массива неоархейских гранитоидов.

Как показано в разделе 2.4.2.3, геохронологическими исследованиями [Бибикова и др., 2009] выявлены палеопротерозойские образования, гнейсы и гранатовые граниты в южной части Волго-Уралии — в южной части Жигулевско-Пугачевской моноклинали и Пензенского пояса, достоверно оконтурить которые пока не удается. Поэтому мы сочли возможным сохранить прежние границы на картах прил. I-2 и IV-1 до получения уточняющей геолого-геофизической информации.

Геохронология интрузивного магматизма

Мензелинский комплекс — А.В. Постников [2002] ссылается на датировку гранитоидов этого комплекса U-Pb методом 2455 млн лет. Однако в других публикациях А.В. Постникова и С.В. Богдановой эти гранитоиды рассматриваются как компонент обширного Бакалинского массива, их неоархейский возраст подтвержден серией датировок [Бибикова и др., 1994; Постников, 2002; Bogdanova, De Waele et al., 2005]. Как мы отмечали выше, можно сделать предварительное заключение о том, что развитие процессов становления Бакалинского массива, охватившее интервал от 2.71 до 2.59 млрд лет, могло завершиться в начале палеопротерозоя, 2.46 млрд лет назад (см. раздел 2.4.2.3).

Талицкий комплекс — U-Pb по цирконам — 2.06±0.06 млрд лет [Постников, 2002].

Азнакеевский комплекс — микроклиновый гранит с гранатом и силлиманитом — 1.90±0.01 млрд лет (*Татарстан*, *скв. Уральская-40014* — U-Pb по циркону [Бибикова и др., 1984]).

Кроме того, при новых геохронологических исследованиях (SHRIMP, U-Pb по циркону) образцов из керна скважин, пробуренных в *районе Бакалинского массива*, было получено несколько палеопротерозойских дат, которые, как можно судить по публикации [Bogdanova, De Waele et al., 2005], пока не удалось достоверно соотнести с известными геологическими объектами, оконтуренными на картах фундамента. Новые данные свидетельствуют о переработке архейской коры Волго-Уралии в связи с процессами метаморфизма и гранитообразования в интервале между 1.9 и 1.8 млрд лет, что совпадает с возрастом азнакеевского комплекса. С.В. Богданова заключает, что новые геохронологические оценки, совместно с приведенной выше краткой характеристикой палеопротерозойских комплексов Волго-Уралии, позволяют наметить аналогии в эволюции Волго-Уралии и Сарматии. Оба кратона в этот период, вероятно, входили в состав единой континентальной массы, подвергшейся воздействию процессов коллизионного и/или плюмового типа [Bogdanova, De Waele et al., 2005].

Зоны палеопротерозойских деформаций. Неоархейская кора Волго-Уральского кратона пересечена относительно молодыми зонами деформаций. Наиболее четко выделяются Кильмезский пояс и Кузнецко-Абдулинская зона.

Выше, в разделе 2.4.6 мы подробно охарактеризовали особенности *Кильмезского пояса*, возраст которого по косвенным признакам можно оценить двояко: как неоархейский или как поздне-палеопротерозойский. Как было показано, из геологических соотношений следует, что современная структура пояса — результат сжимающих тектонических напряжений коллизионного типа (см. прил. I-2). Реализация напряжений привела к взаимному надвиганию–пододвиганию краевых зон Кильмезского пояса и сопредельных тектонических структур. Формирование пояса могло стать результатом поздних коллизионных процессов, завершивших палеопротерозойский этап эволюции Восточно-Европейского кратона. На вероятность такого сценария указывает размещение ансамбля структур ВУК, включающего Кильмезский пояс, непосредственно против крутого разворота палеопротерозойского Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена, охватывающего дугой юго-восточный выступ Карельского кратона. В обстановке интенсивного тектонического сжатия этот выступ, очевидно, играл роль индентора. Остается только добавить, что для корректной оценки времени и причин формирования этой своеобразной структуры необходимы дополнительные исследования.

Кузнецко-Абдулинская зона субширотного до северо-восточного простирания протяженностью около 800 км проявлена в рисунке физических полей (см. прил. IV-1–IV-3). Время ее формирования остается неизвестным. Можно предполагать, что ее формирование или по крайней мере заложение связано с коллизионными со-

бытиями в конце палеопротерозоя. Вместе с тем, структурные соотношения позволяют рассматривать эту зону в качестве продолжения рифейского Серноводско-Абдулинского авлакогена. Как и в случае Кильмезского пояса, для корректной оценки времени и условий формирования этой зоны необходимы дополнительные исследования.

3.1.5. Модель геодинамической эволюции ранне-средне-палеопротерозойского Брянско-Курско-Воронежского внутриконтинентального коллизионного орогена

Как видно из приведенного выше описания, средне-палеопротерозойские структурно-вещественные комплексы орогенов второго порядка, образующих Брянско-Курско-Воронежский коллизионный ороген, формировались преимущественно во внутриконтинентальных обстановках. Частичный разрыв континентальной коры и образование структуры океанического типа могут быть зафиксированы в единственном случае — в осевой части Восточно-Воронежского орогена. Последующее закрытие короткоживущего океана сопровождалось субдукцией молодой океанической литосферы и возникновением надсубдукционных комплексов окраинно-континентального типа. В большинстве же случаев, результаты средне-палеопротерозойской эволюции представлены вулканогенно-осадочными комплексами, заполнявшими рифтогенные впадины и эпиконтинентальные осадочные бассейны. Уровень метаморфизма этих комплексов варьирует в широких пределах: от зеленосланцевой до гранулитовой фации.

В целом, эволюция Брянско-Курско-Воронежского орогена может быть охарактеризована следующими особенностями состава и времени формирования и преобразования главных структурно-вещественных комплексов.

1. Наиболее ранние проявления тектоно-магматической активности представлены извержениями ультракалиевых метариодацитов лебединской серии, датированных ~2.6 млрд лет, и внедрением калиевых гранитов повышенной щелочности, относимых к остаповскому комплексу, 2.53 млрд лет назад. Эти события фиксируют начало рифтогенеза архейского Курского кратона и заложение будущих железорудных поясов.

2. Период последовавшего развития «железорудных» прогибов, периодически сопровождавшийся интрузивной активностью, приблизительно соответствует интервалу от 2.5 до 2.05 млрд лет. В основании разреза располагаются кварцевые арениты с линзами кварцевых конгломератов и гравелитов. Выше следуют ортокварциты с горизонтами высокоглиноземистых метаалевролитов и метапелитов, филлитовые и углеродистые сланцы. Они постепенно сменяются безрудными («силикатными») кварцитами, за которыми следуют породы железисто-кремнисто-сланцевой формации с преобладанием закисно-окисных (магнетитовых) или окисных (гематитовых, или железно-слюдковых) разностей. Сланцевые подсвиты сложены преимущественно филлитовыми углеродистыми кварц-серицитовыми и кварц-биотитовыми сланцами. Перекрывающие толщи характеризуются латеральной изменчивостью. В их строении участвуют свиты, сложенные хемогенными железисто-кремнистыми, карбонатными, терригенно-карбонатными и терригенными осадочными породами с локальным появлением вулканитов, которые образуют бимодальную ассоциацию рифтогенного типа (сочетание высококалиевых липаритов с подчиненным количеством высокотитанистых метатолеитов).

Разрез завершается локально развитыми базальтовыми афиритами, андезитовыми порфиритами, агломератовыми туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфами, возможно принадлежащими трапповой формации. Наиболее интенсивные магматические процессы рифтогенного типа, свидетельствующие о повышенной проницаемости коры, отвечали началу (~2.6–2.5 млрд лет) и концу (~2.2–2.05 млрд лет) интервала. Толщи, слагающие железорудные пояса, метаморфизованы при температуре 420–500°С и давлении 2–3 кбар, максимальные оценки равны 630°С и 5 кбар, что соответствует интервалу глубин во время метаморфизма от 8–10 до 18 км. Возникновение поздней метаморфической зональности обусловлено внедрением высокотемпературных (более 880°С) магм.

3. Формирование мощных осадочных толщ с ограниченным участием вулканитов, метаморфизм которых на выходах к уровню эрозионного среза, отвечающему поверхности фундамента, варьирует от зеленосланцевой до гранулитовой фации (Кулажинский, Брянский, Воронцовский пояса), по-видимому, связано с более узким временным интервалом. Начало осадконакопления не датировано, ясно лишь, что оно завершилось не позднее 2.13 млрд лет, времени, за-

фиксированного возрастом высокотемпературного метаморфизма толщ Кулажинского и, вероятно, Брянского пояса и возрастом наиболее ранних интрузий Воронцовского пояса. Состав осадков и ограниченные данные по Sm-Nd изотопии и включениям древних детритовых цирконов свидетельствуют об эпиконтинентальном типе осадконакопления, значительном вкладе ювенильного палеопротерозойского материала и участии архейских источников сноса. В разрезе воронцовской серии принимают участие метатуфы (отложения пирокластических потоков?) — производные высокотемпературных, на уровне гранулитовой фации, магматических очагов.

Объемное представление воронцовской серии (см. ниже рис. 4.23), которая без значительных осложнений перекрывает мощную континентальную кору в полосе шириной около 400 км, более всего напоминают структуру эпиконтинентального осадочного бассейна. В свою очередь, четкая расслоенность коры, подстилающей воронцовскую серию, могла быть связана с процессами внутрикорового плавления и дифференциации вещества коры под воздействием интенсивного прогрева, зафиксированного термальными «куполами». Модель обширного эпиконтинентального осадочного бассейна находит подтверждение в распространении локально сохранившихся фрагментов разрезов воронцовской серии и ее аналогов на сопредельной территории Волго-Уральского кратона. Эти фрагменты представлены унийской толщей, выполняющей небольшие палеодепрессии — Унийскую и Холуницкую, и чеканской толщей. Кроме того, признаки былого широкого распространения воронцовской серии зафиксированы в виде гальки сланцев и кварцито-сланцев «воронцовского» типа в составе грубообломочных толщ рифея в Сергиевско-Абдулинском авлакогене, пересекающем юго-восточную окраину Волго-Уральского кратона.

Возраст пикового метаморфизма гранулитовой–высокотемпературной амфиболитовой фации — 2.13 млрд лет (Кулажинский пояс), 2.10 млрд лет (Воронцовский пояс). Оценки параметров пикового метаморфизма варьируют: от 800–850°С при давлении 5.5–6 кбар (Брянский пояс), 750°С при 5–6 кбар в центральной части термальных «куполов» (Воронцовский пояс), до 690–720°С при 7.5–8.0 кбар (Кулажинский пляс). Процессы высокотемпературного метаморфизма продолжительностью не более 80 млн лет завершились к 2.05–2.02 млрд лет. Интрузивные процессы в пределах Воронцовского пояса развивались в целом синхронно с высокотемпературным метаморфизмом и продолжались после его завершения.

4. Магматизм, результатом которого стало формирование Липецко-Лосевского вулканоплутонического комплекса, связан с интервалом 2.10–2.08 млрд лет, орогенез полностью завершился не позднее 2.05 млрд лет (возраст интрузивов Ольховского комплекса, прорывающего позднеорогенный комплекс пород воронежской свиты). Бимодальная ассоциация вулканитов лосевской серии образована толеитами и риолитами, неравномерно обогащенными Nb и Ti. Главные особенности бимодальной ассоциации находят объяснение в модели «пологой» субдукции, однако геохимическая специфика как толеитов, так и риолитов указывает на участие магматического источника плюмовой природы. Трондьемиты (адакиты) усманского комплекса отличаются устойчивым дефицитом Nb, оценки ε_{Nd} от +3.1 до +6.0 указывают на ювенильный палеопротерозойский источник трондьемитовых магм. Кратковременность субдукции и отсутствие информации о сохранившихся фрагментах океанической литосферы позволяют предполагать кратковременное и локализованное в ограниченном пространстве существование океанической структуры.

5. События коллизионного типа 2.06–2.0 млрд лет назад в пределах орогена КМА, Восточно-Воронежского орогена и Волго-Уральского кратона маркированы размещением характерных интрузивов, образованных мафит-ультрамафитовыми, средними, кислыми и щелочными породами. Коллизионные деформации включали взбросо-надвиговые дислокации и складкообразование в железорудных поясах, сопровождавшиеся опрокидыванием к западу и юго-западу взборосо-надвиговых структур и складок. По-видимому, к этому же времени относится выдавливание и преобразование в тектонические покровы метаморфизованного вулканогенно-осадочного выполнения Кулажинского и Брянского бассейнов. Непосредственной реакцией на тектоническое утолщение коры стали процессы реоморфизма. Результатом этих процессов явилось формирование купольных структур (реоморфических гранито-гнейсовых и гранит-мигматитовых куполов), отчетливо деформирующих покровно-складчатые ансамбли железорудных поясов КМА.

Охарактеризованные выше особенности состава и времени формирования и преобразова-

ния главных структурно-вещественных комплексов позволяют наметить главные особенности палеопротерозойской истории Брянско-Курско-Воронежского орогена:

1) формирование значительных по латеральным размерам и мощности вулканогенно-осадочных толщ, заполнявших обширные эпиконтинентальные бассейны, частично рифтогенного характера, преобладание эпиконтинентальных условий магматизма;

2) локальность во времени и в пространстве процессов корообразования, связанного с субдукцией океанической литосферы, отсутствие фрагментов этой литосферы;

3) свидетельства интенсивного прогрева континентальной коры, в результате которого высокотемпературному метаморфизму, вплоть до гранулитовой фации подверглись палеопротерозойские вулканогенно-осадочные толщи практически немедленно после завершения осадконакопления;

4) в значительной (если не в преобладающей) степени ювенильный характер магматических продуктов и источников осадочного выполнения бассейнов при отсутствии на эрозионной поверхности фундамента источников сноса ювенильного материала, адекватных объему осадочных толщ;

5) синхронность главных тектоно-магматических событий в пределах орогена в целом;

6) коллизионный тип тектонических структур как в пределах Брянско-Курско-Воронежского орогена в целом, так и в пределах составляющих его орогенов второго порядка.

Перечисленные выше особенности трудно или невозможно объяснить в рамках геодинамической модели формирования аккреционных орогенов кордильерского типа. Более привлекательной представляется модель, предполагающая примат внутриконтинентальных геодинамических процессов и механизмов. Особую роль играли процессы плюмового типа, обеспечивавшие притоки мантийного тепла и ювенильного вещества.

С учетом высказанных предварительных замечаний, модель геодинамической эволюции, завершившейся созданием Брянско-Курско-Воронежского орогена, можно охарактеризовать сочетанием приближенно датированных событий.

— 2.6–2.53 млрд лет: первоначальная активность плюмового типа — заложение рифтогенных прогибов в пределах Курского кратона, ультракалиевый кислый магматизм;

— 2.5–2.2 млрд лет: накопление железисто-кремнистой формации КМА (равно как и Курско-Криворожского бассейна в целом) в платформенных относительно стабильных условиях, обеспечивающих чередование существенно хемогенного и преимущественно терригенного осадконакопления;

— 2.2–2.05 млрд лет: после краткого перерыва — дальнейшее накопление железисто-кремнистых, карбонатных, терригенно-карбонатных и терригенных осадочных пород Курско-Криворожского бассейна, бимодальный магматизм рифтогенного типа, завершающий вулканизм траппового типа; магмообразование и метаморфизм при температурах до 900°С в нижней коре, 630°С — на глубинах порядка 18 км и 420–500°С на глубинах 8–10 км, сопровождавшиеся высокотемпературными процессами в верхней коре, связанными с развитием термальных «куполов»;

— 2.2–2.1 млрд лет: возникновение и развитие Кулажинского, Брянского и Воронцовского бассейнов, быстро заполнявшихся мощными вулканогенно-осадочными толщами за счет древнего и ювенильного источников, мафит-ультрамафитовый и гранитоидный (чарнокит-эндербитовый?) магматизм;

— 2.13–2.05 млрд лет: распространение высокотемпературного метаморфического ореола на выполнение осадочных бассейнов, продолжающийся магматизм;

— 2.1–2.08 млрд лет: кратковременное раскрытие узкого линейного океана вдоль западной границы Воронцовского бассейна, прекращение высокотемпературных метаморфических процессов вследствие быстрой диссипации глубинного тепла, субдукция молодой океанической литосферы, формирование Липецко-Лосевского вулкано-плутонического пояса;

— 2.08–2.02 млрд лет: общая коллизия — повторное совмещение Курского и Хопёрского кратонов при закрытии Липецко-Лосевского океана, формирование покровно-складчатых и чешуйчато-надвиговых структурных ансамблей, выведение гранулито-гнейсовых комплексов к уровню верхней коры и структурное оформление коллизионных орогенов второго порядка (Криворожско-Брянского, КМА и Восточно-Воронежского);

— 2.06–2.0 млрд лет: завершение формирования внутриконтинентального коллизионного орогена, син-, поздне- и пост-коллизионный магматизм.

Таким образом, активная фаза тектонической эволюции охватила интервал приблизи-

тельно от 2.2 до 2.0 млрд лет длительностью около 200 млн лет.

3.2. Средне-палеопротерозойский ороген (активная континентальная окраина Сарматии)

Осницко-Микашевичский окраинно-континентальный вулкано-плутонический пояс. Вдоль северной окраины архейской Сарматии в северо-восточном направлении на протяжении 750–800 км при ширине, изменяющейся от 50–60 км в краевых участках до ~100 км в центральной части [Аксаментова, Найденков, 1990, 1991; Claesson et al., 2001], протягивается Осницко-Микашевичский окраинно-континентальный вулкано-плутонический пояс (см. рис. 0.1, *Б*). Почти под прямым углом он срезает средне-палеопротерозойские структуры Брянско-Курско-Воронежского орогена, формирование которого завершилось около 2.0 млрд лет назад.

В строении пояса участвуют базальты, андезиты и кислые метавулканиты (кератофиры), метаморфизованные преимущественно в эпидот-амфиболитовой фации. Метавулканиты интрудированы преобладающими по объему массивами гранитов и гранодиоритов, а также телами кварцевых диоритов и габбро-диоритов, петрохимические характеристики которых позволяют рассматривать их в качестве производных магматизма активных континентальных окраин Андийского типа [Скобелев, 1987]. Изотопные Sm-Nd характеристики (ε_{Nd} — около +2) свидетельствуют об ювенильном палеопротерозойском источнике магм гранитоидов и кислых вулканитов [Claesson et al., 2001].

Геохронология. Возраст вулканитов и гранитоидов Осницко-Микашевичского пояса по цирконам был охарактеризован оценками 2.1–2.0 млрд лет [Скобелев, 1987] и 1.97±0.01 млрд лет [Щербак, Бартницкий, Заяц и др., 1990].

Серпуховский окраинно-континентальный вулкано-плутонический пояс размещен в пределах территории ~200×100 км, которая как бы наращивает к западу соответствующую вершину Волго-Уральского «треугольника» (см. прил. I-2 и IV-1). В сечении вдоль профиля 1-ЕВ можно видеть, что фундамент вулкано-плутонического пояса образован архейскими комплексами Волго-Уралии. Пояс образован совокупностью нескольких синформно-изогнутых тектонических пластин. Пространственная ориентировка магнитных объектов позволяет заключить, что породы Серпуховского пояса перекрывают обрамляющие его с северной стороны структурно-вещественные ассоциации Среднерусского орогена (см. прил. I-2 и IV-1). Восточный край пояса, в свою очередь, перекрыт надвинутыми в западном направлении гранулитами Тумского пояса Волго-Уралии, южный край погружается под породы поздне-палеопротеозойского Северо-Воронежского орогена и далее — под окраину неоархейской Курской гранат-зеленокаменной области (ГЗО).

Пояс образован породами, охарактеризованными высокими значениями эффективной плотности (2.78–3.0 г/см^3) при варьирующей намагниченности, что соответствует петрофизическим классам 1–5 и 20.

По данным бурения, в строении Серпуховского пояса преобладают биотитовые плагиогнейсы и граниты (*скв. Серпуховская-1*, *Воробьевская*, *Домнинская и Белогож*). Эти данные находятся в резком противоречии с картами эффективных петрофизических параметров (см. прил. IV-4–IV-8). Приходится предположить, что малочисленные скважины, главной целью проходки которых было исследование осадочного чехла, на этот раз предоставили в определенной степени случайную информацию. Судя по карте петрофизических классов, преобладающую роль в строении Серпуховского пояса должны играть мафитовые породы — вулканиты и/или плутониты. Пачки метавулканитов основного состава, маркируемые протяженными локальными аномалиями плотности и намагниченности, преобладают в северной части пояса.

Геохронология. Предварительные изотопно-геохронологические данные указывают на средне-палеопротерозойский возраст магматической активности (около 2.0 млрд лет, Rb-Sr изотопия [А.В. Самсонов и др., 2003 г. (неопубликованные материалы)] и на ювенильный палеопротерозойский источник магм.

Геодинамическая интерпретация. Ранее в работах С.В. Богдановой с соавторами [Bogdanova et al., 2001; Claesson et al., 2001] для Осницко-Микашевичского пояса была предложена модель активной окраины андийского типа, сформированной 2.1–2.0 млрд лет назад, т.е. ранее процессов формирования амфиболито- и гранулито-гнейсовых поясов Беларуси и Прибалтики. Предполагается, что магматизм был непосредственно связан с субдукцией океанической литосферы в южном направлении (в современ-

ных координатах) — под окраину архейской Сарматии. Аналогичные выводы можно сделать и в отношении Серпуховского пояса. Эта позиция принята в данной работе и нашла отражение в геолого-тектонической карте и карте тектонического районирования (см. прил. I-2 и IV-1). В пользу такой модели говорят, в частности, указания на относительно древний возраст (до 2.1 млрд лет) изверженных пород. Во всяком случае, поскольку Осницко-Микашевичский и Серпуховский пояса отчетливо «срезают» средне-палеопротерозойские структуры Сарматии, формирование которых завершилось не позднее 2.0 млрд лет назад, следует признать, что возраст этих поясов не превышает 2.0 млрд лет. Это также не противоречит выводам С.В. Богдановой с соавторами.

Однако возможна и иная версия: субдуцировать могла кора узкого океана Красноморского типа, которая, как можно предполагать, зафиксирована мафит-ультрамафитами Апрелевского пояса (см. раздел 3.3.2). В этом случае возможны параллели между формированием активной окраины вдоль южной границы Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена и надсубдукционным вулканизмом южного крыла Печенгской структуры.

Наконец, возможен третий вариант: изверженные породы Осницко-Микашевичского и Серпуховского поясов могли быть сформированы в обстановке растяжения подобно гранитоидам Каскельяврского комплекса (1.95 млрд лет) в южном обрамлении пояса Печенга-Имандра-Варзуга (см. раздел 3.3.1.5).

Для получения более однозначного ответа необходимы дополнительные геохимические и геохронологические исследования.

3.3. Ранне-поздне-палеопротерозойский Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский внутриконтинентальный коллизионный ороген

Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский ороген широкой дугой охватывает Карельский фрагмент архейской коры и отделяет его от фрагментов Кола-Мезень, Волго-Уралия и Сарматия. Протяженность орогена превышает 3000 км, ширина в северной и восточной частях составляет 400–700 км, в юго-западной — до 1000 км (см. рис. 0.1, *Б*). Этот ороген, наиболее полно исследованный в восточной части Фенноскандинавского щита и прослеженный в фундаменте Восточно-Европейской платформы, впервые был определен и кратко охарактеризован в наших публикациях [Mints et al., 2004; Минц и др., 2005]. Его выделение стало прямым результатом интеграции обширной геологической информации, данных глубокого бурения, анализа региональных геофизических и петрофизических карт и уникальной информации о глубинном строении коры Фенноскандинавского щита и фундамента Восточно-Европейской платформы, полученной в результате отработки системы профилей МОВ-ОГТ, прежде всего — опорного профиля 1-ЕВ.

Идея о существовании этой грандиозной по размерам тектонической структуры была подсказана конфигурацией региональных геофизических полей, магнитного и гравитационного, которые отчетливо рисуют дугообразную структуру, охватывающую с севера, востока и юго-востока Карельскую область архейской коры и протягивающуюся далее на запад в Прибалтику. В той или иной степени этот структурный рисунок нашел отражение в большинстве ранее составленных карт, характеризующих различные аспекты геологического строения фундамента Восточно-Европейской платформы (см. например: [Неволин, Лапинская, 1976]). Благодаря прорисовке деталей геологического строения, дугообразное строение фундамента в северо-восточной части платформы особенно наглядно просматривается на «Карте метаморфических комплексов Русской плиты» [Карта..., 1978]. В принципе, та же конфигурация тектонических структур (поясов) отражена в схематических картах, иллюстрирующих разные стадии геологической эволюции раннедокембрийской коры в фундаменте Русской плиты, в монографии С.В. Богдановой [1986].

По мере получения новых геохронологических данных, зафиксировавших реальные роль и место палеопротерозойских структурно-вещественных комплексов в строении раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона, необходимость выделения некой палеопротерозойской структуры становилась все более очевидной. На схеме «Главные провинции в коре Восточно-Европейского кратона» [Bogdanova, Gorbatchev, Garetsky, 2005] значительная часть выделяемого нами орогена присутствует в неявной форме: северо-восточный сегмент дуги обозначен как

Лапландско-Кольский коллизионный пояс (архейская кора Фенноскандии, переработанная в палеопротерозое, внутри контура размещен палеопротерозойский Лапландско-Колвицкий гранулито-гнейсовый пояс), юго-восточный сегмент обозначен как Центрально-Русский пояс (архейская и палеопротерозойская кора, переработанная между 1.8 и 1.6 млрд лет). Легко заметить, что наполнение этих двух сегментов, предполагаемое С.В. Богдановой с соавторами, практически идентично.

Существенным отличием схемы, предложенной в работе [Bogdanova, Gorbatchev, Garetsky, 2005], от предлагаемого нами тектонического районирования является отнесение поздне-палеопротерозойских гранулито-гнейсовых поясов Прибалтики к Свекофеннскому аккреционному орогену. К обсуждению вопроса об эволюционных и «родственных» связях Прибалтийских гранулито-гнейсовых поясов мы вернемся ниже.

Еще один небольшой поздне-палеопротерозойский ороген с краткой историей, которому мы присвоили название Рязано-Саратовского, ответвляется от Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена и располагается между Волго-Уралией и Сарматией.

Вдоль западной (в современных координатах) окраины обновленного континента сформировался Свекофеннский аккреционный ороген.

Границы орогена. Краевые зоны орогена на значительном протяжении образованы палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными поясами низкого уровня метаморфизма, которые в терминах «тектоники плит», с некоторыми оговорками, могут рассматриваться в качестве аналогов сутурных зон. В разрезе эти пояса представлены моноклинально погружающимися пакетами тектонических пластин, в одних случаях быстро выклинивающихся, в других — протягивающимися на большую глубину, вплоть до коро-мантийного раздела. Внешняя относительно геометрического центра дуги граница Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена (см. рис. 0.1, *Б*; прил. I-1, I-2, III-1, III-2 и IV-1) отличается сравнительно четким начертанием. Она проведена по внешним (в том же смысле) ограничениям Печенга-Имандра-Варзугского осадочно-вулканогенного пояса и его продолжения к юго-востоку под платформенным осадочным чехлом, включая Кажимский пояс, далее — по южным границам Лежско-Гривинского гранулито-гнейсового и Иваново-Шарьинского амфиболито-гнейсового поясов, Апрелевского осадочно-вулканогенного пояса и далее к западу — вдоль Осницко-Микашевичского вулкано-плутонического пояса.

Некоторое осложнение в относительно четкое понимание внешней границы орогена вносится распространением проявлений палеопротерозойской структурно-метаморфической переработки и реоморфизма архейских пород за пределы только что очерченной границы. Наиболее отчетливо это явление зафиксировано в пределах Кейвской структуры (см. прил. III-1 и III-2). Второе место, где значительные деформации и, вероятно, метаморфические преобразования проявились за внешним контуром орогена, зафиксировано Кильмезским поясом, рассекающим структуры Волго-Уральского кратона (см. прил. IV-1).

Внутренняя (также относительно геометрического центра дуги) граница не имеет столь же четкого выражения. Эта граница может быть проведена по ограничениям кулисно расположенных палеопротерозойских структур Северо-Карельского, Восточно-Карельского и Тотьминского осадочно-вулканогенных поясов. В свою очередь, Северо- и Восточно-Карельский пояса мы рассматриваем в качестве составных частей Циркум-Карельской системы, которая включает также пояс Кайнуу и пояса Ладожско-Ботнической зоны. Уже сам кулисный характер размещения осадочно-вулканогенных поясов делает невозможным четко однозначное проведение границы орогена. К этому следует добавить, что сопредельная с Циркум-Карельской системой область Карельского кратона сложена последовательностью чередующихся тектонических пластин, образованных неоархейскими гранит-зеленокаменными и палеопротерозойскими вулканоенно-осадочными комплексами. Поэтому граница Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена в пределах Карельского кратона проведена приблизительно и с неизбежной условностью (см. прил. I-1 и III-1). Далее к юго-западу, северная граница орогена отделяет систему гранулито-гнейсовых и амфиболито-гнейсовых поясов Прибалтики от собственно Свекофеннского аккреционного орогена (в нашем понимании). Мы проводим ее вдоль северо-восточной и северной границы Старая Русса — Южно-Финляндского гранулито-гнейсового пояса и далее на запад и юго-запад — вдоль осевой линии Балтийского моря.

Тектоническое районирование. Исследованная часть протяженного Лапландско-Среднерусско-

Южноприбалтийского орогена естественным образом делится на сектора, в соответствии с географическим положением и структурными особенностями (см. рис. 0.1, *Б*): Лапландско-Кольско-Беломорский, Среднерусский и Южно-Прибалтийский. Лапландско-Кольско-Беломорский сектор охватывает северо-западную часть орогена, расположен в пределах щита и потому характеризуется наиболее высоким уровнем геологической изученности. Среднерусский сектор включает отрезок орогена в фундаменте Московской синеклизы, относительно подробно изученный геофизическими методами и бурением. К нему же мы условно относим менее изученную дугообразную восточную часть орогена, перекрытую мощным осадочным чехлом. Юго-западная ветвь орогена образует Южно-Прибалтийский сектор. Граница между Среднерусским и Южно-Прибалтийским секторами четко обозначена различиями структурного плана: Среднерусский сектор завершается выпуклой на запад дугой Нелидовской синформы, Южно-Прибалтийский сектор на востоке ограничен обращенной на восток дугой Старая Русса — Южно-Финляндского пояса.

Следующий уровень районирования определяется пространственным распределением тектонических поясов, образованных осадочно-вулканогенными комплексами низкого уровня метаморфизма, и тектонических поясов, сложенных высоко метаморфизованными породами, в том числе, гранулито-гнейсовыми комплексами. Наиболее значительные пояса первого типа, размещенные вдоль границ орогена, были перечислены выше. В свою очередь, осевая область орогена образована чередованием пологонаклонных деформированных тектонических пластин мощностью от нескольких до 20–25 км. Значительная часть этих пластин образована палеопротерозойскими гранулито-гнейсовыми комплексами, в составе которых преобладают ювенильные палеопротерозойские метамагматиты и метаосадки. Они чередуются с пластинами, образованными гранит-зеленокаменными и амфиболито-гнейсовыми комплексами архейского возраста при участии ювенильных палеопротерозойских пород. В сечении рельефом эти пластины рассматриваются в качестве тектонических (гранулито-гнейсовых и гнейсо-амфиболитовых) поясов.

Геологическая история Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена включает четыре главные стадии. Наиболее ранняя стадия (2.53–2.42, локально — до 2.32 млрд лет) соответствует инициальной стадии развития глобального суперплюма и вызванного им рифтинга суперконтинента (Пангеи-0, по В.Е. Хаину и Н.А. Божко), созданного к концу неоархея. Далее последовал длительный период господства относительно вялой «дремлющей» тектоники (2.3–2.1 млрд лет). Затем, начиная приблизительно с 2.1 млрд лет, в различных частях региона последовали бурные тектонические, магматические и метаморфические процессы, инициированные новым суперплюмом. Наиболее активный отрезок тектонической эволюции орогена охватил интервал от 2.11 до 1.86 млрд лет. С этой стадией связано взаимодействие процессов плюмового и тектоно-плитного типов, частичный разрыв континентальной коры и затем коллизионные, поздне- и постколлизионные (1.87–1.7 млрд лет) процессы, результатом которых стало окончательное оформление внутриконтинентального коллизионного орогена.

3.3.1. Лапландско-Кольско-Беломорский сектор орогена (восточная часть Фенноскандинавского щита)

Лапландско-Кольско-Беломорский сектор охватывает северо-западную, наиболее полно изученную часть Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена, расположенную в пределах Кольского полуострова, Карелии и сопредельной области Фенноскандинавского щита (территории Финляндии и отчасти Норвегии). Как мы уже отмечали во вводной части к разделу 2.1, результаты геологического картирования, тектонического и металлогенического анализа региона отражены в сводных картах в масштабах 1:500 000 и более мелких [Комплект карт..., 1978; Металлогеническая карта..., 1984; Карта..., 1991; Geological Map..., 2001]; тектонические особенности, глубинное строение, эволюция и металлогения восточной части Фенноскандинавского щита представлены в крупных обобщениях [Кратц и др., 1978; Металлогения восточной части..., 1980; Анализ рудоносности..., 1986; Геология Карелии, 1987; Докембрийская геология..., 1988; Mitrofanov, Pozhilenko et al., 1995; Минц и др., 1996; Сейсмогеологиче-

ская модель..., 1997, 1998; Глубинное строение..., 2001; Ранний докембрий..., 2005; и др.]. Аналогичные по задачам обобщения, характеризующие западную часть региона, опубликованы финскими и норвежскими коллегами [Bjørlykke et al., 1985; Korsman et al., 1999; Lahtinen et al., 2005; Saltikoff et al., 2006; Finnish reflection..., 2006].

Палеопротерозойский коллизионный ороген был впервые выделен в качестве самостоятельного тектонического подразделения под названием Лапландско-Кольского мобильного пояса [Bridgwater et al., 1992]. Позднее пояс получил название Лапландско-Кольского орогена (ЛКО) [Балаганский и др., 2006 и ссылки в этой работе]. Ниже, мы также будем использовать для обозначения Лапландско-Кольско-Беломорского сектора термин ороген (ЛКБО), имея в виду региональную составляющую Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена в целом.

Как будет показано ниже, тектоно-магматические, тектоно-термальные и собственно тектонические события, завершившиеся формированием ЛКБО, с различной степенью интенсивности охватили преобладающую часть континента Кола-Карелия. К настоящему времени континентальная кора этого региона приблизительно в равной мере сформирована неоархейскими и палеопротерозойскими процессами и в этом отношении контрастирует с палеопротерозойской ювенильной корой соседней Свекофеннской области, охватывающей центральную часть Фенноскандинавского щита.

Вдоль границ ЛКБО разместились надвиго-поддвиговые ансамбли осадочно-вулканогенных поясов (Печенга-Имандра-Варзугский, Карасйок-Киттеля-Куолаярви, Северо-Карельский, Калевала-Онежский и Восточно-Карельский пояса). К этой же системе поясов, по существу, относится и пояс Кайнуу в западной части Карельского кратона. В осевой области орогена размещены гранулито-гнейсовые пояса (Лапландский, Колвица-Умбинский и Соловецкий). Тектонические покровы, образующие эти пояса, перекрывают архейские гранит-зеленокаменные комплексы (Инари-Аллареченский, Ена-Колвица-Гридинский и Терско-Стрельнинский).

Формирование осадочно-вулканогенных и плутонических комплексов, процессы метаморфизма и структурообразования закономерно распределены во времени и в пространстве (по латерали и по глубинности). Необходимость адекватного отражения вариаций обоих типов создает определенные трудности для построения и рубрикации отдельных разделов описания (и, соответственно, для читателя). В данной главе принята следующая последовательность описания: сначала будут последовательно охарактеризованы разрезы и латеральные вариации структурно-вещественных ассоциаций в пределах осадочно-вулканогенных поясов низкого уровня метаморфизма (см. разделы 3.3.1.1–3.3.15), затем отдельный «сквозной» раздел посвящен характеристике гранулито-гнейсовых комплексов (см. раздел 3.3.1.6), наконец, раздел 3.3.1.7 посвящен рассмотрению взаимоотношений между всеми горно-породными ассоциациями, участвующими в строении орогена, и суммированы представления о геодинамической и тектонической эволюции ЛКБО.

Начало палеопротерозойской эволюции ознаменовано мощными проявлениями инициального ранне-палеопротерозойского магматизма. Эти проявления охватили кору Кола-Карельского континента в пределах широкой полосы северо-западного простирания протяженностью 1000–1100 км при ширине от 300 до 450 км. Как будет показано ниже, в последующей палеопротерозойской эволюции региона в течение временно́го интервала 2.11–1.92 (1.88) млрд лет зафиксирован еще один мощный импульс магматизма, которым открывается период быстрых тектоно-магматических и тектоно-метаморфических процессов и который также вправе претендовать на роль периода «инициального магматизма». Соответственно, мы выделяем два подобных явления в палеопротерозойской истории Кола-Карельского континента: инициальный магматизм-1 (2.53–2.41, с продолжением до 2.32 млрд лет) и инициальный магматизм-2 (2.11–1.92, с продолжением до 1.88 млрд лет).

3.3.1.1. Ранне-палеопротерозойский (сумий-сариолийский) инициальный магматизм-1, от 2.53 до 2.41 (с продолжением до 2.32) млрд лет

Проявления ранне-палеопротерозойского инициального магматизма принято соотносить с процессами рифтогенеза, в относительно недавние годы их стали связывать с подъемом и функционированием «мощного плюма». В частности, предполагается, что «В зонах растяжения, приу-

роченных к границам крупных архейских блоков, были заложены протяженные линейные пояса и прогибы рифтового типа, для которых характерными явились интенсивные вулканизм и интрузивный магматизм» [Ранний докембрий..., 2005, с. 59]. Действительно, в современной структуре ранне-палеопротерозойские осадочно-вулканогенные и интрузивные (добавим — и метаморфические) комплексы размещены в пределах протяженных линейных поясов, многие из которых рассматривались как «однокрылые синклинали» [Геология Карелии, 1987; Загородный и др., 1964, 1982]. Последующие исследования показали, что эти «синклинали» или «синклинории» представляют собой моноклинально залегающие надвиго-поддвиговые коллизионные структурные ансамбли [Melezhik, Sturt, 1994; Минц и др., 1996, 2005; Минц, Берзин, Сулейманов и др., 2004]. Вместе с тем, ранне-палеопротерозойские последовательности характерных осадочных и вулканогенных ассоциаций в разрезах осадочно-вулканогенных поясов Кольского полуострова и Карелии в целом следуют вполне определенным закономерностям. Несмотря на трудности, связанные с ограниченностью информации при недостаточном количестве обнажений, эти последовательности хорошо изучены и положены в основу представлений о «стратиграфии нижнего протерозоя» [Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе].

Следует ли из сказанного, что уже на инициальной стадии палеопротерозойской эволюции размещение названных горно-породных ассоциаций в полной мере следовало будущим тектоническим поясам? Можно ли представить себе выдержанную стратиграфическую последовательность осадочно-вулканогенных ассоциаций в значительном числе разобщенных рифтогенных впадин? Однозначные ответы на эти вопросы, безусловно, отсутствуют. Следует, тем не менее, подчеркнуть, что абсолютное большинство палеопротерозойских образований (и осадочно-вулканогенные ассоциации, и интрузивные тела) в современной структуре находятся в значительно нарушенном, в значительной части — крутонаклонном залегании. Также практически общепризнано, что современная структура была сформирована в результате сжимающих напряжений коллизионного типа. При исследовании особенностей формирования и размещения ранне-палеопротерозойских осадочно-вулканогенных и интрузивных образований мы попытаемся, насколько возможно, реконструировать пространственно-временные закономерности их первоначального размещения.

Инициальный магматизм, открывший длительный период палеопротерозойской эволюции, был связан с взаимодействием минимально двух источников: деплетированного мафитового мантийно-плюмового и сиалического континентально-корового, что определило бимодальное распределение составов изверженных горных пород. Инициальные события характеризовались значительной продолжительностью, достигавшей 180 млн лет. Ареал инициального магматизма раннего палеопротерозоя в нынешних границах Лапландско-Кольско-Беломорского орогена (см. прил. III-1 и III-2), охватывает огромную площадь — несколько более 400 000 км^2 (оценка, равная 1 000 000 км^2, приведенная в [Шарков, 2006 на с. 320] явно завышена). В то же время, суммарные размеры ареала, учитывая его продолжение под осадочным чехлом Русской платформы, могут значительно превышать как первую, так и вторую оценку. Ареал в полной мере соответствует типу «крупной изверженной провинции» (КИП, в англоязычной литературе — Large Igneous Province — LIP [Ernst et al., 2004; Шарков, 2006 и ссылки в этих работах]).

Тесная ассоциация геологических комплексов — проявлений инициального магматизма включает: 1) ранние вулканиты (~2.5 млрд лет), 2) вулканиты бимодальной риодацит-трахиандезито-базальтовой серии (2.45–2.42, до ~2.32 млрд лет), 3) расслоенные перидотит-габброноритовые интрузивы (две генерации — 2.53–2.49 и 2.44–2.43 млрд лет), 4) друзиты — мелкие тела мафит-ультрамафитов и габбро-анортозитов (2.46–2.43 млрд лет), 5) габбро-анортозитовые интрузивы (2.51–2.42 млрд лет), 6) чарнокиты и калиевые граниты (2.45–2.43 млрд лет), 7) гранитоиды переменного состава (2.50–2.41, до 2.37–2.36 млрд лет).

Ранний вулканизм, ~2.5 млрд лет

Принято считать, что наиболее ранними среди инициальных проявлений магматической активности начала палеопротерозоя были расслоенные интрузивы мафит-ультрамафитов [Ранний докембрий..., 2005], сформированные в течение двух кратковременных импульсов магматической активности 2.53–2.49 и 2.44–2.43 млрд лет назад. Ранне-палеопротерозойские вулканиты

образуют мощные толщи в основании палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов в пределах обеих провинций — Кольской и Карельской. В строении поясов преобладают мафитовые вулканиты; кислые разности, размещенные в верхней части разрезов, распространены ограниченно, однако именно они явились единственным объектом U-Pb изотопного датирования из-за практического отсутствия циркона в мафитовых вулканитах. Возраст кислых вулканитов засвидетельствован рядом датировок от 2.45 до 2.42 млрд лет. Ранне-палеопротерозойские мафитовые вулканиты в разрезе Имандра-Варзугской структуры на Кольском полуострове (кукшинская, пурначская, сейдореченская и полисарская свиты), равно как и аналогичные разрезы в поясах Карелии, до настоящего времени не датированы. Оценки возраста коматиитовых базальтов Ветреного пояса, полученные Sm-Nd методом, составили 2.45–2.41 млрд лет [Puchtel et al., 1996, 1997; Пухтель и др., 1997].

Между тем, известны, хотя и крайне ограниченные, результаты датирования ранне-палеопротерозойских осадочно-вулканогенных образований, возраст которых не уступает возрасту ранней генерации расслоенных интрузивов. Непосредственно в контакте с массивом Койтелайнен (см. прил. I-1 и № 13 на карте прил. III-2), датированном 2.44–2.43 млрд лет [Mutanen, Huhma, 2001], находятся ранне-палеопротерозойские осадки (аркозы), вулканические брекчии преимущественно кислого состава, мафитовые и ультрамафитовые вулканиты (высокомагнезиальные и коматиитовые базальты, высокомагнезиальные андезиты), которые подверглись термальному воздействию интрузива. Возраст кислых вулканических брекчий охарактеризован оценкой 2.53±0.04 млрд лет (U-Pb по циркону [Mutanen, 1997]). Как показало повторное обсуждение этих данных, приведенное в [Manninen, Huhma, 2001], U-Pb анализы трех фракций циркона дали слегка дискордантные $^{207}Pb/^{206}Pb$ оценки возраста в интервале 2.53–2.51 млрд лет.

Отметив, что гетерогенность проанализированного материала превышает аналитическую погрешность, финские исследователи исключили эти оценки из дальнейшего обсуждения. Между тем, в той же публикации [Manninen, Huhma, 2001] приведена оценка возраста кварц-полевошпатового гнейса, опробованного в том же участке эрозионного окна в пределах расслоенного массива Койтелайнен. Эта оценка, оказавшаяся равной 2.49±0.01 (2.486±0.004) млрд лет, в определенной степени поддерживает достоверность предыдущих оценок. В качестве наиболее достоверной финские коллеги принимают U-Pb оценку возраста циркона из кислого туфа, участвующего в строении кровли массива Койтелайнен (вероятнее всего, в более высокой части осадочно-вулканогенного разреза), которая составила 2.44±0.01 (2.438±0.008) млрд лет и практически совпадает с возрастом самого массива.

Кроме того, в Центральной Лапландии известны случаи непосредственного перекрытия архейских гранито-гнейсов вулканитами, возраст которых пока остается неизвестным, например, вулканиты (ряд от андезитов до риолитов) в основании разреза группы Салла, наиболее древнего компонента палеопротерозойского разреза на территории Финской Лапландии, — продукты субаэральных извержений [Hanski, Huhma, Vaasjoki, 2001]. В районе Мойккельмя непосредственно на архейских гранито-гнейсах залегают коматииты, высокомагнезиальные базальты и андезиты группы Онкамо, занимающей более высокую стратиграфическую позицию. Коматииты перекрыты андезитовыми и базальтовыми амигдалоидными лавами [Räsänen et al., 1989].

Вулканизм (контрастная серия: трахиандезито-базальты, коматиитовые базальты и риодациты), 2.45–2.42 (до 2.32) млрд лет

Преобладающая часть ранне-палеопротерозойских вулканогенно-осадочных разрезов не имеет интрузивных или нормальных стратиграфических контактов с телами расслоенных мафит-ультрамафитов, чарнокитов, ранне-палеопротерозойских гранитоидов и, тем более, с телами габбро-анортозитов, тесно связанных с высокометаморфизованными гранулито-гнейсовыми комплексами. Однако имеющиеся геохронологические данные свидетельствуют об их формировании в течение одного и того же временно́го интервала. Выдержанность характера стратиграфических последовательностей, возникших в течение относительно узкого временно́го интервала и пространственно-структурные соотношения проявлений инициального магматизма на разных уровнях коры (подробнее этот вопрос рассмотрен ниже) позволяют достаточно уверенно предполагать,

что наблюдаемые сегодня осадочно-вулканогенные комплексы в то время слагали более или менее непрерывный плащеобразный покров, перекрывавший архейское основание, по меньшей мере, на всем протяжении от Калевала-Онежского пояса на юго-западе до Печенга-Имандра-Варзугского пояса на северо-востоке (в современных координатах — см. прил. III-1).

Анализ структурных соотношений, охарактеризованных геологическими картами (см. прил. I-1), ясно показывает, что ранне-палеопротерозойские осадочно-вулканогенные образования, приуроченные к северо-восточному и юго-западному ограничениям ЛКБО, размещены в пределах поздне-палеопротерозойских надвиго-поддвиговых структурных ансамблей коллизионного типа, погружающихся навстречу друг другу в направлении оси орогена. Лишь в осевой части орогена осадочно-вулканогенные толщи находятся в нормальном или слабо нарушенном залегании, трансгрессивно перекрывая гранит-зеленокаменные и гранулито-гнейсовые комплексы неоархейского основания. Как будет показано ниже, аналогичными структурно-пространственными закономерностями характеризуется размещение расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов. Из сказанного понятно, что рассматриваемые закономерности определяются не только и не столько особенностями пространственного распределения процессов вулканизма и осадконакопления в раннем палеопротерозое, сколько коллизионными событиями в конце палеопротерозоя.

Минимально нарушенные осадочно-вулканогенные разрезы в северо-западной части осевой области ЛКБО сочетается с малоглубинными интрузивами расслоенных мафит-ультрамафитов — также практически в ненарушенном залегании; перемещение вулканогенно-осадочного комплекса в восточном направлении с формированием ансамбля тектонических покровов фиксируется только в районе Куолаярвинской структуры. Осадочно-вулканогенный покров приподнят гранито-гнейсовыми куполами и быстро выклинивается в юго-восточном направлении. В этом же направлении малоглубинные интрузивы расслоенных мафит-ультрамафитов сменяются более глубинными телами «друзитового» комплекса.

Согласно решению III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия» [Материалы..., 2000], палеопротерозойские осадочно-вулканогенные образования, рассматривавшиеся ранее как единый карельский комплекс, разделены на нижнекарельский и верхнекарельский комплексы. Нижнекарельский комплекс включает сумийский, сариолийский и ятулийский, верхнекарельский — людиковийский, вепсийский и калевийский надгоризонты. Между тем, стадийность проявлений тектонической и магматической активности, нашедшая, в частности, отражение в составе и строении вулканогенно-осадочных разрезов, предполагает несколько иную группировку подразделений стратиграфической шкалы. В частности, корреляция с проявлениями ранне-палеопротерозойского интрузивного магматизма позволяет отнести к периоду инициального ранне-палеопротерозойского магматизма вулканические серии только двух нижних надгоризонтов — сумийского и сариолийского (сумия и сариолия). В данном разделе мы рассмотрим вулканиты и осадочные компоненты этих надгоризонтов.

Разрезы ранне-палеопротерозойских (сумий-сариолийских) осадочно-вулканогенных толщ в пределах Восточно- и Северо-Карельского и Калевала-Онежского поясов, Ветреного пояса и пояса Кайнуу. Несмотря на достаточно хорошую изученность перечисленных поясов, многие вопросы стратиграфии и литологии осадочно-вулканогенных разрезов остаются недостаточно изученными, а предлагаемые решения — дискуссионными.

Граница архей–палеопротерозой. Согласно первой точке зрения, которую продвигают К.И. Хейсканен с коллегами [1977], Ю.Б. Богданов, А.С. Воинов и Ю.С. Полеховский [Богданов, Воинов, 1985; Воинов, Полеховский, 1985], граница между археем и палеопротерозоем проводится по подошве горизонта кварцевых порфиров (ожиярвинская свита), залегающих на андезито-базальтах и трахиандезито-базальтах (верхняя часть тунгудской свиты). Те и другие породы широко распространены в пределах Лехтинской, Шомбозерской, Паанаярвинской и Куолаярвинской структур (см. прил. III-2).

Сторонники второй точки зрения В.И. Робонен с соавторами [1979], В.И. Коросов [1991], В.З. Негруца [1984] и Т.Ф. Негруца [1985] считают, что границу между неоархеем и палеопротерозоем следует проводить по подошве толщи кварцитов, кварцевых конгломератов и гравелитов в нижней части разреза окуневской свиты, залегающих с угловым и стратиграфическим не-

согласием на неоархейском гранит-зеленокаменном комплексе. Выше размещаются чередующиеся в разрезе андезито-базальты и осадочные породы верхней части окуневской свиты и далее — тунгудской свиты.

В последнее время возобладала первая точка зрения [Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе]. Фактически она опирается на единственную датировку U-Pb методом цирконов из прослоя дацитов (2.72±0.01 млрд лет [Левченков и др., 2001]) среди мафитовых вулканитов тунгудской свиты в пределах Лехтинского голотипа, расположенного между озерами Лежево и Рокково (оз. Лебединое).

Согласно «официально принятой» схеме, границу архея и протерозоя проводят по основанию ожиярвинской свиты, которая образована переслаиванием полимиктовых конгломератов и кварцевых порфиров, датированных в том же районе — 2.44 млрд лет [Левченков и др., 1994], тогда как мафитовые вулканиты тунгудской свиты отнесены к неоархею. В соответствии с этим решением, сумийская часть палеопротерозойского разреза (основание разреза раннего палеопротерозоя) ограничена переслаиванием зрелых терригенных осадков и метариолитов (кварцевых порфиров) [Ранний докембрий..., 2005].

Если принятая схема верна, придется принять, что, во-первых, сумийский разрез Кольского полуострова, образованный преимущественно мафитовыми метавулканитами (базальтами и андезито-базальтами) с резко подчиненным участием кислых пород, кардинально отличается от сумийского разреза Карелии, а во-вторых, что ранне-палеопротерозойский мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм Кола-Карельского региона, который в пределах Кольского полуострова сопровождается формированием вулканических толщ близкого состава, в Карелии практически лишен подобного вулканического сопровождения. Наконец, в-третьих, принятой схеме противоречит указание на существование на территории Беломорской провинции ранне-палеопротерозойских вулканитов, в том числе, мафит-ультрамафитового состава, предшествующих расслоенным мафит-ультрамафитовым интрузивам (см. в предыдущем подразделе). Следует добавить, что известно только два случая прямого контакта кварцевых порфиров и подстилающих андезито-базальтов: первый — в районе оз. Рокково, второй — в *скв. 49* в районе южного замыкания Лехтинской структуры. В обоих случаях на контакте этих пород присутствует лишь тонкий прослой (мощностью 10–20 см) кислых туфов [Коросов, 1991].

По нашему мнению, принятие «официальной» концепции было недостаточно обосновано, а данные, приведенные в [Левченков и др., 2001], нуждаются в подтверждении.

Геохронология. Учитывая важность проблемы для характеристики инициального периода палеопротерозойской эволюции, была предпринята попытка уточнения возраста кислого вулканита, ранее датированного О.А. Левченковым с соавторами. В статье [Левченков и др., 2001] эти породы охарактеризованы как кислый прослой среди базальтов в 1 км восточнее оз. Лебединое. Детальное изучение показало, что кислые породы слагают сложное ветвящееся тело с многочисленными апофизами мощностью до 20 см. Мелкозернистая порода состоят из кварца, плагиоклаза (андезина), биотита, и сине-зеленой роговой обманки. Химический состав породы соответствует натриевому риодациту (SiO_2 — 71.28, TiO_2 — 1.0, Al_2O_3 — 9.83, Fe_2O_3 — 7.92, MgO — 2.51, CaO — 3.26, Na_2O — 2.78, K_2O — 1.12) с обогащенными спектрами РЗЭ — $(La/Yb)_n = 10$. Судя по составу, эти породы не являются дифференциатами андезито-базальтов, а представляют собой выплавку из архейского основания.

Циркон, выделенный из пробы риодацита Гиз-12-1, был датирован на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ [Злобин и др., 2006]. Циркон в пробе представлен двумя популяциями (морфологическими типами). Ядра цирконов первого типа имеют возраст около 2.8–2.7 млрд лет. Большинство кристаллов второго типа охарактеризовано субконкордантными оценками. Их возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией равен 2.42±0.02 млрд лет.

U-Pb датирование цирконов

Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет [Black, Kamo, 2003].

Циркон представлен двумя морфологическими типами.

Первый тип — мутные розоватые и коричневые короткопризматические «ромбовидные» зерна и их обломки, содержащие желтоватые включения. Длина зерен — 84–160 мкм. Катодолюминесцентное изображение демонстрирует тонкую или грубую зональность краевых частей и иногда пятнистое строение ядер. Каймы характеризуются слабым до умеренного свечением. Центральные части (преимущественно темно-серые) этих цирконов имеют возраст около 2.8–2.7 млрд лет. Для этих частей кристаллов характерны высокие содержания U (69–581 *ppm*) и Th (39–429 *ppm*), Th/U = 0.41–0.76.

Второй тип представлен бесцветными до розоватых полупрозрачными и мутноватыми идиоморфными и удлиненно-призматическими цирконами и их многочисленными обломками. Размер зерен составляет 61–273 мкм. Центральная часть большинства зерен — темная со светлой каймой с тонкой или грубой зональностью. Шесть проанализированных зерен охарактеризовано субконкордантными оценками. Возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией равен 2.42±0.02 (2416±15) млрд лет (практически все точки лежат в центральных частях зерен). Содержание U — 68–285 *ppm*, Th — 35–232 *ppm*, Th/U отношение изменяются от 0.53 до 0.84, что характерно для цирконов магматического генезиса. Среди цирконов данного типа присутствуют зерна, характеризующиеся либо высокими содержаниями U — 238 *ppm* и Th — 85 *ppm* при Th/U = 0.37, либо пониженным содержаниями U — 24–76 *ppm* по сравнению с Th — 81–85 *ppm* при аномально высоком Th/U отношении — от 1.09 до 3.30. Эти цирконы дали конкордантные оценки 2.86±0.02 млрд лет.

Таким образом, изученные риодациты содержат цирконы неоархейского и палеопротерозойского возраста. Архейские цирконы с возрастами в интервале 2.86–2.70 млрд лет были, по-видимому, захвачены при плавлении пород архейской коры. Дискордантный возраст 2.42±0.02 млрд лет отражает время размещения кислого расплава в толще тунгудских андезито-базальтов. Следовательно, прорываемые вулканиты имеют возраст не моложе 2.42±0.02 млрд лет. В то же время, согласно полученным недавно датировкам терригенных зерен циркона из метапесчаников (кварц-серицитовых сланцев) в основании палеопротерозойского разреза Кумсинской структуры, источник сноса включал породы с возрастом по меньшей мере до 2.71 млрд лет [Бережная и др., 2005]. Следовательно, базальты тунгудской свиты были извержены между 2.71 и 2.42 млрд лет, что вовсе не исключает возможности их принадлежности палеопротерозою. Таким образом, в противовес решению III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия» [Материалы..., 2000], новая информация [Злобин и др., 2006; Бережная и др., 2005] свидетельствует об отсутствии геохронологического обоснования перевода мафитовых вулканитов тунгудской свиты из палеопротерозоя в неоархей. Это позволяет вернуться к геологическому обоснованию возраста тунгудской свиты, возвратив ее в основание палеопротерозойского разреза.

Учитывая вышесказанное, в данной работе мы придерживаемся «неофициальной» стратиграфической схемы. Осадочно-вулканогенные образования раннего палеопротерозоя (сумий + сариолий), представленные в пределах поясов Карасйок-Киттиля-Куолаярви, Северо- и Восточно-Карельского и в южной части Калевала-Онежского пояса (см. прил. III-1), участвуют в строении разрезов, состав которых несколько варьирует от пояса к поясу. Выделяются наиболее полный Лехтинско-Шомбозерский и близкий ему Паана-Куолаярвинский, далее — Кумсинский и Селецкий типы разрезов [Коросов, 1991; Негруца, 1985]. Специфичный разрез Ветреного пояса требует отдельного рассмотрения (см. ниже).

Восточно-Карельский пояс. В пределах *Лехтинской и Шомбозерской стр*уктур сумийский разрез образован чередованием терригенных осадков (кварциты, кварцевые конгломераты и гравелиты) и метавулканитов андезито- и трахиандезито-базальтового состава (окуневская и тунгудская свиты) суммарной мощностью около 2500 м. Мафитовые вулканиты характеризуются хорошей сохранностью структурно-текстурных особенностей. Вулканиты тунгудской свиты с шаровой отдельностью в нижней части разреза и вспененные лавы верхней части разреза формировались в субаэральных условиях, подушечные лавы средней части разреза — в субаквальных [Коросов, 1991, Робонен и др., 1979].

В осевой зоне *Шомбозерской структуры* описана *гайкольская свита* — существенно вулканогенная толща, метаморфизованная в условиях верхних параметров зеленосланцевой фации, мощностью до 1500 м. Нижняя часть разреза мощностью 250 м образована базальтами, андезито- и трахиандезито-базальтами и их туфами. Количество туфового материала возрастает вверх по разрезу. Существенно преобладают по-

роды известково-щелочной серии, среди которых появляются андезито-дациты. Выше следуют туфогенно-осадочные породы с кремнистым и карбонатным цементом. Породы обогащены рассеянной тонкой вкрапленностью магнетита. Верхняя толща мощностью 1000–1200 м сложена преимущественно высокомагнезиальными вулканитами — пикробазальтами. В ее нижней части преобладают лавовые фации. Выше, наряду с лавами, встречаются туфы и агломератовые лавы. Верхняя часть имеет туфогенно-осадочный состав. В осадочной компоненте значительную роль играют пелитовые породы. Возможно, нижняя толща относится к заонежскому, а верхняя — к суйсарскому горизонту.

Согласно ранним представлениям, воспроизведенным в карте Новой серии [Государственная геологическая карта..., Лист Q-(35) 36-37, 2001], гайкольская свита отнесена к людиковию, а осевая зона рассматривается в качестве «Гайкольской синклинали». Этому противоречит структурная интерпретация Шомбозерской структуры, базирующаяся на анализе сейсмического образа коры по профилю 4В, — в качестве тектонической пластины, деформированной с образованием антиформной структуры на уровне дневной поверхности (см. ниже рис. 4.17 и 4.18) [Житникова и др., 2001; Минц, Берзин, Сулейманов и др., 2004; Mints et al., 2009].

Породы гайкольской свиты прорваны датированными сумийскими интрузиями гайкольского перидотит-габбро-норитового комплекса, которые, в свою очередь, заключены в массивы амфиболового габбро шардозерского комплекса [Богачев, Матуков, 2007] (см. прил. I-1).

Завершается разрез сумия толщей *ожиярвинской свиты* мощностью до 500 м, образованной своеобразными кварцевыми порфирами, содержащими вкрапленники альбита и опаловидного голубого кварца (размеры и количественные соотношения минералов заметно варьируют). Извержения происходили в субаэральных условиях из трещинных и центральных аппаратов — в строении Кособерской постройки участвуют некковые и жерловые фации [Бондарь, 1989]. Наличие сферолитовых текстур может указывать на эффузивное происхождение части пород. Между тем, аналогичные структуры возникают при раскристаллизации стекловатой массы сваренных туфов. Присутствие брекчий, залегающих в виде линз среди массивных пород, говорит, скорее всего, о пирокластическом происхождении пород. В итоге, высока вероятность того, что значительная часть стратифицированных массивных кварцевых порфиров исходно была образована отложениями пирокластических потоков — спекшимися и сваренными туфами и игнимбритами [Злобин и др., 2003].

Геохронология. Датирование мафических пород является одной из важных и наиболее трудных проблем в стратиграфии докембрия. В них, как правило, не сохраняются первичные минералы, традиционно используемые при определении абсолютного возраста основных пород Rb-Sr, K-Ar и Sm-Nd методами. Низкие концентрации циркония в основном расплаве препятствуют формированию собственного циркона, особенно в лавовых фациях. Немногочисленные цирконы, выделяемые из многокилограммовых проб, являются, как правило, ксеногенными, захваченными из фундамента при подъеме базальтового расплава к поверхности. Известные к настоящему времени оценки возраста получены в основном по прослоям вулканитов среднего и кислого состава.

Возраст кварцевых порфиров (метаигнимбритов) засвидетельствован рядом датировок от 2.45 до 2.42 млрд лет [Буйко и др., 1995; Левченков и др., 1994; Злобин и др., 2005, 2006]. Верхняя граница возраста вулканитов гайкольской свиты определяется прорыванием их габбро-перидотитами гайкольского комплекса и габбро шардозерского комплекса. Возраст интрузивных пород оценен U-Pb методом по циркону с применением технологии SHRIMP-II. Полученные датировки равны 2.413±0.004 и 2.35±0.01 млрд лет соответственно [Богачев, Матуков, 2007].

U-Pb датирование цирконов

Дополнительные геохронологические данные, полученные Т.В. Каулиной (ГИ КНЦ РАН, Апатиты), ранее были приведены в краткой публикации В.Л. Злобина с соавторами [2005], где не нашлось места для таблицы аналитических данных. Ниже мы приводим недостающую фактическую информацию (табл. 3.1).

Цирконы из исследованного образца кварцевого порфира (проба обр. S-771, восточное обрамление Лехтинской структуры) представлены одним типом — это призматические бесцветные прозрачные кристаллы с тонкой зональностью, без ядер и обрастаний, размером от 75 до 200 мкм, часто с вростками биотита и рудного минерала. Кристаллы циркона были отмыты в плавиковой кислоте до растворения вростков.

Таблица 3.1. Изотопные U-Pb данные и возраст циркона из ранне-палеопротерозойского кварцевого порфира (метаигнимбрита)

Номер фракции	Фракция, мкм	Навеска, мг	Содержание, *ppm*		Изотопный состав свинца*			Изотопные отношения** и возраст, млн лет		
			Pb	U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{207}Pb$	$^{206}Pb/^{208}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
1	100–150	1.5	44.5	81	308	5.0416	2.8297	8.5679	0.3938	2432±5
2	10–150	3.0	22.9	55	901	5.8396	4.5530	7.5191	0.3460	2430±5
3	< 100	2.2	24.9	61	1027	5.8934	4.7180	7.4314	0.3415	2432±7
4	> 150	3.5	23.0	42	660	5.6514	4.3474	9.6411	0.4419	2437±7
5	> 150	3.5	31.0	47	202	4.5682	2.8069	9.7268	0.4498	2422±4

* Все отношения скорректированы на масс-фракционирование: 0.18±0.06 amu для Pb на масс-спектрометре МИ 1201-Т и 0.12±0.04 amu на масс-спектрометре Finnigan MAT-262; холостое загрязнение — 0.1–0.3 нг для Pb и 0.05 нг для U.

** Поправка на обыкновенный свинец введена по модели Стейси и Крамера [Stacey, Kramers, 1975].

Примечание. Номера фракций соответствуют обозначениям точек на рис. 3.1. amu — атомные единицы массы.

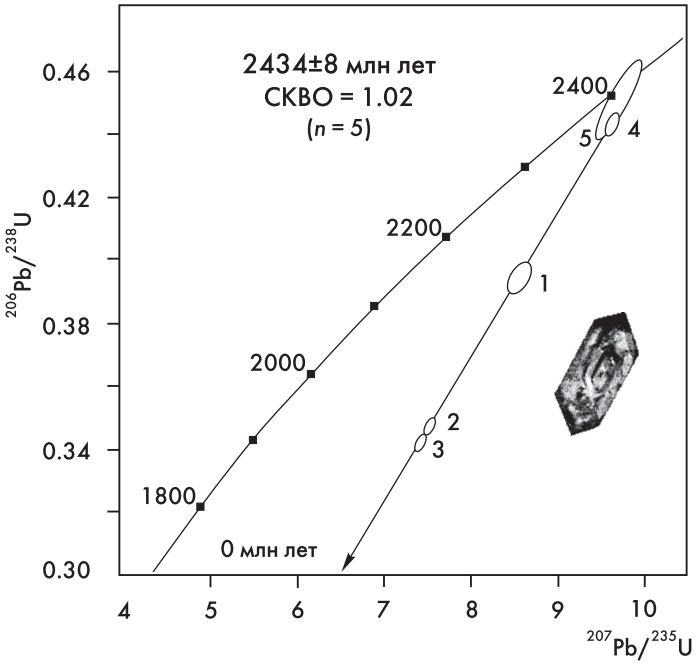


Рис. 3.1. Оценка U-Pb возраста циркона из кварцевых порфиров (метаигнимбритов) (проба S-771) (традиционный метод, Т.В. Каулина, ГИ КНЦ РАН, по [Злобин и др., 2005]).

1–5 — номера фракций (см. табл. 3.1)

Оценка возраста кварцевых порфиров составила 2434±8 млн лет (диаграмма с конкордией, рис. 3.1). Существенно, что значения, полученные по двум фракциям, разместились непосредственно на конкордии, что свидетельствует об отсутствии поздних преобразований циркона и о достоверности полученной оценки возраста магматической кристаллизации.

Датирование собственно мафитовых вулканитов впервые для рассматриваемой ассоциации удалось успешно провести в пределах восточного крыла Шомбозерской структуры (см. прил. III-2) [Злобин и др., 2010]. В нижней части потока среди андезито-базальтов, преобразованных в мелкозернистые амфиболовые сланцы выделяются участки, сложенные мелко-среднезернистыми амфиболитами. Изотопно-геохронологические исследования с использованием технологии SHRIMP-II зафиксировали палеопротерозойский, 2.42±0.03 млрд лет, возраст метаандезито-базальтов.

U-Pb датирование цирконов

Определения возраста выполнены для цирконов, отобранных из амфиболитов (обр. Sh-9-08, координаты в системе WGS: 65°15′26.12″ с.ш.,

32°22′30.21″ в.д). Из пробы весом 8 кг получено 70 зерен. U-Pb датирование выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). U-Pb анализ цирконов выполнялся по стандартной методике, охарактеризованной выше. В полученной выборке присутствуют два типа цирконов.

Первый тип — полупрозрачные, бесцветные розовато-коричневые с сильным блеском дипирамидальные и округлые кристаллы или их фрагменты со сглаженными контурами, с удлинением 1.3–2.5 и ярко выраженной тонкой осцилляторной зональностью. Размер зерен от 50 до 280 мкм. Для них характерны пониженные и умеренные содержания U — 61–629 *ppm* и Th — 41–589 *ppm*, Th/U = 0.42–0.97. Среди цирконов этого типа выделяются два возрастных кластера. Первый определяется дискордией с верхним пересечением 2.82±0.02 млрд лет, при нижнем нулевом пересечении. Эти оценки сопоставимы с возрастными характеристиками архейских гранитоидов и вулканитов Карельской ГЗО. Второй кластер получен при измерении морфологически сходных зерен и кайм обрастания на более древних кристаллах первого кластера. Верхнее пересечение дискордии с конкордией дало оценку 2.73±0.02 млрд лет, которая коррелирует со временем формирования неоархейской гранитоидной ассоциации. Таким образом, цирконы первого типа можно считать ксеногенными, захваченными при прохождении базальтового расплава через архейские гранитоиды Карельского кратона.

Второй тип представлен «поленообразными» обломками длиннопризматических кристаллов, типичными для цирконов из мафических пород. Цирконы характеризуются повышенными содержаниями U — 409–2224 *ppm* и Th — 726–4238 *ppm*, Th/U = = 1.00–2.41. Высокие Th/U отношения (> 1) характерны для цирконов, сформированных из фракционированного базальтового расплава. По морфологии выделено две группы кристаллов: 1) с сильно резорбированными краями; 2) с хорошо образованными гранями. Возраст цирконов первой группы по верхнему пересечению дискордии с конкордией — 2.42±0.03 млрд лет, при нижнем нулевом пересечении. Эта оценка интерпретируется как возраст кристаллизации андезито-базальтов и соответственно сумийского надгоризонта. Вторая группа образует субконкордантный кластер с возрастом 2.32±0.03 млрд лет. Эта оценка, скорее всего, указывает на постмагматические преобразования раскристаллизованных андезито-базальтов. Таким образом, изотопно-геохимические данные позволяют сделать вывод о формировании андезито-базальтов в палеопротерозойское время, 2.42±0.03 млрд лет назад. Контаминация расплава архейской корой подтверждается присутствием ксеногенных цирконов.

Сариолийский разрез начинается *пайозерской свитой*, которая представлена в основном грубообломочными породами низкой степени зрелости: конгломератами, гравелитами, литокластическими и кварц-полевошпатовыми песчаниками, с линзами серицит-хлоритовых сланцев и туффитов основного состава. В обломочной части доминируют обломки кварцевых порфиров, присутствуют слабоокатанные фрагменты гранитоидов и базальтоидов. По простиранию состав обломков меняется, иногда наблюдаются линзы, которые сложены преимущественно обломками базитов. В ряде случаев отмечена кора выветривания кварцевых порфиров, представленная элювиальными развалами с трещинами заполнения мелкообломочным материалом тех же пород. Мощность свиты достигает 150 м.

Завершает ранне-палеопротерозойский (доятулийский) разрез *вермасская* (*ватулуминская*) *свита*, сложенная андезито-базальтами с линзовидными горизонтами хлоритовых сланцев, туфов и силицитов. Переходы с подстилающими породами постепенные, через туфы и туффиты. Излияния происходили преимущественно в наземных условиях, о чем свидетельствуют часто встречающиеся вспененные потоки и горизонты агломератовых туфов и лавобрекчий [Робонен и др., 1979; Коросов, 1991]. Мощность свиты достигает 1500 м.

Северо-Карельский пояс. В пределах *Паанаярвинской структуры* (см. прил. III-1 и III-2) отсутствуют терригенно-вулканогенные толщи низов сумийского разреза. Реперным горизонтом для корреляции с разрезом Лехтинской структуры является толща, сложенная кварцевыми порфирами (*миноварская свита*), для которых значения U-Pb возраста по цирконам составляют 2.44–2.43 млрд лет [Буйко и др., 1995; Stepanov, Stepanova, 1997]. Мощность ее оценивается в 450 м [Коросов, 1991; Воинов, Полеховский, 1985].

Ниже локально присутствует толща андезито-базальтов мощностью 80–700 м, залегающая на элювии подстилающих гранитоидов и гранито-гнейсов. В.И. Коросов [1991] выделяет эту толщу под названием *паанаярвинской свиты*. А.С. Воинов и Ю.С. Полеховский [1985] считают, что андезито-базальтовые породы относятся к более высокому уровню и занимают более высокое стратиграфическое положение относительно миноварской свиты.

Выше кислых вулканитов залегают сариолийские грубообломочные образования *онтолампинской свиты*. В непосредственной близости от кислых вулканитов в конгломератах встречаются неокатанные глыбы очень крупного размера — до 3 м в поперечнике. Ближе к кровле размерность обломков уменьшается, а степень окатанности — увеличивается. Появляются гальки гранитоидов и очень редко — андезито-базальтов. Цемент песчанистый и гравелистый, зависящий от состава подстилающих пород. В отдельных местах песчанистые образования преобладают над грубообломочными. Разрез завершается пачкой слоистых полимиктовых песчаников с «плавающими» гальками. Мощность свиты составляет 40–150 м.

Разрез завершает *олангская свита*, образованная вулканитами андезито-базальтового состава. Шаровые лавы переслаиваются с агломератовыми туфами. Мощность свиты — 400–500 м.

В северной части Паанаярвинской структуры, переходной к структуре Куолаярви, в разрезе присутствуют только две верхние толщи. Локально можно наблюдать залегание *онтолампинской свиты* непосредственно на неоархейских гранитоидах. В основании свиты глыбовый элювий сменяется валунно-глыбовыми конгломератами. Вверх по разрезу постепенно уменьшается размерность и возрастает степень окатанности материала. Верхняя часть разреза представлена галечными конгломератами (доля цементирующего материала песчаной размерности достигает 80%) с отдельными прослоями полимиктовых песчаников и ленточно-слоистых алевролитов. В галечном материале значительную часть составляют кислые вулканиты. *Олангская свита* представлена андезито-базальтами (премущественно шаровыми лавами), чередующиеся с туфобрекчиями и ритмично-слоистыми туфами. Заканчивается разрез пачкой рассланцованных туфов мощностью до 40 м. Общая мощность толщи — около 500–650 м [Воинов, Полеховский, 1985]. В северном направлении она быстро выклинивается.

Пояс Карасйок-Киттиля-Куолаярви. В юго-восточном конце пояса (см. прил. III-1 и III-2) располагается *Куолаярвинская структура*, которая делится на две продольные части государственной границей России и Финляндии. Несомненно, это обстоятельство является одной из причин, по которой российские и финские геологи сформировали принципиально разные представления о строении этой структуры, о возрасте и стратиграфической принадлежности слагающих ее осадочных и вулканогенных толщ. Безусловно, есть и объективные причины. Согласно публикациям [Воинов, Полеховский, 1985; Воинов и др., 1987; Пожиленко и др., 2002; Kulikov et al., 1980; Radchenko et al., 1994], раннепалеопротерозойские образования (сумий–сариолий) в пределах собственно Куолаярвинской структуры отсутствуют; осадочно-вулканогенный разрез Куолаярвинской структуры в пределах Российской территории уверенно коррелируются с породами ятулийского и людиковийского надгоризонтов пояса Печенга-Имандра-Варзуга. Трактовка российской стороны отражена в Геологической карте Кольского региона... масштаба 1:500 000 [1996]. Финские геологи рассматривают Куолаярвинскую структуру (в работах финских исследователей эта структура именуется «Сланцевый пояс Салла») в качестве надвинутого на восток тектонического покрова, сложенного преимущественно породами сумийского и сариолийского возраста, подобными нижней части разреза Имандра-Варзугского пояса [Silvennoinen, 1985]. Решающим доводом для финских коллег стали результаты U-Pb датирования циркона из дайки диабаза (Onkamonlehto mafic dyke), пересекающей осадочно-вулканогенную толщу формации Салла [Manninen, Huhma, 2001], которая как будто бы является непосредственным продолжением куолаярвинской свиты, выделяемой на российской территории (других датировок пород Куолаярвинской структуры пока получить не удалось). Оценка возраста дайки составила 2.38±0.03 млрд лет, что рассматривается финскими исследователями как верхний предел возраста осадочно-вулканогенного разреза. Эта трактовка получила отражение в Международной геологической карте щита [Geological Map..., 2001]. Согласно [Manninen, Huhma, 2001], принимая ранне-палеопротерозойский возраст пород в центральной части Салла-Куолаярвинской структуры, следует признать, что эта структура имеет не синформное строение (как считают, в частности, российские геологи), а представляет собой куполовидную или антиформную структуру. Названные авторы полагают, что породы западной части структуры имеют тектоническую границу с размещенными близ восточного ограничения структуры ятулийскими образованиями. Очевидно, эти авторы предполагают надвигание центральной части Куолаярвинской структуры в восточном направлении.

Мы предприняли попытку согласовать противоречивые оценки, воспользовавшись струк-

турными данными, которые удается получить, опираясь на фотоизображение, полученное из космоса, и предполагая, что обе стороны, участвующие в дискуссии, могут быть правы. В согласии с данными, опубликованными как российскими, так и финскими геологами, породы в пределах Куолаярвинской структуры залегают приблизительно моноклинально с падением на запад под углами 50–70°, в центральной части структуры — 10–30°. В соответствии с данными российских геологов, следует принять, что центральная и восточная части структуры сложены толщами в ненарушенной хронологической последовательности, хотя, вероятно, и разделенными «тектонизированными» границами покровно-надвигового типа. В соответствии с данными финских коллег, западная часть структуры представляет собой тектонический покров, образованный сумий-сариолийскими осадками и вулканитами, надвинутый в восточном направлении и перекрывающий более молодые толщи, обнаженные в восточной части структуры. Эти соотношения отражены на геолого-тектонической карте (см. прил. I-1). Близкая по смыслу структурно-тектоническая модель ранее была предложена Т.Манниненом [Manninen, 1991].

Этот исследователь выделил в западной части Куолаярвинской структуры четыре вулканические формации: нижнюю — Салла, следующие — Мянтиваара и Тахкоселькя и верхнюю — Туохиваара, разделенные осадочными пачками. Формация Салла образована известково-щелочными андезито-базальтами и андезитами, которые сочетаются с дацитами и риолитами толеитового типа. В разрезе преобладают мафитовые вулканиты, формировавшиеся в субаэральной обстановке, которые чередуются с дацитовыми и риолитовыми лавами, спекшимися туфами и игнибритами. По мнению Т.Маннинена, эта часть разреза близко напоминает сейдореченскую свиту (сумий) Имандра-Варзугского пояса на Кольском полуострове. Вышезалегающая формация Мянтиваара образована субаквальными высококремнистыми высокомагнезиальными базальтами, андезито-базальтами и коматиитовыми базальтами. По составу и структурной позиции она сопоставляется с полисарской свитой (сариолий) Имандра-Варзуги.

Вулканиты обеих формаций значительно обогащены ЛРЗЭ и другими несовместимыми элементами — как предполагается, вследствие контаминации материалом коры. На контаминацию указывают также Sm-Nd данные — отрицательные значения ε_{Nd} для высокомагнезиальных базальтов и значения модельного возраста в интервале от 3.0 до 2.8 млрд лет [Huhma et al., 1996]. Толеитовые базальты формации Тахкоселькя размещены между метаосадками Келлоселькя и Матоваара, эти толщи отделены от подстилающих формаций тектонической границей. РЗЭ и малые элементы в толеитах Тахкоселькя имеют подобные MORB распределения, свидетельствующие о вероятном отсутствии взаимодействия с сиалической корой. Вулканиты с близкими характеристиками известны в пределах пояса Куусамо-Паанаярви (№ 8 на карте прил. III-2). Самую верхнюю позицию в разрезе занимают ультрамафитовые и мафитовые пирокластические отложения формации Туохиваара, которые по своим геохимическим характеристикам и структурной позиции сопоставляются перидотитовыми коматиитами формации Саттасваара, распространенными к северо-западу от Куолаярвинской структуры.

Калевала-Онежский пояс. В *сумийских разрезах Кумсинского типа*, известных в районе р. Кумсы (в северном обрамлении Онежской депрессии) и в районе оз. Кукас (Северо-Карельский пояс), в нижней части разреза присутствуют две терригенно-вулканогенные толщи, подобные наблюдаемым в разрезах Лехтинской структуры. В основании разрезов отмечается отчетливое налегание терригенных высокозрелых образований песчаной и алевритовой размерности (серецитсодержащие аркозы с прослоями сланцев, в кровле кварцевые песчаники с прослоями гравелитов) мощностью до 15–20 м на размытую поверхность архейского гранит-зеленокаменного комплекса. Часто наблюдаются фрагменты коры выветривания. Выше следуют андезито-базальты мощностью от 10–20 до 150 м. Эта терригенно-вулканогенная толща обозначена как *глубокоозерская и немиттоварская свиты*. Вышележащая терригенно-вулканогенная толща (*кумсинская и визаттоварская свиты*) начинается с пачки кварцитов мощностью до 50 м, которую вверх по разрезу сменяют андезито-базальты мощностью от 600 до 1000 м.

Выше, через кору физического выветривания, залегает *сариолийская терригенная толща* (*пальеозерская и хетынегубская свиты*). Валунно-галечные конгломераты в основании толщи образованы материалом подстилающих пород, средняя часть толщи представлена полимиктовыми галечными конгломератами с прослоями песчаников, верхняя — ленточными слоистыми

алевролитами. Мощность толщи — от 150 до 500 м.

В северном и западном обрамлении Онежской структуры ранне-палеопротерозойские осадочно-вулканогенные образования представлены *сокращенными разрезами Кумсинского типа*. Ранне-палеопротерозойские разрезы сохранились фрагментарно (см. прил. I-1 и III-2) на протяжении около 70 км. Сумийские вулканиты перекрывают неоархейское гранит-зеленокаменное основание с зоной элювиально-делювиальных брекчий в основании. Согласно С.А. Светову, А.И. Голубеву и А.И. Световой [2004], в разрезах с максимальной реконструированной мощностью до 1500–1650 м преобладают текстурно неоднородные массивные миндалекаменные, вариолитовые, подушечные лавовые потоки мощностью от 9 до 45 м. Туфы слагают единичные маломощные прослои. Геохимические характеристики вулканитов позволяют сопоставлять их с андезито-базальтами активных окраин андского типа. Сумийский разрез перекрыт сариолийской толщей полимиктовых конгломератов с прослоями песчаников и гравелитов.

Сопоставление разрезов кумсинского и лехта-шомбозерского типа, удаленных друг от друга на 250–300 км, демонстрирует их частичное подобие. Нижняя часть разрезов сложена двумя терригенно-вулканогенными толщами, имеющими двучленное строение (базальная часть — кварциты, аркозы, кварцевые конгломераты, верхняя — андезито-базальты). Однако толща кварцевых порфиров, венчающая сумийский разрез Лехтинской и Шомбозерской структур, равно как и сумийские разрезы Северо-Карельского пояса, в южной части Карельского кратона отсутствует.

Разрезы селецкого типа известны только в пределах восточного крыла Янгозерской структуры, которое сложено терригенными породами, залегающими с угловым и стратиграфическим несогласием на неоархейских образованиях. В основании разреза наблюдается пачка валунно-галечных конгломератов с валунами гранитоидов, гранито-гнейсов, плагиопорфиров. Выше по разрезу она сменяется серыми аркозами с прослоями конгломератов, которые перекрываются хлорит-серецитовыми сланцами с редкими гальками и валунами гранитов. Венчает разрез пачка ленточно-слоистых глинистых сланцев.

Сумийский разрез Ветреного пояса. Ветреный пояс (№ 17 на карте прил. III-2) расположен на юго-востоке Карельского кратона. Большинство исследователей полагают, что Ветреный пояс образует продолжение Восточно-Карельского пояса, это представление отражено на схеме районирования (см. прил. I-1, III-1 и III-2). Вместе с тем, как хорошо видно на перечисленных выше картах и схемах, Ветреный пояс имеет значительно бóльшие размеры в сравнении с другими структурами Восточно-Карельского пояса: его протяженность только лишь в пределах щита достигает 250 км при варьирующей ширине от 15 до 85 км. Пояс образован последовательностью согласно залегающих осадочных и вулканогенных толщ (свит), субсогласно ограниченных разрывными нарушениями взбросо-надвигового типа, погружающимися под углами 20–40° в север–северо-восточном направлении. Согласно В.С. Куликову, пояс представляет собой «однокрылый синклинорий» [Куликов, 1983; Куликов, Бычкова и др., 2005]. Интерпретация региональных геофизических полей позволяет трассировать Ветреный пояс в юго-восточном направлении под осадочным чехлом Русской платформы еще приблизительно на такое же расстояние (см. прил. I-2). Кроме того, в разрезе Ветреного пояса представлены преимущественно сумийские образования. Ветреный пояс пересекается многочисленными поперечными разломами, что, совместно с ограниченной обнаженностью, существенно усложняет корреляцию разрезов, построенных по немногочисленным обнажениям и скважинам.

В общих чертах последовательность напластования горно-породных ассоциаций Ветреного пояса может быть представлена следующим образом [Куликов, 1971, 1983; Геология Карелии, 1987].

1. В основании разреза залегает толща высокозрелых грубообломочных пород (*токшинская свита* — кварцевые конгломераты, аркозы, грубозернистые кварциты).

2. Далее следует вулканогенная толща киричской свиты, образованная базальтами и андезито-базальтами. В строении верхней части разреза участвуют коматиитовые базальты [Puchtel et al., 1997], которыми сложены потоки лав; среди них удается реконструировать палеовулканические постройки — Пебозерскую, Киричскую и Ламбасручейскую. U-Pb датирование по цирконам из андезито-дацитовых прослоев, встречающихся среди андезито-базальтов киричской вулканической постройки, свидетельствует о том, что толща имеет сумийский возраст — 2.44 млрд лет [Puchtel et al., 1996].

3. Выше залегает толща, представленная полимиктовыми конгломератами и песчаниками.

Выделяется она под местным названием — калгачинская свита.

4. Далее следует толща полимиктовых песчаников, чередующихся с покровами базальтов, имеющая местное название — кожозерская свита. Ее характерной особенностью является присутствие карбонатных пород в верхней части разреза [Гущин, 1985]. В некоторых разрезах отмечается значительное участие туфогенных пород.

5. Отложения кожозерской свиты согласно перекрыты туфогенно-осадочными породами виленгской свиты. Главной разновидностью пород являются ритмично переслаивающиеся углеродсодержащие песчаники и алевролиты, туфы и туффиты имеют подчиненное значение.

6. Разрез завершается свитой Ветреного пояса, образованной мощной толщей коматиитовых базальтов, которые слагают последовательность покровов, разделенных тонкими горизонтами пирокластики. Оценка возраста по двум Sm-Nd изохронам равна 2.45–2.41 млрд лет [Puchtel et al., 1997].

Общая мощность разреза Ветреного пояса оценивается от 4000 до 8000 м.

Ранее, до получения изотопно-геохронологических данных, существовала точка зрения [Гущин, 1985], согласно которой предполагалась правомерность корреляций верхних свит в разрезе Ветреного пояса со средне- и позднепалеопротерозойскими свитами Центральной Карелии: кожозерская свита сопоставлялась с туломозерским горизонтом ятулия, виленгская свита — с заонежской свитой Онежской структуры, коматиитовых базальтов свиты Ветреного пояса — с суйсарской свитой людиковийского надгоризонта. В недавно изданной Государственной геологической карте [Государственная геологическая карта..., Лист P-35-37..., 2000] соображения, которые были продиктованы корреляцией свит, базирующейся на литологическом сопоставлении разрезов, также были приняты за основу — в противовес результатам геохронологических исследований.

По своим размерам, необычно широкому развитию коматиитовых базальтов, образующих протяженное вулканическое плато с фрагментами раскристаллизованных «лавовых озер», и сохранности первичных структур вулканических пород Ветреный пояс является уникальным объектом. Он не имеет аналогов среди структур близкого возраста в пределах Фенноскандинавского щита [Puchtel et al., 1996, 1997; Куликов, Бычкова и др., 2005]. Одна из удивительных особенностей коматиитовых базальтов Ветреного пояса состоит в сохранности первичного вулканического стекла. Обнаружено два типа такого стекла: 1) не успевшие закристаллизоваться участки магматического расплава базитового состава, 2) застывшие участки остаточного расплава андезитового-андези-тодацитового состава, заключенные в интерстициях между микроспинифексовыми кристаллами пироксена и оливина [Шарков, Трубкин и др., 2004б].

Сариолийские осадочно-вулканогенные разрезы пояса Кайнуу. Ранне-палеопротерозойские образования весьма скудно представлены в пределах пояса Кайнуу. Сариолийские отложения, залегающие на брекчированных ТТГ гнейсах и их элювии, известны в пределах двух асимметричных синклиналей, перекрытых ятулийскими отложениями. Одно из крыльев каждой из синклиналей слагают вулканиты, другое — терригенные породы [Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе].

Петролого-геохимические особенности ранне-палеопротерозойских (сумий–сариолий) вулканитов Карелии. Как показано выше, ранне-палеопротерозойские разрезы включают широкий спектр пород.

Андезито-базальты и трахиандезито-базальты представительных сумийских разрезов в обрамлении Онежской структуры, согласно С.А. Светову, А.И. Голубеву и А.И. Световой [2004], по геохимическим характеристикам (SiO_2 — 54.62%, TiO_2 — 0.84%, mg# — 50.05, La_n — 20–100, Yb_n — 2–3, $(La/Sm)_n$ = 1.6–5.2, $(Ce/Yb)_n$ = 4.1–18.6), положению фигуративных точек на дискриминационных диаграммах и модельным расчетам могут рассматриваться в качестве малоглубинных магм субдукционных обстановок. В частности, они сопоставимы с породами андезито-базальтового ряда активных континентальных окраин андийского типа.

Фигуративные точки составов мафитовых вулканитов Северо-Карельского пояса на дискриминационной диаграмме Zr–Ti/100–Sr/2 попадают в поле пород активных окраин континентов, однако на диаграмме $MgO–FeO–Al_2O_3$ точки в основном сосредоточены в пределах поля базальтов континентальных рифтов [Буйко и др., 1995].

Исследование петрогеохимических особенностей мафитовых вулканитов Шомбозерской и Каливоярвской структур Восточно-Карельского пояса, представленное в статье [Минц, Берзин, Сулейманов и др., 2004], выполнено недостаточно корректно: в действительности по крайней

мере часть анализов характеризует мафитовые вулканиты более высоких — ятулийского и людиковийского уровней.

Представленные выше геологические и геохронологические данные позволяют рассматривать сумийско-сариолийские андезито-базальты, трахиандезито-базальты и кварцевые порфиры риодацитового состава в качестве взаимосвязанных компонентов единой бимодальной вулканической ассоциации. Исследование андезито-базальт-риодацитовой ассоциации Лехтинской структуры было недавно проведено В.Л. Злобиным, М.М. Богиной и М.В. Минцем [2005]. Среди основных пород доминируют андезито-базальты, среди кислых — дациты и риолиты с отчетливым минимумом в интервале от 63 до 70% SiO_2 (рис. 3.2, табл. 3.2). Большинство опробованных мафитовых вулканитов отвечает известково-щелочной, меньшая часть — толеитовой серии (рис. 3.3). Напротив, большинство точек кварцевых порфиров размещено в поле толеитовой серии. Мафитовые вулканиты характеризуются повышенной щелочностью: доминируют трахиандезиты, базальты, участвуют

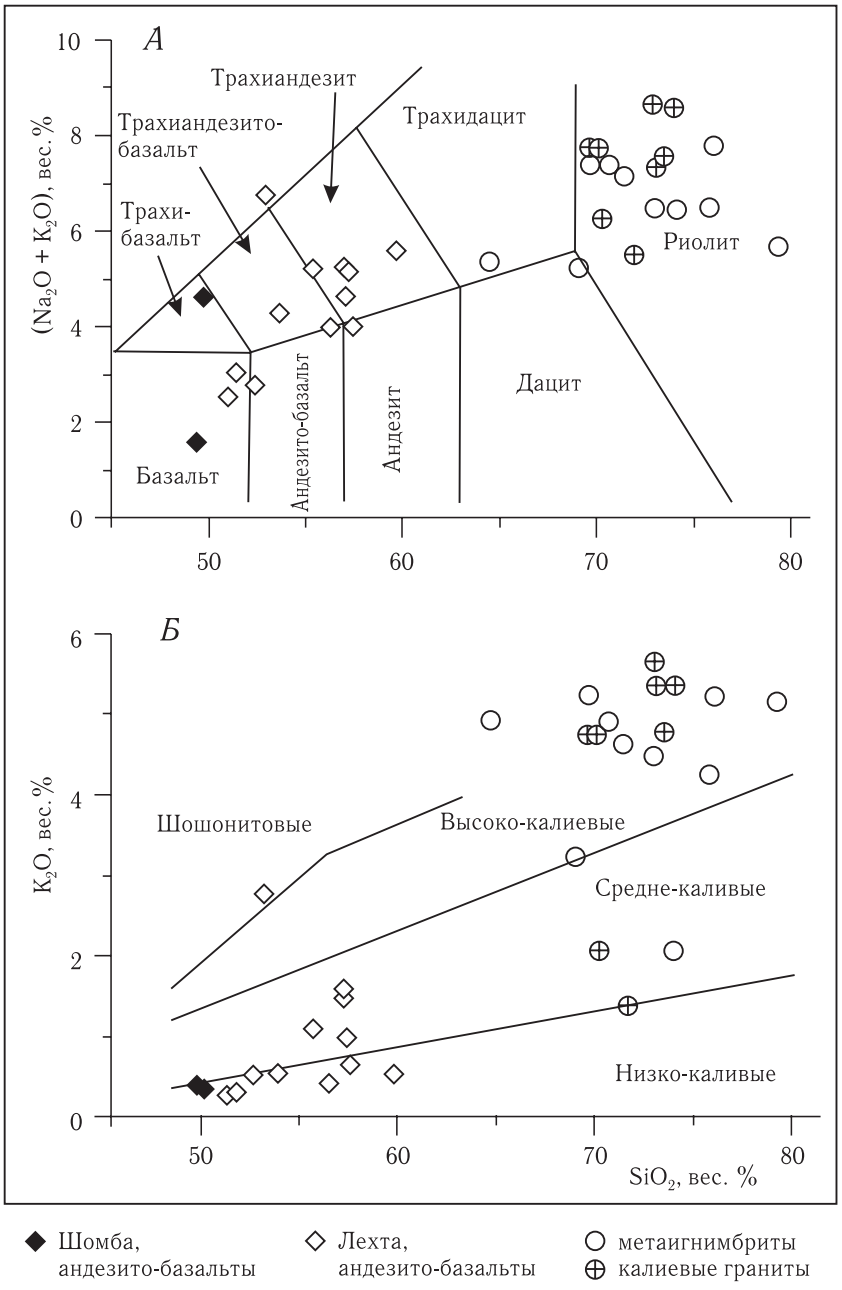


Рис. 3.2. Классификационные диаграммы ранне-палеопротерозойских (сумийских) мафитовых и кислых вулканитов Лехтинской и Шомбозерской структур и ранне-палеопротерозойских калиевых гранитов

А — SiO_2–(Na_2O+K_2O) по [Le Maitre, 1984], *Б* — SiO_2–K_2O по [Peccerillo, Taylor, 1976]

Таблица 3.2. Главные и редкие элементы в ранне-палеопротерозойских (сумийских) метавулканитах Восточно-Карельского

Компонент	Базальты				Андезито-базальты–трахиандезиты		
	S-17/1	ВТ-12/04	Л-1/03	Вор-28/04	S-17/5	Ож-22-1/04	ВТ-10/04
SiO_2	48.8	49.76	50.91	51.43	52.59	52.96	53.64
TiO_2	1.47	1.52	1.08	2.21	1.35	0.83	0.6
Al_2O_3	14.86	15.27	14.77	13.71	14.62	16.7	13.37
Fe_2O_3*	17.28	13.95	14.39	16.45	14.9	10.74	11.24
MnO	0.19	0.22	0.19	0.19	0.18	0.25	0.16
MgO	5.37	8.65	7.04	5.21	5.4	5.77	8.26
CaO	10.21	5.91	9.2	7.58	7.87	5.88	8.39
Na_2O	1.28	4.37	2.16	2.79	2.39	3.93	3.76
K_2O	0.32	0.24	0.21	0.24	0.49	2.82	0.49
P_2O_5	0.22	0.11	0.07	0.19	0.21	0.14	0.1
Сумма	100	100	100	100	100	100	100
mg#	37.9	54.2	48.9	38.5	41.5	51.3	58.8
Ti	8113	7693	6200	11536	6223	4396	3344
V	323	261	293	372	324	211	166
Cr	143	207	274	90	155	89	70
Co	50	45	56	56	51	39	47
Ni	106	150	122	60	116	62	51
Ga	18	17	18	21	19	20	15
Rb	1	5	1.1	2.6	9	77	10
Sr	225	80	130	127	159	422	355
Y	31	27	27.05	46.2	32	19	13
Zr	110	87	50	148	107	120	90
Nb	7	4.1	3.3	7.1	5.05	5.08	3.35
Cs	0.010	0.95	0.02	0.53	0.17	1.48	0.42
Ba	57	93	24	33.02	285	1397	59
La	13.42	3.76	2.82	8.13	13.48	26.39	14.28
Ce	31.63	11.05	7.62	22.74	30.70	54.08	30.93
Pr	4.05	1.70	1.24	3.49	3.94	6.25	3.64
Nd	17.48	8.71	6.75	16.89	16.95	23.74	14.07
Sm	4.20	3.07	2.31	5.12	4.10	4.40	2.68
Eu	1.17	0.71	0.63	1.8	1.16	1.07	0.66
Gd	4.61	3.77	2.97	6.47	4.39	3.66	2.39
Tb	0.76	0.70	0.57	1.14	0.73	0.54	0.35
Dy	4.95	4.51	3.56	7.48	4.93	3.13	2.12
Ho	1.12	0.96	0.86	1.65	1.13	0.64	0.43
Er	2.95	2.64	2.45	4.75	3.00	1.77	1.21
Tm	0.44	0.39	0.35	0.725	0.45	0.27	0.18
Yb	2.97	2.45	1.99	4.51	2.95	1.62	1.16
Lu	0.43	0.36	0.29	0.68	0.43	0.24	0.17
Hf	2.84	2.36	0.22	4.07	2.85	3.07	2.32
Ta	0.41	0.29	0.17	0.55	0.23	0.357	0.25
Th	2.72	1.04	0.21	0.87	2.70	9.43	3.14
U	0.65	0.25	0.07	0.20	0.64	1.77	0.66

пояса (Шомбозерская и Лехтинская структуры) и в ассоциирующих гранитоидах (чарнокитах и калиевых гранитах)

Андезито-базальты–трахиандезиты				Кварцевые порфиры (метаигнимбриты)			
Вор-31-5	Вор-31-2	Л-29/03	ВТ-4/04	ВТ-8/04	ВТ-9/04	ОЖ-20/04	S-771/2
55.37	56.66	56.97	56.97	64.76	68.78	69.47	70.53
1.19	1.44	0.6	0.67	1.19	1.05	0.94	0.96
13.36	13.27	14.48	14.24	14.15	13.16	14.07	13.23
12.63	14.14	9.41	10.89	8.64	7.56	5.08	5.51
0.17	0.18	0.14	0.22	0.06	0.08	0.04	0.13
5.15	3.25	6.78	6.11	2.16	1.47	0.46	0.73
6.78	6.89	6.34	6.12	1.67	2.35	2.3	1.34
4.12	3.62	3.67	3.05	2.03	2.17	2.19	2.48
1.08	0.37	1.5	1.61	4.94	3.07	5.18	4.89
0.14	0.19	0.11	0.12	0.39	0.33	0.28	0.21
100	100	100	100	100	100	100	100
44.6	30.6	58.3	52.2	32.6	27.1	14.8	0
6364	7941	3344	3606	6533	6062	5053	5984
230	198	162	154	98	77	49	39
12	20	163	16	7	1	10	21
52	58	43	43	14	9	7	4
53	46	69	21	1	1	9	10
15	19	18	15	23	20	22	21
22	11	51	40.2	138.0	69.0	128.1	104.1
236	463	377	242	66	34	103	250
19	19	13	13	44	38	55	52
129	147	276	106	374	336	562	615
9.59	9.73	3.35	4.1	12.8	11.3	18.9	32.1
0.96	3.13	3.07	2.00	7.95	2.59	1.93	2.51
253	170	439	722	919	713	1683	3173
15.15	20.92	14.16	15.67	19.28	32.96	119.77	72.52
35.56	48.45	29.34	34.93	52.53	75.64	245.14	182.74
4.50	6.18	3.97	4.07	7.42	9.59	28.26	21.18
18.42	25.49	13.80	15.53	32.51	39.42	101.48	84.23
4.03	5.28	2.80	2.967	7.33	7.83	17.41	14.56
1.20	1.60	0.84	0.73	1.38	1.41	2.99	2.72
3.70	4.40	2.15	2.449	6.74	6.82	12.29	11.16
0.57	0.64	0.37	0.360	1.09	1.04	1.76	1.56
3.30	3.57	2.07	2.17	6.79	6.21	9.65	8.98
0.66	0.69	0.57	0.45	1.46	1.27	1.87	1.90
1.81	1.80	1.37	1.21	4.31	3.59	5.04	5.38
0.27	0.26	0.18	0.19	0.67	0.54	0.75	0.79
1.566	1.562	1.29	1.15	4.34	3.35	4.73	5.18
0.23	0.23	0.21	0.18	0.67	0.49	0.70	0.77
3.43	3.88	8.15	2.61	9.73	8.57	14.07	14.91
0.59	0.79	0.28	0.29	0.97	0.94	1.24	1.65
2.81	3.33	3.52	3.63	6.55	6.39	9.43	7.70
0.45	0.87	0.93	1.01	1.95	1.68	1.77	1.59

Таблица 3.2. Окончание

Компонент	Кварцевые порфиры (метаигнимбриты)						Калиевые граниты, чарнокиты	
	S-771	ВТ-5/04	Вор-24/04	Вор-25/04	Л-25-2/03	S-760	S-691/1	S-691/2
SiO_2	71.68	73.14	74.4	75.32	75.79	79.02	69.77	70.28
TiO_2	1.02	0.74	0.65	0.49	0.33	0.32	0.87	0.79
Al_2O_3	13.32	12.48	12.17	11.82	12.05	10.9	13.46	13.77
Fe_2O_3*	5.22	3.79	3.48	2.9	2.76	3.46	4.6	4.04
MnO	0.13	0.03	0.04	0.05	0.04	0.12	0.13	0.13
MgO	0	0.75	0.56	0.21	0.42	0	0.73	0.63
CaO	1.35	2.32	2.23	2.61	0.74	0.37	2.59	2.49
Na_2O	2.48	2.1	4.36	2.36	2.6	0.68	3.02	3.01
K_2O	4.58	4.43	1.97	4.15	5.18	5.09	4.65	4.65
P_2O_5	0.22	0.21	0.15	0.09	0.08	0.05	0.17	0.2
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
mg#	0	27.7	23.8	12.4	23	0	23.9	23.6
Ti	2058	4066	3431	2891	1805	5506	6663	1616
V	4	35	22	14	9	40	68	23
Cr	44	4	3	5	5	31	21	30
Co	1	4	4	2	2	5	9	5
Ni	11	9	3	1	3	12	14	21
Ga	23	22	17	21	21	24	23	19.73
Rb	195.4	106.9	65.7	99.8	210.8	106.9	66.1	71.81
Sr	29	123	89	78	109	278	387	353.62
Y	53.61	58.33	45.22	44.55	59.56	63.15	59.30	2.58
Zr	429	584	420	462	474	513	78	209
Nb	21.13	14.84	15.47	16.02	28.06	30.75	20.79	7.75
Cs	9.39	1.87	1.01	1.55	2.85	2.68	1.49	2.17
Ba	1125	1190	571	852	891	2822	1566	335.41
La	18.51	278.27	31.25	73.62	113.43	126.04	80.83	13.03
Ce	38.75	580.25	81.63	160.45	253.66	286.82	175.35	30.74
Pr	5.97	65.83	10.17	19.40	29.65	32.79	22.14	2.90
Nd	29.15	217.65	39.90	74.40	103.35	124.49	90.64	10.68
Sm	10.29	26.86	9.51	13.13	17.72	21.31	16.75	1.75
Eu	1.12	6.29	1.89	2.08	1.60	4.02	3.83	0.744
Gd	11.83	15.70	8.57	9.44	11.97	16.67	13.99	1.211
Tb	1.70	1.97	1.31	1.33	1.80	2.28	2.00	0.132
Dy	9.36	10.61	7.54	7.52	10.32	12.08	11.18	0.540
Ho	1.91	2.04	1.50	1.51	2.05	2.33	2.27	0.091
Er	4.77	5.00	4.15	4.31	5.87	6.29	6.10	0.259
Tm	0.69	0.71	0.63	0.67	0.93	0.84	0.84	0.032
Yb	4.44	4.27	4.02	4.25	6.22	5.48	5.40	0.214
Lu	0.69	0.61	0.63	0.64	0.92	0.78	0.77	0.034
Hf	11.61	14.38	10.80	11.64	13.92	12.87	6.36	3.219
Ta	1.30	0.90	1.06	1.19	2.35	1.60	1.12	0.336
Th	8.45	5.77	9.84	7.50	21.45	10.09	5.78	5.417
U	2.35	2.26	2.38	1.36	4.85	1.98	1.32	0.327

Калиевые граниты, чарнокиты					
S 705.5/2	S 705.5/1	ТР-2	ТР-1	S-21/1	КР-1
70.31	72.13	73.24	72.78	73.44	73.99
0.34	0.31	0.5	0.52	0.51	0.36
16.03	15.65	12.9	13.03	13.38	13.06
2.76	2.22	3.04	2.99	2.85	2.35
0.12	0.11	0.05	0.04	0.13	0.04
0.78	0.69	0.48	0.44	0.26	0.29
3.42	3.28	1.41	1.48	1.86	1.23
4.08	4.17	2.92	2.9	2.71	3.27
2.02	1.33	5.35	5.7	4.78	5.34
0.13	0.11	0.12	0.12	0.08	0.07
100	100	100	100	100	100
35.9	38.1	23.6	22.1	15.3	19.8
4010	3844	2920	3010	1429	4200
47	45	Не опр.	Не опр.	21	Не опр.
31	24	Не опр.	Не опр.	23	Не опр.
6	5	Не опр.	Не опр.	5	Не опр.
15	14	Не опр.	Не опр.	16	Не опр.
18	19	28	27	20	35
107	105.4	196.7	225	54	151.50
216	236	108	74	324	138
38	40	22	24	3	21
121	135	304	259	379	269
15.6	15.3	15.7	12.3	6.3	11.0
1.7	1.5	1.4	1.3	2.9	0.9
1288	1404	847	802	188	1127
59.18	67.95	45.19	55.02	15.10	62.44
127.68	140.42	103.54	117.42	29.27	132.62
15.08	16.54	13.51	15.22	3.22	16.94
56.43	61.82	46.34	53.06	11.23	57.50
10.05	10.84	7.18	7.54	1.55	8.34
1.87	2.01	0.74	0.93	0.64	1.11
8.53	8.77	5.49	6.08	1.109	5.96
1.23	1.25	0.86	0.85	0.12	0.80
6.79	7.05	4.91	5.40	0.50	4.46
1.42	1.47	1.04	0.98	0.09	0.97
3.85	4.02	3.48	3.55	0.283	3.02
0.54	0.59	0.57	0.60	0.03	0.55
3.52	3.74	3.20	3.50	0.27	2.61
0.51	0.53	0.49	0.54	0.045	0.50
7.06	6.25	11.49	10.81	3.810	11.24
0.994	1.065	1.49	Не опр.	0.298	0.65
8.233	6.728	13.67	16.00	6.266	8.59
1.481	1.347	3.76	3.00	1.058	2.41

Примечание. Мафитовые вулканиты: пробы S-17/1 и S-17/5 — Шомбозерская структура, остальные — Лехтинская структура. Чарнокиты и граниты опробованы в обрамлении Шомбозерской и Лехтинской структур, а также в пределах массива Корманга на западном берегу оз. Пяозеро (по образцам В.В. Травина).

Главные элементы даны в вес. %, редкие элементы — в *ppm* (г/т); mg# (мольное отношение) = = $Mg/(Mg + Fe^{2+})$, где FeO в виде $0.75Fe_2O_3$*.

Анализы пересчитаны на 100%.

Содержания главных элементов определены методом РФА (XRF), редкие элементы — методами ICP-MS и XRF в ЦНИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург).

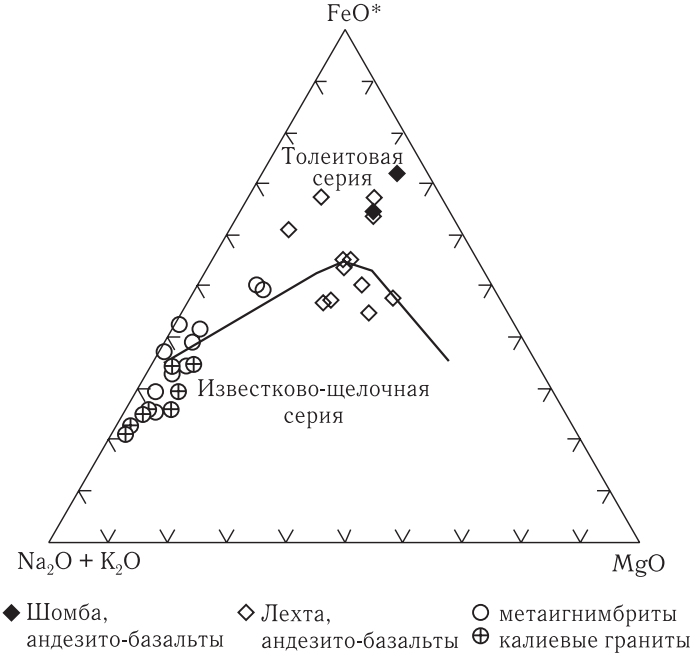


Рис. 3.3. Диграмма AFM (по [Kuno, 1968]): петрохимические типы ранне-палеопротерозойских (сумийских) мафитовых и кислых вулканитов Лехтинской и Шомбозерской структур и калиевых гранитов в их обрамлении

трахиандезито-базальты и андезиты (см. рис. 3.2, *А*), кварцевые порфиры классифицируются как риолиты, частично — дациты и трахидациты. Мафитовые вулканиты принадлежат низко- и среднекалиевой сериям, кислые породы — высококалиевой серии (см. рис. 3.2, *Б*). Мафиты характеризуются несколько повышенными количествами MgO, некоторые авторы называют их «бонинитоподобными» [Романько и др., 1995; Шарков и др., 1997], хотя более уместным представляется нейтральное относительно происхождения пород наименование — «кремнистые высокомагнезиальные базальты» [Sun et al., 1989]. Вопрос этот более подробно рассмотрен ниже. Здесь ограничимся замечанием: «бонинитоподобные» вулканиты имеют отчетливую генетическую связь с высокомагнезиальным плюмовым магматизмом и несут признаки континентально-коровой контаминации.

Особенности распределения малых элементов позволяют выделить среди мафитовых вулканитов Лехты два типа пород: 1) слабофракционированные, характеризующиеся плоским спектром распределения РЗЭ с Eu минимумом в некоторых разновидностях (рис. 3.4), 2) обогащенные, характеризующиеся относительно высоким содержанием ЛРЗЭ, дифференцированным спектром распределения легких и тяжелых РЗЭ и четко выраженной отрицательной аномалией Eu (рис. 3.5).

Мафитовые вулканиты 1-го типа характеризуются также пониженными концентрациями Rb и Ba и отрицательной аномалией Sr, «глубина» которой возрастает в разностях, относительно обогащенных малыми элементами (см. рис. 3.5, *А*). В спектре редких элементов в трахиандезито-базальтах 2-го типа резко выделяется отрицательная аномалия Nb ($Nb/Nb^* = 0.6–0.75$), для Rb и Ba характерны повышенные концентрации, для Sr в части проб — небольшие отрицательные аномалии (см. рис. 3.5, *Б*).

В первом приближении характер распределения малых элементов сходен с таковым в лавах субдукционного генезиса, в различной степени контаминированных материалом ранее образованной континентальной коры. На возможную принадлежность к BADR серии указывают высокие содержания Rb и Ba (свидетельство коровой контаминации), равно как и устойчивая отрицательная аномалия Sr (свидетельство малоглубинной дифференциации и фракционирования плагиоклаза). Однако те же характеристики могут указывать и на формирование во внутриплитной обстановке.

Исследование геохимических характеристик с помощью дискриминационных диаграмм дало следующие результаты.

На дискриминационной диаграмме Th–Hf/3–Ta [Wood, 1980] (рис. 3.6, *А*) мафитовые вулканиты Лехтинской структуры со слабо фракционированным спектром РЗЭ разместились в полях внутриплитных и океанических базальтов, тогда как «обогащенные» вулканиты распределились в поле D1 известково-щелочных базальтов островных дуг.

Аналогично, на диаграмме La/10–Y/15–Nb/8 [Cabanis, Lecolle, 1989] (см. рис. 3.6, *Б*) «необогащенные» базальтоиды классифицируются как известково-щелочные базальты с переходом к толеитовым разностям — вплоть до типа N-MORB; «обогащенные» вулканиты, как и на предыдущей диаграмме, заняли поле известково-щелочных островодужных базальтов.

Но вот на диаграмме Zr/4–Nb×2–Y [Meshede, 1986] (см. рис. 3.6, *В*) большинство фигуративных точек расположилось в поле, где совместно представлены внутриплитные толеиты и известково-щелочные базальты островодужного

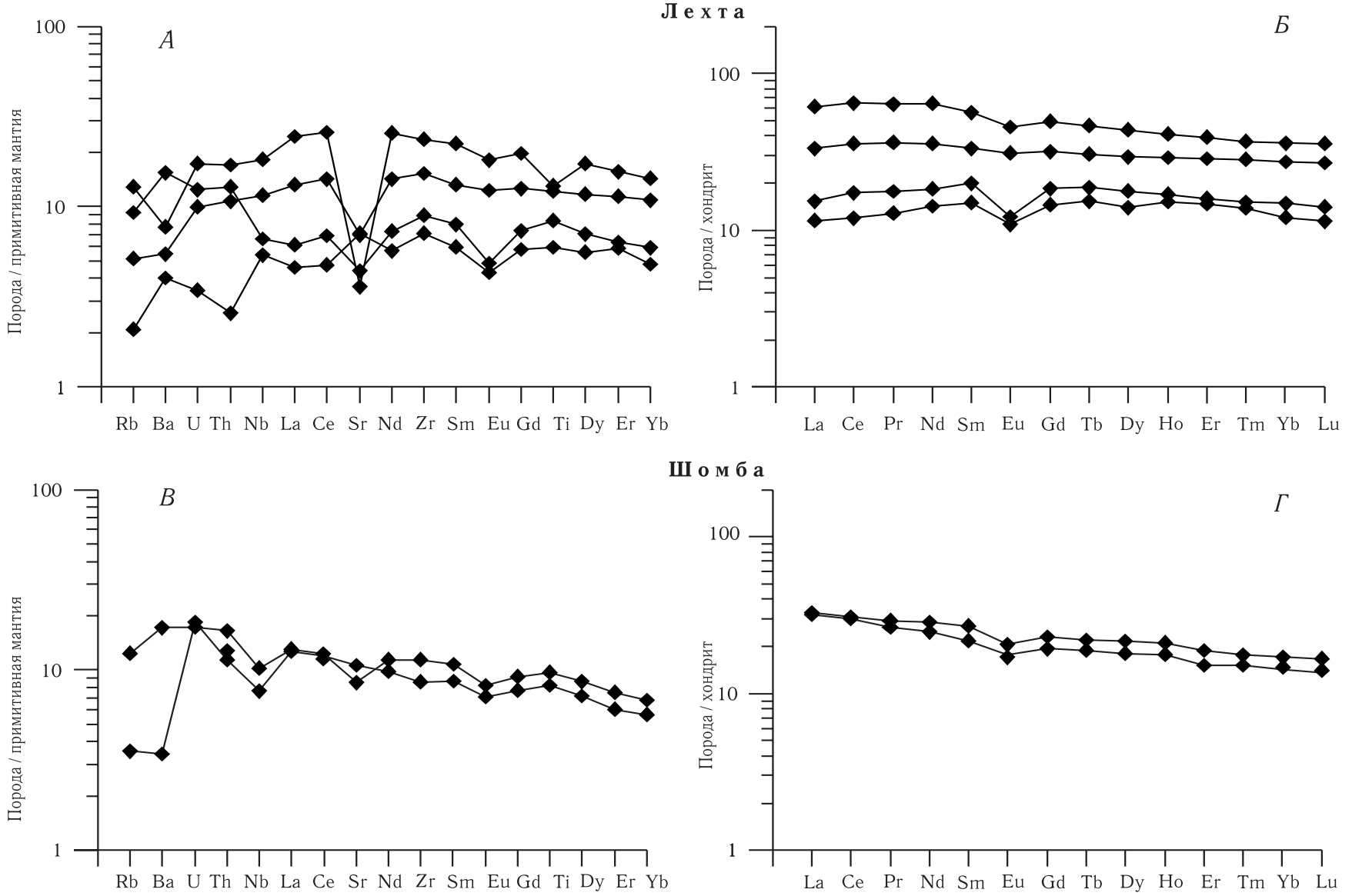


Рис. 3.4. Распределения содержаний малых элементов, нормированных к примитивной мантии, (*А*, *В*) и распределения содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, (*Б*, *Г*) в ранне-палеопротерозойских (сумийских) слабофракционированых мафитовых вулканитах Лехтинской и Шомбозерской структур. Примитивная мантия — по [Hofmann, 1988], хондрит С1 — по [Evensen et al., 1978]

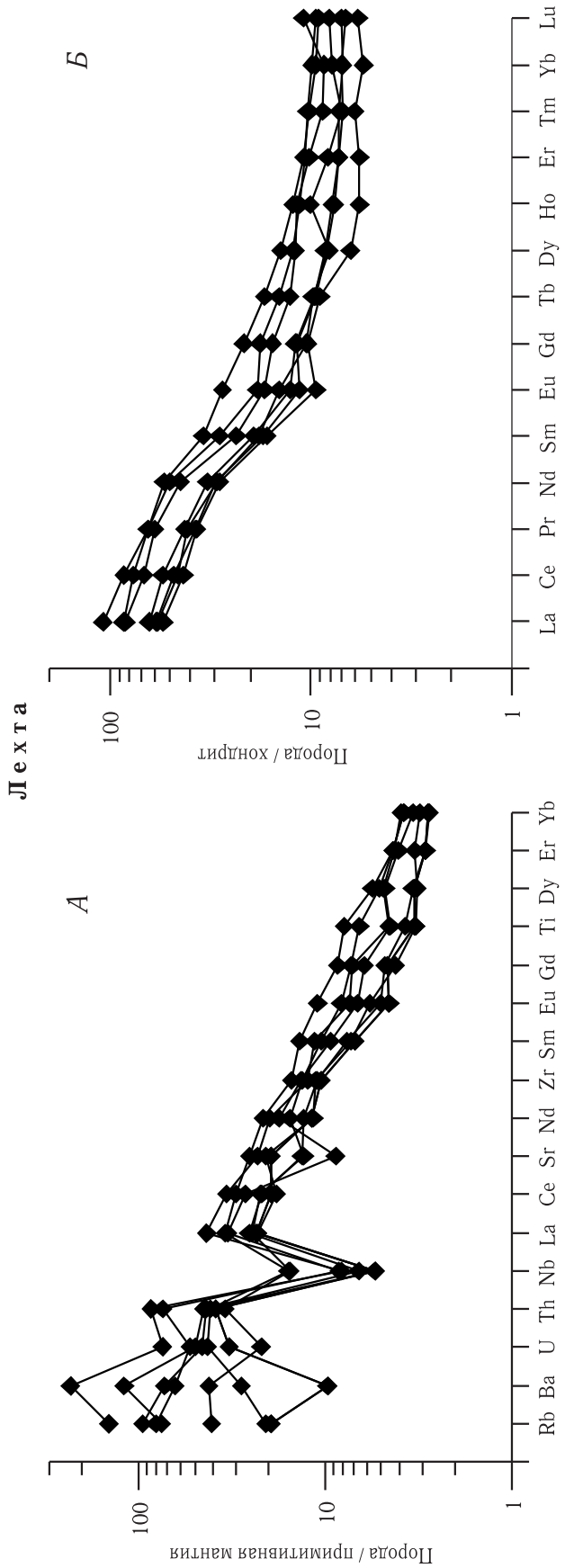


Рис. 3.5. Распределения содержаний малых элементов, нормированных к примитивной мантии, и распределения содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, в ранне-палеопротерозойских (сумийских) обогащенных мафитовых вулканитах Лехтинской структуры. Примитивная мантия — по [Hofmann, 1988], хондрит С1 — по [Evensen et al., 1978]

⇒

Рис. 3.6. Классификационные диаграммы ранне-палеопротерозойских (сумийских) мафитовых вулканитов Шомбозерской и Лехтинской структур

А — Th–Hf/3–Ta [Wood, 1980]. Поля: A — N-MORB; B — E-MORB и толеитовые внутриплитные базальты; C — щелочные внутриплитные базальты и их дифференциаты; D — базальты островных дуг и активных окраин и их дифференциаты (D1 — известково-щелочные лавы, D2 — островодужные толеиты); показан состав N-MORB по [Hofmann, 1988]

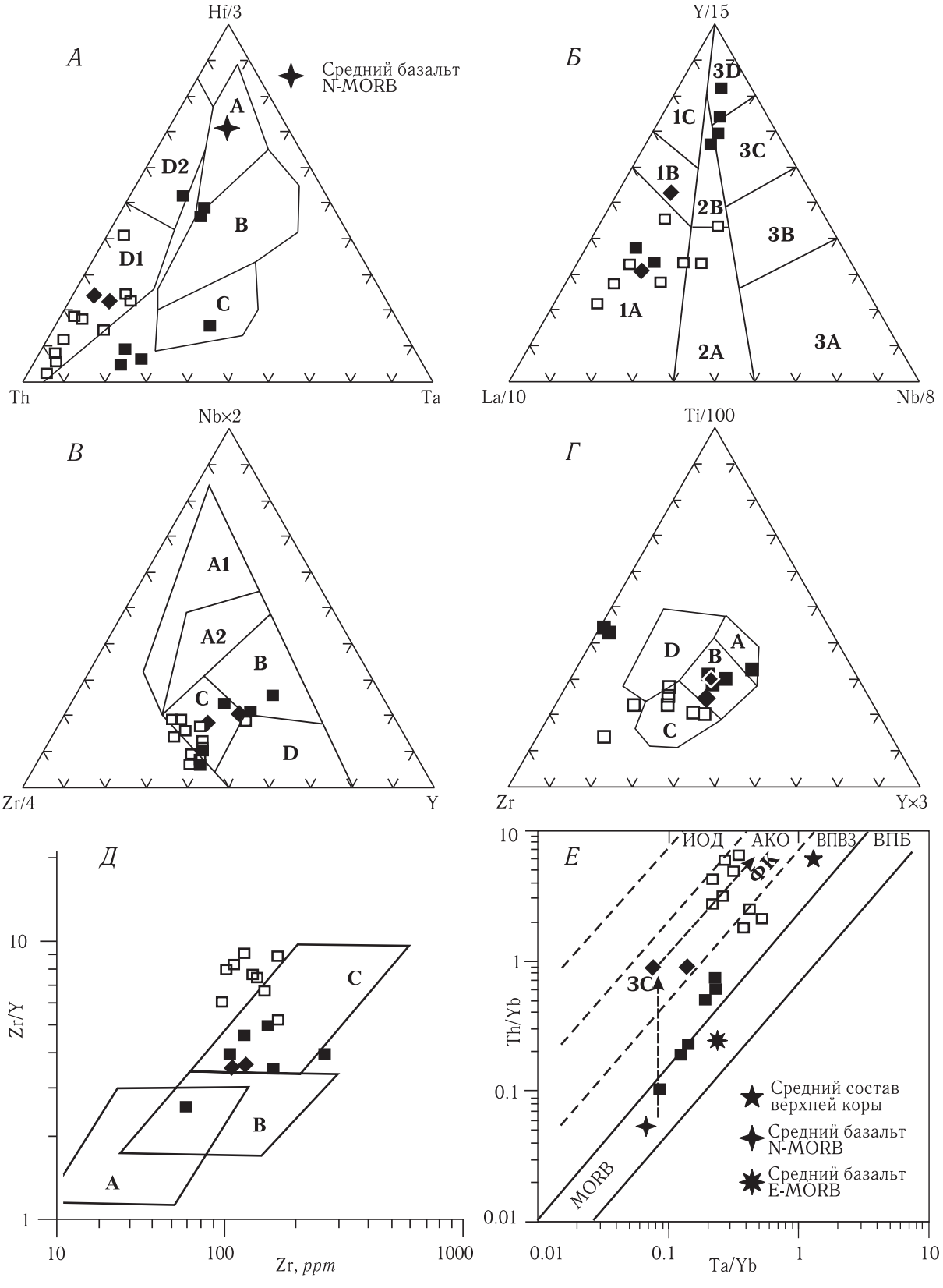
Б — La/10–Y/15–Nb/8 [Cabanis, Lecolle, 1989]. Поля: 1 — породы вулканических дуг: 1A — известково-щелочные базальты, 1B — известково-щелочные базальты и островодужные толеиты, 1C — островодужные толеиты; 2A — континентальные и N-MORB базальты, 2B — базальты задуговых бассейнов; 3A — щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов, 3B — E-MORB, 3C — T-MORB, 3D — N-MORB

В — Zr/4–Nb×2–Y [Meshede, 1986]. Поля: A1 — внутриплитные щелочные базальты, A2 — внутриплитные щелочные базальты и толеиты; B — базальты границ плит; C — внутриплитные толеиты и базальты вулканических дуг; D — N-MORB и базальты вулканических дуг.

Г — Zr–Ti/100–Y×3 [Pearce, Cann, 1973]. Поля: A — низкокалиевые толеиты островных дуг; B — базальты океанического дна, известково-щелочные базальты и низкокалиевые толеиты островных дуг; C — известково-щелочные базальты, D — внутриплитные базальты (внутриокеанические и внутриконтинентальные).

Д — Zr–Zr/Y [Pearce, Norry, 1979]. Поля: A — островодужные толеиты; B — океанические базальты; C — внутриплитные базальты.

Е — Ta/Yb–Th/Yb (по [Pearce, 1983], версия, модифицированная [Gorton, Schandl, 2000]). Поля: ИОД — интраокеанические дуги, АКО — активные континентальные окраины, ВПВЗ — внутриплитные вулканические зоны, ВПБ — внутриплитные базальты. Линии эволюции магм: ЗС — в зоне субдукции, ФК — при фракционной кристаллизации



Фракционированные мафитовые вулканиты: ◆ Шомбы, ■ Лехты;
□ обогащенные мафитовые вулканиты Лехты

типа, незначительная часть точек смещена в поле E-MORB.

На диаграмме Zr–Ti/100–Y×3 [Pearce, Cann, 1973] (см. рис. 3.6, *Г*) фигуративные точки «обогащенных» вулканитов распределились преимущественно в поле C, отвечающем известково-щелочным базальтам. «Необогащенные» разности оказались в поле B, где совмещены базальты океанического дна, известково-щелочные базальты и низкокалиевые толеиты островных дуг. Ни одна из точек не попала в поле D, отвечающее внутриплитным базальтам.

На диаграмме Zr–Zr/Y [Pearce, Norry, 1979] (см. рис. 3.6, *Д*) сумийские мафитовые вулканиты Лехты 1-го («обогащенного») типа расположились рядом с полем внутриплитных базальтов, «обогащенные» вулканиты 2-го типа — в пределах этого поля.

На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (диаграмма [Pearce, 1983, модифицированная Gorton, Schandl, 2000]) (см. рис. 3.6, *Е*) вулканиты 1-го типа (со слабо фракционированным спектром РЗЭ) и вулканиты 2-го типа («обогащенные») расположились вдоль тренда от N-MORB до ассоциаций вулканитов активных континентальных окраин.

Вполне очевидно, что полученные результаты геохимической дискриминации двусмысленны. Однако в этой двусмысленности, по-видимому, как раз и заключен ответ: геохимические характеристики (повышенная магнезиальность, низкие концентрации K, Rb, Ba, U и Th, низкие значения Th/Yb в «необогащенных» разностях) свидетельствуют о высокой температуре и высокой степени плавления мантийного субстрата, результатом чего было поступление в кору высокомагнезиальных мантийных магм, формирующихся при значительной степени плавления мантийного субстрата. Между тем, обогащение ЛРЗЭ, K, Rb, Ba, U, Th, отрицательная аномалия Nb, повышенные значения Th/Yb — свидетельства ассимиляции корового вещества. Преобладают субщелочные вулканиты — трахиандезито-базальты. Отсутствие собственно щелочных пород, которые характерны для рифтов уже с конца палеопротерозоя, также указывает на относительно высокий уровень плавления мантии [Злобин, Богина, Минц, 2005]. Широкое участие пород андезито-базальтового состава, которые лишь ограниченно встречаются в пределах рифей-фанерозойских трапповых провинций [Гладких, 1994], — еще одно свидетельство интенсивной ассимиляции вещества континентальной коры. Дж.А. Пирс [Pearce, 2008] обращал специальное внимание на аналогичные проблемы при реконструкции геодинамических обстановок магматизма, связанные с повышенными температурами архейской мантии и значительной контаминацией мантийных магм коровым веществом, которые значительно осложняют или делают невозможным использование геохимических индикаторов, успешно «работающих» в интересах реконструкции обстановок формирования молодых магматических серий. Однако мафитовые вулканиты образуют лишь часть проявлений ранне-палеопротерозойского магматизма, поэтому к реконструкции геодинамической обстановки этого периода мы вернемся ниже, после знакомства с другими проявлениями магматизма и метаморфизма этого периода.

Кварцевые порфиры (*метаигнимбриты*) — спектры распределения РЗЭ и малых элементов в кварцевых порфирах (рис. 3.7, *А*, *Б*) обнаруживают некоторое сходство со спектрами обогащенных андезито-базальтов Лехты. Для тех и других характерен дифференцированный спектр распределения РЗЭ с наклонной кривой для легких элементов и плоской для тяжелых и с отчетливо выраженной отрицательной аномалией Eu. На спайдер-диаграммах спектры распределения малых элементов демонстрируют четыре отчетливые отрицательные аномалии — Nb, Sr, Eu и Ti при высоких содержаниях Rb, Ba, Th и U. Эти характеристики однозначно указывают на коровое происхождение кварцевых порфиров. На дискриминационных диаграммах Hf–Rb/30–Ta×3 и Hf–Rb/10–Ta×3 [Harris et al., 1986] (рис. 3.8, *А*, *Б*) кварцевые порфиры «уверенно» расположились в полях островодужных гранитов. На бинарной диаграмме Ta–Yb [Pearce et al., 1984] (см. рис. 3.8, *В*) фигуративные точки заняли переходное положение от островодужных к внутриплитным гранитам.

Коматиитовые базальты Ветреного пояса — результаты детальных геохимических, изотопно-

⇒

Рис. 3.7. Распределения содержаний малых элементов, нормализованных к примитивной мантии, (*А*, *В*) и распределения содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, (*Б*, *Г*); ранне-палеопротерозойских (сумийских) риолитах (метаигнимбритах) Лехтинской и Шомбозерской структур и в калиевых гранитах и чарнокитах массива Корманга (неопубликованные материалы В.Л. Злобина, М.М. Богиной и В.В. Травина, образцы В.В. Травина). Примитивная мантия — по [Hofmann, 1988], хондрит C1 — по [Evensen et al., 1978]

А
Б
В
Г
Порода / примитивная мантия
Порода / хондрит
Rb Ba U Th Nb La Ce Sr Nd Zr Sm Eu Gd Ti Dy Er Yb
La Ce Pr Nd Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu
1
10
100
Риолиты (метаигнимбриты): ○ Шомбы, ● Лехты;
⊕ калиевые граниты и чарнокиты массива Корманга

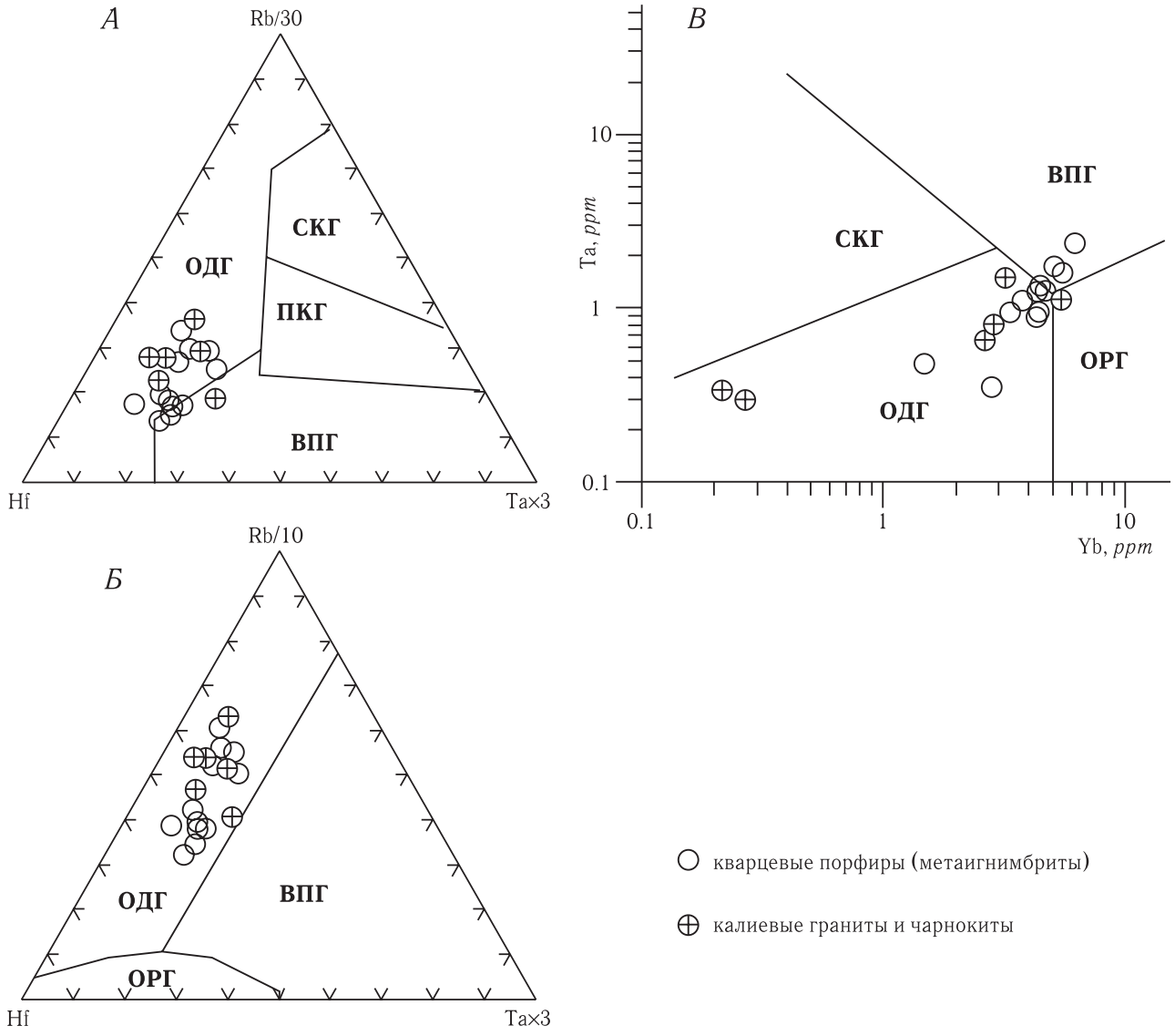


Рис. 3.8. Классификационные диаграммы ранне-палеопротерозойских (сумийских) кварцевых порфиров (метаигнимбритов), калиевых гранитов и чарнокитов (*А* и *Б* — по [Harris et al., 1986], *В* — по [Pearce et al., 1984])

А — Hf–Rb/30–Ta×3 [Harris et al., 1986]; *Б* — Hf–Rb/10–Ta×3 [Harris et al., 1986]; *В* — Ta–Yb [Pearce et al., 1984].

Поля: ВПГ — внутриплитные, ОДГ — островодужные, СКГ — синколлизионные, ПКГ — постколлизионные, ОРГ — орогенные, СКГ — синколлизионные гранитоиды

геохимических и геохронологических исследований коматиитовых базальтов Ветреного Пояса представлены в публикациях И.С. Пухтеля с соавторами [Puchtel et al., 1996, 1997; Пухтель и др., 1997]. Концентрация MgO в коматиитовых базальтах достигает 17%, соответственно максимальные расчетные температуры магм равны 1440°С. Соответственно температуры плавления мантийного источника — 1630°С значительно превышали температуру окружающей мантии (~1480°С), что свидетельствует о плюмовой природе прогрева литосферы и плавления мантии. Значение ε_{Nd} около +2.6 указывает на деплетированный характер мантийного источника. Расчеты показывают, что состав коматиитового базальта в отношении главных и малых элементов и изотопных характеристик является результатом 4–15%-ной контаминации мантийного расплава кислыми породами коры.

Геохронология. Изохронные Sm-Nd оценки возраста коматиитовых базальтов Ветреного пояса равны 2.45±0.04 и 2.41±0.03 млрд лет,

Pb-Pb возраст — 2.4±0.2 млрд лет, U-Pb возраст циркона из пробы дацита — 2.437±0.003 млрд лет. Перечисленные оценки совпадают в пределах погрешности, реальная оценка должны быть близка 2.44 млрд лет.

Разрезы ранне-палеопротерозойских (сумий-сариолийских) осадочно-вулканогенных толщ в пределах Печенга-Имандра-Варзугского пояса. Пояс Печенга-Имандра-Варзуга (см. прил. I-1, III-1 и III-2) протягивается через Кольский полуостров с северо-запада на юго-восток: его северо-западное окончание перекрыто тектоническими покровами Норвежских каледонид, юго-восточным ограничением является пролив Горло Белого моря. В структурном отношении преобладающая по протяженности часть пояса представляет собой моноклиналь, образованную последовательностью субсогласно залегающих осадочных и вулканогенных толщ (свит), ограниченных разрывными нарушениями взбросо-надвигового типа со сместителями, погружающимися углами 20–60° в юг–юго-западном направлении. Лишь в отдельных участках, в частности, в районах восточного и западного выклинивания, Имандра-Варзугская структура имеет синклинальное (синформное) строение. Современная структура и конфигурация пояса определяются коллизионными тектоническими процессами конца палеопротерозоя, особенности поздне-палеопротерозойской эволюции пояса рассмотрены ниже.

В соответствии с моноклинальным строением, все толщи, образующие разрез пояса, под относительно пологими или более крутыми углами наклонены к югу или к юго-западу, наиболее древние толщи размещены в лежачем (северном) борту, наиболее молодые — в южном.

Имандра-Варзугская структура. Наиболее ранние магматические образования континентально-рифтового типа представлены здесь подробно рассмотренными ниже расслоенными мафит-ультрамафитами массивов Ластъявр, Федоровой и Панских тундр и Имандровского интрузива (см. прил. I-1, III-1 и III-2). Первые три из перечисленных массивов тектонически перекрыты надвинутыми осадочно-вулканогенными толщами. Взаимоотношения Имандровского массива с осадочно-вулканогенными толщами преимущественно интрузивные. Сумийская часть ранне-палеопротерозойского разреза образована пурначской, кукшинской и сейдореченской свитами, сариолийская часть — породами полисарской и русингской свит. Перечисленные свиты образуют стрельнинскую серию [Ранний докембрий..., 2005].

Основание осадочно-вулканогенного разреза Имандра-Варзуги (*пурначская и кукшинская свиты*) образовано массивными и миндалекаменными известково-щелочными и толеитовыми базальтами, преобразованными в амиболиты. С ними ассоциируют пластовые тела метапироксенитов. Сопутствующие вулканитам терригенные осадки представлены граувакковыми и аркозовыми метапесчаниками, реже встречаются метаалевролиты и метаконгломераты и карбонатные породы. Терригенные породы кукшинской свиты формировались в мелководных и дельтовых обстановках [Загородный и др., 1982].

Согласно М.В. Минцу с соавторами [1996], толеиты, умеренно обогащенные TiO_2 (1.0–1.9%), близки E-типу MORB и базальтам задуговых бассейнов по распределению РЗЭ (La_n — 12–25, Yb_n — 9–16, $(La/Yb)_n$ = 1.3–16; Eu/Eu* = 0.7–0.9). По содержанию Nb (3.3 *ppm*) толеиты близки N-MORB. При близком петрохимическом сходстве с низкокалиевыми базальтами, участвующими в трапповых ассоциациях, они отличаются от последних низкими содержаниями КИЛ элементов и ЛРЗЭ. Относительно высокие содержания Ti и высокозарядных элементов (ВЗЭ) в пурначских толеитах отличают их от типичных пород островодужных серий. Вместе с тем, наличие Eu минимума, в принципе, не характерно для океанических базальтов, хотя подобные распределения РЗЭ встречены в толеитах осевой части Красноморского молодого океанического рифта. Видимо, наличие Eu минимума может свидетельствовать о «несовершенстве» процесса, когда достижение расплавами поверхности было затруднено, чем обеспечивалась дифференциация магм и, в том числе, фракционирование плагиоклаза.

Ориентировочная мощность наблюдаемого разреза составляет 1500–3000 м, максимально — до 4000 м.

Геохронологические оценки отсутствуют, положение рассматриваемых свит в разрезе пояса также не вполне понятно, так как контакты с перекрывающей сейдореченской свитой и с подстилающим расслоенным интрузивом, сложенным мафит-ультрамафитами, вероятнее всего, — тектонизированные или собственно тектонические. Если предположить, что возрастная последовательность напластования сохранилась при перемещениях по субсогласным разрывам, то возраст кукшинской и пурначской свит должен превышать 2.45–2.44 млрд лет — возраст сейдореченской свиты (см. ниже).

Выше располагаются преобладающие в разрезе Имандра-Варзугской структуры осадочно-вулканогенные толщи близкого состава: *сейдореченская и полисарская свиты*, первая принадлежит сумию, вторая — сариолию. Осадочные компоненты разреза включают глинистые, терригенные (полимиктовые и вулканомиктовые) и карбонатные осадки. Характер осадочных пород свидетельствует о том, что в период вулканизма и осадконакопления ширина бассейна оставалась ограниченной. Согласно [Минц и др., 1996], вулканиты представлены преимущественно низкотитанистыми андезито-базальтами (TiO_2 — 0.69–1.07), умеренно обогащенными легкими РЗЭ (La_n — 48–66) при отрицательной Eu аномалии (Eu/Eu* = 0.5–0.8), с умеренными содержаниями Nb (3.0–5.1 *ppm*) и Zr (110–140 *ppm*). В подчиненном количестве присутствуют низкощелочные дациты и ограниченно — андезиты. В строении верхней половины разреза (*полисарская свита*), наряду с андезито-базальтами охарактеризованного типа, большую роль играют низкотитановые высокомагнезиальные (коматиитовые) базальты, относительно обедненные K, Sr, Zr и обогащенные Cr и Ni, и высокомагнезиальные андезито-базальты. Коматиитовые базальты характеризуются незначительным обогащением ЛРЗЭ, обеднением ТРЗЭ и незначительной Eu аномалией (La_n — 17–22, Yb_n — 4.4–6; Eu/Eu* — около 0.9). Для высокомагнезиальных разностей характерно обогащение Cr и, в меньшей степени, Ni.

По геохимическим особенностям обе вулканические ассоциации могут быть отнесены к островодужному типу. По оценке Ж.А. Федотова [1985], трещинные извержения высокомагнезиальные вулканитов происходили в условиях водного бассейна; андезито-базальты формировали вулканические постройки центрального типа. Палеогеодинамические реконструкции, опирающиеся на геохимические признаки океанического происхождения базальтов пурначской и кукшинской свит и островодужного (окраинно-континентального) происхождения ассоциации андезито-базальтов, высокомагнезиальных и коматиитовых базальтов сейдореченской и полисарской свит, были предложены в [Минц и др., 1996].

Однако, как было показано выше, «островодужные» геохимические характеристики раннепалеопротерозойских вулканитов не дают достаточных оснований для реконструкции геодинамических обстановок вулканизма: близкие «островодужным» геохимические характеристики могут быть результатом контаминации мафитовых мантийных магм веществом архейской континентальной коры.

Суммарная мощность сейдореченской и полисарской свит составляет 3000–4000 м.

Геохронология. Метадациты и метариодациты сейдореченской свиты были неоднократно датированы U-Pb методом по цирконам. Были получены практически совпадающие результаты: 2.45–2.42 млрд лет (U-Pb изохроны по циркону и бадделеиту [Amelin et al., 1995; Баянова, Яковенчук, 1992; Баянова, Чащин, 2001; Чащин и др., 2008]).

Печенгская структура — наиболее полно исследованная часть осадочно-вулканогенного пояса, расположенная на его северо-западном фланге (см. прил. III-1 и III-2). В северном крыле структуры пройдена Кольская сверхглубокая скважина. Породы в разрезе Печенгской структуры метаморфизованы в условиях, варьирующих от пренит-пумпелиитовой до эпидот-амфиболитовой и, на ограниченной территории, — амфиболитовой фации, что позволяет в целом достаточно уверенно предполагать сохранность их первичного состава в наименее метаморфизованных разностях. В строении Печенгской структуры принято раздельно рассматривать образования северного и южного крыльев. Раннепалеопротерозойские толщи сосредоточены в пределах северного крыла.

Северное крыло благодаря хорошей обнаженности и размещению в его пределах Печенгского рудного поля детально исследовано. Моноклинально залегающие породы северного крыла образуют подобие нормального стратиграфического разреза. Разрез северного крыла начинается *луостаринской серией* — последовательностью осадочных и вулканогенных толщ, которая, как принято считать, согласно или с незначительными перемещениями вдоль контакта перекрывает метаморфические комплексы в северном обрамлении пояса.

Линзовидные пласты конгломератов *телевинской свиты* в основании луостаринской серии, включающие обломки мафит-ультрамафитов, деформированы и, по-видимому, отделены от перекрывающих пород пологой тектонической границей.

Обычно принимается, что *маярвинская свита* (первая вулканогенная толща в разрезе луостаринской серии), в составе которой преобладают мафитовые лавы, сформировалась в континентальных условиях и согласно перекрывает подстилающие конгломераты. Использование пет-

рохимических дискриминационных диаграмм свидетельствует о том, что вариации составов пород маярвинской свиты позволяют сопоставлять их с производными континентально-рифтовых вулканитов и базальтов океанических островов [Skuf'in, Theart, 2005].

Между тем, преобладание андезито-базальтов и их петро- и геохимические характеристики: умеренная или низкая титанистость (TiO_2 — 0.6–1.04), дифференцированное распределение РЗЭ, демонстрирующее обогащение ЛРЗЭ (La_n — 45–93) при умеренном обеднении ТРЗЭ (Yb_n — 6.5–33) с умеренной Eu аномалией (Eu/Eu* = = 0.5–0.8); умеренные или пониженные концентрации Zr и особенно Nb (90–230 и 2.9–5.6 *ppm*, соответственно) — позволяют предполагать их формирование в результате вулканической активности островодужного или окраинно-континентального типа [Минц и др., 1996].

По характеру и набору пород маярвинская свита Печенги коррелируется с полисарской свитой Имандра-Варзугского разреза. Соответственно, как было отмечено в отношении сейдореченской и полисарской свит, близкие островодужным геохимические характеристики могут быть результатом контаминации мафитовых мантийных магм веществом архейской континентальной коры [Злобин, Богина, Минц, 2005].

Мощность маярвинской свиты 1200–1500 м.

Геохронология. Возраст андезито-базальтов маярвинской свиты оценивается Rb-Sr изохронной датой 2.32±0.03 млрд лет, $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ = = 0.7041±0.0002 (по Ю.А. Балашову и др. в [Смолькин и др., 1995]). Значения ε_{Nd} от –3.4 до –4.2 указывают на обогащенный мантийный источник или на значительную коровую контаминацию [Skuf'in, Theart, 2005].

Палеогеодинамические реконструкции обстановок ранне-палеопротерозойского вулканизма. Из представленной выше геологической характеристики осадочно-вулканогенных поясов и особенностей геохимии вулканитов, участвующих в их строении, складывается неоднозначное представление о геодинамических обстановках их формирования. Геологические особенности разрезов и особенности строения поясов достаточно определенно свидетельствуют о рифтогенной природе осадочно-вулканогенных ассоциаций и соответственно о внутриплитных обстановках формирования магм, тогда как геохимические особенности вулканитов, за небольшими исключениями, указывают на островодужное происхождение магм. Ниже мы вернемся к обсуждению этой проблемы — в отношении ранне-палеопротерозойской ассоциации в целом.

Расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузивы, 2.53–2.42 млрд лет

Появление расслоенных перидотит-габбро-норитовых интрузивов (см. прил. III-1 и III-2), как принято считать, маркирует начало рифтинга архейского континента. Эти интрузивы пользуются широкой известностью благодаря тому, что с ними связан ряд месторождений сульфидных медно-никелевых и платинометалльных руд и залежи хромитов. Одно из первых крупных открытий — обнаружение в 1930 г. Мончегорского медно-никелевого месторождения тесно связано с именем А.Е. Ферсмана.

Расслоенные перидотит-габбро-норитовые тела интрудировали верхнюю часть коры. Закономерности их распределения в геологических структурах, специфика временных соотношений между собой и с другими проявлениями инициального магматизма дают ключ к реконструкции геодинамических обстановок и тектонических процессов на старте палеопротерозойской эволюции. Кроме того, массивы рассматриваемого типа представляют особый интерес в связи с их промышленной рудоносностью. Поэтому мы охарактеризуем их более подробно.

В современной структуре расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузивы размещены в пределах четырех поясов: Кольского, Северо-Карельского, Южно-Карельского и Койтелайнен.

Первый из названных поясов протягивается вдоль северной границы Печенга-Имандра-Варзугского осадочно-вулканогенного пояса, мафит-ультрамафитовые интрузивы сосредоточены в пределах следующих секторов (номера соответствуют номерам в прил. III-1): Северо-Печенгского (13), Монча-Федорово-Панского (14) и Имандровского (15).

Северо-Карельский пояс расслоенных интрузивов, в свою очередь, следует южной границе одноименного осадочно-вулканогенного пояса и включает три сектора, смещенные один относительно другого: Кеми-Суханко (16), Койлисмаа (17) и Оланга (18). Оба интрузивных пояса приурочены к лежачему боку надвиго-поддвиговых ансамблей осадочно-вулканогенных поясов и тем самым связаны с внешними ограничениями

Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена в целом.

Расположенный в юго-восточной части Карельского кратона Южно-Карельский интрузивный пояс (20) структурно связан с юго-восточным ограничением орогена.

В осевой части орогена разместился ареал (№ 19 на карте прил. III-1), включающий крупный интрузив Контелайнен и ряд мелких тел. Внедрение мафит-ультрафитовых интрузивов сопровождалось формированием многочисленных даек габбро-норитов и норитов. Кроме того, в состав рассматриваемого комплекса условно включены небольшие ультраосновные массивы участки Фалалей (№ 19 на карте прил. III-2), к сегодняшнему дню не датированные, которые, подобно Имандровскому лополиту, размещены в южном крыле структуры Имандра-Варзуга.

Согласно обобщающим оценкам, приведенным в статье [Шарков, Богина, 2006 и ссылки в этой работе], для пород мафит-ультрафитовых интрузивов характерны следующие геохимические особенности: 1) дефицит Fe, Ti, Nb и щелочей, особенно калия; 2) повышенные концентрации Ni, Co, Cu, V, МПГ, РЗЭ (включая ЛРЗЭ) и других некогерентных элементов, также слабо фракционированное распределение РЗЭ $(La/Yb)_n$ = 3.1–5.7); 3) высокие содержания Al, Mg и Cr. Значения ε_{Nd} варьирует от +1 до –6, более обычно оставаясь в пределах от –1 до –2, значения $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ варьируют от 0.7032 до 0.7044.

Кольский интрузивный пояс включает Северо-Печенгский, Монча-Федорово-Панский и Имандровский секторы.

Северо-Печенгский сектор представлен *массивом горы Генеральской,* расположенным в северо-восточном обрамлении Печенгской структуры (№ 15 — здесь и далее см. цифры в квадратах на карте прил. III-2). Массив размером приблизительно 3.5×1.5 км вытянут в север–северо-восточном направлении. Верхний контакт, представляющий собой древнюю эрозионную поверхность, полого погружается на юго-запад. Контакт перекрыт частично сохранившейся корой выветривания и конгломератами с галькой мафитов и ультрамафитов (телевинская свита). На них налегает осадочно-вулканогенная толща основания тектоно-стратиграфического разреза Печенгской структуры — маярвинская свита. Эти соотношения свидетельствуют о размещении интрузива горы Генеральской в верхней части коры и быстрой эрозии перекрывающей толщи. Формирование осадочно-вулканогенного комплекса началось уже после частичной эрозии интрузивного тела.

Расслоенный интрузив образован преимущественно габбро-норитами при подчиненном участии оливиновых габбро-норитов, габбро, лейкогаббро, анортозитов, брозититов и серпентинизированных перидотитов.

О р у д е н е н и е. В пределах расслоенного массива горы Генеральская выявлено семь горизонтов с малосульфидным платинометалльным оруденением мощностью от 0.5 до 10 м. По падению оруденение прослежено на глубину до 1500 м. Кроме того, оруденение МПГ обнаружено в секущих телах, представленных прожилковым существенно медным оруденением предположительно штокверкового типа. Специализация оруденения палладиевая [Норильский никель..., 2009].

Монча-Федорово-Панский сектор включает интрузивные тела и дайки в северном обрамлении (в лежачем боку) Имандра-Варзугского осадочно-вулканогенного пояса. Наиболее крупные и наиболее важные в экономическом отношении Мончегорский и Федорово-Панский массивы размещены непосредственно в пределах тектонической зоны, образующей северное ограничение осадочно-вулканогенного пояса.

Рудоносный *Монча-плутон* (*Мончегорский массив*) (№ 16 на карте прил. III-2) в западной части сектора к настоящему времени является наиболее полно изученным [Смолькин и др., 2004; Шарков, 2006 и ссылки в этой работе]. Массив расположен в северном (лежачем) боку Имандра-Варзугской структуры в области ее северо-западного замыкания. Он имеет относительно небольшие размеры в плане — около 65 км^2, в вертикальном сечении представляет собой линзовидное тело сложной конфигурации в плане, мощность которого по геологическим и геофизическим данным не превышает 2.5–3 км. Каждая из ветвей массива имеет форму симметричной мульды с падением крыльев под углами от 20–25° до 40–45° при более пологом залегании магматической расслоенности — 10–15°. Как и массив горы Генеральской, Монча-плутон вскоре после внедрения оказался на уровне дневной поверхности, был частично эродирован, затем перекрыт ранне-палеопротерозойской осадочно-вулканогенной кукшинской свитой с базальными конгломератами в основании. В современной структуре породы осадочно-вулканогенной толщи тектонически перемещены (надвинуты) в сторону массива и верхний контакт массива

является тектоническим или по крайней мере «тектонизированным».

Главное и наиболее крупное интрузивное тело, собственно Монча-плутон, а также ряд более мелких тел (Ярва-варака и др.) и даек оливиновых, безоливиновых и кварцевых диабазов, лабрадоритовых и кварцевых порфиритов был сформирован в результате многократных инъекций и кристаллизационной дифференциации высокомагнезиальных расплавов. Массив образован расслоенной серией пород от дунитов до лейкогаббро и анортозитов (в том числе — гарцбургиты, оливиниты-гарцбургиты, бронзититы, габбро-нориты и нориты, также хромититы и сульфидные руды). Закономерная смена состава пород вверх по разрезу от ультраосновных к основным в ряде мест нарушена наличием рудного перидотитового горизонта («Рудного пласта Сопчи») среди бронзититов с хорошо выраженной ритмичной микрорасслоенностью и «критического горизонта» на горе Нюд. Рудный пласт Сопчи — выдержанный горизонт тонкорасслоенных кумулатов гарцбургитового и дунитового состава, содержащих обильную сульфидную вкрапленность. В кровле и подошве пласта встречаются эруптивные автобрекчии мощностью 1–1.5 м. В пределах «критического горизонта» размещены круто- и пологопадающие тела массивных и расслоенных микроноритов часто с Cu-Ni сульфидной вкрапленностью, микрогаббро-норитов, микробронзититов, изредка плагиоклазовых микрогарцбургитов [Шарков, 2006].

Отрицательные значения ε_{Nd} от –1.5 до –1.4 указывают на обогащенный характер мантийного источника или на коровую контаминацию мантийного расплава. Предполагается, что расплавы поступали через крутозалегающий канал и затем размещались в субгоризонтальной области. Процесс затвердевания осложнялся не только поступлением новых порций высокотемпературных расплавов, но и перемешиванием частично затвердевших пород, что нашло отражение в пластичных деформациях. В конце этой стадии произошло внедрение даек основного состава, образованных остаточными расплавами, в различной степени контаминированными коровым материалом (оценка ε_{Nd} равна –2.5). Дайки сопровождались интрузиями кислых расплавов, образовавшихся в результате плавления вмещающих архейских пород [Баянова, 2004 и ссылки в этой работе].

Оруденение. В массиве размещены промышленные месторождения и рудопроявления хромитовых, сульфидных медно-никелевых и малосульфидных платинометалльных руд [Медно-никелевые месторождения..., 1985; Платина..., 1994]. Длительное время наибольший интерес представляли медно-никелевые руды вкрапленного (придонная залежь Ниттис-Кумужья-Травяная, рудные пласты Сопча и Нюд), гнездово-вкрапленного (Нюд-II), прожилково-вкрапленного и жильного (Ниттис-Кумужья-Травяная) типов. Из руд, помимо никеля и меди, извлекались кобальт, золото, платиноиды, селен, теллур и сера. Сопчеозерское месторождение хромитов размещено в пределах Дунитового блока Монча-плутона [Пожиленко и др., 2002]. К настоящему времени медно-никелевые руды практически полностью отработаны, растет интерес к хромитовому и платинометалльному оруденению (медно-платинового типа в придонной части массива и малосульфидного платинометалльного типа в его верхней части).

Федорово-Панский массив (*массив Федоровых и Панских Тундр*) (№ 17 на карте прил. III-2) в западной части Монча-Федорово-Панского сектора интрузивного пояса, как и Монча-плутон, расположен в северо-восточном (лежачем) боку Имандра-Варзугской структуры. В последние годы интерес к массиву резко возрос в связи с обнаружением крупных проявлений платинометалльного оруденения.

Массив представляет собой пластинообразное тело протяженностью в сечении дневной поверхностью около 125 км. В центральной части Панских Тундр массив имеет максимальную ширину 7.5 км и мощность около 4.5 км (в существующих публикация протяженность массива обычно характеризуют меньшими значениями: в его состав не включают юго-восточное продолжение, где интрузив имеет небольшую мощность). С коллизионными процессами конца палеопротерозоя связаны тектонические перемещения интрузива, который, по существу, превращен в тектонический покров, надвинутый на структуры северного обрамления пояса Имандра-Варзуга. С юга массив тектонически перекрыт осадочно-вулканогенной толщей названного пояса. Пологие верхний и нижний контакты интрузива, сорванные в процессе надвигообразования, в современной структуре должны рассматриваться как тектонические или, как минимум, «тектонизированные». С преобразованием силлообразного интрузивного тела в тектонический покров связано наклонное залегание (с падением на юг–юго-запад) первично-магматической расслоенности. Массив раз-

делен на фрагменты фанерозойскими сбросо-сдвигами юго-западного и субмеридионального простирания, с запада на восток: Федоровский, Ластъяврский и Панский (см. прил. III-2).

В обобщенном разрезе интрузива выделяются: нижняя краевая зона такситовых габброноритов с габбро-пегматитами и ксенолитами вмещающих пород и ряд мегаритмов. В подошве мегаритмов залегают оливиновые плагиоперидотиты, оливинсодержащие плагиоперидотиты и габброиды или магнетитсодержащие габбро. Они перекрыты преобладающими по объему мезо- и лейконоритами, габбро-норитами, габбро и кварцсодержащими габбро. В нижней части небольшого Ластъяврского массива, расположенного между массивами Федоровых и Панских Тундр, помимо габброидов, находятся интенрсивно брекчированные оливиниты, гарцбургиты, плагиобронзититы [Ранний докембрий..., 2005].

Отрицательные значения ε_{Nd} (две оценки, –2.1 и –2.0) указывают на обогащенный характер мантийного источника или коровую контаминацию мантийного расплава [Баянова, 2004].

Оруденение. В пределах Федорово-Панского массива выявлены комплексные руды, из которых можно извлекать Pt, Pd, Au, Ag с попутным получением Cu и Ni (рудопроявления Малая Пана и Восточная Пана). Оруденение установлено на 10 уровнях от нижней краевой зоны до верхнего расслоенного горизонта. Главная рудная зона (нижний расслоенный горизонт) выдержана по простиранию и состоит из кулисообразно залегающих пластов и линзовидных малосульфидных залежей. Главные рудные концентрации сосредоточены в нижней части наиболее мощного (до 50 м) слоя плагиоклазовых кумулатов. Оруденение представлено мелкой рассеянной окисно-сульфидной вкрапленностью. МПГ присутствуют в виде собственных минералов, в качестве примесей в сульфоарсенидах и в рассеянной форме в пентландите, пирротине, халькопирите и магнетите. Содержания МПГ достигают нескольких грамм на тонну, что отвечает промышленным кондициям [Пожиленко и др., 2002 и ссылки в этой работе].

В нижней части Ластъяврского массива размещены медно-никелевые сульфидные руды гнездового и жильного типов [Ранний докембрий..., 2005].

Имандровский сектор интрузивного пояса (№ 15 на карте прил. III-1) образован серией относительно маломощных будинированных тел, размещенных на западном фланге осадочно-вулканогенного пояса Имандра-Варзуга вдоль его южной границы. Массивы Имандровского сектора, главный среди которых — *Имандровский массив* (№ 18 на карте прил. III-2), известны также под названием Умбареченско-Имандровского комплекса.

Преобладающая по протяженности часть южной границы Имандра-Варзугского пояса имеет тектоническую природу и образована в результате надвигания пород южного обрамления на осадочно-вулканогенное выполнение пояса. Однако строение западного фланга пояса имеет свою специфику: его южное крыло поднято при формировании Мунозерского гранито-гнейсового купола, благодаря чему западное окончание пояса образовано центриклинальным замыканием синформной структуры, в фундаменте которой и размещены тела Умбареченско-Имандровского комплекса. Отдельные тела непосредственно приурочены к контакту между архейскими гранит-зеленокаменными образованиями и палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными образованиями стрельнинской серии (возраст серии, как отмечено выше, — 2.44 млрд лет [Баянова и др. 2002; Баянова, 2004 и ссылки в этой работе]). Интрузивные взаимоотношения проявляются в перекристаллизации и ороговиковании вмещающих пород и в присутствии в эндоконтактах интрузивных тел ксенолитов сланцев и эффузивов. Совместно с вмещающей гранит-зеленокаменной ассоциацией интрузивные массивы образуют собственную синформную структуру (см. прил. I-1). В свое время эти структурные особенности, а также сходное внутреннее строение и состав отдельных интрузивных тел позволили объединить все массивы в единый лополитообразный интрузив площадью около 1500 км^2 [Загородный и др., 1982].

В обобщенном разрезе интрузива [Докучаева и др., 1992] выделяется четыре «толщи»: нижняя, средняя, верхняя и прикровельная, образующие расслоенную дифференцированную серию от плагиобронзититов до анортозитов и габбро-диоритов при резком преобладании габбро-норитов (72%) и подчиненной роли плагиобронзититов, норитов и хромититов в нижней и лейкогаббро-анортозитов и феррогаббро в верхней части разреза. Отрицательная оценка ε_{Nd} — 2.0±0.6 свидетельствует об обогащенном типе мантийного источника или о коровой контаминации мантийного расплава. В кровле некоторых тел в контакте с дацитами сейдоречен-

ской свиты широко распространены гранофиры диоритового состава.

С поздней, завершающей, стадией интрузивного магматизма (2.45–2.43 млрд лет) связано размещение небольших интрузивных тел (массив горы Островской и др.), сложенных лерцолитами, вебстеритами и габбро-норитами.

Оруденение. Четыре «пласта» с густой хромитовой вкрапленностью мощностью от 0.1 до 1.7 м залегают в пределах нижней расслоенной зоны.

Массив Фалалей, возможно фиксирующий восточное продолжение Имандровского сектора (№ 19 на карте прил. III-2) отнесен к комплексу расслоенных мафит-ультрамафитов условно, поскольку породы массива пока еще не датированы. Не исключено, что его следовало параллелизовать с массивами комплекса Кейвица-Сатовара в Финской Лапландии, датированными 2.05 млрд лет (см. раздел 3.3.1.3) или с комплексом «альпинотипных» гарцбургитов, наиболее характерным представителем которого является массив Падос (см. раздел 3.3.1.6). По данным, приведенным в работе [Веселовский, Рундквист, 1980], массив, точнее — группа небольших овальных массивов, каждый по несколько сотен метров в поперечнике, расположен в южном обрамлении осадочно-вулканогенного пояса Печенга-Имандра-Варзуга. Суммарные размеры группы (участок Фалалей-1) — 1.2×1.0 км. На удалении 2.5 км к северо-востоку находится массив Фалалей-2. В вертикальном сечении массивы имеют линзо- или лополитообразную форму. В строении массивов преобладают измененные ультраосновные породы: гарцбургиты, в том числе — шпинельсодержащие, пироксеновые оливиниты и пироксениты (энстатиты).

Оруденение. Рассеянная вкрапленность Ni- и Co-содержащих сульфидов не имеет практического значения. С массивом связаны проявления талькового камня и антофиллит-асбеста.

Геохронология массивов Кольского интрузивного пояса

Массив горы Генеральской — U-Pb возраст габброноритов варьирует в интервале 2.505–2.496 млрд лет; возраст габбро-анортозитов оказался заметно моложе — 2.45±0.01 млрд лет [Amelin et al., 1995; Баянова и др., 1999; Mitrofanov, Bayanova, 1999].

Мончегорский массив — геохронология Мончаплутона исследована с особой детальностью (см. [Ранний докембрий..., 2005; Баянова и др., 2002 и ссылки в этой работе]). U-Pb возраст пород плутона варьирует в интервале 2.51–2.49 (2.507–2.493) млрд лет.

Федорово-Панский массив — возраст габброноритов, включая пегматоидные разности, охватывает интервал от 2.53 до 2.49 (от 2.526 до 2.490) млрд лет (U-Pb по циркону), возраст анортозитов оценен датой 2.45±0.01 млрд лет (U-Pb по циркону и бадделеиту). Продолжительность формирования многофазного интрузива составила около 50 млн лет [Amelin et al., 1995; Баянова, 2004 и ссылки в этой работе; Ниткина и др., 2005].

Имандровский лополит — возраст пород заключен в интервале от 2.45±0.04 до 2.42±0.01 (2.424±0.005) млрд лет [Баянова и др., 2002 и ссылки в этой работе].

Оценки Sm-Nd возраста и ε_{Nd} в интрузивах Кольского пояса составили: Гора Генеральская — 2.45±0.04 млрд лет и –2.3; Мончегорский массив — 2.49±0.03 млрд лет и –1.4; Федорово-Панский массив — 2.49±0.05 млрд лет и –2.1; Имандровский лополит — 2.44±0.08 млрд лет и –2.0. Отрицательные оценки ε_{Nd} предполагают обогащенный характер мантийного источника или коровую контаминацию мантийного расплава [Баянова, 2004].

Северо-Карельский интрузивный пояс охватывает область размещения ранне-палеопротерозойских расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов и протягивается на 350 км в основании одноименного палеопротерозойского осадочно-вулканогенного пояса вдоль его южной границы (см. прил. III-1 и III-2). Поперечные нарушения сдвигового и взбросо-сдвигового типа делят пояс на три сектора: Кеми-Суханко (№ 16 на карте прил. III-1), Койлисмаа (№ 17) и Оланга (№ 18). Интрузивные процессы охватили интервал времени 2.445–2.436 млрд лет и завершились формированием габбро-пегматитов 2.432 млрд лет назад. Большинство интрузивных тел внедрены в гранито-гнейсы Карельского кратона. В ряде случаев наблюдается стратиграфическое перекрытие этих тел породами палеопротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса. Наконец, некоторые тела (преимущественно в пределах сектора Кеми-Суханко) внедрились вдоль контакта архейских гранито-гнейсов и пород палеопротерозойского разреза.

Большинство интрузивных тел были в той или иной степени вовлечены в тектонические перемещения надвиго-поддвигового типа, свя-

занные с коллизионными процессами конца палеопротерозоя: в сегодняшней структуре они характеризуются полого- или крутонаклонным (до запрокинутого) залеганием, погружаясь под структуры северного обрамления пояса.

Сектор Кеми-Суханко в западной части Северо-Карельского пояса включает цепочку фрагментированных силлообразных интрузивов, протягивающихся вдоль границы вулканогенно-осадочной толщи структуры Перяпохья и архейского гранит-зеленокаменного основания. Наиболее значительные массивы (с юго-запада на северо-восток): Кеми-Пеникат, Суханко, Наркаус и Силка-Каама (соответственно № 20–23 на карте прил. III-2).

Двойной массив Кеми-Пеникат (№ 20 на карте прил. III-2) протягивается на 23 км, располагаясь в южном (лежачем) боку Северо-Карельского осадочно-вулканогенного пояса. Мафит-ультрамафиты интрудировали в архейские гранитогнейсы и перекрыты палеопротерозойскими вулканитами толеитового состава и полимиктовыми конгломератами. Массив Пеникат погружается к западу и северо-западу под вулканогенно-осадочную толщу структуры Перяпохья под углом 40°. Как и в случае расслоенных интрузивов Кольского пояса, массив структурно размещен в основании осадочно-вулканогенного тектоно-стратиграфического разреза. Поперечными разломами он разбит на ряд блоков. Мощность расслоенного тела от блока к блоку варьирует от 1400 до 2500 м.

В разрезе массива выделяются краевая серия и расслоенные серии, формирующие пять мегациклов. Краевая серия мощностью 10–20 м образована плагиоклаз-авгит-бронзитовой ассоциацией. Формирование мегаритмичности объясняют последовательными внедрениями новых расплавов в интрузивную камеру, заполненную кристаллизующимся расплавом [Halkoaho, 1994]. Каждый мегацикл с варьирующей мощностью от первых до 900 м начинается ультрамафитами, как правило, представленными бронзититами, вебстеритами и лерцолитами, часто с хромитовой вкрапленностью. Выше ультрамафитов преобладают плагиоклаз-авгит-бронзитовые кумулаты и габбро-нориты.

Оруденение. По запасам хромитов месторождение Кеми (в пределах небольшого самостоятельного одноименного массива Кеми) является крупнейшим в Финляндии (162 млн т, концентрации Cr_2O_3 — 26%). С 1966 г. по настоящее время добыто около 31 млн т хромовой руды [Saltikoff et al., 2006 и ссылки в этой работе].

В интрузии Пеникат также выявлены залежи и «рифы» хромититов. Однако главный интерес представляет минерализация МПГ (среднее содержание — менее 10 г/т), сконцентрированная в средней части расслоенной серии в четырех горизонтах («рифах») с обычной мощностью в несколько дециметров (в раздувах — до 20 м). В 1988 г. начата пробная разработка тела богатых руд («рудного столба», «бонанцов») в районе Кираккаюппура в северном конце массива Пеникат. К настоящему времени добыто 2165 т руды со средними содержаниями Pt — 10 г/т и Pd — 20 г/т [Alapiety et al., 1990; Alapieti, Lahtinen, 2002; Saltikoff et al., 2006].

Массив Суханко (*Суханко-Конттияарви*) (№ 21 на карте прил. III-2) V-образной формы в плане представляет собой синформно изогнутое пластинообразное тело, размещенное в архейском гранит-зеленокаменном комплексе на незначительном удалении от основания палеопротерозойского осадочно-вулканогенного разреза. Протяженность северного и западного крыльев около 7 км. Углы наклона магматической расслоенности к оси синформы, варьирующие от 15 до 40°, связаны с деформациями и тектоническими перемещениями надвиго-поддвигового типа конца палеопротерозоя. Краевая зона имеет невыдержанную мощность — от 8 до 170 м. Расслоенная серия не имеет мегациклического строения. В ее верхней части присутствуют прослои анортозитов и жилы гранофиров.

Оруденение. Оруденение представлено рассеянной медно-никелевой сульфидной минерализацией с примесью МПГ в краевой серии и массивными пирротиновыми рудами в нижнем эндоконтакте. Минерализация МПГ сосредоточена в пределах «рифа» Ритикангас (Pd — 0.83–1.44 г/т, Pt — 0.18–0.40 г/т, Au — 0.10–0.14 г/т) [Saltikoff et al., 2006 и ссылки в этой работе].

Массив Наркаус (№ 22 на карте прил. III-2) занимает позицию в основании осадочно-вулканогенного разреза подобно массиву Пеникат. Его размеры: 23 км по протяженности при мощности около 800 м. Массив погружается в северо-западном направлении под углом 50°. Вертикальный разрез образован краевой и расслоенной сериями. В разрезе последней выделяется три мегацикла.

Массив Силка-Каама (№ 23 на карте прил. III-2), по-видимому, представляет собой тектонически отделенный блок массива Наркаус.

Оруденение. В основании расслоенной серии находится слой массивных пирротиновых

руд и слой хромититов. Минерализация МПГ размещена в верхней части расслоенной серии. Кроме того, в экзоконтакте интрузива установлена рассеянная Cu-МПГ минерализация [Saltikoff et al., 2006 и ссылки в этой работе].

Сектор Койллисмаа (интрузивный комплекс Койллисмаа — № 17 на карте прил. III-1) протягивается вдоль южной границы палеопротерозойской структуры Куусамо-Паанаярви и далее к востоку — вдоль юго-западной границы палеопротерозойского Калевала-Онежского пояса. В обоих случаях расслоенные интрузивные тела располагаются в лежачем боку названных поясов, погружающихся периклинально относительно неоархейского Карельского кратона (см. прил. III-1). Общая протяженность сектора достигает 150 км, длина отдельных тел — около 25 км при мощности от 1 до 3 км. Сектор Койллисмаа включает несколько интрузивных тел (главные — Сиете, Портиваара и Куусиярви — № 24–26 на карте прил. III-2), которые могут представлять собой тектонически разделенные фрагменты первоначально единого интрузивного тела [Alapieti, 1982], соединенные предполагаемой дайкой с отдельным интрузивным телом Наранкаваара (№ 27 на карте прил. III-2). Все перечисленные тела залегают среди архейских пород Карельского кратона. Западные окончания массивов Сиете, Портиваара и Куусиярви перекрыты палеопротерозойским осадочно-вулканогенным комплексом.

В разрезе комплекса Койллисмаа выделяются краевая и расслоенная серии, а также гранофиры. Краевые серии характеризуются полосчатостью, параллельной границам комплекса и несогласной относительно расслоенности перекрывающей серии. В составе краевой зоны преобладает метаморфизованное габбро, участвуют также перидотиты. Основание расслоенной серии образовано значительно преобладающими по объему ультраосновными кумулатами, с «прослоями» лерцолитов, пироксенитов и гарцбургитов. В основании серии размещен оливин-хромшпинелидовый горизонт. Верхняя часть серии образована габброидами и их дифференциатами [Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе].

О р у д е н е н и е. В пределах комплекса Койллисмаа размещены крупные объемы бедных медно-никелевых руд (массивы Порттиваара и Куусиярви). Более значительны руды ванадия. Рудник Муставаара (массив Порттиваара) с 1974 по 1985 г. дал 13.4 млн т обогащенных ванадием титаномагнетитовых руд с 0.2% V. В краевой зоне массивов комплекса Койллисмаа присутствуют также проявления сульфидной Ni-Cu-МПГ минерализации. Минерализация МПГ рифового типа размещена в пределах расслоенной серии [Saltikoff et al., 2006 и ссылки в этой работе].

Олангский сектор (№ 18 на карте прил. III-1) в восточной части Северо-Карельского интрузивного пояса включает несколько массивов, распределенных среди архейских гранито-гнейсов в южном обрамлении (в лежачем боку) восточного фланга палеопротерозойской структуры Куусамо-Паанаярви (с юго-запада на северо-восток): Кометтаваара, Кивакка, Ципринга, Луккулайсваара, Кудозеро (соответственно № 28–32 на карте прил. III-2), а также дайки оливиновых габбро-норитов и плагиопорфиритов северо-западного простирания (см. прил. III-2).

Массив Кивакка (№ 28 на карте прил. III-2) представляет собой линзовидное тело овальной формы в плане, около 4 км в поперечнике и мощностью 1 км. В результате тектонических перемещений тело наклонено: первично горизонтальная магматическая расслоенность погружается в северо-западном направлении под углами 40–45°.

Сечение массива Кивакка включает нижнюю и верхнюю краевые зоны (юго-восточный и северо-западный контакты, соответственно) и расслоенную серию, образующую основной объем интрузива [Коптев-Дворников и др., 2001]. Нижняя краевая зона мощностью около 100 м образована преимущественно габбро-норитами, локально насыщенными ксенолитами вмещающих гнейсов. Верхняя часть этой зоны представляет собой чередование бронзититов с гарцбургитами и затем — гарцбургитов с оливинитами. Массив, по-видимому, сформировался в результате одноактного внедрения магмы: зоны оливинитов, норитов, габбро-норитов и габбро сменяют друг друга снизу вверх в разрезе расслоенной серии, не образуя резких контактов. Последовательность зон в расслоенной серии отражает порядок смены куммулятивных парагенезисов в вертикальном разрезе интрузива.

Средневзвешенный состав интрузива отвечает низкотитанистому высокомагнезиальному базальту. Относительная простота строения массива позволяет предполагать, что этот состав соответствует составу исходного расплава [Коптев-Дворников и др., 2001].

Интрузив Ципринга (№ 30 на карте прил. III-2) представляет собой линзовидное тело протяженностью около 6 км, разделенное на два фрагмента (массива): собственно Ципринга

и Нюдамалакша. Небольшое тело Кометтоваара (№ 28 на каре прил. III-2), вероятно, также является изолированным фрагментом того же интрузива. Лополитообразный интрузив Ципринга характеризуется запрокинутым залеганием с крутым расположением магматической расслоенности.

Магма основного-ультраосновного состава внедрилась вдоль контакта архейских гранитогнейсов с перекрывающими их панаярвинскими вулканитами с возрастом 2.455 млрд лет (U-Pb по циркону [Левченков и др., 1990; Turchenko, 1992]). Массив Ципринга протягивается на 12 км при максимальной ширине на дневной поверхности 3.5 км. Максимальная мощность линзовидного тела по гравиметрическим данным — 1.5 км. Мощность вертикального разреза интрузива в первичном залегании оценивается величиной 3100 м. Мощность зоны закалки — 2–3 м. Отчетливо проявленная расслоенность, субпараллельная длиной оси массива, имеет крутое, 60–70°, северо-западное падение, соответствующее размещению массива в лежачем боку палеопротерозойского осадочно-вулканогенного пояса.

В вертикальном разрезе массива выделяются: верхняя и нижняя краевые зоны и расслоенная серия, слагающая основной объем интрузива. В разрезе расслоенной серии снизу вверх последовательно сменяют друг друга троктолиты, оливиновые габбро, габбро-нориты и магнетитовые габбро-нориты. Границы между перечисленными элементами расслоенности постепенные, интрузивные соотношения не наблюдаются. В своей северной части массив пересечен многочисленными дайками и линзовидными телами монцодиоритов [Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе].

Массив Луккулайсвара (№ 31 на карте прил. III-2) — линзовидное тело, имеющее в плане форму неправильного эллипса около 10 км по длинной и 4.5 км — по короткой оси. Глубина залегания подошвы массива по геофизическим данным оценивается в 1.5 км. Истинная мощность интрузива не превышает 4.6 км. Магматическая расслоенность характеризуется северным падением под варьирующими углами от 45 до 80° [Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе].

В массиве выделены нижняя и верхняя краевые зоны, в строении расслоенной серии снизу вверх участвуют: зона ультраосновных пород (переслаивание оливинитов, гарцбургитов и бронзититов), зона норитов-I (меланократовые нориты), зона габбро-норитов-I, зона норитов-II (лейкоратовые нориты и анортозиты) и зона габбро-норитов-II (куммулятивные габбро-нориты с прослоями норитов). В пределах зон габбро-норитов-I и норитов-II распространены линзы мелкозернистых габбро-норитов и норитов и быстро выклинивающиеся слои мелкозернистых анортозитов, меланократовых норитов, гарцбургитов и пироксенитов, а также сегрегации кварцсодержащих габбро-пегматитов. Их появление связывается с дополнительными внедрениями свежего расплава [Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе].

Геохронология и изотопная геохимия Северо-Карельского интрузивного пояса

Массив Пеникат — возраст массива (Sm-Nd по образцам разных пород) — 2.41±0.06 млрд лет [Huhma et al., 1990], возраст габбро-пегматита массива Кеми — 2.43±0.01 (2.432±0.006) млрд лет [Perttunen, Vaasjoki, 2001].

Комплекс Койллисмаа — оценка возраста (U-Pb по цирконам из разных пород) — 2.44±0.01 (2.436±0.005) млрд лет [Alapieti, 1982].

Массив Киваккa — возраст габбро-норитов U-Pb методом по цирконам определен с высокой точностью: 2.45–2.44 (2.445–2.444) млрд лет [Balashov et al, 1993; Барков и др., 1991]. Аналогичная оценка, 2.44±0.03 млрд лет, получена Sm-Nd изохронным методом по валовой пробе и породообразующим минералам [Amelin, Semenov, 1990].

Массив Ципринга — возраст габбро равен 2.44 (2.443–2.441) млрд лет (U-Pb по циркону и бадделеиту [Amelin et al., 1995]).

Массив Луккулайсвара — возраст габбро U-Pb методом по циркону и бадделеиту определен с высокой точностью: 2.45–2.44 (2.445–2.442) млрд лет [Amelin et al., 1995]. Оценка возраста плагиопироксенитов и плагиолерцолитов с использованием тех же минералов составила 2.44 млрд лет [Balashov et al, 1993].

Изотопные Sm-Nd исследования интрузивов *Олангского сектора* дали аналогичные результаты: оценка возраста габбро составила 2.46±0.09 мдрд лет, ε_{Nd} варьирует от –0.8 до –1.3; оценка возраста габбро-норитов массива Киваккa — 2.44±0.03 млрд лет, ε_{Nd} = –l.2 (по образцам пород и породообразующих минералов) [Turchenko et al., 1991]. Близкие оценки ε_{Nd} приведены в статье [Amelin, Semenov, 1996]: массив Ципринга — от +0.4 до –2.8, массив Луккулайсвара — от –1.1

до –2.2 и мафитовые дайки — от –0.3 до –1.6. Значения I_{Sr} варьируют в интервале от 0.70100 до 0.70313 (там же).

Породы интрузивов обогащены ЛРЗЭ, что совместно с отрицательными значениями ε_{Nd} указывает на то, что источником мафит-ультрамафитовых магм послужили породы субконтинентальной мантии, обогащенные ЛРЗЭ; альтернативная версия — те же характеристики могут быть результатом контаминации коровым материалом [Turchenko, 1992; Amelin, Semenov, 1996; Баянова, 2004 и ссылки в этой работе].

Оруденение Северо-Карельского интрузивного пояса

В расслоенных массивах Олангского сектора сульфидное медно-никелевое оруденение, как правило, локализуется в габбро-норитовой зоне. Мощность минерализованных зон 5–40 м, протяженность до 400 м. Руды халькопирит-пентландит-пирротинового типа характеризуются содержаниями никеля 0.1–0.4%, меди 0.3–0.65%. Однако дальнейшие перспективы определяются платинометалльной специализацией массивов, медно-никелевое оруденение рассматривается в качестве сопутствующего.

Южно-Карельский интрузивный пояс (№ 20 на карте прил. III-1) протяженностью около 130 км расположен в области поворота Восточно-Карельского осадочно-вулканогенного пояса, охватывающего юго-восточный край Карельского кратона, с юго-восточного направления на юго-западное. Собственно интрузивный пояс протягивается в юго-западном направлении, скрываясь под водами Онежского озера (см. прил. III-1).

Бураковский интрузивный комплекс (№ 33 на карте прил. III-2) включает крупный Бураковский массив, меньших размеров Монастырский массив, а также крупнейшую на Балтийском щите Авдеевскую дайку габброидов, следующую вдоль южного контакта массива, Кополоозерскую дайку перидотитов, протягивающуюся севернее Бураковского массива, и серию более мелких тел и даек основных и ультраосновных пород, в том числе предполагаемых под осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы (см. прил. II-2). Интрузивные тела прорывают мезоархейский гранит-зеленокаменный комплекс Водлозерского микроконтинента. Приведенное ниже описание Бураковского комплекса основано преимущественно на материалах, заимствованных из монографии [Ранний докембрий..., 2005].

В плане *Бураковский массив* своими очертаниями напоминает изогнутую по пологой дуге гирлянду, образованную тремя перекрывающими друг друга овалами. Протяженность «гирлянды» составляет приблизительно 50 км. Овалы отвечают в той или иной степени самостоятельным «блокам» лополито- или воронкообразной формы, повторяемой границами магматической расслоенности. Предполагается, что формирование этой структуры связано с развитием в той или иной степени самостоятельных магматических камер. Блоки получили собственные наименования: юго-западный блок — Бураковский, центральный — Шалозерский и северо-восточный — Аганозерский. Диаметры овалов, отвечающих перечисленным блокам, равны соответственно 10, 7 и 7 км.

В пределах соединявшихся магматических камер Бураковского и Шалозерского блоков представлен наиболее мощный разрез расслоенной серии. Предполагается, что Бураковско-Шалозерская и Аганозерская магматические камеры обладали самостоятельными подводящими каналами, положение которых в сегодняшней структуре зафиксировано максимальными глубинами подошвы лополитов — более 8 км. Разрезы Бураковско-Шалозерского и Аганозерского блоков сходны, хотя и характеризуются некоторой сепецификой.

В генерализованном разрезе массива, преимущественно отражающем строение Бураковско-Шалозерского блока, принято выделять последовательность из шести зон, соответствующих смене кумулятивных парагенезисов. Снизу вверх выделяются: 1) приконтактовые зоны (нижняя, верхняя и боковая); 2) зона ультрамафитов мощностью 3000–3500 м (дуниты, оливиниты, перидотиты и хромититы в верхней части); 3) зона пироксенитов мощностью 100–200 м (верлиты, вебстериты, ортопироксениты, клинопироксениты и габбро-нориты); 4) зона габбро-норитов мощностью 1100 м (габбро-нориты, подзона чередующихся норитов, габбро и пироксенитов в нижней части и линзовидные тела мелкозернистых пород в верхней части зоны); 5) зона пижонитовых габбро-норитов мощностью 1200 м, сменяющихся в верхней части зоны ультрамафитами (дунитами, гарцбургитами и пироксенитами); 6) зона магнетитовых габбронорит-диоритов с содержанием кумулятивного магнетита до 15% (чередование лейкократовых и мезократовых разностей) мощностью 800 м.

Средневзвешенный состав интрузива соответствует коматиитовым базальтам.

Геохронология и изотопная геохимия. Возраст Бураковского массива, оцененный U-Pb методом по циркону, 2.449± ±0.001 млрд лет, совпадает в пределах точности с данными Sm-Nd метода, 2.4±0.1 млрд лет [Amelin et al., 1995, Amelin, Semenov, 1996]. С этими оценками вполне согласуются новые определения возраста (U-Pb SHRIMP по циркону) габбро-норитов в пределах: Аганозерского блока — 2.433±0.004 млрд лет, Шалозерского блока — 2.430±0.005 млрд лет [Байи и др., 2009]. В целом, история формирования Бураковского массива, по-видимому, укладывается в короткий интервал 2.45–2.43 млрд лет.

Результаты изотопно-геохимических исследований, согласно Ю.В. Амелину с соавторами [Amelin et al., 1995; Amelin, Semenov, 1996], позволяют предполагать различающиеся источники магм Аганозерского и Бураковско-Шалозерского блоков. «Аганозерская» магма охарактеризована значениями ε_{Nd} в интервале от 0.0 до –2.4 (единичные пробы дали оценки от +2.8 до +0.4) и величиной инициального отношения $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ (I_{Sr}), равной 0.70210–0.70387. Для «шалозерской» магмы получены иные оценки: ε_{Nd} варьирует от –1.5 до –4.0, I_{Sr} — 0.70373–0.70387. Приведенные оценки указывают на существенную роль коровой контаминации ювенильных мантийных расплавов.

Оруденение. Хромитовая формация является главным типом оруденения в пределах Бураковского интрузивного комплекса. Формация представлена крупным Аганозерским месторождением бедных руд. Хромиты распределены по всему разрезу ультрамафитовой зоны в виде редких рассеянных зерен, их содержание лишь изредка достигает 0.5–1.0%, максимально — до 4–5%. Главный хромитовый горизонт приурочен к границе ультраосновной и переходной зоны. Мощность наиболее богатой части разреза составляет 1.4–5.4 м при бортовом содержании Cr_2O_3 10%. Медно-никелевое оруденение представлено лишь рассеянной сульфидной вкрапленностью. Реальные перспективы связаны с платиноидно-хромитовым и малосульфидным платинометалльным оруденением [Металлогения Карелии, 1999].

Интрузивный пояс (ареал) Койтелайнен (№ 19 на карте прил. III-2) в монографии [Ранний докембрий..., 2005] обозначен как «Лапландский интрузивный пояс». Поскольку название «Лапландский» широко применяется в литературе для обозначения ряда других структурно-вещественных подразделений (Лапландский гранулитовый пояс, Центрально-Лапландский гранитоидный массив и др.), чтобы избежать недоразумений, мы ввели новое наименование этого объекта — по названию наиболее крупного интрузивного массива в его пределах.

Размещение расслоенных интрузивов мафит-ультрамафитов в пределах осадочно-вулканогенного пояса Карасйок-Киттеля-Куолаярви, в отличие от Кольского, Северо-Карельского и Южно-Карельского интрузивных поясов, скорее, можно обозначить как площадное (ареал), чем как линейное (пояс). В данном случае, обозначение «пояс» — определенная дань общему терминологическому стилю, принятому в данной работе. Залегание интрузивов в пределах этого ареала тектонически не нарушено. Ниже приведена краткая характеристика двух наиболее крупных интрузивов, Койтелайнен и Аканваара. Еще один крупный массив — Ковдозерский, расположенный в 150 км к юго-востоку от массива Аканваара, попадает в контур комплекса друзитов и с равным успехом может быть включен как в этот комплекс, так и в ареал Койтелайнен. Мы рассмотрим этот массив в составе комплекса друзитов.

Массив Койтелайнен (№ 13 на карте прил. III-2, см. прил. I-1) расположен в Центральной Лапландии, в средней части одноименного интрузивного пояса. Массив, приуроченный к центральной части брахиантиклинальной структуры, представляет собой плоское плитообразное тело овальной формы в плане размером приблизительно 26×29 км с первоначальной мощностью около 3 км. Массив перекрыт метаосадочными породами средней части палеопротерозоя (кварциты, слюдяные и черные сланцы, известняки, доломиты), перемежающимися с базальтами и андезито-базальтами. Непосредственно в контакте с массивом находятся более древние, ранне-палеопротерозойские, осадочные и вулканогенные образования (аркозы, кислые вулканические брекчии, высокомагнезиальные и коматиитовые базальты, высокомагнезиальные андезиты), которые подверглись термальному воздействию интрузива [Mutanen, 1997]).

Весьма интересно, что не только мафит-ультрамафитовый интрузив, но и непосредственно вмещающие его породы размещены на «вершине» гранито-гнейсового купола, который, очевидно, и создал необычную брахиантиклинальную структуру. В центральной части масси-

ва обнажаются архейские гранито-гнейсы. Они могут представлять собой фрагмент средней или нижней коры, поднятый интрудировавшим расплавом. В то же время, возможно, они представляют собой реоморфизованные гранито-гнейсы, которые прорвали («протрудировали») раннепалеопротерозойские вулканиты и осадки, равно как и пластину мафит-ультрамафитового интрузива, и в настоящее время обнажаются в его центральной части. Еще более интересно, что эти гранито-гнейсы, принадлежащие по составу тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии, оказались необычно древними — 3.12±0.03 млрд лет (U-Pb по цирконам, SHRIMP-дискордия [Kröner, Compston,1990]).

В вертикальном разрезе массива выделяются: нижняя зона ультраосновных пород (перидотиты, в верхней части зоны — с прослоями габбро и пироксенитов), главная зона (габбро-нориты) и верхняя зона (габбро с прослоями анортозитов и магнетитовых габбро). Самая верхняя часть последней зоны образована магнетитовыми габбро и гранофирами.

Оруденение. Прослои хромититов размещены преимущественно в верхней части разреза, но встречаются также и в его нижней части. Хромититы характеризуются следующими концентрациями рудных компонентов: Cr_2O_3 — 21%, V — 0.4%, МПГ — 1 г/т. Мощность этих прослоев варьирует в интервале 0.8–2.2 м при протяженности до 6 км. Магнетитовые габбро верхней зоны также содержат повышенные концентрации ванадия [Saltikoff et al., 2006 и ссылки в этой работе].

Массив Аканваара (№ 14 на карте прил. III-2) расположен в юго-восточной части интрузивного пояса Койтелайнен. Массив, протягивающийся с севера на юг на расстояние около 15 км и погружающийся в юго-восточном направлении, ограничен извилистыми границами, определяющими сложные очертания массива в плане. Ширина массива варьирует от 1 до 5 км. Мощность массива по геофизическим данным достигает 3100 м [Mutanen, 1997]. Массив имеет интрузивные контакты с кислыми вулканитами в основании разреза пояса Карасйок-Киттеля-Куолаярви. Границы массива частично нарушены тектоническими процессами.

Вертикальный разрез массива характеризуется последовательной сменой «слоев», образованных различными мафитами и ультрамафитами. Границы «слоев» не несут признаков последовательных внедрений магматического расплава. В основании массива имеется закалочная зона, образованная микрогаббро. Выше залегает расслоенная серия. В ее основании находится Нижняя зона мощностью около 500 м, в составе которой преобладают ортопироксеновые кумулаты, постоянно — с включениями хромита, иногда с клинопироксеном и оливином. Главный интеркумулусный минерал — плагиоклаз, изредка — коричневая роговая обманка и кварц. В нижней части зоны наблюдается чередование габбро и пироксенитов, а также пятнистых анортозитов. В верхней части преобладают габброиды, вмещающие тонкий «слой» хромититов. Главная зона мощностью около 600 м сложена оливин-пироксеновыми с хромитом кумулатами, переслаивающимися с пироксеновыми с хромитом и оливин-плагиоклаз-хромитовыми кумулатами. В верхней части зоны наблюдается переслаивание габбро и пироксенитов. Сверху и снизу зона ограничена хромититовыми горизонтами. Верхняя зона мощностью 2000 м начинается однородными габбро и завершается феррогаббро с прослоями магнетитовых габбро, анортозитов и габбро-анортозитов. Разрез этой зоны завершают гранофиры и ферродиориты [Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе]. Средневзвешенный состав интрузива соответствует низкотитанистым толеитам (SiO_2 — 52%, MgO — 6–8%, TiO_2 — 0.7%) [Mutanen, 1997]. Os- и Nd-изотопные систематики позволяют рассматривать этот состав как результат коровой контаминации коматиитого расплава [Hanski, Walker et al., 2001].

Оруденение. Массив вмещает рудные концентрации Cr, V, Ti, МПГ и Au. Зафиксировано по меньшей мере 23 пласта хромититов мощностью от первых сантиметров до 3 м (имеется большое число невыдержанных прослоев). Хромититы содержат значительную примесь ванадия, а также ассоциации минералов МПГ [Saltikoff et al., 2006 и ссылки в этой работе].

Геохронология интрузивного пояса (ареала) Койтелайнен

Массив Койтелайнен — оценки возраста крупнозернистого пегматоидного габбро, монцодиорита и гранофира из верхней части интрузива легли в узкий интервал 2.44–2.43 (2.439–2.433) млрд лет (U-Pb по цирконам [Mutanen, Huhma, 2001]).

Массив Аканваара — возраст габбро — 2.44±0.01 (2.436±0.006) млрд лет, возраст гранофиров в верхней части разреза интрузива —

2.42 млрд лет (U-Pb по цирконам [Mutanen, Huhma, 2001]).

Дайки мафит-ультрамафитов. Проявление ранне-палеопротерозойского инициального мафит-ультрамафитового интрузивного магматизма в дайковой фации характерно для всей территории палеопротерозойского внутриконтинентального орогена. При этом формы проявления в пределах разных тектонических подразделений и на разных по глубине уровнях коры заметно и закономерно различаются, прежде всего, интенсивностью и значениями параметров метаморфических преобразований.

На всей территории Кола-Мезенского континентального фрагмента (т.е. к северо-западу от Печенга-Варзугского пояса), а также в пределах Северо- и Южно-Карельского интрузивных поясов палеопротерозойские мафитовые дайки, преимущественно представленные долеритами, (см. прил. III-1) имеют ненарушенную форму. Некоторая часть даек размещена непосредственно в пределах расслоенных массивов. К их числу относится дайка габбро-норитов, пересекающая породы Дунитового блока Мончегорского плутона, возраст которой 2.51±0.01 млрд лет (U-Pb по циркону [Смолькин и др., 2001]) практически не отличается от возраста вмещающих пород. Породы даек лишь слабо метаморфизованы — как правило, в условиях зеленосланцевой фации. Встречающиеся в дайках коронарные метаморфические структуры образованы среднетемпературными минералами. Известны, в частности, актинолитовые келифитовые каймы вокруг кристаллов оливина на границе с плагиоклазом; кристаллы клинопироксена обрастают амфиболовыми и амфибол-гранатовыми каймами. Оценки *PT*-параметров формирования корон составили 670–615°С при 5 кбар [Федотов, 2005; Каржавин и др., 2005].

Малопротяженные дайки различной ориентировки, однотипные по составу и уровню метаморфизма с дайками Кола-Мезенского фрагмента, закартированы в пределах Северо-Карельского интрузивного пояса (см. прил. I-1 и III-2). Датирование дайки долеритов Sm-Nd методом по валовой пробе и породообразующим минералам дало оценки возраста 2.47±0.09 и 2.45±0.09 млрд лет [Amelin, Semenov, 1996]. В пределах Южно-Карельского пояса в юго-западном направлении параллельно удлинению Бураковского массива протягиваются две мощные дайки: с южной стороны — крупнейшая на Балтийском щита Авдеевская дайка габброидов протяженностью около 60 км, с северной стороны — Кополоозерская дайка перидотитов протяженностью приблизительно 20 км [Ранний докембрий..., 2005].

Расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузивы, скрытые под осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы. Охарактеризованные выше закономерности пространственной и структурной приуроченности расслоенных перидотит-габбро-норитовых интрузивов в восточной части Фенноскандинавского щита предполагают существование аналогичных интрузивов также и в южной части континента Кола-Карелия, перекрытой осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы (см. прил. I-2 и IV-1). Наиболее вероятные претенденты зафиксированы интенсивными комплексными аномалиями, связанными с высокоплотными и одновременно высокомагнитными породами в пределах южного продолжения Ветреного пояса (петрофизические классы 1–3, плотность пород — около 3.0 г/см^3).

Пространственно-временные закономерности размещения и рудоносности расслоенных перидотит-габбро-норитовых интрузивов. Представленный выше обзор ясно демонстрирует, что расслоенные перидотит-габбро-норитовые тела были первоначально интрудированы и размещены в верхней части коры. В случае массивов Северо-Карельского пояса и массива Койтелайнен, внедрившихся между архейским основанием и перекрывающими палеопротерозойскими осадками и вулканитами, мощность перекрывающей толщи, очевидно, измерялась сотнями или одной-двумя тысячами метров (в случае массива Койтелайнен перекрывающая толща была образована лишь наиболее ранними ранне-палеопротерозойскими вулканитами). Через короткое время, в пределах 10 млн лет, некоторые интрузивы оказались на уровне дневной поверхности, были частично эродированы и перекрыты более молодыми палеопротерозойскими осадочными и вулканогенными образованиями.

Особенности деформаций, тектонических перемещений и, в итоге, наблюдаемого сегодня пространственного и структурно-тектонического распределения расслоенных перидотит-габбро-норитовых интрузивов определяются не только и, возможно, не столько закономерностями развития интрузивных процессов, сколько коллизионными событиями в конце палеопротерозоя. Позиция минимально нарушенных массивов интрузивного ареала Койтелайнен вблизи осевой части ЛКБО, очевидно, характеризует условия и обстановки становления интрузивных тел. Этот

ареал непосредственно соединяется с ареалом распространения малых интрузивных тел комплекса друзитов (см. раздел 3.3.1.1, прил. III-1).

По существу, оба ареала представляют собой части единого целого — по простиранию суммарного ареала с северо-запада на юго-восток мы наблюдаем выход к дневной поверхности все более глубоких уровней континентальной коры. К этому заключению нетрудно прийти, оценивая закономерную смену горно-породных ассоциаций, обнажающихся на дневной поверхности: пологозалегающая толща палеопротерозойских вулканитов → широкий значительной мощности тектонический покров архейских гнейсов чупинской серии → постепенное утонение тектонического покрова и превращение его в серию эрозионных останцов, залегающих на хетоламбинском парааутохтоне, → появление на уровне эрозионного среза древних гранито-гнейсов Водлозерского микроконтинента. Соответственно в юго-восточном направлении лополито- или силлообразные расслоенные интрузивы сменяются телами друзитов, где метаморфические преобразования фиксируют значительные глубины становления массивов. В составе комплекса друзитов участвуют также и метаморфизованные тела габбро-анортозитов. Как будет показано ниже, крупные тела габбро-анортозитов размещались еще глубже — в нижней коре.

Практически все расслоенные интрузивы, помимо ареала Койтелайнен и Южно-Карельского пояса, размещенные в пределах протяженных линейных поясов, характеризуются нарушенным залеганием, наклонным и зачастую крутым падением магматической расслоенности. Они залегают близ основания тектонических покровов, образованных палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными толщами: либо в виде интрузий в архейском гранито-гнейсовом основании, либо в виде согласных тел, размещенных в нижней части осадочно-вулканогенного разреза. Именно такой структурной позицией непосредственно объясняется поясовое размещение интрузивов. Учитывая, что осадочно-вулканогенные пояса образованы наклонными надвиго-поддвиговыми структурными ансамблями (см. раздел 3.3.1.5), легко представить себе, что в объеме коры линзовидные (силло- или лополитообразные) расслоенные интрузивы распространены в пределах значительно большей площади, чем площадь интрузивных поясов на дневной поверхности. Отсутствие друзитов в архейской коре за пределами ЛКБО позволяет надежно ограничить область палеопротерозойского инициального магматизма. К обсуждению причин относительно поднятого положения осевой части ЛКБО мы обратимся ниже.

Геохронологические исследования показали, что возраст расслоенных интрузивов Кольского и Северо-Карельского поясов различен: интрузивы, принадлежащие Кольскому поясу, приблизительно на 60 млн лет древнее [Баянова, 2004 и ссылки в этой работе]. Оценки возраста преобладающих по объему габбро-норитов в интрузивах Кольского пояса заключены в интервале 2.53–2.49 млрд лет. Более молодые даты связаны с поздними пегматоидными разностями, а также с габбро-анортозитами (2.45 млрд лет). Эта особенность пока не получила адекватного объяснения.

Наиболее древние оценки возраста раннепалеопротерозойских вулканитов получены для «доинтрузивных» вулканитов, вмещающих массив Койтелайнен, — ~2.5 млрд лет [Mutanen, 1997; Manninen, Huhma, 2001]. В пределах Северо-Карельского пояса также известны проявления «доинтрузивного» вулканизма, которые пока не охарактеризованы геохронологически. Датировки мафит-ультрамафитов интрузивных поясов, помимо Кольского, варьируют от 2.45 до 2.42 млрд лет, при этом большинство оценок заключено в узком интервале 2.44–2.43 млрд лет. Аналогичными оценками охарактеризован также и возраст протяженного Имандровского лополита, приуроченного к южной границе осадочно-вулканогенного пояса Имандра-Варзуга.

Таким образом, фиксируется резкая асимметрия в проявлении инициального мафит-ультрамафитового магматизма ЛКБО: ранняя генерация расслоенных интрузивов отчетливо сосредоточена в пределах Кольского пояса, протягивающегося вдоль северной границы ЛКБО. В коре остальной части ЛКБО, начиная с южного обрамления пояса Имандра-Варзуга, расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы появились значительно, на 60–70 млн лет, позднее. Однако в этой части ЛКБО присутствуют мафитовые вулканиты, возможно, не уступающие по «древности» интрузивам Кольского пояса.

Область распространения расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов, включая удаленный Южно-Карельский пояс, охватывает площадь около 400 000 км^2. Интрузивы были сформированы в течение двух кратковременных импульсов магматической активности 2.53–2.49 и 2.44–2.43 млрд лет назад.

Как видно из приведенного обзора, *интрузивные тела расслоенных мафит-ультрамафитов характеризуются регулярно проявленной рудоносностью*, в значительном числе случаев — промышленного уровня.

1) Большинство массивов вне зависимости от принадлежности к тому или иному интрузивному поясу и возрастной генерации вмещает проявления малосульфидного платинометалльного (МПГ) оруденения палладиевой специализации, в том числе — промышленного уровня. Палладиевая специализация МПГ оруденения, соответственно максимальные значения отношения (Pt + Pd)/(Os + Ir + Ru + Ro) характерны для рифтогенных расслоенных комплексов [Balashov, Torokhov, 1995].

2) Обычны проявления сульфидных медно-никелевых руд, однако промышленное оруденение было установлено только в пределах Мончегорского плутона.

3) Значительная часть массивов различающейся структурной и возрастной принадлежности вмещает хромитовые руды. Хромититы массивов в пределах ареала Койтелайнен характеризуются повышенными концентрациями ванадия.

4) Довольно обычны проявления титаномагнетитовых руд, также обогащенных ванадием. Однако Fe-Ti-V оруденение промышленного масштаба было установлено только в пределах комплекса Койллисмаа.

Геодинамическая интерпретация расслоенных перидотит-габбро-норитовых интрузивов; соотношения фанерозойских бонинитовых вулканитов и раннедокембрийских «бонинитоподобных» мафит-ультрамафитовых интрузивов. Область распространения расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов в пределах континента Кола-Карелия охватывает огромную площадь — около 400 000 км^2 (оценка, равная 1 000 000 км^2, приведенная в статье [Шарков, 2006 на с. 320] явно завышена). Интрузивы были сформированы в течение двух кратковременных импульсов магматической активности 2.53–2.49 и 2.44–2.43 млрд лет назад. Эти параметры позволяют рассматривать область распространения расслоенных мафит-ультрамафитов в качестве крупной изверженной или магматической провинции (точнее — одного из компонентов такой провинции), формирование которых принято связывать с мантийными плюмами (КИП [Ernst et al., 2004; Шарков, 2006 и ссылки в этих работах]).

Приведенные выше геохимические и изотопно-геохимические характеристики указывают на обогащенный характер субконтинентального мантийного источника интрузивов или на коровую контаминацию мантийного расплава, а возможно — и на то, и на другое вместе. Расслоенные интрузивы имеют специфический химический состав, характеризующийся сочетанием повышенной магнезиальности с повышенной кремнеземистостью, что послужило поводом для обозначения этих пород в качестве «бонинитоподобных».

Идея о возможности сопоставления бонинитовых лав с породами палеопротерозойских интрузивов появилась достаточно давно. Было замечено, что некоторые породы мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузивов, особенно в их краевых частях, по содержаниям SiO_2 (53–55 вес.%) и MgO (8–15 вес.%) формально отвечают понятию бонинит. Одним из наиболее известных примеров являются краевые фации Бушвельдской расслоенной интрузии [Sharpe, Halbert, 1985; Sun et al., 1989]. Аналогичные петрохимические особенности установлены в палеопротерозойских выскомагнезиальных дайках Антарктиды [Kuehner, 1989] и Гренландии [Hall, Hughes, 1987]. Применительно к палеопротерозойским расслоенным массивам эта идея на протяжении ряда лет активно обсуждается Е.В. Шарковым с соавторами [Шарков и др., 1994; 1997; 2004 и др.; Шарков, 2006; Шарков, Богина, 2006], которые подчеркивают, что раннедокембрийские магматические процессы «приводят к образованию кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серии (КВМС) мантийно-корового происхождения, близкой по составу к островодужным сериям фанерозоя, однако формировавшейся в совершенно другой тектонической обстановке» [Шарков, Красивская, Чистяков, 2004, с. 632]. Названные авторы используют «бонинитоподобность» расслоенных интрузивов для прямого противопоставления геодинамических обстановок формирования пород этого геохимического типа в раннем докембрии и в фанерозое — вплоть утверждения, что наличие «бонинитоподобных» внутриконтинентальных интрузивов свидетельствует об отсутствии процессов субдукции в архее. Поскольку в строении структурно-вещественных ассоциаций архейского и палеопротерозойского возраста в восточной части Фенноскандинавского щита участвуют как «бонинитоподобные» породы, так и собственно метабониниты (см. раздел 2.1.5.2), которые мы используем в качестве одного из наиболее надежных комп-

лексов-индикаторов субдукционной обстановки, нам необходимо обсудить названную проблему.

К сожалению, ссылка на «бонинитоподобность» способствует очевидной путанице, ничего не добавляя ни к пониманию генезиса расслоенных интрузивов, ни к исследованию сходства и различий фанерозойской и раннедокембрийской геодинамики. Мы отдаем себе отчет в «жесткости» этого утверждения и постараемся обосновать свое отношение к затронутой «терминологической» проблеме.

Следует подчеркнуть, что геохимическая аналогия бонинитов и «бонинитоподобных» интрузивов имеет далеко неполный характер, что отмечается, в том числе и в работах Е.В. Шаркова с соавторами. Значения ε_{Nd} в бонинитах современных островных дуг варьирует от +6 до +8, что указывает на глубоко истощенный характер мантийного источника [Pearce et al., 1992], тогда как в «бонинитоподобных» интрузивах значения ε_{Nd} заключены в интервале от +1 до –6, чаще обычно оставаясь в пределах от –1 до –2; значения $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ варьируют от 0.7032 до 0.7044. Эти значения совершенно определенно указывают на обогащенный характер мантийного источника или, что более вероятно, на коровую контаминацию мантийного расплава. Вполне очевидно, что обстановки формирования реальных островодужных бонинитов и «бонинитоподобных» внутриконтинентальных интрузивов заведомо не имеют ничего общего.

Вместе с тем, в раннедокембрийских орогенах известны действительно «бонинитоподобные» метавулканиты и собственно метабониниты, входящие в состав характерных вулканических ассоциаций, наличие которых является очевидным свидетельством внутриокеанической субдукции. В частности, метабониниты исследованы в пределах древнейшего зеленокаменного пояса Исуа, возраст которого, как хорошо известно, составляет 3.8–3.7 млрд лет [Polat et al., 2002]. Метабониниты известны также и в разрезах зеленокаменных поясов Ковдозерского микроконтинента (см. подробное описание и комментарий в разделе 2.1.5.2). Р.Смитис [Smithies, 2002], отмечая параллельное существование архейских метабонинитов, участвующих в вулканических сериях островодужного типа, и высококремнистых, высокомагнезиальных норитов, которые, как и бониниты, обогащены крупноионными литофильными (КИЛ) элементами, указывает на принципиально различные причины и условия формирования вторично обогащенных мантийных источников этих пород и призывает к осторожности при использовании только лишь геохимических критериев реконструкции геохимических обстановок формирования пород названных типов. Ниже представлен краткий обзор проблемы бонинитов и «бонинитоподобных пород» в раннем докембрии, подготовленный А.А. Щипанским.

Краткий обзор проблемы бонинитов и «бонинитоподобных пород» в раннем докембрии6

Проблема «отсутствия бонинитов в архее» широко обсуждалась в начале 90-х годов прошлого века. В частности, высказывалось предположение о кардинальной смене природы высокомагнезиального магматизма на границе архей–протерозой: переход от сухих коматиитовых магм мантийно-плюмового происхождения к водонасыщенным бонинитовым надсубдукционным расплавам [Hall, Hughes, 1993]. Однако уже в конце 90-х годов появились первые публикации о находках бонинитов в зеленокаменном поясе Абитиби Канадского щита и в Хизоваарском зеленокаменном поясе Фенноскандинавского щита [Kerrich et al., 1998; Щипанский и др., 1999]. К настоящему времени открыты проявления бонинитового магматизма в архейском поясе (провинции) Опатика Канадского щита [Boily, Dion, 2002], на северо-западе Северо-Карельского зеленокаменного пояса Фенноскандинавского щита [Милькевич и др., 2003], в поясе Гадвал кратона Восточный Двархар Индийского щита [Manikyamba et al., 2005] и даже в древнейшей из сохранившейся на Земле структур — поясе Исуа в Гренландии [Polat et al., 2002]. Эти открытия — важнейшие шаги к закрытию проблемы «отсутствия бонинитов в архее».

Бониниты являются, по-видимому, единственной разновидностью вулканитов, наличие которых в осадочно-вулканогенных разрезах однозначно свидетельствует об их формировании в надсубдукционной области энсиматических островных дуг. Бониниты, или вулканиты бонинитовой серии, в более широком определении, рассматриваются в качестве необычайно чувствительного индикатора петрогенетических процессов, происходящих в мантийном клине над зонами энсиматической субдукции [Crawford et al., 1989]. Специфичность состава (высокие содержания MgO, SiO_2, Cr, Ni) указывает на то, что их первичные расплавы возникали в равновесии с минералами перидотитовой мантии, предварительно истощенной

несколькими эпизодами экстракции базальтовых расплавов (MORB). Таким образом, находки бонинитов среди древних островодужных комплексов имеют важнейшее значение для реконструкции надсубдукционных обстановок в геодинамической эволюции того или иного региона.

Согласно последней классификации высокомагнезиальных вулканических пород, принятой Подкомиссией по номенклатуре магматических пород Международного геологического Союза в 2000 г., под бонинитами понимаются вулканические породы, которые удовлетворяют следующим критическим параметрам составов (в пересчете на сухой остаток): SiO_2 > 52 вес.%; MgO > 8 вес.% и TiO_2 < 0.5 вес.% [Le Bas, 2000]. Это определение исправило недостатки прежней классификации 1984 г. [Le Maitre, 1984], согласно которым бониниты определялись как высокомагнезиальные андезиты. Жесткое ограничение по содержанию TiO_2, закрепленное в новой классификации, имеет большое значение, поскольку среди главных породообразующих элементов титан является наиболее несовместимым. Низкие содержания Ti в примитивных расплавах отражают крайне истощенный тип мантийного источника. Характер распределения полного спектра малых элементов бонинитов наглядно показывает необычайно высокую степень истощения (деплетации) мантийного источника при одновременных свидетельствах их надсубдукционного генезиса, например, отрицательных аномалиях Nb (Ta).

По-видимому, из всех известных эффузивных пород вулканиты бонинитовой серии, которые объединяют как собственно бониниты, так и менее дифференцированные разности, так называемые низкотитановые толеиты [Brown, Jenner, 1989] или низкотитановые офиолитовые базальты [Sun, Nesbitt, 1978], по концентрациям некогерентных малых элементов являются наиболее истощенными (деплетированными). Спектры распределения малых элементов в породах этой серии таковы, что исключают участие даже минимального вклада континентальной коры.

Возвращаясь к «бонинитоподобным» интрузивам и вулканитам на востоке Фенноскандинавского щита, следует напомнить, что мантийно-плюмовая природа ранне-палеопротерозойского магматизма (в интрузивной и в эффузивной фации) является, возможно, общепринятой (см. цитированные выше публикации Е.В. Шаркова с коллегами, также [Puchtel et al., 1997] и многие др.). Здесь, как и в других районах Мира, специфическая геохимия «бонинитоподобных» магм хорошо объясняется процессами коровой контаминации изначально высокомагнезиальных и сухих расплавов коматиитового или пикритового состава. В частности, петрогенезис ранне-палеопротерозойских коматиитовых базальтов Ветреного Пояса в юго-восточной Карелии включал контаминацию первичных плюмовых магм, содержащих около 15% MgO, приблизительно в 7–9% континентально-корового материала [Puchtel et al., 1996; Пухтель и др., 1997].

Поскольку «бонинитоподобные» вулканиты имеют отчетливую генетическую связь с высокомагнезиальным плюмовым магматизмом и несут признаки континентально-коровой контаминации, то в противоположность собственно бонинитам, было предложено называть их *кремнистыми высокомагнезиальными базальтами* (SHMB — siliceous high-magnesium basalts) [Sun et al., 1989]. Окончательно проблему снимает геохимия малых элементов. Так, графики нормированных распределений малых элементов в кремнистых высокомагнезиальных базальтах ясно следуют геохимическому тренду состава средней континентальной коры, свидетельствуя о существенном участии последней в их петрогенезисе. Сравнение же с графиками распределения малых элементов в настоящих бонинитах не оставляет и следа от «бонинитоподобности» подобных базальтов и интрузивов. Кроме того, эти породы несут также и отчетливые изотопно-геохимические свидетельства коровой контаминации. Они систематически обнаруживают отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(T)$, что указывает на контаминацию мантийных магм породами древней континентальной коры [Chauvel et al., 1985; Puchtel et al., 1996, 1997; Arndt et al., 1997].

Совершенно очевидно, что термин «бонинитоподобные» имеет формально-петрохимический (формально-геохимический) смысл; подмена понятий типа «бонинитоподобные породы = бониниты, но иного генезиса» никак не способствует решению вопроса о времени начала корообразующих процессов тектоно-плитного типа в истории Земли. Поэтому использование термина «бонинитоподобные» при исследовании геодинамической эволюции корообразования представляется нам излишним и, возможно, даже вредным, поскольку порождает, в сущности, ничем не обоснованные геодинамические параллели.

Перечисленные обстоятельства не позволяют нам согласиться с далеко идущими выводами Е.В. Шаркова, который пытается обосновать гипотетические предположения о поздне-палеопротерозойском старте процессов тектоно-плитного типа в геодинамической истории Земли ссылкой на геохимическое сходство островодужных бонинитов и «бонинитоподобных» внутриконтинентальных интрузивов.

Друзиты — диспергированный мафит-ультрамафитовый и габбро-анортозитовый магматизм, 2.46–2.43 млрд лет

Проявления ранне-палеопротерозойского мафит-ультрамафитового магматизма в пределах Беломорского пояса (см. прил. III-1 и III-2) представлены множеством (десятками тысяч [Малов, Шарков, 1978]) мелких интрузивных тел основных и ультраосновных пород, неравномерно рассеянных по всей площади пояса. Термин «диспергированный мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм», удачно фиксирующий одну из главных особенностей рассматриваемого явления, по-видимому, впервые был предложен в публикации Е.В. Шаркова с соавторами [Шарков, Красивская, Чистяков, 2004].

Эти тела повсеместно, хотя и с разной интенсивностью метаморфизованы и превращены в друзиты (местный термин, введенный в 1905 г. Е.С. Федоровым для обозначения габбро с коронарными микроструктурами). Коронарные (коронитовые) структуры сформировались в ходе постмагматических и наложенных метаморфических преобразований. Эти структуры обязаны своим названием концентрическим каймам («коронам»), преимущественно образованным клинопироксеном, роговой обманкой и гранатом, обрамляющим магматические темноцветные минералы в результате метаморфических реакций между ними и плагиоклазом.

Позднее термин «друзиты» был распространен на более широкий круг пород мафит-ультрамафитового состава в пределах Беломорского пояса, также характеризующихся коронарными структурами. Свой вклад в изучение этих своеобразных пород в разное время внесли О.И. Володичев, В.А. Глебовицкий, В.Л. Дук, А.А. Ефимов, М.М. Ефимов, Л.А. Косой, С.Б. Лобач-Жученко, Н.Д. Малов, М.Е. Салье, Г.М. Саранчина, А.И. Слабунов, Н.Г. Судовиков, В.С. Степанов, Е.В. Шарков, К.А. Шуркин и многие другие исследователи. Обширная геологическая и петрологическая информация суммирована в работах В.С. Степанова [1981] и О.И. Володичева [1990].

Ранее предполагалось, что среди интрузивных тел, выделявшихся в качестве друзитов, присутствуют образования неоархейского и палеопротерозойского возраста (см., например: [Степанов, 1981]). Геохронологические исследования последних лет показали, что большинство интрузивных тел, выделявшихся в качестве друзитов, было сформировано в начале палеопротерозоя [Шарков, Красивская, Чистяков, 2004; Ранний докембрий..., 2005]. Кроме того, к комплексу друзитов были отнесены многочисленные мафитовые дайки, сосредоточенные в пределах Гридинского дайкового поля и подвергшиеся эклогитовому метаморфизму. Однако, как показано выше (см. раздел 2.1.6.2), эти дайки принадлежат архею и, очевидно, не имеют генетических взаимосвязей с палеопротерозойскими друзитами.

Проявления диспергированного мафит-ультрамафитового интрузивного магматизма представлены небольшими массивами (сотни метров — первые километры в длину) и дайками, численность которых в пределах Беломорской провинции достигает десятков тысяч [Малов, Шарков, 1978]. Массивы имеют неправильно-овальную форму, часто нарушенную последующими деформациями. Тем не менее, первичные интрузивные контакты во многих случаях доступны наблюдениям. Первоначально большинство тел имело силло-, линзо- или дайкообразную форму. Некоторые из них формировались в результате заполнения полостей отслоения в замковых частях относительно крупных складок. Это позволяет предполагать, что внедрение расплавов происходило в период активных тектонических деформаций [Шарков, Красивская, Чистяков, 2004].

Среди интрузивных тел, согласно оценке, приведенной Е.В. Шарковым с соавторами, приходится (в %): на долю ультрамафитов — около 16, оливиновых норитов и габбро-норитов — 30, норитов и габбро-норитов — 30, габбро-норит-анортозитов и анортозитов — 20 и магнетитовых габбро-диоритов и диоритов — около 4. Близкие оценки (в %) приведены в статье [Lobach-Zhuchenko et al., 1998]: плагиоклазовые лерцолиты — 15, оливиновые нориты и габбро-нориты — 75, анортозиты — 5, габбро-диориты — 5.

Эти соотношения приблизительно соответствуют относительной распространенности пород аналогичных типов в крупных расслоенных интрузивах Кольского, Северо- и Южно-Карельского поясов. Однако в рассматриваемом случае наблюдается отчетливая тенденция к формированию тел относительно узкого состава, нередко они сложены только одной разновидностью пород. Выделяется два главных типа интрузивов, различающихся вещественным составом: 1) существенно мафитовые (габбро-нориты, габбро-норит-анортозиты, анортози-

ты) и 2) существенно ультрамафитовые (лерцолит-габбро-нориты). Более обычна ситуация, когда породы одного из двух названных типов сосредоточены в пределах самостоятельных массивов, но они могут также и совместно участвовать в строении единого массива [Степанов, 1981; Lobach-Zhuchenko et al., 1998]. В наиболее крупных массивах, таких как Ковдозерский и Боярский, состав пород может варьировать в широких пределах — от плагиолерцолитов через габбро-нориты — вплоть до габбро-анортозитов [Степанов, 1981].

Плагиоклазсодержащие лерцолиты образованы магматическими минералами: оливином, ортопироксеном, плагиоклазом и шпинелью. Вдоль контактов оливина с плагиоклазом формируются клинопироксен-шпинелевые короны. В случае контактов ортопироксен–плагиоклаз возникают клинопироксеновые короны. Главными минералами габбро-норитов являются орто- и клинопироксены и плагиоклаз. Ортопироксен часто характеризуется инвертированными структурами и обрастает клинопироксен-гранатовыми коронами. Кристаллы магматического клинопироксена обрамлены гранат-амфиболовыми коронами. Габбро и диориты состоят из клинопироксена, плагиоклаза и титаномагнетита. Как и в габбро-норитах, клинопироксен обрастает гранат-амфиболовыми коронами. В краевых частях всех без исключения интрузивных тел магматические минералы замещены метаморфической ассоциацией гранат + амфибол + плагиоклаз ± биотит ± кварц.

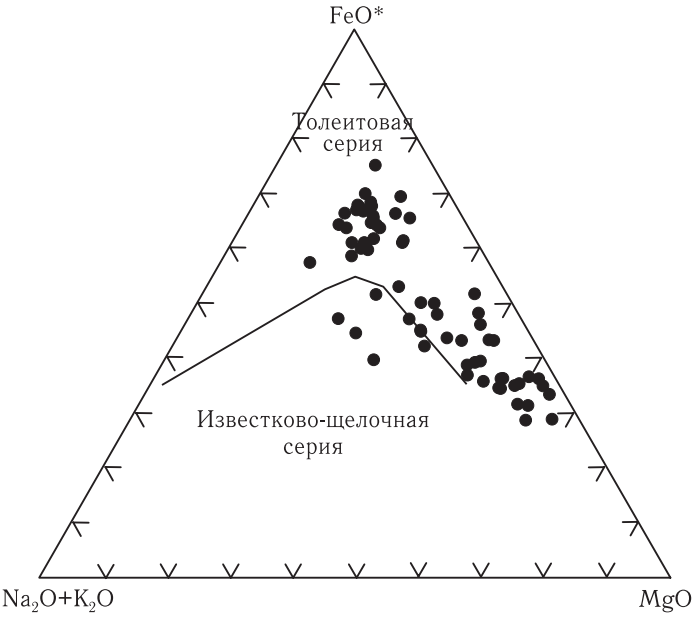


Рис. 3.9. Диаграмма AFM (по [Kuno, 1968]): петрохимические типы ранне-палеопротерозойских мафитовых интрузивов комплекса «друзитов». Аналитические данные заимствованы из [Lobach-Zhuchenko et al., 1998]

Средний состав друзитов, в расчет которого были вовлечены многочисленные анализы, соответствует пикриту с SiO_2 — 51.2%, MgO — 14%, TiO_2 — 0.6%, Al_2O_3 — 13% [Малов, Шарков, 1978; Lobach-Zhuchenko et al., 1998]. Мафитовые интрузивы имеют специфический химический состав, характеризующийся сочетанием повышенной магнезиальности и повышенной кремнеземистости («бонинитоподобный» по Е.В. Шаркову [2006], см. также обсуждение вопроса о «бонинитоподобных» мафитах в разделе 3.3.1.2).

Отчетливо выделяются две группы друзитов, характеризующиеся повышенной магнезиальностью или железистостью [Lobach-Zhuchenko et al., 1998] (рис. 3.9). Преобладают высокомагнезиальные разности, близкие мафит-ультрамафитам того же возраста, которые слагают расслоенные интрузивные тела в верхней части коры (см. выше). Высокомагнезиальные ультрамафиты (лерцолит-габбро-нориты) характеризуются пониженными концентрациями TiO_2 (< 1.0%), что сближает их с коматиитами. Высокожелезистые породы (габбро-нориты, габбро-норит-анортозиты, анортозиты) имеют более высокие содержания TiO_2 (1–2%, изредка — более высокие) и на диаграмме MgO–TiO_2 попадают в поле толеитов. Друзиты этой разновидности по валовому составу близки породам габбро-анортозитовых интрузивов, которые также в начале палеопротерозоя были размещены в основании коры (см. ниже в этом разделе). Друзиты, принадлежащие обеим группам, характеризующиеся одновременно и более тонкими геохимическими различиями, могут совместно участвовать в строении расслоенных серий даже в пределах небольших массивов.

По данным, приведенным в статье [Lobach-Zhuchenko et al., 1998], породы обеих групп обеднены Nb; тренды РЗЭ отражают относительное обогащение ЛРЗЭ, при этом ТРЗЭ не фракционированы. Высокожелезистые разности отличаются более высокими концентрациями РЗЭ. В единичных случаях отмечены небольшие положительные аномалия Eu. Примечательно, что уровень концентраций РЗЭ в друзитах в 2–3 раза выше по сравнению с породами расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов, что может

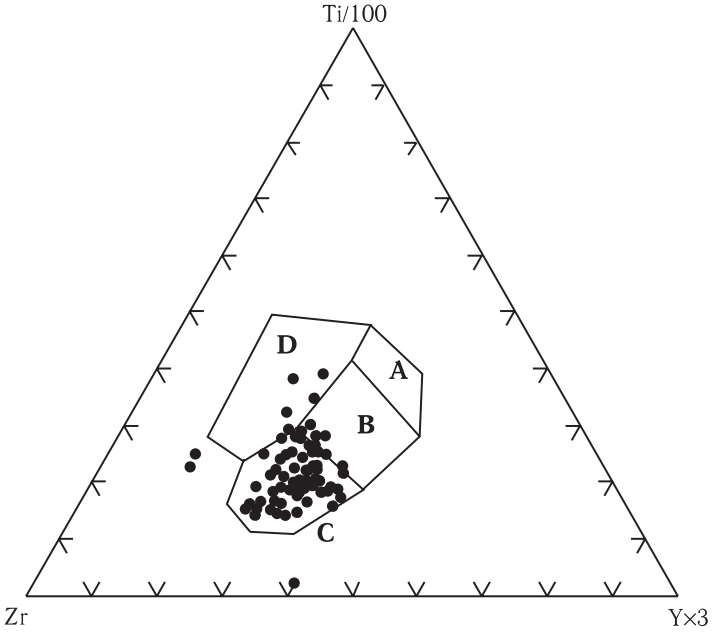


Рис. 3.10. Диаграмма Zr–Ti/100–Y×3 [Pearce, Cann, 1973] ранне-палеопротерозойских мафитовых интрузивов комплекса «друзитов». Аналитические данные заимствованы из [Lobach-Zhuchenko et al., 1998].

Поля: A — низкокалиевые толеиты островных дуг, B — базальты океанического дна, известково-щелочные базальты и низкокалиевые толеиты островных дуг, C — известково-щелочные базальты, D — внутриплитные базальты (внутриокеанические и внутриконтинентальные)

быть связано с более интенсивной контаминацией магм породами архейской континентальной коры на среднем уровне корового разреза.

На диаграмме Zr–Ti/100–Y×3 (по [Pearce, Cann, 1973]) (рис. 3.10) фигуративные точки «друзитов» сконцентрированы в поле известково-щелочных базальтов, на диаграмме Nb/Y–Zr/Y (по [Fitton et al., 1997]) (рис. 3.11) они занимают интервал между составами примитивной мантии и N-MORB, с одной стороны, и средним составом континентальной коры — с другой, тяготея к составу континентальной коры.

Породы комплекса друзитов, независимо от состава, характеризуются распределением МПГ (металлов платиновой группы), близким примитивной мантии [Кнауф и др., 2007]. В породах выявлены минеральные формы всех шести платиноидов, что коренным образом отличает их от охарактеризованных выше крупных расслоенных массивов мафит-ультрамафитов, характеризующихся палладиевой спецификой. Авторы названной публикации предполагают, что эта особенность может быть следствием ограниченности процесса внутрикамерной дифференциации расплавов.

Выше, при обсуждении возрастных соотношений комплекса друзитов и мафитовых даек Гридинского роя, мы обращались к срав-

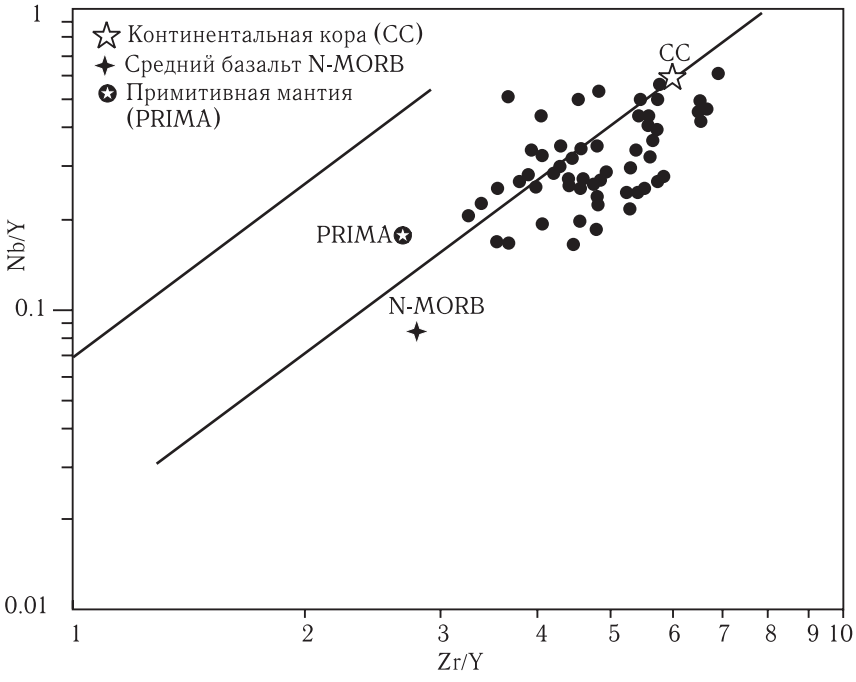


Рис. 3.11. Диаграмма Nb/Y–Zr/Y [Fitton et al., 1997] ранне-палеопротерозойских мафитовых интрузивов комплекса «друзитов». Аналитические данные заимствованы из [Lobach-Zhuchenko et al., 1998]. Примитивная мантия и N-MORB по [Hofmann, 1988], континентальная кора по [Rudnick, Fountain, 1995]

нению геохимических особенностей друзитов и мафитовых даек, подвергшихся преобразованиям в условиях эклогитовой и гранулитовой фаций (см. раздел 2.1.6.2).

Значения ε_{Nd} (2.45 млрд лет) в друзитах варьируют от +0.2 до –1.7, что, скорее всего, указывает на значительную роль коровой контаминации мантийных магм [Lobach-Zhuchenko et al., 1998]. Значения этой характеристики для друзитов мафит-ультрамафитового состава близки или совпадают с характеристиками мафитовых вулканитов Ветреного пояса [Puchtel et al., 1997] и расслоенных интрузивов Кольского, Северо- и Южно-Карельского поясов [Balashov et al., 1993].

Интрузивные тела друзитов ультрамафитового состава — в качестве примера рассмотрим *Ковдозерский массив*, обнажающийся на северо-западном побережье оз. Ковдозеро (№ 34 см. на карте прил. III-2) [Ефимов, 2005]. Как мы отмечали выше (см. раздел 3.1.2.2), с равным успехом Ковдозерский массив можно рассматривать в составе интрузивного ареала Койтелайнен, включающего массивы расслоенных мафит-ультрамафитов. Площадь выходов Ковдозерского массива достигает 70 км^2: он является самым крупным образованием в одноименной группе интрузивных тел лерцолит-габбро-норитов, наблюдаемых по берегам Ковдозера. Группа включает также три небольших массива и большое число мелких будинообразных, в различной степени метаморфизованных тел. Долгое время считалось, что Ковдозерская группа интрузивных тел представляет собой единый массив, тектонически разделенный на отдельные блоки. Однако в дальнейшем А.А. Ефимову с коллегами удалось показать, что «массив» в действительности представляет собой серию небольших самостоятельных интрузивных тел, в строении каждого из которых выделяются и центральная и краевая зоны. Набор пород центральных зон отвечает ряду плагиооливиниты — меланотроктолиты — плагиоперидотиты — оливиновые меланогаббро-нориты — оливиновые габбро-нориты. В индивидуальных телах отдельные элементы этого ряда могут отсутствовать. Главным общим типом пород являются оливиновые габбро-нориты, образующие около 60% центральных зон.

В упоминавшихся выше работах Е.В. Шаркова с соавторами [Шарков, Красивская, Чистяков, 2004; Шарков, 2006] приведены примеры, характеризующие состав, условия и время формирования ряда небольших тел ультрамафитовых друзитов. *Лерцолит-габбро-норитовые интрузивы острова Пежостров* представлены несколькими небольшими телами в южной части острова. Внутреннее строение Южного тела размером 110×180 м, ограниченного тектоническими контактами, характеризуется постепенным переходом от плагиолерцолитов через оливиновые габбро-нориты к пироксенитам и меланократовым норитам.

Интрузив острова Горелый обнажен на протяжении 1 км при ширине в раздуве около 300 м. Западная часть интрузивного тела характеризуется расслоенностью, образованной чередованием прослоев плагиолерцолитов и оливиновых габбро-норитов мощностью 30–50 см, залегающих согласно с простиранием тела. В области интрузивного контакта с архейскими гнейсами наблюдаются мелкозернистые структуры и апофизы во вмещающие породы.

Интрузив Юдом-Наволок, обнаженный на берегу губы Поньгома, протягивается в широтном направлении не менее чем на 5 км при ширине от 80 до 150 м. В его строении участвуют плагиолерцолиты, пироксениты, оливиновые габбро-нориты, лейкогаббро-нориты, анортозиты и гранофировые габбро-нориты. Расслоенность выражена неотчетливо, лерцолиты тяготеют к южной стороне, где вероятно находится нижняя часть массива. Интрузивные контакты обычно извилисты, с апофизами и заливами и многочисленными ксенолитами вмещающих гнейсов. Со стороны контактов в габброиды проникают жилки аплитовидных гранитов, которые пересекают и закаленные породы массива и захваченные ксенолиты.

Массив на острове Шанг в губе Поньгома представляет собой однородное тело площадью приблизительно 1.0×0.1 км, сложенное массивными лерцолитами и плагиолерцолитами. Вдоль его северного контакта размещены линзовидные тела габбро-норитов и жилы пегматоидных габбро-норитов.

Интрузивные тела друзитов мафитового состава — хорошо исследованным примером является *массив на полуострове Толстик* на юго-западном берегу Кандалакшского залива (№ 35 на карте прил. III-2). Массив представляет собой относительно крупное овальное в плане тело, длиной около 6 км при ширине 2 км. Он сложен габбро-норитами, габбро-норит-анортозитами, магнетитовыми габбро-норитами и габбро-норит-диоритами. Центральная часть массива образована коронитовыми габбро-норитами, в которых сохранились магматические структуры, в краевых частях и вдоль секущих зон рассланцевания породы преобразованы в гранатовые амфиболиты и гранат-амфиболовые

гнейсы. Породы массива пересечены мафическими дайками по крайней мере трех генераций. Небольшие интрузивные тела также обрамлены метаморфическими оболочками: внутренней — гранат-амфиболовой и внешней — амфиболитовой, тогда как в центральных частях они сохраняют магматические минералы и структуры [Lobach-Zhuchenko et al., 1998].

Высокоградный метаморфизм предшествовал внедрению калиевых гранитов. Оценки температур и давлений во время формирования коронарных структур, полученные с использованием соответствующих геотермометров и геобарометров, заключены в интервале 550–660°С и 6–9 кбар. На ретроградном этапе происходили амфиболизация и перекристаллизация коронарных структур при давлении 4–5 кбар. *PT*-параметры ретроградных преобразований габбро-норитов и вмещающих тоналитовых гнейсов практически совпадают [Ларикова, 2000]. В.С. Степанов [1981] оценивал температуры процесса формирования ранних корон несколько более высокими цифрами — 700–800°С. С.В. Богданова по минеральным парагенезисам массива Толстик получила относительно высокие оценки давления при метаморфизме: *P* — 11–12 кбар при *T* — 700–800°С [Bogdanova, 1996].

Массив пересекают жилы калиевых гранитов и мафитовые дайки. Дайки первых двух генераций внедрились до формирования жил калиевых гранитов, дайки последней, третьей, генерации возникли уже после их формирования [Шарков, Красивская, Чистяков, 2004 и ссылки в этой работе].

Будинообразное тело метагаббро-анортозитов острова Лодейный (Кандалакшский архипелаг) в западной части образовано массивными габброноритами, а в восточной — габбро-норит-анортозитами с маломощными прослоями габброноритов. В расслоенных породах наблюдаются текстуры оползания кристаллического осадка, свидетельствующие о динамических условиях становления массива.

Интрузив метагаббро-анортозитов острова Анисимов длиной более 1.6 км при ширине менее 200 м ограничен тектоническими (тектонизированными) контактами с архейскими гранитогнейсами и мигматитами. Эти контакты представляют собой зоны совместного рассланцевания, вдоль которых развивается поздняя мигматизация. В строении сильно измененного интрузива участвуют грубо расслоенные метагаббронорит-анортозиты с подчиненным количеством габбро-норитов и маломощными (1–3 см) прослоями вебстеритов и тонкорасслоенные породы, образованные чередованием оливиновых метапироксенитов и метагаббро-норитов мощностью от 1–2 до 10 см. Массив и его фрагменты вытянуты в северо-западном направлении, тогда как внутренняя расслоенность ориентирована субширотно. Из этого, как полагают Е.В. Шарков, И.С. Красивская, А.В. Чистяков [2004], следует, что современная морфология фрагментов массива обязана своим происхождением пластической деформации мигматитовой рамы.

Интрузивные тела на острове Пежостров (размером от одного до трех тел на 1 км^2), включают все разновидности мафитовых друзитов. Одно из тел, протяженностью около 1 км при ширине 200–300 м, образованное преимущественно анортозитами, подверглось деформациям и бластомилонитизации в условиях амфиболитовой фации; первично-магматические структуры и текстуры, как правило, утеряны. Зоны бластомилонитизации интрудированы дайкообразными телами базитов, преобразованных затем в гранатовые амфиболиты.

Геохронология друзитов

Друзиты мафит-ультрамафитового состава. Оценка возраста оливиновых габбро-норитов Ковдозерского массива равна 2.44 млрд лет [Ефимов, Каулина, 1997]. Линзовидное тело мелкозернистых меланократовых метагаббро-норитов на острове Лодейный датировано U-Pb методом по циркону Б.В. Беляцким, оценка составила 2.442±0.004 млрд лет [Шарков, Красивская, Чистяков, 2004].

Габбро-нориты массива Толстик датированы в интервале 2.44–2.43 (от 2.444 до 2.434) млрд лет, возраст калиевых гранитов, секущих породы массива, — 2.41±0.02 млрд лет [Bogdanova, Bibikova, 1993; Каулина, Богданова, 2000]. Мафитовые дайки первых двух генераций внедрились в течение интервала 2.44–2.41 млрд лет (до формирования секущих массив калиевых гранитов), дайки последней, третьей, генерации возникли уже после формирования гранитов [Шарков, Красивская, Чистяков, 2004 и ссылки в этой работе].

Интрузивные тела анортозитов и габбро-анортозитов, обнаженные на островах Керетского архипелага (о-в Пежостров) и Кандалакшского архипелага (о-ва Лодейный, Анисимов, Вороний) Белого моря, сформированы 2.46–2.45 млрд лет (U-Pb по циркону: о-в Анисимов [Alexejev et al., 2000]; о-в Вороний (Т.Б. Баянова — устное

сообщение, 2002 г. — по [Шарков, Красивская, Чистяков, 2004]).

Оруденение. Краевые зоны тел, образующих Ковдозерский массив, включают зоны сульфидной медно-никелевой вкрапленности с минерализацией МПГ и Au [Степанов, 1981; Металлогения Карелии, 1999; Ефимов, Карпов, 2005]: Pt — 250 мг/т, Pd — 1.5 мг/т, Au — 120 мг/т.

Пыршин-Колвицкий комплекс габбро-анортозитов (габбро-анортозиты 1-й генерации), 2.51–2.42 млрд лет

В геологической истории Кола-Карельского региона известны три крупных комплекса габбро-анорозитов: неоархейский Цага-Ачерйокский комплекс и две генерации палеопротерозойских габбро-анортозитов, интрудировавших: первая — в раннем палеопротерозое и вторая — в позднем, соответственно, Пыршин-Колвицкий и Яурийокский комплексы (см. прил. I-1, III-1 и III-2). Все палеопротерозойские габбро-анортозиты в современной структуре размещены в основании покровно-надвиговых ансамблей гранулито-гнейсовых поясов.

Внедрение линзо- и силлообразных интрузивов габбро-анортозитов Пыршин-Колвицкого комплекса, как и расслоенных перидотит-габбро-норитов, связано с инициальной стадией палеопротерозойского магматизма. Почти все тела габбро-анортозитов размещены в основании Лапландско-Колвица-Умбинского гранулитового пояса, участвуя в строении интрузивных поясов Яврозеро — Главный Хребет и Колвицкого (№ 9 и № 11 на карте прил. III-1, соответственно) [Минц и др., 1996; Mints et al., 2007]. Единственное исключение образовано Кийостровским массивом в основании Соловецкого гранулито-гнейсового пояса (см. раздел 3.3.1.6). Перечисленные выше интрузивные пояса, совместно с телами габбро-анортозитов 2-й генерации образуют протяженный (около 800 км), сложно изогнутый в плане пояс в целом северо-западного простирания.

Габбро-анортозиты интрудировали в мафитовые породы и совместно с ними подверглись гранулитовому метаморфизму. Интрузивные породы в значительной части преобразованы в плагиоклазиты (метаанортозиты), гранат-клинопироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы (метагаббро-анортозиты) и подстилающие их гранатовые амфиболиты (метагаббро). Гранатовые амфиболиты (ранее включавшиеся в состав кандалакшской свиты), согласно геологическому положению и петро-геохимическим особенностям, мы рассматриваем в качестве метаморфизованных габброидов, принадлежащих нижним уровням расслоенных интрузивных тел [Минц и др., 1996].

Интрузивы Пыршин-Колвицкого комплекса тяготеют к восточной части Лапландско-Колвица-Умбинского пояса (номера массивов с запада на восток на карте прил. III-2): (5) массив горы Пыршин-Оайвиш на северо-восточном склоне Сальных Тундр — относительно крупное расслоенное тело с начальными проявлениями метаморфических преобразований; (6) габбро-анортозитовый лополитообразный массив Главного хребта, один из крупнейших на Кольском полуострове; далее — крупные пластовые тела метаанортозитов и метагаббро-анортозитов Кандалакшских (7) и Колвицких (8) Тундр, в значительной части превращенные в кристаллические сланцы, в том числе, эклогитоподобные.

Массив горы Пыршин-Оайвиш (№ 5 — здесь и далее цифры в квадратах на карте прил. III-2) — крупное интрузивное тело площадью около 100 км^2. Непосредственно к северо-западу от него расположен небольшой ***Абварьский массив***, который, возможно, является его частью. Оба массива подробно исследованы Ф.П. Митрофановым и Л.И. Нерович [2003]. Центральная часть массива Пыршин-Оайвиш образована почти неизмененными лейкогаббро и лейкогаббро-норитами, среди которых размещены линзы гигантозернистых лабрадоритов и крупнозернистых габбро-лабрадоритов, а эндоконтактовая часть — габбро- и габбро-норитами, превращенными в амфиболиты. Дайки, пересекающие породы массива, представлены оливиновыми метаперидотитами и более широко распространенными гранат-амфибол-клинопироксеновыми метамикрогаббро.

Породы массива неравномерно метаморфизованы. Слабо переработанные разности, в строении которых преобладают минералы магматической ассоциации (инвертированный пижонит + авгит + плагиоклаз + титаномагнетит), располагаются в центральной части массива. Сильнее метаморфизованные породы расположены в краевых частях и в виде отдельных узких зон с признаками интенсивных деформаций внутри массива. Для метаморфизованных габбро-лабрадоритов характерны появление венцо-

вых структур (каймы граната и амфибола вокруг клинопироксена) и покисление плагиоклаза (от $Pl_{59–60}$ до $Pl_{40–45}$). Формирование этого парагенезиса фиксирует наиболее ранние метаморфические преобразования. В краевой зоне массива, где породы, как правило, интенсивно рассланцованы и превращены в кристаллосланцы, преобладающую роль играют минералы следующей, третьей, ассоциации (салит + гиперстен + буро-зеленая роговая обманка + гранат + плагиоклаз ± ± кварц + магнетит ± сфен ± рутил). Отсутствие зональности в гранатах указывает на высокие температуры кристаллизации второй и третьей минеральных ассоциаций. Процесс завершается формированием четвертой минеральной ассоциации, развитой во всех частях массива: синезеленая роговая обманка + плагиоклаз + гранат + эпидот + ортит + скаполит + кварц + + сфен + апатит.

Тело метагаббро-анортозитов на северо-восточном склоне Сальных Тундр, непосредственно примыкающее с юго-востока к массиву Пыршин-Оайвиш, имеет линзовидно-пластовую форму и протягивается на расстояние около 18 км при мощности 0.2–1.5 км. Оно залегает между подстилающими гранатовыми амфиболитами и перекрывающими основными двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами (мафитовыми гранулитами). Его центральная часть сложена крупнозернистыми метаанортозитами, ближе к контактам они постепенно сменяются металейкогаббро-анортозитами и металейкогаббро. Граница массива с двупироксеновыми кристаллосланцами — резкая, несмотря на то, что и те, и другие породы вместе претерпели динамометаморфизм в условиях гранулитовой фации и представляют собой бластомилониты.

Геохронология. При геохронологических исследованиях были специально зафиксированы взаимосвязи между кристаллами циркона нескольких генераций и последовательно формировавшимися ассоциациями породообразующих минералов. Полученные результаты проинтерпретированы Ф.П. Митрофановым и Л.И. Нерович следующим образом. Кристаллы циркона, охарактеризованные датой 2.45±0.01 (2.452±0.007) млрд лет, образуют включения в магматическом плагиоклазе и, следовательно, дают оценку возраста магматической кристаллизации. Даты 2.42 (2.417±0.003), 1.94 (1.943±0.003) и 1.91 (1.906±0.004) млрд лет отвечают последовательным стадиям метаморфических преобразований. При этом дата 2.417 млрд лет фиксирует время ранних высокотемпературных преобразований, последовавших за раскристаллизацией мафитового расплава.

Массив Главного хребта (№ 6 на карте прил. III-2), протягивающийся в меридиональном направлении на 75–80 км при максимальной ширине в северной части 1–2 км, в южной — около 15 км, обнажен в склонах хребтов Монче-, Чуна и Волчьих Тундр, по названиям которых выделены Мончетундровский и Чуна-Волчьетундровский массивы, разделенные узкой полосой гнейсов и амфиболитов [Козлов и др., 1967; Юдин, 1980; Смолькин и др., 2004; Шарков, 1982; 2006 и ссылки в этой работе]. Мощность массива до уровня эрозионного среза и с учетом данных бурения составляет 2.5–3 км. Непосредственно к востоку от Главного хребта расположен охарактеризованный выше Мончегорский массив (Мончеплутон) расслоенных мафит-ультрамафитов (см. прил. I-1 и III-2).

В сводном вертикальном разрезе массива Главного хребта выделяются [Смолькин и др., 2004; Шарков и др., 2006 и ссылки в этой работе] три уровня, состав которых снизу вверх меняется от габбро-норитов до габбро-норит-анортозитов. Нижний уровень мощностью более 500–600 м, который на флангах интрузива сложен габбро-норитами, в центральной части образован ритмически чередующимися габбро-норитами, оливиновыми габбро-норитами, плагиоперидотитами и пироксенитами. Средний уровень мощностью от 300–500 до 2000–2500 м образован трахитоидными габбро-норит-анортозитами и анортозитами. Верхний уровень мощностью не менее 2500–3000 м сложен крупнозернистыми массивными и такситовыми габбро-анортозитами. Верхняя часть разреза эродирована.

Геологические наблюдения давно и вполне уверенно зафиксировали пологое восточное падение западной границы массива, образованной в процессе надвигания интрузивного тела в западном направлении. Представления о строении восточной границы длительное время оставались менее определенными, а генетические, структурные и пространственные соотношения массива Главного хребта и Мончеплутона столь же длительное время оставались предметом дискуссий.

Интерпретация геофизических материалов, включая сейсмический образ коры по профилю 1-ЕВ (см. прил. V-1–V-3), и наблюдения за пространственной ориентировкой первичных элементов магматического течения и расслоенности (данные разных исследователей по [Смолькин и др., 2004 и ссылки в этой работе]) согласованно свидетельствуют, что массив Главного хреб-

та представляет собой лополитообразное тело. Согласно названной публикации, северная часть массива имеет дайкообразную форму. Однако такое представление противоречит региональным геофизическим материалам. Региональный анализ строения Лапландско-Колвица-Умбинского гранулитового пояса позволяет уверенно предполагать, что северная часть массива участвует в строении узкой сжатой синформы [Минц и др., 1996]. С учетом высокого уровня метаморфизма пород в пределах синформной структуры (лапландские гранулиты), становится понятно, что синформа представляет собой деформированный тектонический покров, выжатый и перекрывающий породы как западного, так и восточного обрамления массива. В эндоконтактовых зонах преобладают крутые падения, в центральных частях — более пологие до субгоризонтального [Смолькин и др., 2004].

Вдоль западного контакта массива Главного хребта, где породы превращены в бластомилониты, наблюдаются проявления начальной стадии эклогитизации.

Независимое расположение Мончегорского массива и массива Главного хребта получило подтверждение в результате бурения структурной скв. М-1 (комбинат «Североникель») в северо-восточном эндоконтакте Мончетундровского массива в непосредственной близости от западного контакта Мончегорского массива (Мончеплутона) [Смолькин и др., 2004; Шарков и др., 2006]. На глубине около 2400 м скважина пересекла нижнюю границу массива и на несколько десятков метров углубилась в подстилающий комплекс, образованный сильно окварцованными катаклазированными гранат-двуслюдяными и гранат-амфиболовыми плагиогнейсами, кордиерит-гиперстеновыми сланцами и диоритами. По оценке вышеупомянутых авторов, подстилающий комплекс принадлежит кольской серии. Однако наличие кордиерит-гиперстеновых сланцев гранулитовой фации скорее указывает на принадлежность пробуренного интервала разрезу Лапландского гранулитового пояса. Согласно данным, приведенным в статье [Минц и др., 1994], гранулито-гнейсы в восточном экзоконтакте массива Главного хребта характеризуются высокой плотностью — 2.81–2.85 г/см^3 (мигматизированные разности — 2.73–2.78 г/см^3). Аналоги этих гранулитов участвуют в строении Лапландского пояса, тогда как гнейсы гранулитовой–амфиболитовой фации Центрально-Кольского пояса отличаются заметно меньшей плотностью — 2.74–2.83 г/см^3 (мигматизированные разности — 2.74–2.76 г/см^3).

Геохронология. Габбро-нориты и габбро-анортозиты Мончетундровского массива датированы U-Pb методом по цирконам, верхнее пересечение с конкордией: 2.46±0.03 млрд лет [Вревский, Левченков, 1992], 2.453±0.004 млрд лет [Митрофанов и др., 1993], 2.488±0.003 и 2.47±0.01 (2.467±0.007) млрд лет [Баянова, 2004].

Продолжение исследований [Баянова и др., 2009] позволило получить несколько более древние оценки (U-Pb по циркону по верхнему пересечению с конкордией) для мафит-ультрамафитов — 2.51±0.01 (2.505±0.006) млрд лет, и для габбро-норитов из нижней части расслоенного разреза — 2.50±0.01 (2.501±0.008) млрд лет. Возраст габбро-норит-анортозитов среднего уровня охарактеризован в результате исследования циркон-бадделеитовых концентратов (U-Pb по верхнему пересечению с конкордией): 2.47±0.01 (2.471±0.009) и 2.48±0.02 (2.476±0.017) млрд лет.

Перечисленные оценки, с учетом погрешности определения, близки. Реальные возрасты опробованных пород, по всей вероятности, заключены в интервале 2.50–2.48 млрд лет (максимально — от 2.51 до 2.47 млрд лет). Длительность формирования массива вряд ли превышает 40 млн лет, однако более вероятен интервал продолжительностью 20–30 млн лет. Геохронологические данные, возможно, указывают на полифазное формирование массива. Этому заключению противоречит отсутствие данных об интрузивных контактах между различными типами пород в массиве.

Оруденение. К норитам и пироксенитам в нижней расслоенной серии массива приурочен уровень минерализации МПГ [Гроховская и др., 2003]. По данным работы Л.И. Нерович с соавторами [2008], выделяется второй уровень минерализации МПГ палладиевой специализации и золота, приуроченный к трахитоидным габбро-норитам среднего уровня.

Тип минерализации МПГ близок типу «платиноносных рифов», в качестве вероятного аналога можно принять платиноносный риф J-M в неоархейском габбро-анортозитовом массиве Стилуотер, несущий промышленное месторождение МПГ [Irvine et al., 1983; Шарков, 2006 и ссылки в этой работе].

Соотношения массива Главного хребта и Мончегорского массива; геодинамическая интерпретация. Первоначально предполагалось, что габбро-анортозиты Главного хребта имеют архейский возраст, а Мончегорский плутон был размещен между габбро-анортозитами и палеопротерозойской осадочно-вулканогенной толщей Имандра-

Варзугского пояса в конце палеопротерозоя [Козлов и др., 1967, Юдин, 1980]. Е.В. Шарков [1982] предложил модель, согласно которой Мончегорский плутон и массив Главного хребта представляют собой части единого Мончетундровского интрузивного тела бушвельдского типа. Ультрамафитам Мончегорского плутона отводилась роль нижней части, поднятой по Мончетундровскому разлому северо-западного простирания. Примыкающий с запада габбро-анортозитовый массив Главного хребта рассматривался соответственно в качестве верхней, но опущенной части. Такая интерпретация позволяла рассчитывать на размещение рудоносного уровня в пределах расслоенного комплекса на глубине — в нижней части массива Мончетундра.

Предположения Е.В. Шаркова и В.Ф. Смолькина с соавторами о значении зоны бластокатаклазитов и бластомилонитов по габбро-анортозитам в интервале от 1000 до 2000 м по *скв. М-1* и о возможной корреляции этой зоны с тектоническими структурами на дневной поверхности, выдвинутые в различных публикациях, противоречат одна другой и, на наш взгляд, не имеют достаточного обоснования.

После проходки *скв. М-1* независимое размещение обоих интрузивных тел (Мончетундровского и Мончегорского массивов) стало очевидным. Новая интерпретация морфологии и сложившихся к настоящему времени структурных соотношений этих массивов, представленных в виде самостоятельных лополитообразных тел, предложенная Е.В. Шарковым [Шарков, 2006, рис. 1.35] представляется оптимальной: реконструированный лополит массива Главного хребта размещен структурно и гипсометрически выше Мончегорского плутона. Однако Е.В. Шарков продолжает отстаивать точку зрения о «родстве» и взаимодействии процессов формирования этих интрузивов. Он предполагает, что «дунитовая линза в западной части Мончгорского плутона... представляет собой фрагмент нижней части массива Главного хребта, который при внедрении пересек уже затвердевший к этому времени Мончегорский плутон, срезав его западное продолжение (рис. 1.35). С этих позиций Мончегорский комплекс (т.е. сочетание Мончегорского массива и массива Главного хребта. — *М.М.*)... может представлять собой долгоживущий магматический центр» (с. 66–67).

В работах М.В. Минца с соавторами [Минц и др., 1996; Mints, 1998; Mints, Konilov, 2004; Минц, 2007б] было показано, что Мончегорский массив и массив Главного хребта сформированы на различных уровнях глубинности, контролируются принципиально разными тектоническими структурами и принадлежат различным интрузивным поясам палеопротерозойского возраста. Мончегорский массив (Мончеплутон), как и серия других массивов расслоенных мафит-ультрамафитов, интрудировал породы самой верхней части коры и в современной структуре размещен в основании надвиго-поддвигового ансамбля осадочно-вулканогенного пояса Имандра-Варзуга, где уровень метаморфизма преимущественно отвечает зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям. В свою очередь, габбро-анортозиты Главного хребта, так же как и другие подобные массивы, приурочены к основанию покровно-надвигового ансамбля Лапландско-Колвица-Умбинского гранулитового пояса (см. прил. III-1 и III-2). Сближенное расположение обоих массивов на уровне современной дневной поверхности в определенном смысле является «игрой случая» — некоторым «удачным» сочетанием латеральных тектонических перемещений и эрозионного среза.

Колвицкий габбро-анортозитовый массив (№ 8 на карте прил. III-2) — один из наиболее полно исследованных интрузивных массивов рассматриваемого типа [Шарков, 1982, 1984; Bogdanova, Yefimov, 1993; Balagansky et al., 2001; Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе; Fonarev, Konilov, 2005]. Габбро-анортозитами образованы два эрозионных останца — Кандалакшские и Колвицкие тундры.

В.В. Балаганский рассматривает габбро-анортозиты в качестве одного из компонентов взаимосвязанной ассоциации пород Колвицкого пояса, в которой помимо лополитообразного тела габбро-анортозитов участвуют залегающие в основании тектоно-стратиграфического разреза гранатовые амфиболиты, традиционно обозначаемые в качестве «кандалакшской толщи», и мафитовые гранулиты «порьегубского комплекса», слагающие верхнюю часть разреза. Важную роль в строении пояса играют синтектонические мафитовые дайки. Кроме того, В.В. Балаганский включает в состав кандалакшской толщи слабо метаморфизованные вулканиты и конгломераты района Рязановых Луд (мыс Пентельский) [Balagansky et al., 2001; Ранний докембрий..., 2005].

Работы В.В. Балаганского объединяют обширный массив данных, собранных предшествующими исследователями, и предлагают наиболее полную и детальную картину строения, структурной и магматической эволюции ассоциации, включающей Колвицкий массив габбро-

анортозитов. Метаморфическая эволюция массива детально исследована В.И. Фонаревым и А.Н. Кониловым [Fonarev, Konilov, 2005]. В нижеследующем описании мы будем основываться на этих материалах — за единственным серьезным исключением: опыт, полученный нами при изучении Лапландского гранулитового пояса, позволяет рассматривать гранатовые амфиболиты кандалакшской толщи в качестве метаморфизованных габбро и габбро-норитов нижней части расслоенного массива габбро-анортозитов, а слабометаморфизованные вулканиты и конгломераты района Рязановых Луд — в качестве одного из компонентов зоны поднадвигового меланжа [Минц и др., 1996; Mints et al., 2007] (см. раздел 3.3.1.6).

Колвицкий массив габбро-анортозитов (включая его нижнюю часть, сложенную гранатовыми амфиболитами) в современном виде представляет собой пластинообразное тело, которое в результате тектонических деформаций совместно с породами Колвица-Умбинского гранулитового пояса (см. раздел 3.3.1.6) преобразовано в изогнутый пакет тектонических покровов — синформу. На дневной поверхности в южной части Кольского полуострова массив протягивается на 75 км при ширине около 25 км. Осевая часть массива перекрыта гранулитами Колвица-Умбинского пояса, и сечение массива современным рельефом достигает ширины лишь 5–7 км (см. прил. I-1 и III-2). В юго-восточном направлении в акватории Белого моря и далее под осадочным чехлом массив прослеживается по сочетанию интенсивных положительных аномалий магнитного поля и поля силы тяжести, вероятно, с перерывами еще на 350–400 км в основании протяженного гранулито-гнейсового пояса, показанного на карте (см. прил. I-1) и схеме тектонического районирования (см. прил. III-1). При этом мощность интрузивного тела, по-видимому, как правило, составляет лишь несколько сот метров — один километр.

Южная граница массива, протягивающаяся вдоль северо-восточного берега Кандалакшского залива, хорошо обнажена и надежно откартирована. Согласно ориентировке расслоенности и гнейсовидности в породах массива, эта граница полого погружается к северо-востоку. В области центриклинального замыкания синформной структуры в районе Кандалакшских тундр положение границы — субгоризонтальное с закономерно меняющимися пологими наклонами. Несмотря на хорошую обнаженность, как мы отметили выше, сохраняются определенные различия в толковании структурно-вещественных комплексов и соответственно самой границы разными авторами. Резкие различия в уровне метаморфизма пород и, повторим, опыт исследований в южном обрамлении Лапландского гранулитового пояса, позволяют нам настаивать на том, что граница имеет полностью тектоническую, а не «тектонизированную» природу и отделяет гранатовые амфиболиты «кандалакшской толщи» (метагаббро) от слабо метаморфизованного вулканогенно-осадочного комплекса. Соответственно Колвицкий массив принадлежит в современной структуре пакету тектонических покровов Лапландско-Колвица-Умбинского гранулитового пояса, располагаясь в его основании, а слабо метаморфизованные породы принадлежат автохтонной области.

В истории формирования массива выделены три этапа: 1) размещение габбро-анортозитового интрузива, 2) внедрение расплавов с образованием жил и даек анортозитов, 3) формирование даек диоритов и базитов нескольких генераций и внедрение небольших базит-гипербазитовых интрузий. Последовавшие затем процессы высокотемпературного (гранулитового) метаморфизма [Fonarev, Konilov, 2005; Mints et al., 2007] мы рассмотрим в разделе 3.3.1.6.

Габбро-анортозиты слагают значительную часть массива (в том числе, собственно анортозиты — одну четвертую часть). Массив имеет сложное, неоднородное строение, отражающее, вероятно, сложность и неравномерность как их первичного состава и физико-механического состояния, так и последующих метаморфических преобразований. Массивные породы нередко перекристаллизованы, разлинзованы, характеризуются пятнисто-полосчатой текстурой и гнейсовидностью; относительно равномернозернистые разности сменяются породами с крупными, нередко гигантскими (до 20–60 см) выделениями граната, ортопироксена или плагиоклаза. Местами — это относительно лейкократовые породы практически без темноцветных минералов, местами — насыщены различными темноцветными минералами (в основном амфиболизированным ортопироксеном и гранатом), превращены в тонкозернистые гранатиты и т.д. Согласно Е.В. Шаркову [1984], нерассланцованные габбро-анортозиты имеют кумулятивные структуры, образованные идиоморфными кристаллами лабрадора (обычно $Pl_{60–63}$) в мелкозернистом ортопироксеновом матриксе. Локально развиты нориты, гигантозернистые габбро-норит-пегматиты (катаранскиты), жилы вебстеритов и изредка троктолиты. В не-

рассланцованных габбро-анортозитах наблюдается тонкая ритмичная расслоенность.

Анортозиты слагают около четверти массива. Нерассланцованные разности образованы крупными идиоморфными кристаллами магматического лабрадора ($Pl_{55–63}$) с участием амфибола и клинопироксена. В нерассланцованных разностях габбро-анортозитов наблюдаются каймы (короны) амфибола и граната вокруг магматических пироксенов. Циркон в нерассланцованных разностях практически отсутствует, но часто обилен в рассланцованных разностях, что указывает на его метаморфическое происхождение. К верхней части массива приурочены монцониты, кварцевые монцониты и кварцевые диориты (эндербиты). Основание массива образовано амфиболитами «кандалакшской толщи» — метагаббро. Преобладают гранатовые разности, часто присутствует клинопироксен.

Массив перекрыт *мафитовыми гранулитами*, которые иногда рассматривают в качестве «Порьегубского комплекса» или «гранулитов Порьей губы» [Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе]. Интрузивные контакты между гранулитами и габбро-анортозитами не наблюдались, контакты между ними сегодня — тектонические или «тектонизированные». Однако отсутствие иных пород кровли для Колвицкого массива и геохронологические данные позволяют считать, что протолиты Порьегубских гранулитов были сформированы ранее габбро-анортозитов, играли роль вмещающих пород и уже затем подверглись гранулитовому метаморфизму одновременно и совместно с габбро-анортозитами.

Гранулиты представлены полосчатыми и монотонными гранат-пироксен-амфиболовыми, гранат-пироксеновыми, гранат-двупироксеновыми кристаллосланцами и гранатовыми амфиболитами, подчиненно — пироксеновыми гнейсами. Иногда удается распознать реликтовые признаки изверженных пород. В резко ограниченном количестве встречаются линзовидные прослои мелкозернистых кварц-полевошпатовых пород [Крылова, 1983], прослои мраморов и кальцифиров [Беляев, 1971; Виноградов и др., 1980]. В подобных случаях гранулиты характеризуются полосчатыми текстурами, что позволяет предполагать их туфогенную или туфогенно-осадочную природу. Следовательно, по крайней мере часть разреза может быть образована парапородами.

Дайковый комплекс образован минимально четырьмя генерациями даек базитов и одной — диоритов [Balagansky et al., 2001]. Дайки наиболее ранней генерации — тонкозернистые массивные породы, резко обогащенные гранатом. Реликты магматических минералов представлены клинопироксеном, который обычно замещается роговой обманкой и гранатом (содержание граната может достигать 45%). Обычны венцовые (коронитовые) микроструктуры, аналогичные отмеченным выше в габбро-анортозитах. Нерассланцованные базиты имеют пятнистые («леопардовые») текстуры (диопсид-гранат-плагиоклазовые пятна в гранат-диопсид-амфибол-плагиоклазовой матрице). Самые поздние дайки сложены горнблендитами. Преобладающая часть мафитовых даек сформировалась за время от 2.44 до 2.40 млрд лет. Дайки имеют четкие секущие контакты и содержат ксенолиты рассланцованных и метаморфизованных габбро-анортозитов и анортозитов. Дайки каждой генерации подвергались рассланцеванию и высокоградному метаморфизму во время или сразу же вслед за отвердеванием: более молодые дайки пересекают рассланцованные породы даек, которые внедрились лишь не намного раньше [Balagansky et al., 2001].

Химический состав даек соответствует габбро, при этом выделяются низкотитанистые разности (TiO_2 — 0.54–0.93%) и разности, обогащенные титаном и железом (TiO_2 — 1.06–1.76%, FeO* — до 19%) [Balagansky et al., 2001]. Следует заметить, что в координатах ($Na_2O + K_2O$)–FeO*–MgO дайки Колвицкого роя близки неоархейским дайкам, образованным габбро, из состава Гридинского роя, но заметно отличаются от палеопротерозойских друзитов.

Помимо даек, в строении Колвицкого комплекса участвуют мелкие интрузивные тела клинопироксенит-верлитов, габбро-норит-клинопироксенит-вебстеритов, перидотитов, оливиновых норитов, норитов и габбро-норитов [Ранний докембрий..., 2005, и ссылки в этой работе].

Породы автохтона (или параавтохтона), непосредственно подстилающие основание Колвицкого массива, представлены биотит-амфиболовыми гнейсами, содержащими прослои конгломератов и линзы карбонатных пород. Подобные гнейсы, а также и гранито-гнейсы в виде маломощных прослоев встречаются и выше по разрезу — среди метагаббро. Можно предположить, что эти «прослои» представляют собой тектонические отторженцы, захваченные при надвигообразовании. Аналогичные явления известны и в пределах зоны поднадвигового меланжа Лапландского пояса (см. раздел 3.3.1.6).

Условия метаморфизма. Обстановки и условия метаморфизма пород в пределах Лапландского и Колвица-Умбинского гранулитовых поясов и

результаты датирования последовательных метаморфических событий охарактеризованы ниже, в разделе 3.3.1.6. Здесь же мы ограничимся характеристикой наиболее раннего метаморфического события, последовавшего вслед за интрузивным размещением габбро-анортозитов.

Параметры метаморфизма, отвечающие этому наиболее раннему событию **M0** в пределах Колвицкого массива габбро-анортозитов составили 990°С при 12.4 кбар (событие m1 по [Fonarev, Konilov, 2005]). Другая оценка, 700–900°С при 10–12 кбар была получена в отношении небольших тел друзитов на сопредельной территории Беломорского пояса [Bogdanova, 1996].

Геохронология и изотопная геохимия. Имеющиеся в настоящее время данные по абсолютному возрасту Колвицких анортозитов, местаанортозитов и метагаббро достаточно информативны и, в общем, не противоречивы.

Габбро-анортозиты характеризуются такими оценками возраста (U-Pb по циркону):

— магматическая кристаллизация: 2.45±0.01 млрд лет (метагаббро, включения циркона в магматическом плагиоклазе [Митрофанов и др., 1993]) и 2.462±0.01 (2.462±0.007) млрд лет [Фриш и др., 1995];

— ранняя стадия метаморфизма (метагаббро): 2.465±0.004 млрд лет [Балаганский и др. (неопубликованные данные) — по Ранний докембрий..., 2005], 2.423±0.003 млрд лет [Митрофанов и др., 1993], 2.431±0.003 млрд лет [Богданова и др., 1993] и 1.91±0.02 млрд лет [Фриш и др., 1995];

Гранатовые амфиболиты «кандалакшской толщи» (*метагаббро*) пока слабо охарактеризованы (U-Pb по цирконам):

— гранатовый амфиболит («диорито-гнейс»), о-ва Николкины Луды, оценка по трем фракциям магматических цирконов: 2.44±0.01 (2.436±0.006) млрд лет, фракция метаморфических цирконов — 1.92±0.02 млрд лет [Каулина, 1996];

— гранатовый амфиболит в пределах Кандалакшского фрагмента: по пяти пробам — 2.467±0.003 млрд лет, по одной пробе — 2.354±0.003 млрд лет [Балаганский, Тиммерман и др., 1998].

В.В. Балаганский предполагает, что *протолиты мафитовых гранулитов* формировались приблизительно в одно время с габбро-анортозитами [Balagansky et al., 2001; Ранний докембрий..., 2005]; выше мы отмечали также, что по геологическим данным можно предполагать, что мафитовые протолиты послужили вмещающими породами при внедрении габбро-анортозитов.

Геохронологические исследования мафитовых гранулитов дали достаточно обильную информацию, характеризующую последовательность событий в истории высокотемпературного метаморфизма в позднем палеопротерозое, однако время возникновения протолитов пока охарактеризовано слабо. Мелкие интрузивные тела мафит-ультрамафитов, пересекающие мафитовые гранулиты, далее сами подвергаются гранулитовому метаморфизму.

Геохронологические исследования Т.В. Каулиной [2009], выполненные на о-ве Кривой, лишь частично заполняют этот пробел. Мафит-ультрамафитовые тела на о-ве Кривой представлены лерцолитами, верлитами, пироксенитами, габбро-норитами и оливиновыми норитами с друзитовыми структурами. Породы интрузивных тел преимущественно преобразованы в гранат-клинопироксен-амфиболовые сланцы. Из пробы пегматоидного амфиболизированного габбро-норита (Кр-88/5) были выделены наряду с метаморфическими цирконами немногочисленные светлоокрашенные короткопризматические кристаллы, для которых возможно предположение о магматическом генезисе благодаря наличию тонкой зональности. Возраст этих цирконов метом ТИЭ оценен датой 2.44±0.05 млрд лет. Для предположительно магматических цирконов из лейкогаббро тем же методом была получена близкая оценка — 2.45±0.05 млрд лет.

Дайковый комплекс (U-Pb по цирконам):

— магматические цирконы из дайки горнблендитов (конкордантная оценка): 2.431±0.003 млрд лет (данные из работы [Богданова и др., 1993] с комментарием В.В. Балаганского [Ранний докембрий..., 2005]);

— оценки возраста метаморфических (амфиболитовой–гранулитовой фации) цирконов из зон рассланцевания и даек варьируют в интервале от 2.437 до 2.394 млрд лет [Балаганский, Тиммерман и др., 1998; Balagansky et al., 2001; см. также в Ранний докембрий..., 2005].

Обобщение Sm-Nd изотопных характеристик представлено в книге [Ранний докембрий..., 2005] В.В. Балаганским. Оценки величины ε_{Nd} для возраста 2.45 млрд лет для гранатовых амфиболитов (метагаббро), даек мафитов и диоритов варьируют в интервале от –0.6 до +0.3, а модельный Sm-Nd возраст — от 2.70 до 2.62 млрд лет. Оценки ε_{Nd} для двух образцов мафитовых гранулитов равны –1.2 и –1.5. Перечисленные

оценки могут означать, что исходные расплавы были сформированы за счет обогащенного мантийного источника или что продукты парциального плавления деплетированного источника были в незначительной степени контаминированы древним коровым материалом.

Оруденение. С интрузивными телами клинопироксенит-верлитов связаны проявления титаномагнетит-ванадиевого оруденения. Колвицкое месторождение на северо-восточном склоне Колвицких тундр образовано серией сближенных титаномагнетитовых жил. Рудная зона имеет протяженность 2.6 км при ширине 0.15–0.35 км. Отдельные жилы мощностью от 0.5 до 30 м имеют протяженность от 40 до 900–1500 м. Количество титаномагнетита и ильменита в рудах варьирует от 33 до 99% при среднем содержании 60–80%.

История формирования и геодинамическая интерпретация. Из приведенной выше характеристики проявлений инициального магматизма и раннего высокотемпературного метаморфизма, производные которого включены в настоящее время в структуры Колвицко-Умбинского гранулитового пояса, следует, что инициальный импульс магматизма отвечает краткому интервалу времени приблизительно от 2.50 до 2.44 млрд лет. Реальная точность геохронологических данных не позволяет достоверно датировать отдельные события, и их последовательность может быть охарактеризована только геологическими данными. Ранний высокотемпературный метаморфизм **M0** в пределах Колвицкого массива датирован почти тем же самым интервалом — 2.47–2.42 млрд лет, что можно истолковать как свидетельство непосредственного следования метаморфизма за интрузией. Высокие параметры этого метаморфического события (990°C при 12.4 кбар по [Fonarev, Konilov, 2005]) свидетельствуют, что процессы магматизма и метаморфизма протекали в коре на глубине порядка 45 км. Следовательно, протолиты Порьегубских мафитовых гранулитов были интрузивными породами, которые могли быть сформированы за счет андерплейтинга магм мантийно-плюмового происхождения. Участие в разрезе мафитовых гранулитов линзовидных прослоев кварц-полевошпатовых пород мраморов и кальцифиров можно предположительно объяснить их независимым размещением в коре ранее рассматриваемых событий.

Связанный с плюмовой активностью инициальный магматизм раннего палеопротерозоя очевидно протекал в условиях растяжения. С импульсами растяжения были связаны также и последующие инъекции контаминированных мантийных магм, которые 2.44–2.40 млрд лет назад сформировавли многочисленные дайки. Дайки практически сразу же после своего образования подвергались высокотемпературному метаморфизму (см. также [Balagansky et al., 2001; Балаганский и др., 2006]).

Кийостровский габбро-анортозитовый массив (№ 10 на карте прил. III-2) — получил известность сравнительно недавно — после появления серии публикаций, посвященных геологическому строению и геохронологии Кийостровского расслоенного перидотит-габбро-анортозитового массива, фрагменты которого обнажаются на островах одноименного архипелага в верхней части Онежской губы Белого моря [Куликов, Куликова и др., 2005; Слабунов, Куликова и др., 2006 и ссылки в этой работе]. Интрузив тяготеет к юго-восточной границе гравитационной аномалии, протягивающейся от Соловецких островов в Белом море в юго-восточном направлении. Эта аномалия прослеживается под осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы на многие сотни километров.

Особенности магматической расслоенности и геохимии интрузивных пород дали В.С. Куликову и А.И. Слабунову с коллегами основание для заключения о принадлежности Кийостровского интрузива к комплексу ранне-палеопротерозойских расслоенных массивов мафит-ультрамафитов. В частности, была отмечена особая близость состава пород и условий плавления мантийного источника с массивом Кивакка в Северной Карелии [Куликов, Куликова и др., 2005]. Этому заключению не противоречат оценки возраста магматических цирконов Кийостровского массива, которые свидетельствуют, что формирование массива произошло не позднее 2.44 млрд лет [Слабунов, Куликова и др., 2006]. По мнению А.И. Слабунова с соавторами, эти оценки ставят массив «в один ряд с палеопротерозойскими расслоенными интрузиями» комплекса Койллисмаа, Олангской группы и др., а также с друзитовыми интрузивами комплекса лерцолитов — габбро-норитов Беломорского пояса.

Тем не менее, вопрос о тектонической принадлежности Кийостровского интрузива требует дальнейшего обсуждения. Большие размеры массива, его структурные соотношения с протяженным аномалообразующим геологическим объектом и значительная роль анортозитов, а также относительно высокий уровень метаморфизма предполагают возможность для иного сопоставления — с комплексом габбро-анортозитов Пыршин-Колвицкого комплекса.

Как следует из схемы геологического строения о-ва Кий, приведенной в статье [Куликов, Куликова, 1990], элементы залегания магматической и метаморфической полосчатости и гнейсовидности, как правило, имеют северо-западное простирание (согласное с простиранием аномалии) и крутое северо-восточное падение в сторону осевой линии аномалии. Следовательно, интрузив располагается в основании аномалообразующего объекта, что обычно и для габбро-анортозитовых массивов Лапландско-Колвица-Умбинского пояса. Совмещение фрагментов массива, доступных наблюдению на отдельных островах Кийостровского архипелага, позволяет реконструировать четырехчленное строение интрузивного тела, которое характеризуется последовательной сменой пород с юго-запада на северо-восток (т.е. вверх по разрезу): ультрабазиты (Ферессовы Луды) → лейкогаббро → расслоенная серия (о-в Кий) → габбро и амфиболиты (острова Шоглы) → анортозиты и габбро-нориты (о-в Пурлуда) [Куликов, Куликова и др., 2005]. Массив пересечен жилами гигантозернистых пегматитов и дайками железистых габбро. По тектоническим зонам массив пронизан метасоматитами, включающими удлиненные кристаллы корунда, замещаемые диаспором, маргаритом и мусковитом [Куликов, Куликова, 1990].

Метаморфические преобразования массива пока исследованы недостаточно. Отмечено, что по всей площади массива распространены обособления гранатовых амфиболитов [Куликов, Куликова и др., 2005]) и почти мономинеральные скопления граната, замещающего метаморфизованные основные породы. Исследованиями В.И. Кевлича с коллегами [Куликов и др., 2004] показано, что граната участвует в двух типах минеральных ассоциаций. Первый тип — с оторочками и в срастании с моноклинным пироксеном, плагиоклазом и амфиболом, второй — сплошные скопления и зернистые агрегаты в ассоциации с амфиболом, пироксеном, скаполитом и плагиоклазом, что свидетельствует о высокотемпературном характере метаморфических процессов. Минеральные ассоциации подобного типа не известны в малоглубинных массивах расслоенных габбро-норит-перидотит-пироксенитов, в том числе в упоминавшихся выше массивах Койллисмаа, Киваккa и других массивах Олангской группы. Подобные ассоциации весьма характерны для диспергированных интрузивных тел мафит-ультрамафитов («друзитов») Беломорского пояса, а также для массивов габбро-анортозитов обеих генераций Лапландско-Колвицкого пояса. Напомним, что размещение габбро-анортозитов Пыршин-Колвицкого комплекса охватывает интервал 2.50–2.44 млрд лет, а ранние метаморфические преобразования — интервал 2.47–2.42 млрд лет, что вполне согласуется с имеющейся оценкой возраста Кийостровского интрузива.

Из пород Кийостровского интрузива была выделена также популяция зональных изометричных цирконов с низкими концентрациями радиоактивных элементов (темная окраска на катодолюминисцентных снимках) [Слабунов, Куликова и др., 2006]. Характеристика этой популяции в принципе совпадает с существующими представлениями о «гранулитовых» цирконах (см. выше). Предварительная оценка возраста цирконов этой популяции — около 2.00 млрд лет — несколько выше по сравнению с оценками возраста «главной» стадии гранулитового метаморфизма в пределах Лапландско-Колвицкого пояса.

Геохронология (U-Pb SHRIMP-II по цирконам [Слабунов, Куликова и др., 2006]): магматические цирконы охарактеризованы оценкой 2.44±0.01 (2.437±0.005) млрд лет (конкордантные оценки, оценка возраста той же популяции цирконов по верхнему пересечению дискордии с конкордией отличается большей погрешностью — 2.44±0.05 млрд лет). Возраст популяции зональных изометричных («гранулитовых») цирконов по сильно дискордантным оценкам, которые можно считать предварительными, равен 2.00±0.02 млрд лет.

Геологическая интерпретация эволюции Кийостровского массива. Перечисленные особенности геологической позиции, состава, метаморфических преобразований и возраста Кийостровского массива дают, по нашему мнению, достаточное основание для сопоставления массива с габбро-анортозитами Пыршин-Колвицкого комплекса и, следуя далее, для интерпретации «Соловецкого максимума» и гравитационной аномалии в целом в качестве отражения в поле силы тяжести гранулито-гнейсого пояса с габбро-анортозитами в основании — Соловецкого гранулито-гнейсового пояса.

Пространственно-временные закономерности размещения интрузий габбро-анортозитов Пыршин-Колвицкого комплекса. Как было показано, мантийные расплавы, образовавшие охарактеризованные выше линзообразные и протягивающиеся на сотни километров силлообразные тела габбро-анортозитов, были интрудированы в нижние уровни коры приблизительно на глу-

бинах 40–45 км. Их размещение на уровне современной дневной поверхности в основании покровно-надвиговых ансамблей гранулито-гнейсовых поясов стало возможным благодаря интенсивным тектоническим перемещениям в обстановке коллизионного сжатия, которые последовали в конце палеопротерозоя (см. раздел 3.3.1.6). В современной структуре все доступные наблюдению массивы расположены в осевой части Лапландско-Кольско-Беломорского сектора палеопротерозойского коллизионного орогена. Понятно, как и в случае верхнекоровых интрузий расслоенных мафит-ультрамафитов, что особенности наблюдаемого сегодня пространственного и структурно-тектонического распределения габбро-анортозитовых интрузивов определяются не только и, возможно, не столько закономерностями развития интрузивных процессов, сколько коллизионными событиями в конце палеопротерозоя. Это не позволяет судить о деталях пространственной приуроченности собственно интрузивных процессов: были ли они также сосредоточены в осевой части области растяжения, возникшей в начале палеопротерозоя, или охватывали более широкую область. Значительные глубины становления исследованных интрузивов позволяют предполагать, что внедрение магм в основание коры сопровождалось андерплейтингом (подслаиванием) мафитовых расплавов к основанию коры, которое в той или иной степени компенсировало сокращение мощности коры, вызванное процессами растяжения.

Имеющиеся оценки фиксируют время размещения в коре мантийных расплавов в интервале от 2.53 до 2.43 (дайки и граниты — до 2.41) млрд лет. (Интересно отметить, что возраст габбро-анортозитов из расслоенных плутонов мафит-ультрамафитов Кольского интрузивного пояса, равный 2.45 млрд лет, также заключен внутри этого интервала.) Наиболее древние возрасты — до 2.51 млрд лет — получены для Мончетундровского массива в пределах Главного хребта, оценки магматизма в остальных случаях не превышают 2.47 млрд лет. Отражает ли распределение оценок какую-либо реальную пространственную закономерность, из-за ограниченности базы данных сказать невозможно.

Ранний высокотемпературный метаморфизм **M0** (гранулитовая фация — см. раздел 3.3.1.6) последовал практически немедленно вслед за интрузией — не позднее 2.42 млрд лет назад.

Все известные массивы габбро-анортозитов Пыршин-Колвицкого комплекса размещены в пределах ранне-палеопротерозойской КИП (крупной изверженной провинции [Ernst et al., 2004; Шарков, 2006]), охарактеризованной выше на основе данных о распределении расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов. Формирование подобных провинций принято связывать с активностью крупных мантийных плюмов — супеплюмов [Ernst et al., 2004; Condie, 2004 a,b].

Геохимические и изотопно-геохимические характеристики габбро-анортозитов свидетельствуют, что исходные расплавы были сформированы за счет обогащенного мантийного источника или что продукты парциального плавления деплетированного источника были в незначительной степени контаминированы древним коровым материалом.

Чарнокиты и калиевые граниты, 2.45–2.43 млрд лет

Комплекс чарнокитов (гиперстеновых гранитов) и тесно связанных с ними калиевых гранитов в пограничной зоне между Карельским кратоном и Беломорской провинцией был выделен в 60–70-е годы прошлого столетия благодаря исследованиям В.М. Шемякина, К.А. Шуркина и их коллег [Шуркин и др., 1974 и ссылки в этой работе]. Эти авторы прежде всего фиксировали внимание на «исключительной характерности» этого комплекса «для зоны сочленения беломорид и карелид» (там же, с. 87), т.е. в нашем понимании — для пограничной зоны между неоархейскими тектоническими подразделениями, Карельским кратоном и Беломорским орогеном.

Разные авторы пользуются различными наименованиями для палеопротерозойских плутонических комплексов рассматриваемого района: согласно В.П. Чекулаеву с соавторами [Ранний докембрий..., 2005, с. 461], известны интрузии «чарнокитов топозерского типа» и «микроклиновые граниты нуоруненского типа». В коллективной монографии [Шуркин и др., 1974] приведена детальная (возможно, исчерпывающая) характеристика геологических особенностей чарнокитов и их взаимоотношений с вмещающими породами. Лаконичность и точность изложения материала в названной работе позволяет нам в ряде случаев ограничиться прямым цитированием. «Неопределенность выделения комплекса гиперстеновых гранитоидов возникла из-за то-

го, что эти породы сравнительно редко и на небольших площадях сохраняются в неизмененном виде. Главная масса гранитоидов претерпела бластомилонитизацию, в процессе которой они приобрели гнейсовидную текстуру и изменили минеральный состав» (там же, с. 87). Наиболее крупный плутон палеопротерозойских чарнокитов известен под названием Топозерского массива интрузивных чарнокитов. Учитывая отмеченные неопределенности проведения границ, на карте прил. III-2 мы объединили под этим названием чарнокиты собственно Топозерского массива, ряда мелких массивов чарнокитов и микроклиновых гранитов, а также плагиомикроклиновых гранитоидов, датированных ранним палеопротерозоем, которые приурочены к пограничной зоне между Карельским кратоном и Беломорским орогеном.

В наименее измененном виде Топозерские чарнокиты представляют собой розовато-коричневую средне-, реже крупнозернистую породу гранитоидного состава, массивной текстуры, с характерными округлыми («гороховидными») кристаллами голубовато-серого до синего опаловидного кварца; «...однородность их внутреннего строения поразительна» (там же, с. 89). В перекристаллизованных разностях (бластомилонитах) наложенные сланцеватость и гнейсовидность в большинстве случаев параллельны контактам и лишь изредка занимают секущее положение.

«Первичные взаимоотношения гиперстеновых гранитоидов с вмещающими породами эруптивные. Это документируется наличием апофиз у Нарвозерского массива, прорезающих в контакте биотит-амфиболовые гнейсы беломорской серии (породы Хетоламбинского микроконтинента. — *М.М.*), и жил гиперстеновых гранитов в габбро-норитах друзитовой серии близ Восточно-Вичанского массива. Прямым указанием на интрузивную природу описываемых тел, кроме того, бесспорно, служат мощные зоны эруптивных брекчий в Восточно-Вичанском и Нарвозерском массивах. Цементом брекчий являются средне- и мелкозернистые гиперстеновые гранитоиды, постепенно переходящие с укрупнением зерна в типичные гранитоиды с голубоватым кварцем центральных частей тел. Форма ксенолитов угловатая, реже округленная. Обращает на себя внимание очень пестрый состав ксенолитов, представленных породами различной глубинности и происхождения. Это беломорские мигматизированные биотитовые гнейсы, амфиболиты и мигматиты, габбро-нориты (друзиты), ультраосновные и основные плутонические породы, эффузивы среднего и основного состава (диопсидовые порфириты и кварцевые порфиры) и глубинные метаморфические породы (эклогитоподобные и шпинельсодержащие). Все они несут признаки термального и вещественного воздействия со стороны цементирующих их гранитоидов, так же, как гнейсы и амфиболиты беломорской серии (см. выше. — *М.М.*), вмещающие массивы... минеральные ассоциации шпинельсодержащих и эклогитоподобных пород относятся к гранулитовой фации метаморфизма, что позволяет говорить о глубинной природе ксенолитов... Во вмещающей массивы беломорской серии подобные породы не обнаружены. Вместе с тем, присутствие в эруптивных брекчиях обломков эффузивных пород является показателем относительно малой глубины становления массивов» (там же, с. 89). Характерной особенностью массивов является отсутствие жильной серии. Единичные жилы аплитов и пегматитов встречаются исключительно среди бластомилонитов по чарнокитам.

По минеральному составу выделяются гиперстеновые, двупироксеновые, пироксен-гастингситовые и пироксен-гастингсит-биотитовые разности. Кварц представлен двумя морфологическими типами: 1) округлыми кристаллами 5–7 мм в диаметре, опаловидными, с характерной голубоватой окраской; 2) в виде выделения в основной массе и мирмекитовых вростков, лишенных голубой окраски. В Топозерском (собственно Топозерском) массиве встречаются разновидности, в которых весь кварц имеет голубоватую окраску. В небольших количествах содержится гранат (менее 1%). По химическому составу чарнокиты в целом однородны и соответствуют калинатровым гранодиоритам умеренно повышенной титанистости (SiO_2 — 63.44–69.95, (Na_2O + + K_2O) — 5.60–7.97, Na_2O/K_2O = 0.66–1.36, TiO_2 — 0.64–1.82) (по [Шуркин и др., 1974]), реже встречаются и более кислые разности, отвечающие по составу гранитам [Цьонь, 1985].

Исследования Топозерских чарнокитов, проведенные К.А. Шуркиным с соавторами, пока не получили равноценного продолжения. В частности, нет опубликованных данных о геохимических особенностях и *PT*-параметрах формирования этих пород. Частично этот пробел заполняют неопубликованные материалы В.Л. Злобина, М.М. Богиной и В.В. Травина (образцы В.В. Травина) по массиву Корманга на западном берегу Пяозера, приведенные в табл. 3.2 и представленные на диаграммах рис.

3.7 и 3.8. Распределение малых элементов и РЗЭ в чарнокитах охарактеризовано дифференцированными спектрами распределения, свидетельствующими об обогащении породы некогерентными элементами. Спектры распределения малых элементов демонстрируют четыре отчетливые отрицательные аномалии — Nb, Sr, Eu и Ti при высоких содержаниях Rb, Ba, Th и U. Распределение РЗЭ охарактеризовано наклонной кривой для ЛРЗЭ и плоской на уровне 20–30 хондритовых эквивалентов — для ТРЗЭ; отчетливо выражена отрицательная аномалия Eu. Эти характеристики однозначно указывают на коровое происхождение чарнокитов и, что важно для дальнейшего обсуждения, — свидетельствуют о практически идентичных геохимических особенностях чарнокитов и охарактеризованных выше кварцевых порфиров.

Геохронология. Возраст *чарнокитов* был первоначально оценен интервалом 2.5–2.4 млрд лет (U-Pb по циркону [Тугаринов, Бибикова, 1980], Pb-Pb изохрона [Цьонь, 1985]). Оценка возраста чарнокитов в районе оз. Вичаны — 2.431±0.005 млрд лет (устное сообщение О.А. Левченкова по [Слабунов, Володичев и др., 2005]).

Возраст *калиевых гранитов массива Нуорунен* («*микроклиновые граниты нуоруненского типа*») — 2.449±0.004 и 2.45±0.07 млрд лет (U-Pb по циркону [Stepanov, Stepanova, 1997; Буйко и др., 1995]).

Гранитоиды, 2.50–2.41 (до 2.37–2.36) млрд лет

Гранитоиды ранне-палеопротерозойского возраста, представленные массивами различного размера и дайками в целом относительно слабо изучены — особенно в сравнении с проявлениями мафит-ультрамафитового магматизма. Тем не менее, эти гранитоиды играют достаточно заметную роль, раскрытие которой важно для понимания процессов палеопротерозойского инициального магматизма [Lobach-Zhuchenko et al., 1998].

К сожалению, опубликованные сведения о структурной позиции, строении массивов и геохимических особенностях ранне-палеопротерозойских гранитоидов неоднородны и в общем ограничены. Отчасти это объясняется трудностями разделения ранне-палеопротерозойских и близких по составу гранитоидов, сформированных в конце неоархея, при недостаточном количестве прецизионных изотопно-геохронологических данных. Судя по опубликованной информации, ранне-палеопротерозойские гранитоиды пользуются ограниченным распространением.

Наиболее ранние проявления палеопротерозойского гранитоидного магматизма известны в северо-западной части Кола-Мезенского фрагмента архейской коры (см. прил. III-2). Для порфировидных гранитов *массива Найден* известны две, но... существенно различающиеся датировки U-Pb методом по циркону: 2.48±0.03 млрд лет [Levchenkov et al., 1995] и 2.60±0.02 млрд лет [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005]. Граниты *массива Гечоайви*, расположенного северо-западнее предыдущего массива, дали оценку возраста 2.503±0.003 млрд лет [Levchenkov et al., 1995]. Сведения о датировании U-Pb методом по циркону и бадделеиту раннепалеопротерозойских *пород диоритового состава в пределах Мончегорского района* приведены в краткой публикации В.Ф. Смолькина с соавторами: небольшой массив гранофировых кварцевых диоритов — 2.496±0.009 млрд лет, дайка кварцевых диоритов — 2.50±0.01 млрд лет [Смолькин и др., 2001; Баянова и др., 2002]. Возраст пространственно и, вероятно, генетически *связанных с габбро-анортозитами Колвицкого массива тел диорито-гнейсов* — 2.436±0.006 млрд лет [Каулина, Богданова, 2000].

Более полно ранне-палеопротерозойские гранитоиды исследованы в границах неоархейского Беломорского орогена. Их постархейский возраст в некоторых случаях устанавливается по геологическим соотношениям, однако в большинстве случаев наличие ранне-палеопротерозойских гранитоидов зафиксировано геохронологическими методами. Эти гранитоиды представлены в виде локализованных гранитных тел и даек, которые, как правило, не сопровождаются ореолами мигматизации. В отличие от поздне-палеопротерозойского этапа, ранне-палеопротерозойское гранитообразование не сопровождалось массовой кристаллизацией цирконов во вмещающих гранито-гнейсах архейского возраста — ни в виде самостоятельных зерен, ни в форме обрастаний на архейских «затравках» [Бибикова и др., 2004].

Гранитный массив Тупой Губы Ковдозера (2.423±0.003 млрд лет [Лобач-Жученко и др., 1993]) шириной 1 км и длиной более 4 км — один из наиболее крупных в этой части Беломорского пояса. Он образован грубозернистыми равномернозернистыми гранитами,

частью флюоритсодержащими. Интенсивные деформации в значительной части преобразовали граниты в очковые гнейсы, локально — в бластомилониты. Тем не менее, реликты интрузивных контактов, частичная сохранность магматических и коронитовых структур и магматической расслоенности в мафит-ультрамафитах и гранитах скорее указывают на анорогенную обстановку магматизма. В целом, раннепалеопротерозойские граниты Беломорского пояса обычно незначительно пересыщены глиноземом и характеризуются рядом геохимических особенностей (повышенная железистость, высокие концентрации высокозарядных элементов и ЛРЗЭ), которые также сближают их с фанерозойскими внутриплитными и анорогенными гранитами А-типа. Анализ петрологических и геохимических характеристик гранитов позволил сделать заключение о формировании соответствующих магм в результате плавления кислых метаморфических пород в коре. Отрицательные оценки ε_{Nd} (2.45 млрд лет) от –0.3 до –1.9 согласуются с этим заключением [Lobach-Zhuchenko et al., 1998].

Крупнозернистые порфировидные биотитовые плагиомикроклиновые граниты. В пределах Беломорского пояса и Топозерского массива эти граниты со слабо проявленной гнейсовидностью (2.36±0.02 и 2.41±0.01 млрд лет, соответственно, — определения Т.В. Каулиной [Минц, Берзин, Сулейманов и др., 2004]) образуют тела значительных размеров (минимальная оценка — первые километры в поперечнике) с диффузными границами. Они были исследованы и датированы в полосе, прилегающей к сейсмопрофилю 4В [Минц, Берзин, Сулейманов и др., 2004]. Граниты, которые можно непосредственно сопоставлять с датированными образцами, уверенно прослеживаются от широты Кеми на юг до широты Беломорска (см. прил. I-1). Насколько можно судить по имеющимися геологическим картам (см., например: [Geological Map..., 2001]), граниты этого типа, вероятно, широко распространены в южной половине территории, выделенной нами в качестве архейского Хетоламбинского микроконтинента (см. прил. I-1 и III-1). Ранее, до получения изотопно-геохронологической информации, эти граниты было принято соотносить с архейскими образованиями. Распространение гранитов рассматриваемого типа в юго-восточном направлении, показанное на карте, остается предположительным. В то же время, подобные граниты, вероятно, являются одним из значимых компонентов Топозерского массива.

Геохимия. Граниты обогащены РЗЭ и другими некогеррентными элементами (см. табл. 3.2; рис. 3.7). Легкие РЗЭ сильно, а тяжелые — слабо фракционированы — $(La/Yb)_n$ — 9.7–13.0, $(La/Sm)_n$ — 3.11–4.04, характерна отрицательная аномалия Eu. На фоне общего обогащения редкими элементами выделяются относительные отрицательные аномалии Nb, Sr, Ti и отчасти Zr.

Геохронология. За прошедшее десятилетие было выполнено значительное число определений возраста ранне-палеопротерозойских гранитоидов U-Pb методом по цирконам:

— *дайка грубозернистых гранитов* мощностью более 45 м, пересекающая габбро-нориты массива Толстик, — 2.41±0.02 млрд лет [Bogdanova, Bibikova, 1993];

— *дайки тонкозернистых гранатсодержащих гранитов* среди амфибол-пироксеновых гнейсов архейского нотозерского комплекса — 2.37±0.03 млрд лет [Каулина, Богданова, 1999] и 2.45±0.02 млрд лет [Бибикова, Шельд и др., 1993];

— *гранитный массив района Тупой Губы Ковдозера* — 2.423±0.003 млрд лет [Лобач-Жученко и др., 1993];

— *гранодиориты района губы Поньгома* — 2.42±0.09 и 2.415±0.002 млрд лет, *диориты района оз. Жемчужное* — 2.356±0.004 млрд лет [Левченков и др., 1996; Балаганский и др., 1997; Зингер и др., 1997];

— *тела гранитов и гранито-гнейсов* с диффузными границами в пределах Беломорского пояса к западу от пос. Кемь — 2.36±0.02 млрд лет и подобные же *граниты* в южной части Топозерского массива — 2.409±0.008 млрд лет (определения Т.В. Каулиной [Минц, Берзин, Сулейманов и др., 2004]).

Результаты геохронологических исследований [Минц, Берзин, Сулейманов и др., 2004], на которые мы ссылаемся в этом разделе, ранее были опубликованы только в краткой форме. Поэтому ниже приведены материалы и результаты этих исследований, выполненных Т.В. Каулиной (ГИ КНЦ РАН, Апатиты).

U-Pb датирование цирконов

Геохронологические исследования гранитоидов были проведены в районе пикета 696 по профилю 1-ЕВ (проба S-691/1 — гранито-гнейс) и в районе пикета 80 по рассечке 4В (проба S-21/1 — биотито-

Таблица 3.3. Изотопные U-Pb данные и возраст цирконов ранне-палеопротерозойских калиевых гранито-гнейсов

Номер анализа	Фракция, мкм	Навеска, мг	Содержание, *ppm*		Изотопный состав свинца*			Изотопные отношения**		Возраст, млн лет
			Pb	U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{207}Pb$	$^{206}Pb/^{208}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
Проба S-691/1 — гранито-гнейс										
1	75–100	1.2	32.8	76	236	4.9292	3.3453	7.8243	0.3803	2337±8
2	75–100	1.0	25.4	75	830	5.9210	4.8145	6.1009	0.3021	2305±26
3	>150	1.5	36.1	92	599	5.9367	4.9611	7.0556	0.3470	2317±6
4	100–150	1.0	26.1	59	1100	6.1802	5.0601	8.0307	0.3885	2345±13
Проба S-21/1 — биотитовый гранито-гнейс										
1	Абрад.	0.6	326.8	685	734	5.8003	6.8177	8.8460	0.4130	2406±2
2	100–150	1.3	78.6	198	965	5.9370	4.8520	7.1251	0.3319	2409±25
3	Абрад.	1.3	74.8	170	1077	6.0050	5.9840	8.1535	0.3812	2403±7
4	75–100	2.2	68.3	171	1690	6.2113	5.9901	7.4131	0.3479	2397±4

* Все отношения скорректированы на масс-фракционирование: 0.18±0.06 amu для Pb на масс-спектрометре МИ 1201-Т и 0.12±0.04 amu на масс-спектрометре Finnigan MAT-262; холостое загрязнение — 0.1–0.3 нг для Pb и 0.05 нг для U.

** Поправка на обыкновенный свинец введена по модели Стейси и Крамерса [Stacey, Kramers, 1975].

Примечание. Номера фракций соответствуют обозначениям точек на рис. 3.12. Абрад. — абрадированные кристаллы циркона.

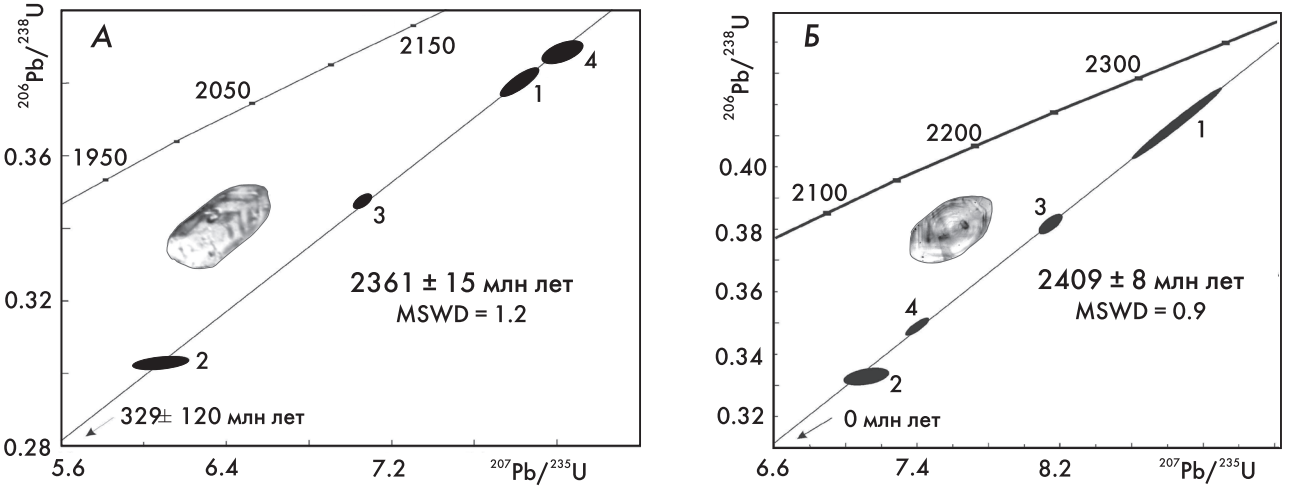


Рис. 3.12. Оценки U-Pb оценка возраста цирконов из гранито-гнейсов (проба 691/1) (*А*) и биотитовых гранитов (проба 21/1) (*Б*). Данные Т.В. Каулиной, ГИ КНЦ РАН

1–4 — номера фракций (см. табл. 3.3)

вый гранит). Результаты исследования представлены в табл. 3.3 и на рис. 3.12.

Гранито-гнейс (Хетоламбинский микроконтинент — проба S-691/1). Цирконы в пробе бесцветные, прозрачные короткопризматические с тонкой зональностью. Размер зерен от 75 до 150 мкм. Тонкая зональность определяет магматический генезис цирконов и полученный по ним возраст в 2361±15 млн лет (см. рис. 3.12, *А*) интерпретируется как возраст гранитов, сформированных после образования исходных гранитоидов и преобразования их в гранито-гнейсы.

Биотитовый гранит (Топозерский массив — проба обр. S-21/1). Цирконы коротко- и длиннопризматические цирконового типа, от бесцветных до слабо коричневатых. Во всех кристаллах проявлена тонкая зональность. Размер зерен от 60 до 300 мкм. Крупные фракции были абрадированы. Возраст, полученный по четырем фракциям — 2409±8 млн лет, отвечает возрасту гранита (см. рис. 3.12, *Б*).

Геодинамическая интерпретация условий образования чарнокитов и гранитоидов ранне-палеопротерозойского возраста. Приуроченность массивов чарнокитов — калиевых гранитов к границе Карельского кратона и Беломорского орогена свидетельствует о реактивизации и соответственно о модификации этой неоархейской границы в раннем палеопротерозое.

Геохимические особенности позволяют сопоставлять ранне-палеопротерозойские гранитоиды с гранитами активных окраин Андийского типа. Этот вывод подтверждается при использовании дискриминантной диаграммы Ta–Yb [Pearce et al., 1984], где исследованные образцы попадают в поле гранитоидов вулканических дуг (см. рис. 3.8, *А*, *Б*). Однако, вместе с тем, приходится предполагать, что формирование комплекса чарнокитов — калиевых гранитов могло стать результатом парциального плавления архейской коры. Участие в процессе чарнокитов, т.е. продуктов «сухого» высокотемпературного плавления коры и синхронность процессов гранито- и чарнокитообразования (2.45–2.41 млрд лет) и размещения мафит-ультрамафитовых интрузивов в верхней части коры (2.44–2.43 млрд лет в пределах Северо-Карельского пояса и ареала Койтелайнен) и габбро-анортозитов — в нижней коре (2.50–2.44 млрд лет) решительно указывают на плюмовую природу кислого интрузивного магматизма в начале палеопротерозоя.

Пространственно-временные закономерности размещения проявлений инициального ранне-палеопротерозойского магматизма

Как показано в разделе 3.3.1.1, инициальный магматизм, открывший длительный период палеопротерозойской эволюции, был связан с взаимодействием минимально двух источников: деплетированного мантийно-плюмового и континентально-корового (сиалического), что определило бимодальное распределение составов изверженных горных пород. Инициальный магматизм характеризовался значительной длительностью: от 2.53 до 2.41 млрд лет с продолжением вплоть до 2.36 млрд лет — т.е. в течение приблизительно 180 млн лет. В результате магматической активности были образованы вулканические комплексы на земной поверхности и интрузивные тела, которые можно с определенной условностью соотнести с тремя уровнями глубинности: близповерхностным, средне- и нижнекоровым. Закономерности пространственно-временно́го распределения разнообразных проявлений магматизма непосредственно связаны с тектонической структурой ареала инициального магматизма.

Главная фаза инициального магматизма связана с возрастным интервалом от 2.53–2.51 до 2.42–2.41 млрд лет общей продолжительностью около 100 млн лет. Следует также иметь в виду, что в случае глубинных габбро-анортозитовых интрузивов приведенные датировки фиксируют не момент интрузии, а определенный уровень охлаждения и кристаллизации, отвечавший «включению» радиоизотопных часов. Собственно, так обстоит дело со всеми интрузивами. Однако в случае близповерхностных интрузивов промежуток времени между внедрением и охлаждением и кристаллизацией пренебрежимо мал, тогда как в случае глубинных магм, охлаждение которых тормозится медленно сдающим свои тепловые «позиции» плюмом, этот промежуток может достигать нескольких десятков миллионов и более лет.

Время размещения в коре расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов четко связано с двумя импульсами магматической активности: 2.53–2.49 и 2.44–2.43 млрд лет, продолжительностью соответственно 40 и 10 млн лет. Относительно поздний мафитовый вулканизм, также относящийся к инициальной стадии (сариолий), и гранитоидный магматизм близкого возраста прослежены до 2.36–2.32 млрд лет, т.е. на протяжении еще приблизительно 80–100 млн лет. В качестве неотъемлемой составляющей инициальной стадии должен быть также назван высокотемпературный метаморфизм коры. Метаморфизм достигал уровня гранулитовой фации и зафиксирован как собственно метаморфическими преобразованиями ювенильных палеопротерозойских и предшествующих архейских комплексов в пределах Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса, так и развитием высокотемпературного сухого магматизма, свойственного условиям гранулитовой фации, — формированием чарнокитовых интрузивов.

Ареал инициального магматизма раннего палеопротерозоя в нынешних границах Лапландско-Кольско-Беломорского орогена (см. прил. III-1 и III-2), охватывает огромную площадь — несколько более 400 000 км^2 (оценка, равная 1 000 000 км^2, приведенная в статье [Шарков, 2006 на с. 320], представляется завышенной). Суммарные размеры этой магматической провинции, учитывая ее продолжение под осадоч-

ным чехлом Русской платформы, могут значительно превышать как первую, так и вторую оценку. Ареал магматизма такого масштаба, как мы отмечали выше, соответствует типу «крупной изверженной провинции» (КИП) [Ernst et al., 2004; Шарков, 2006 и ссылки в этих публикациях]).

Обсуждая закономерности развития инициального магматизма, необходимо коснуться двух взаимосвязанных аспектов: распределения в пространстве и распределения во времени.

Практически все расслоенные интрузивы в современной структуре ЛКБО, помимо ареала Койтелайнен и Южно-Карельского пояса, размещены в пределах протяженных линейных поясов и характеризуются нарушенным залеганием, наклонным и зачастую крутым падением магматической расслоенности. Они залегают близ основания тектонических покровов, образованных палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными толщами: либо в виде интрузий в архейском гранито-гнейсовом основании, либо в виде согласных тел, размещенных в нижней части осадочно-вулканогенного разреза. Учитывая, что осадочно-вулканогенные пояса образованы наклонными надвиго-подвиговыми структурными ансамблями (см. раздел 3.3.1.5), легко представить себе, что в объеме коры линзовидные (силло- или лополитообразные) расслоенные интрузивы распространены в пределах значительно большей площади, чем площадь интрузивных поясов на дневной поверхности.

Приведенные в разделе 3.3.1.1 данные обнаруживают отчетливую асимметрию проявления инициального магматизма: ранняя генерация расслоенных интрузивов (2.53–2.49 млрд лет) отчетливо сосредоточена в пределах Кольского пояса, протягивающегося вдоль северной границы ЛКБО. В остальной части ЛКБО, начиная с южного обрамления пояса Имандра-Варзуга, расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы появились значительно позднее, 2.44–2.43 млрд лет назад, т.е. после паузы продолжительностью порядка 50 млн лет. Однако в этой части ЛКБО присутствуют мафитовые вулканиты, не уступающие по «древности» интрузивам Кольского пояса.

«Ранние» гранитоиды, датированные интервалом 2.50–2.48 млрд лет, сосредоточены в северном, Кольском, обрамлении ЛКБО, образуя парагенез с ранней генерацией расслоенных интрузивов. «Поздние» гранитоиды (2.45–2.41, до 2.37–2.36 млрд лет), напротив, сосредоточены в пределах юго-западной, Восточно-Карельской, пограничной зоны.

Ранние мафитовые вулканиты (~2.53 млрд лет), согласно скудной геологической и геохронологической информации, распределены в осевой и юго-западной зонах ЛКБО. Вместе с тем, в отсутствие геохронологических данных сохраняется вероятность того, что наиболее ранние члены осадочно-вулканогенного разреза Имандра-Варзуги (кукшинская и пурначская свиты) могут иметь столь же древний возраст. Последующие вулканиты, образующие контрастную бимодальную серию, широко представлены во всех зонах ЛКБО. Однако состав серии различен: в пределах пояса Печенга-Имандра-Варзуга риодацитовые вулканиты играют крайне ограниченную роль. Напротив, участие мафитовых и кислых вулканитов в разрезе Восточно-Карельского пояса приблизительно одинаковое.

Эта особенность корреспондируется с исключительной приуроченностью чарнокитов и калиевых гранитов «нуоруненского типа» к Восточно-Карельской пограничной зоне ЛКБО.

Протяженные силлообразные тела габбро-анортозитов Пыршин-Колвицкого комплекса в современной структуре размещены в осевой области ЛКБО, будучи приурочены к основанию покровно-надвиговых структурных ансамблей гранулито-гнейсовых поясов. Непосредственно к юго-западу от этих поясов, фактически — в пределах вскрытой эрозией области автохтона, распространены многочисленные тела друзитов.

Петрологические и геологические данные позволяют достаточно уверенно охарактеризовать вертикальное распределение различных проявлений инициального магматизма. Наиболее глубинные образования представлены габбро-анортозитами, которые, судя по оценкам давлений метаморфизма, следовавшего за магматической кристаллизацией (см. раздел 3.3.1.6), размещались в основании коры мощностью 40–45 км. Данные по условиям метаморфизма гранулитов, представленных глубинными ксенолитами, указывают на еще более значительную мощность коры, в пределах которой размещались интрузивы габбро-анортозитов — до 65–70 км. Внедрение мантийных магм в нижнюю кору («интерплейтинг») сопровождалось «подслаиванием» коры мафит-ультрамафитовыми интрузивами («андерплейтингом»). Присутствие в нижней коре гранатовых гранулитов, сформированных в

результате метаморфизма пород основного состава, кристаллизовавшихся 2.47 млрд лет назад, подтверждено результатами датирования глубинных ксенолитов, вынесенных к поверхности девонскими трубками взрыва [Ветрин и др., 2009]. Доступные данные не позволяют оценить площадные границы распространения «инициальных» габбро-анортозитов в нижней коре.

Следующие уровень — в пределах нижней и отчасти средней коры оккупирован мелкими интрузивными телами друзитов, среди которых встречаются аналоги как габбро-анортозитов, так и пород, аналогичных отдельным компонентам комплекса перидотит-габбро-норитов. По-видимому, состояние средней коры было неблагоприятно для формирования магматических камер — возможно, благодаря повышенной пластичности пород на этом уровне.

Выше, практически в приповерхностной области коры того периода, зачастую непосредственно вдоль границы архейского основания и перекрывающих его палеопротерозойских осадков и вулканитов, разместились расслоенные мафит-ультрамафитовые (перидотит-габбро-норитовые) интрузивы, которые при минимальных тектонических перемещениях оказались доступными процессам поверхностной эрозии.

Интрузивные тела чарнокитов и гранитоидов вероятно занимали промежуточное положение по глубине становления — между среднекоровыми друзитами и близповерхностными расслоенными интрузивами мафит-ультрамафитов.

Наконец, непосредственно на поверхности накапливались продукты вулканических извержений. Выдержанность характера стратиграфических последовательностей в течение относительно узкого временно́го интервала и пространственно-структурные соотношения проявлений инициального магматизма на разных уровнях коры позволяют достаточно уверенно предполагать, что наблюдаемые сегодня осадочно-вулканогенные комплексы в начале палеопротерозоя слагали более или менее непрерывный плащеобразный покров, перекрывавший архейское основание по меньшей мере на всем протяжении от Калевала-Онежского пояса на юго-западе до Печенга-Имандра-Варзугского пояса на северо-востоке (в современных координатах — см. прил. III-2). Очевидно, то же самое можно сказать и о расслоенных массивах мафит-ультрамафитов — сегодняшние структурные соотношения сформировались значительно позднее проявлений магматизма — во время и в результате коллизионных событий в конце палеопротерозоя.

Геодинамические реконструкции, источники и структурно-тектонические условия локализации магм

Вывод о том, что инициальный магматизм и сопутствующие тектонические и термально-метаморфические события непосредственно связаны с размещением в подкоровой области неоархейского Кола-Карельского континента огромного (учитывая события в области, перекрытой сегодня осадочным чехлом платформы) плюма — суперплюма, мы неоднократно повторяли, опираясь на различные свидетельства, в разделе 3.3.1.1. В пределах Кола-Карельского региона на востоке Фенноскандинавского щита область инициального магматизма представляется в виде широкой полосы северо-западного простирания протяженностью 1000–1100 км при ширине от 300 до 450 км.

Конфигурацию области Восточно-Европейского кратона в целом, оказавшейся под влиянием плюма в начале палеопротерозоя, можно наметить лишь ориентировочно. Есть отрывочные свидетельства того, что эта область приблизительно повторяет дугообразный контур Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена. Возможность прослеживания ареала инициального магматизма в юго-восточном направлении прежде всего подтверждается существованием Кийостровского габбро-анортозитового массива (№ 10 на карте прил. III-2), датированного 2.44 млрд лет — массив тяготеет к юго-восточной границе гравитационной аномалии, протягивающейся от Соловецких островов в Белом море в юго-восточном направлении. Эта аномалия прослеживается под осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы на многие сотни километров. Продолжение Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена под осадочным чехлом фиксируется материалами региональных геофизических исследований и данными глубокого бурения по ограниченному числу скважин. Следующее подтверждение участия ранне-палеопротерозойских образований в строении Среднерусского сегмента орогена доставлено Северо-Молоковской скважиной, вскрывшей тело монцодиоритов с

возрастом 2.496 млрд лет (U-Pb по цирконам [А.В. Самсонов и др., 2003 г. (неопубликованные материалы)]) (см. раздел 3.3.2, прил. I-2 и IV-12). Проследить возможное (гипотетическое) продолжение ареала на запад позволяет предложенная М.В. Минцем [2007] модель реконструкции главных направлений палеопротерозойской эволюции Лавроскандии, в рамках которой предполагается существование неоархейского континента (суперконтинента), объединявшего Восточно-Европейский и Северо-Американский кратоны. Модель предполагает общую природу проявлений ранне-палеопротерозойского инициального магматизма Восточно-Европейского кратона и аналогичного по геодинамической обстановке, составу и возрасту (2.48–2.46 млрд лет) магматизма серии Гурон на востоке Северо-Американского кратона [Hoffman, 1989; Bennet et al., 1991; Corfu, Easton, 2000].

Контрастный состав магматических производных и геохимические характеристики изверженных пород свидетельствуют о высокой температуре и высокой степени плавления мантийного субстрата, результатом чего было поступление в кору высокомагнезиальных мантийных магм, формирующихся при высокой степени плавления мантийных перидотитов. Концентрация MgO в коматиитовых базальтах Ветреного пояса достигает 17%, максимальные расчетные температуры магм — 1440°С. Соответственно температуры плавления мантийного источника достигали 1630°С, значительно превышая температуру окружающей мантии (~1480°С) [Puchtel et al., 1996, 1997; Пухтель и др., 1997]. Отсутствие коматиитовых базальтов в пределах молодых провинций изверженных пород и, в частности, трапповых полей, позволяет предполагать, что столь высокие температуры не были свойственны плюмам в пост-ранне-палеопротерозойской истории Земли. В то же время, геохимические характеристики дают веские свидетельства значительной ассимиляции корового вещества, что, вероятно, связано как раз с высокими температурами мантийных магм. Преобладание высокомагнезиальных и одновременно высококремниевых изверженных пород, очевидно, является прямым следствием взаимодействия высокотемпературных мантийных магм и сиалической коры. Как мы отмечали выше, эти особенности инициального магматизма значительно осложняют или даже делают невозможным использование геохимических индикаторов, успешно «работающих» в интересах реконструкции обстановок формирования молодых магматических серий.

Особенности деформаций, тектонических перемещений и, в итоге, наблюдаемого сегодня пространственного и структурно-тектонического распределения вулканогенно-осадочных толщ и интрузивных тел определялись не столько закономерностями собственно инициального магматизма, сколько коллизионными событиями в конце палеопротерозоя. Позиция минимально нарушенных массивов интрузивного ареала Койтелайнен вблизи осевой части ЛКБО очевидно характеризует условия и обстановки первоначального становления интрузивных тел. Этот ареал непосредственно соединяется с ареалом распространения друзитов (см. прил. III-1). Как было показано выше, оба ареала представляют собой части единого целого: с северо-запада на юго-восток мы наблюдаем выход к дневной поверхности все более глубоких уровней континентальной коры. Соответственно в юго-восточном направлении лополито- или силлообразные расслоенные интрузивы сменяются телами друзитов, где метаморфические преобразования фиксируют значительные глубины становления массивов. В составе комплекса друзитов участвуют также и метаморфизованные тела габбро-анортозитов, тогда как крупные тела габбро-анортозитов размещались еще глубже — в нижней коре.

Приуроченность массивов чарнокитов — калиевых гранитов к границе Карельского кратона и Беломорского орогена свидетельствует о реактивизации и соответственно о модификации этой неоархейской границы в раннем палеопротерозое.

Перечисленные закономерности создают основу для *реконструкции внутренней структуры ареала инициального магматизма*. Значительная мощность ранне-палеопротерозойских (сумий-мариолийских) вулканогенно-осадочных толщ (3000–4000 м, максимально до 8000 м, в пределах Ветреного пояса) прямо указывает на условия растяжения и вызванное ими прогибание области магматизма, которое можно обозначить как формирование обширной вулкано-тектонической депрессии. Вероятно, депрессия была ограничена краевыми сбросами. При этом внешняя граница относительно дугообразного контура Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена (северо-восточная граница Лапландско-Кольско-Беломорского сегмента орогена) начала формироваться, начиная с 2.53 млрд лет, тогда как оформление противо-

положной (внутренней) границы стартовало на 50 млн лет позднее. Значительно более мощное и более длительное развитие кислого магматизма (кварцевые порфиры, чарнокиты, гранитоиды) вдоль юго-западной границы ЛКБО свидетельствует о значительно более интенсивном плавлении коры в этой области, что может указывать на ограниченную проницаемость коры для поднимающихся расплавов. Следствием различных условий магмообразования, возможно, стала различная рудоносность расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов, которые сегодня размещены в пределах Кольского и Восточно-Карельского интрузивных поясов.

В заключение отметим еще одну особенность строения ЛКБО, которая, очевидно, была заложена уже на инициальной стадии. Конфигурация надвиго-поддвигового пояса Печенга-Имандра-Варзуга определяется сочетанием субширотных звеньев, которым отвечают раздувы мощности осадочно-вулканогенных толщ и к лежачему боку которых приурочены расслоенные интрузивные тела мафит-ультрамафитов, с субмеридиональными [Минц и др., 1996]. В пределах субмеридиональных звеньев мощность осадочно-вулканогенных толщ сокращена вплоть до полного выклинивания. С совмещением звеньев обоих типов связаны коленообразные перегибы простирания пояса. К числу звеньев первого типа относятся Печенгская и Имандра-Варзугская структуры, звенья второго типа — район Главного хребта и структура Полмак-Пасвик. Сходно устроена и юго-западная граница ареала, также образованная сочетанием субширотных и субмеридиональных (частью — диагональных) звеньев. Специфика отдельных звеньев здесь выражена различными проявления интрузивного магматизма, тогда как вулканические толщи не имеют заметных отличий. С Северо-Карельским надвиго-поддвиговым поясом субширотного простирания связаны расположенные в его лежачем боку короткие отрезки интрузивного пояса того же наименования, разделенные субмеридиональными смещениями. К Восточно-Карельскому поясу, т.е. к субмеридиональному звену границы ЛКБО, приурочены интрузии чарнокитов и калиевых гранитов. Перечисленные закономерности позволяют предполагать, что инициальные растягивающие напряжения была ориентированы в меридиональном направлении (в современных координатах). Соответственно протягивающиеся субпараллельно оси напряжений звенья поясов на инициальной стадии отвечали зонам транстенсии.

3.3.1.2. «Дремлющая» внутриплитная тектоника, период рассеянного рифтинга (сариолий–ятулий), ~2.3–2.1 (2.0) млрд лет

Период приблизительно с 2.4 до 2.1 млрд лет характеризовался умеренными тектонической и магматической активностью не только в пределах Восточно-Европейского кратона, но и в других регионах [Condie, 1998]. Информация об особенностях геологического развития восточной части Фенноскандии в этот период «закодирована» в характеристиках вулканогенных и осадочных толщ, отвечающих двум подразделениям местной стратиграфической шкалы — сариолию и ятулию. Сариолий, по существу, представляет собой переходный период от предыдущей стадии инициального магматизма, в основном завершившейся 2.42–2.41 млрд лет назад, к типичному для периода «дремлющей» внутриплитной тектоники осадконакоплению и вулканизму ятулия в условиях умеренного рассеянного рифтинга. Начало этого этапа отмечено внедрением силлов диабазов 2.2–1.97 млрд лет назад [Vuollo, 1994].

Особенности осадочно-вулканогенной ассоциации сариолия мы охарактеризовали в предыдущем разделе 3.3.1.1. В данном разделе мы рассмотрим особенности вулканизма и осадконакопления ятулия. Наиболее полные сведения о литологии, геологических структурах и палеогеографии этого стратиграфического подразделения приведены в работах [Соколов и др., 1970; Негруца, 1984; Геология Карелии, 1987].

Согласно решению III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия» [Материалы..., 2000], ятулийский надгоризонт отвечает временно́му интервалу от 2.3 до 2.1 млрд лет. Среди палеопротерозойских образований, развитых в пределах Кола-Карельского региона, породы ятулийского надгоризонта характеризуются наиболее широким площадным распространением. Они присутствуют в структурах всех без исключения палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов.

Разрезы ятулийских осадочно-вулканогенных толщ в пределах Восточно- и Северо-Карельского и Калевала-Онежского поясов. В основании ятулийских толщ практически повсеместно наблюдается кора выветривания подстилающих

пород различного возраста — от архея до сариолия. Химико-минералогический состав кор выветривания можно интерпретировать в рамках монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистой модели. В отдельных случаях требуются дополнительные предположения о наличии в коре выветривания минералов глинозема: гиббсита, бемита, диаспора [Хейсканен, 1990; Ранний докембрий..., 2005].

В разрезе ятулия, как было первоначально установлено К.О. Кратцем [1963] и подтверждено последующими исследованиями, могут быть выделены три трансгрессивно-регрессивные последовательности: повторяются три пары взаимосвязанных толщ: нижних — осадочных и верхних — вулканогенных. Соответственно ятулий делится на три подразделения — нижний ятулий, средний и верхний. С кровлей каждого из этих подразделений связаны коры выветривания [Геология Карелии, 1987].

***Нижний ятулий* (*янгозерский горизонт*)** — нижняя кора выветривания перекрыта грубообломочными терригенными породами: преобладают кварцевые конгломераты, гравелиты и песчаники. Наиболее полные разрезы представлены в палеопротерозойских *структурах южной части Карельского кратона*: *Янгозеро-Маслоозерской и Сегозеро-Ялмозерской* (№№ 11 и 12 на карте прил. III-2), где разрезы нижнего ятулия включают по четыре терригенные пачки. Первая и вторая пачки демонстрируют признаки ритмического осадконакопления. По мере продвижения вверх по разрезу зернистость пород уменьшается. В третьей появляются красноцветные сланцы с трещинами усыхания и мелководные осадки. Для четвертой характерно увеличение крупности зерна вверх по разрезу. Мощность терригенной толщи в стратотипических разрезах составляет 200–500 м. Разрез завершается вулканогенной толщей, образованной базальтами, частично с прослоями туфов, общей мощностью 50–100 м.

В северном направлении происходит увеличение мощности терригенных пород до 1000 м при смене прибрежно-бассейновых фаций бассейновыми осадками. Параллельно наблюдается уменьшение мощности вулканогенной толщи вплоть до ее частичного выклинивания в *Лехтинской структуре* (№ 15 на карте прил. III-2) [Негруца, 1984; Геология Карелии, 1987]. В *Северо-Карельском поясе* терригенные породы янгозерского горизонта преимущественно представлены средне- и мелкозернистыми песчаниками с карбонатным и слюдистым цементом; их мощность варьирует от 90 до 350 м. Мощность вулканогенной толщи составляет 10–40 м.

Структура Перяпохья (№ 7 на карте прил. III-2) на территории Финляндии, также принадлежащая Северо-Карельскому поясу, преимущественно выполнена ятулийскими породами, которые финские исследователи объединяют в группу Кивало. В разрезе этой группы преобладают породы кварцит-доломитовой ассоциации; менее значительна роль мафитовых вулканитов. Верхняя часть разреза (группа Пааккола) образована пелитовыми и черными углеродистыми сланцами при незначительном участии мафитовых вулканитов. Возраст верхней части разреза не вполне ясен. Вулканогенно-осадочный разрез интрудирован многочисленными силлами и дайками диабазов и габбро, в том числе интрузиями комплекса Хаапаранта, датированными ~1.89 млрд лет [Karhu, 1993; Perttunen et al., 1995].

Дайки диабазов многократно датированы, выделены две группы даек — с возрастом 2.2 и ~2.1 млрд лет [Perttunen, Vaasjoki, 2001], чем определяется верхняя возрастная граница пород по меньшей мере преобладающей части разреза.

В поясах в *обрамлении Онежской структуры* (№ 13 на карте прил. III-2) мощность отложений янгозерского горизонта крайне невыдержана по латерали и варьрует от 800 до 50–100 м, вплоть до полного выклинивания (долина р. Кумсы, Медвежьегорск). В составе толщи присутствуют конгломераты, гравелиты, кварцевые песчаники, аркозы, реже сланцы со структурно-текстурными признаками озерных и потоковых отложений [Соколов и др., 1970; Геология Карелии, 1987]. Мощность вулканических пород увеличивается до 60 м, в долине р. Кумсы эти вулканиты местами непосредственно перекрывают архейский гранит-зеленокаменный комплекс.

Стратотип ***среднего ятулия* (*медвежьегорского горизонта*)** расположен на северо-восточном берегу оз. Сегозеро [Соколов и др., 1970]. Здесь осадочная толща мощностью 45–50 м, включающая две пачки, с размывом залегает на янгозерских вулканитах. В нижняя пачке вверх по разрезу происходит смена грубообломочных пород тонкозернистыми (от конгломератов с обломками основных вулканитов до неравномернозернистых песчаников с косой слоистостью). Верхняя ее часть сложена тонкозернистыми песчаниками с карбонато-слюдистым цементом в переслаивании с красноцветными алевролитами. Для второй пачки, сложенной песчаниками, характерно увеличение крупности зерен вверх

по разрезу (от мелко-среднезернистых до грубозернистых). Вулканогенная толща мощностью до 250 м сложена многочисленными покровами базальтовых лав с подушечными, шаровыми и миндалекаменными текстурами.

В расположенных севернее структурах в составе среднего ятулия преобладают горизонтально-слоистые средне- и мелкозернистые песчаники с карбонатным цементом в переслаивании с алевролитами. Мощность осадочной толщи увеличивается и достигает 90–100 м. Мощность вулканогенной толщи — 200–350 м.

В разрезе ятулия Северо-Карельского пояса в основании медвежьегорского горизонта залегают песчаники с карбонатным цементом, туффиты, туфопесчаники, силициты мощностью 10–20 м, а в кровле — вулканогенная толща мощностью 170–500 м, образованная многочисленными лавовыми потоками.

В Восточно-Карельском поясе осадочная толща среднего ятулия (50–75 м) сложена песчано-алевритовыми породами с прослоями карбонатов. Вулканогенные породы, развитые повсеместно, имеют мощность 150–350 м.

В районе оз. Туломозеро среднеятулийские образования изучены по керну скважин [Соколов и др., 1970]. В разрезе значительную роль играют терригенно-карбонатные отложения: доломито-известняково-песчаные, глинисто-доломитовые, известняково-песчано-доломитовые, доломито-гематито-песчаниковые. Их мощность составляет здесь 350–420 м.

В обрамлении Онежской структуры мощность осадочной толщи снижается от Медвежьегорска в южном направлении от 10–20 до 1–2 м. В ее составе преобладают кварцевые конгломераты и гравелиты, а также неравномернозернистые красноцветные песчаники, иногда с гематитом и мартитом в цементе. Реже присутствуют сланцы и силициты. Мощность вулканогенной толщи, состоящей из серии потоков, составляет 100–250 м.

В западном крыле *Онежской структуры* среднеятулийские отложения представлены терригенно-карбонатными породами суммарной мощностью 240–310 м.

Наиболее полный разрез среднеятулийских лав обнажается в районе г. Медвежьегорска — в цепи возвышенностей северной окраины города и в откосах выемки вдоль автотрассы Мурманск–Санкт-Петербург. Здесь лавовая толща состоит из девяти потоков и имеет суммарную мощность более 150 м. Еще более внушительное поле развития среднеятулийских диабазов расположено в северо-западном обрамлении Онежской структуры, где мощность лавового разреза достигает 270 м. В районе пос. Гирвас детально исследованы руины вулканической постройки — «Гирвасский вулкан», вскрытого в русле водосброса Пальозерской ГЭС [Соколов и др., 1970, 1978].

***Верхний ятулий* (*туломозеский горизонт*)** представлен отложениями, размещенными в ядрах синклиналей, которые сложены ятулийскими породами. Они залегают с размывом на вулканитах медвежьегорского горизонта. Мощность варьирует от 30 до 800 м. В основании разреза преобладают грубые терригенные осадки от гравелитов до грубозернистых песчаников, которые выше сменяются ритмичным переслаиванием кварцитов и алевритов. Породы окрашены в красные тона, сохраняются знаки ряби, трещины усыхания, следы размыва. Выше залегают горизонтально-слоистые песчаники с карбонатым цементом в переслаивании с алевритами. Венчает разрез пачка известняков и доломитов белого и розового цвета с прослоями шунгито-глинистых сланцев. Вулканогенные породы развиты лишь локально. Характерной особенностью толщи являются реликты биогенных (строматолитовых) текстур и аномально тяжелый изотопный состав углерода в карбонатах [Karhu, 1993]. Развитие псевдоморфоз карбонатов, реже талька и кварца по гипсу, а также редкие псевдоморфозы по кубическим и скелетным кристаллам галита свидетельствуют об образовании пород в эвапоритовых условиях. По данным бурения, среди брекчий предположительно выделяются брекчии соляного карстового коллапса. По совокупности наблюдений породы *туломозерской свиты Онежской структуры* образованы по осадкам эвапоритового бассейна сульфатного типа [Ранний докембрий..., 2005].

Бурение Онежской параметрической скважины в районе г. Кондопога позволило достичь основания вулканогенно-осадочного выполнения Онежской структуры. Ятулий в своей верхней части представлен туломозерской свитой (в интервале глубин 2115–2405 м), в нижней — ангидрит-магнезитовыми породами (интервал 2405–2751 м) и каменными солями, чередующимися с соленосными глинами (интервал 2751–2944 м), которые залегают непосредственно на архейском гранито-гнейсовом комплексе, вскрытом на глубине около 2944 м [Наркисова и др., 2008; 2010].

Ятулийские осадочно-вулканогенные толщи Карасйок-Киттиля-Куолаярвинского пояса. Вулкано-

генно-осадочная ассоциация в центральной части пояса рассматривается финскими коллегами в качестве группы Соданкюля (см. прил. I-1). В разрезе преобладают эпикластические осадочные породы, сопровождаемые менее обильными мафитовыми вулканитами. В отдельных участках метаосадки включают сапропелевое органическое вещество. Породы группы Соданкюля пересечены мафитовыми силлами и дайками (тип Хааскалехто). Датирование цирконов из крупнозернистых габбро дало оценку возраста (U-Pb дискордия — верхнее пересечение с конкордией) ~2.2 млрд лет [Rastas et al., 2001], которая ограничивает возраст вулканогенно-осадочного разреза сверху. Геохимические особенности и геологическое положение интрузивных пород позволяют коррелировать их с мафит-ультрамафитовыми силлами в Восточной Финляндии (габбро-верлитовая ассоциация [Hanski, 1986]) и в пределах структуры Перяпохья (Северо-Карельский пояс) [Perttunen, Vaasjoki, 2001].

В восточной (российской) части Куолаярвинской структуры к ятулию относят свиты нижней части разреза: ниваярвинскую и соваярвинскую [Воинов, Полеховский, 1985; Воинов и др., 1987; Пожиленко и др., 2002; Kulikov et al., 1980; Radchenko et al., 1994].

Основание *ниваярвинской свиты* образовано конгломератами, кварцитами и сланцами мощностью первые десятки метров. Выше чередуются граувакковые метаалевролиты и метапсаммиты, частью гематитсодержащие, кварциты, кварц-карбонат-серицитовые сланцы и метавулканиты (амфиболиты и амфибол-плагиоклазовые сланцы). Верхняя часть свиты образована метабазальтами. Суммарная мощность — около 1000 м.

Для метаосадков вышележащей *соваярвинской свиты* характерно груборитмичное строение, снизу вверх представлены: слюдисто-кварцевые сланцы, углеродистые метаалевролиты и метапелиты с прослоями песчанистых доломитов, граувакки, кварц-карбонат-хлорит-серицитовые сланцы. Характерно чередование прослоев углеродистых сланцев и доломитов. Мощность осадочной толщи соваярвинской свиты варьирует от 250 до 1100 м. Залегающая выше вулканогенная подсвита мощностью 2100 м образована покровами метавулканитов основного и среднего состава.

Ятулийский осадочно-вулканогенный разрез пояса Кайнуу. Ятулийские образования обрамляют синформную структуру пояса Кайнуу. Они представлены кварцито-песчаниками, образующими косослоистые серии дельтового типа мощностью 10–15 м, а также мелководными морскими аренитами и доломитами. Мощность ятулийских отложений превышает 1000 м.

Ятулийские осадочно-вулканогенные разрезы Печенга-Имандра-Варзугского пояса. В пределах Печенга-Имандра-Варзугского пояса рассматриваемому периоду отвечают щелочные базальты и трахибазальты при участии щелочных пикритов и риолитов, датированные ~2.2 млрд лет, в переслаивании с красноцветными эпиконтинентальными осадками, строматолитовыми известняками и доломитами с прослоями фосфатоносных и марганцовистых пород [Смолькин и др., 1995]. Сходные разрезы известны также в пределах осложненной рифтогенезом пассивной окраины кратона Сьюпириор, фрагменты которой сохранились в поясах Нью-Квебек и Трансгудзон Северо-Американского кратона [Hoffman, 1989].

Печенгская структура. Породы *второй вулканогенной толщи* (*пирттиярвинская свита*), включают высокотитанистые мафитовые вулканиты (TiO_2 — от 1.1 до более 1.8%) и более кислые вулканиты до дацитов включительно, варьирующие по щелочности от известково-щелочных до субщелочных разностей (муджиериты). Мафитовые лавы умеренно обогащены РЗЭ (La_n — 45–50, Yb_n — 7.6–15 с отрицательной Eu аномалией — Eu/Eu* — около 0.8), характеризуются повышенными концентрациями Nb (7–17 *ppm*). Осадочные породы, подстилающие эту вулканогенную толщу (кувернерйокская свита) и перекрывающие ее (лучломпольская свита), образованы терригенными осадками — преимущественно красноцветными аркозовыми и кварцевыми метапсаммитами и карбонатными породами — песчанистыми и строматолитовыми доломитами и известняками. Анализ геохимических особенностей терригенных осадков фиксирует резкое повышение солености вод палеобассейна. Пик палеосолености совпадает с признаками протоэвапоритности, выраженной в появлении альбитсодержащих доломитов, магнезита и метапелитов повышенной магнезиальности [Мележик, 1987; Мележик, Предовский, 1982]. Повышенная щелочность базальтоидов и их геохимическая специфика наряду с характером ассоциирующих осадков и реконструируемыми условиями седиментации позволяют предполагать образование этой осадочно-вулканогенной формации в континентально-рифтовых условиях. Согласно публикациям [Предовский и др., 1974; Вулканизм и седиментогенез..., 1978; Ахмедов,

1997], накопление осадков проходило в мелководных бассейнах, в прибрежных зонах, а также в условиях временных потоков и периодически затопляемых участков суши. Вулканические извержения формировали субаэральное вулканическое плато при господствующем субаридном климате, о чем свидетельствует широкое развитие кор выветривания. Извержения вулканитов щелочного и кислого состава происходили через посредство аппаратов центрального типа.

Суммарная мощность формации составляет 1000–1500 м, мощность осадочных составляющих значительно варьирует.

В нижнем течении руч. Луоттнйоки в северном крыле печенгской структуры вскрыты два горизонта строматолитовых доломитов, раделенных онколитовыми доломитами. Строматолиты *Murmania sidorenkia* Lubts. близки к *Sundia* Butin из раннеятулийских отложений Карелии [Любцов, 1979].

Геохронология. Возраст трахибазальтов пирттиярвинской свиты оценивается Rb-Sr изохронной датой 2.21±0.05 млрд лет, $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7035±0.0001 (по Ю.А.Балашову и др. в работе [Смолькин и др., 1995]). Значения ε_{Nd} от –1.7 до –2.8 указывают на обогащенный мантийный источник или на коровую контаминацию мантийных расплавов [Skuf'in, Theart, 2005].

Имандра-Варзугская структура. Осадочно-вулканогенная толща умбинской свиты коррелируется с аналогичными образованиями пирттиярвинской свиты Печенги. Нижняя часть вулканогенного разреза сложена метабазальтами, включающими мощные покровы пикритов и пикрито-базальтов. В верхней части разреза возрастает количество пород среднего состава. Они представлены массивными и флюидальными туфолавами и игнимбритоподобными породами. Среди вулканогенных образований выделяются также трахибазальты и трахиандезиты. Преобладающие в разрезе обогащенные TiO_2 (1.12–1.48%) известково-щелочные и субщелочные базальты, умеренно обогащены легкими и обеднены тяжелыми РЗЭ (La_n — 56–69, Yb_n — 3.6–7, $(La/Yb)_n$ = 8–20); содержание Nb в базальтоидах достигает 13 *ppm*. В отличие от подстилающих известково-щелочных вулканитов полисарской свиты, высокомагнезиальные разности умбинской свиты относительно обогащены TiO_2 (1.32–1.44%). Осадочные породы представлены разнообразными хемогенными (карбонатными, первично-кремнистыми), дифференцированными терригенными (кварцевыми и аркозовыми метапсаммитами, гидрослюдистыми метапелитами) и туфогенными породами. Высказанные выше соображения о вероятной геодинамической обстановке формирования пирттиярвинской свиты в полной мере относятся и к интерпретации пород умбинской свиты.

Мощность умбинской свиты составляет 2000–2500 м.

Оруденение в ятулийских вулканогенно-осадочных толщах

1. Медная, частью с Co или Au, минерализация стратиформного типа связана осадочными толщами, сформированными в процессе осадконакопления в замкнутых изолированных бассейнах [Turchenko, 1992]. Наибольшей мощности эти отложения достигают в пределах вулканогенно-осадочных поясов во внутренних частях Карельского кратона, которые, по-видимому, характеризуются наибольшей продуктивностью. Выделены два подтипа: 1) халькопирит-пиритовый кобальтсодержащий в сланцах и известковистых породах (медно-кобальтовые сланцы) и 2) халькозин-халькопиритовый, иногда с Au в песчаниках и кварцитах (медистые песчаники) [Металлогения..., 1980].

1.а. Медно-кобальтовые известковистые сланцы выявлены в пределах Онежско-Сегозерской зоны (рудопроявление Кузоранда в Онежской структуре, 2.2–2.0 млрд лет). Минерализация имеет стратиформный характер и приурочена к толще терригенно-карбонатных, частью углеродистых и шунгитсодержащих пород.

1.б. Проявления оруденения типа медистых песчаников выявлены в нескольких структурах. Наибольший интерес представляет месторождение Воронов Бор в Медвежьегорской вулканической зоне и рудопроявление Хирви-наволок в Кукасозерской структуре; следует упомянуть также рудопроявления Маймъярви и Янгозеро. Рудная минерализация месторождения Воронов Бор тесно связана с комплексом мафитовых вулканитов, источником оруденения является поствулканическая фумарольно-сольфатарная деятельность [Металлогения Карелии, 1999].

2. Издавна известна пространственная приуроченность многочисленных рудных проявлений и точек медной минерализации к мафитовым вулканитам (вероятно, частью щелочным) среднего ятулия (тип «оруденелых лав»). Отмечена связь повышенной меденосности с участками, приближенными к вулканическим аппаратам [Соколов и др., 1970]. Выделено два под-

типа: 1) самородной меди, 2) халькозин-халькопиритовый [Металлогения..., 1980]. Наиболее значительные проявления самородной меди (в миндалинах совместно с сульфидами меди, в кварцевых жилах и прожилках, в эффузивах, подвергшихся низкотемпературным метасоматическим преобразованиям) выявлены в метабазальтах умбинской свиты Имандра-Варзуги (33 км, Полисарские горы и др.). Аналогичные проявления известны в пределах Медвежьегорской вулканической зоны (Кумсинская структура). По оценке В.Е. Попова и К.Д. Беляева (ссылка в [Металлогения..., 1980]), это оруденение обнаруживает значительное сходство с рудами района оз. Верхнего на Канадском щите. Жилы самородной меди в аналогичной ситуации известны также в Печенгской и Онежской структурах. Рудопроявления второго подтипа занимают аналогичную позицию, отличаясь отсутствием самородной меди (проявления Черноозерское, Лумбушское и другие в Онежской структуре и в южной части Сегозерской структуры). Кроме того, в Онежской структуре выявлены залежи вкрапленных халькозиновых руд, приуроченных к древней коре выветривания на диабазах того же уровня (Перт-наволок и др.).

3. В центральной части пояса Перяпохья выделена рудная зона Тервола с золото-медным оруденением. Золото-медное месторождение Кивимаа образовано оруденелой (пирит, халькопирит, золото) кальцит-кварцевой жилой, разместившейся внутри долеритового силла. В 1969 г. на месторождении Кивимаа было добыто 18 600 т руды с содержаниями Cu — 1.20%, Au — 2 г/т [Saltikoff et al., 2006].

4. С терригенными и карбонатно-терригенными породами туломозерского горизонта практически во всех поясах связаны железистые породы (кремнисто-гематитовые, кварц-магнетит-мартитовые джеспилитоподобные и железистые кварциты, оолитовые гематитовые руды), нередко образующие переходы к марганцовистым породам; фосфоритовые породы [Предовский и др., 1974; Светов, 1979; Загородный и др., 1982; Негруца, 1979]. Пласты гематитовых кварцитов ассоциируют с доломитами, глинистыми и песчано-глинистыми осадками, образуя на территории Карелии более 40 мелких месторождений и рудопроявлений. Запасы железных руд Туломозерского железорудного района со средним содержанием железа 57% до глубины 25 м по категориям А и В составляют 200 тыс. т. При работе туломозерского железоделательного завода в конце XIX — начале XX в. получение чугуна из гематитовых руд осуществлялось без обогащения [Металлогения Карелии, 1999].

5. Залежи железных руд в скарноидах, приуроченных к контактам кварцит-доломитовых мраморов и габброидных силлов в северо-восточной части пояса Перяпохья образуют рудную зону Миси. Зона включает 13 месторождений, образованных залежами слабо мартитизированного магнетита, четыре из которых отрабатывались в 1959–1975 гг. Содержание железа в рудах 46–53%, суммарные запасы — несколько миллионов тонн. Особая роль в рудообразовании приписывается метасоматическим процессам, прежде всего, альбитизации [Niiranen et al., 2003; Saltikoff et al., 2006].

Ятулийские(?) субщелочные граниты (Канозерский массив). Помимо упоминавшихся выше даек, силлов и небольших субвулканических интрузивных тел, сложенных диабазами и габбро, которые структурно и пространственно тесно связаны с вулканогенно-осадочными толщами ятулия, с тем же возрастным интервалом связан Канозерский массив субщелочных гранитов (№ 8 на карте прил. III-2). Массив представляет собой серию линзовидных тел северо-западного простирания суммарной протяженностью около 35 км [Батиева, 1976]. Возраст массива остается пока проблематичным, поскольку имеются лишь не согласующиеся между собой Rb-Sr датировки по валовым пробам, варьирующие от 1.95±0.04 до 2.22±0.04 млрд лет [Балашов, 1996]

Кейвская структура: переотложенная палеопротерозойская кора выветривания. Как показано в разделе 2.1.3.3, главные горно-породные ассоциации Кейвской структуры были сформированы в неоархее (см. прил. I-1 и II-1). Дальнейшая эволюция этой структуры связана с палеопротерозойскими событиями, которые мы относим к периоду «дремлющей» внутриплитной тектоники [Mints, Konilov, 2004; Минц, 2007б].

Палеопротерозойские структурно-вещественные ассоциации Кейвской структуры включают стратифицированные породы кейвской и песцовотундровской серий и умбинской свиты, а также тела щелочных гранитов, сформированных в результате метаморфизма и частичного плавления неоархейских щелочных гнейсов, а также щелочные метасоматиты. В данном разделе представлена характеристика стратифицированных отложений.

Породы кейвской и песцовотундровской серий преимущественно представлены сланцами — метаморфизованной переотложенной ко-

рой выветривания, т.е. продуктами выветривания и дезинтеграции пород подстилающего разреза или развитых в обрамлении Кейвской структуры) [Белолипецкий и др., 1980; Мирская, 1976]. Они непосредственно перекрывают толщу неоархейских известково-щелочных и щелочных гнейсов. Вопрос о возрасте названных серий до сих пор остается дискуссионным (см. [Ранний докембрий..., 2005]). Кейвскую серию обычно относят к неоархею, включая в состав лопийского комплекса [Белолипецкий и др., 1980], который, в свою очередь, перекрывается палеопротерозойскими (сумийскими) породами песцовотундровской серии. По мнению В.Г. Загородного и А.Т. Радченко [1983], неоархейские породы кейвской серии залегают на лебяжинских гнейсах с крупным стратиграфическим несогласием. Многие исследователи видели в особенностях этой границы признаки углового несогласия и развития коры выветривания [Бекасова и др., 1975; Головенок, 1977; Мирская, 1976]. Согласно М.В. Минцу с соавторами [1992, 1996], палеопротерозою принадлежит не только песцовотундровская, но и кейвская серия.

Кейвская серия включает (снизу вверх) червуртскую и выхчуртскую свиты. *Червуртская свита* образована в основании гранат-ставролитовыми сланцами (метаморфизованными туффитами и конгломератами), в верхней части — углеродистыми ставролитсодержащими кианитовыми сланцами (метапелитами). *Выхчуртская свита* представлена кварцитами и углеродистыми плагиоклаз-кианит-ставролитовыми сланцами (метапсаммитами и метапелитами). Мощность кейвской серии — около 1500 м. В разрезе кейвской серии размещены многочисленные силлы амфиболитов, которые, судя по химическому составу, могут быть аналогами вулканитов Имандра-Варзугской структуры [Белолипецкий и др., 1980].

Сланцы кейвской серии незакономерно обогащены углеродом. Значительная часть углеродистого вещества приурочена к метаосадкам первично терригенного типа, в исходном составе которых, несомненно, присутствовал каолинит [Бельков, 1963; Мележик и др., 1988]. В разрезе преобладают отложения с первоначально горизонтально-слоистыми текстурами. Отмечавшаяся рябь волнения [Бельков, 1963] свидетельствует о спокойном гидродинамическом режиме и умеренной глубине бассейна (порядка 150–200 м) [Мележик и др., 1988]. Углерод кейвских сланцев — изотопно-легкий, «биологического уровня» (^{13}C — от –25.8 до –42.6‰) [Бельков, Петрсилье, 1971; Сидоренко, Сидоренко, 1975; Минц и др., 1996].

Песцовотундровская серия, включающая малокейвскую и золотореченскую свиты, залегает на подстилающих породах несогласно — несогласие обнаруживается лишь при анализе региональных карт. *Малокейвская свита* образована метааркозами, мусковитовыми и полевошпатовыми сланцами и полимиктовыми конгломератами. *Золотореченская свита* включает более дифференцированные метаосадки: слюдисто-кварцевые сланцы и кварцито-песчаники. Мощность песцовотундровской серии составляет 300–1100 м [Белолипецкий и др., 1980]. В западной части возвышенности Большие Кейвы песцовотундровская серия перекрыта эффузивно-осадочными породами, литологически и петрохимически близкими породам *умбинской свиты* Имандра-Варзугской структуры, с которой ее обычно и сопоставляют (карбонатно-терригенные осадки, метамандельштайны, двуслюдяные и гранат-биотитовые плагиосланцы мощностью 700–900 м), образующими ядро синформной структуры.

Геохронология. Согласно результатам Pb-изотопного датирования, возраст черных кианитовых сланцев червуртской свиты кейвской серии равен 1.6±0.1 млрд лет; оценка возраста ставролит-кианитовых сланцев червуртской свиты Rb-Sr изохронным методом (вероятно, возраст осадконакопления) составила 2.2±0.1 млрд лет [Пушкарев и др., 1978]. Приведенные в работах [Минц и др., 1992, 1996] оценки возраста кейвских сланцев равны: 2.10±0.02 млрд лет (U-Pb возраст по валу по верхнему пересечению с конкордией) и 1.79±0.05 млрд лет (Pb-Pb изохрона по минералам и кислотным вытяжкам из них). Первая цифра, вероятно, отвечает возрасту формирования коры выветривания, вторая — возрасту метаморфизма, которому сопутствовал процесс щелочного метасоматоза и формирования субщелочных гнейсов-метасоматитов. Приведенная оценка возраста метаморфо-метасоматических образований получила подтверждение в результате исследования плагиоклаз-кварцевых метасоматитов с применением технологии SHRIMP-II: 1.76±0.01 (1.762±0.006) млрд лет [Бушмин, Воинова, Щеглова, 2009].

Оруденение. С пачкой кианитовых сланцев в нижней части разреза кейвской серии связан ряд крупных месторождений кианита (Шуурурта, Восточная Шуурурта, Червурта, Тяпш-Манюк и др.).

Палеогеографическая и палеогеодинамическая интерпретация. Базальные отложения ятулия формировались на пенепленизированной поверхности в условиях теплого и не слишком влажного климата при наличии в атмосфере свободного кислорода и повышенного количества углекислоты. Последовавшее осадконакопление на территории Карельского кратона протекало первоначально — в условиях обширной озерно-аллювиальной области, в дальнейшем — в условиях прибрежно-морского и прибрежно-континентального эвапоритового бассейна, а в конце ятулия — в пределах мелководного морского бассейна с многочисленными строматолитовыми рифами (карбонатное и сульфатное эвапоритовое осадконакопление) [Ранний докембрий..., 2005]. С ранним ятулием было связано также соленакопление, зафиксированное глубоким бурением в пределах Онежской структуры [Наркисова и др., 2008; 2010].

Приблизительно одновременно с осадконакоплением, фундамент и толща накапливающихся осадков были прорваны плотным роем даек северо-западного простирания (Р-208 на карте прил. I-1). Дайки, вероятно, выполняли роль подводящих каналов базальтового вулканизма. В юго-западной части бассейна (территория юго-западной Карелии) были сформированы отдельные лавовые поля, тогда как в его северо-восточной части (территория Кольского полуострова) вулканизм был более интенсивным, вследствие чего осадконакопление было в значительной степени подавлено.

Обстановка накопления осадочного материала, послужившего впоследствии протолитом кейвских сланцев, с учетом данных о близком расположении источников сноса, признаков спокойного гидродинамического режима и умеренной глубины бассейна осадконакопления, а также данных о биогенном происхождении углерода отвечала внутриплитному осадочному бассейну. В отсутствие необходимых геохронологических данных можно предположить, что возникновение этого бассейна связано по времени с началом рифтогенного растяжения в пределах Печенга-Имадра-Варзугской зоны. Отсутствие в составе кейвских сланцев материала, источником которого могли бы явиться мигматиты и гранитоиды Мурманского блока, свидетельствует, что в начале палеопротерозоя последние не были обнажены, по крайней мере в непосредственной близости от существовавшего в тот период Кейвского осадочного бассейна [Минц и др., 1996].

Таким образом, геодинамическую обстановку ятулия на площади Карельского кратона можно сравнивать с обстановкой осадконакопления и вулканизма на осложненном рифтогенезом континентальном шельфе или в эпиконтинентальном бассейне «активизированной» платформы. К.И. Хейсканен и др. в монографии [Ранний докембрий..., 2005] рассматривают вулканическую активность ятулия как проявление «рассеянного спрединга». Как и в предыдущем периоде, вулканическая деятельность в зоне будущего Печенга-Имандра-Варзугского пояса была относительно более интенсивной, а повышенная щелочность вулканитов указывает на рифтовую обстановку. Далее к северу (в современных координатах) континентальная область находилась в условиях медленного равномерного прогибания, а интенсивность вулканизма была существенно ниже.

В целом, в сравнении с тектонической и магматической активностью предыдущего и, как будет показано ниже, последующего периодов палеопротерозоя, ятулий можно рассматривать как период «дремлющей» внутриплитной тектоники: рассеянного рифтинга и умеренного проявления щелочно-базальтового вулканизма [Mints, Konilov, 2004; Минц, 2007б].

3.3.1.3. Возобновление тектонической и магматической активности: инициальный магматизм-2 (людиковий), 2.11–1.92 (до 1.88) млрд лет

Возобновление тектонической активности в середине палеопротерозоя зафиксировано мощными проявлениями магматизма, которые были лишь в некоторой степени сходны с инициальным магматизмом начала палеопротерозоя, в основном же — характеризовались собственной спецификой.

Магматизм, фиксируемый в течение интервала времени от 2.1 до 1.92, возможно, вплоть до 1.88 млрд лет, в последовательности событий поздне-палеопротерозойской эволюции мы рассматриваем в качестве палеопротерозойского инициального магматизма 2-й генерации. Насколько позволяет судить имеющаяся информация, проявления инициального магматизма-2 охватили кору Кола-Карельского континента в пределах той же широкой полосы северо-западного простирания, на которую мы указывали при характеристике ранне-

палеопротерозойского инициального магматизма. Однако, в отличие от предыдущего, инициальный магматизм-2 локализован лишь в отдельных структурах этой полосы.

Как и его предшественник, инициальный магматизм-2 связан с взаимодействием минимально двух источников: деплетированного мафитового мантийно-плюмового и сиалического континентально-корового. Однако роль континентально-корового источника заметно снизилась. Как и в первом случае, ареал инициального магматизма-2 соответствует понятию «крупной изверженной провинции» (КИП) [Ernst et al., 2004].

Проявления инициального магматизма-2 представлены: 1) мафитовыми вулканитами континентально-рифтового и океанического геохимических типов в сочетании с вулканитами бимодальной риолит-пикритовой серии, близкой геохимическому типу океанических островов, субвулканическими габбро-верлитовыми интрузивами и дайками габбро-верлитового состава (2.11–1.92 млрд лет); 2) осадочно-вулканогенным комплексом Онежской депрессии (около 1.98 млрд лет); 3) Кимозерскими кимберлитами (~2.0 млрд лет); 4) интрузивами габбро-анортозитов (2.0–1.95, до 1.88 млрд лет); 5) массивами мафит-ультрамафитов (1.98 млрд лет); 6) щелочными интрузивами (1.97–1.95, до 1.88 млрд лет); 7) массивами гранитоидов (около 1.95 млрд лет).

Вулканизм (мафитовые вулканиты, вулканиты бимодальной риолит-пикритовой серии, дайки и субвулканические интрузии), 2.11–1.92 млрд лет

Осадочно-вулканогенные комплексы, которые мы относим к производным инициального магматизма-2, принадлежат людиковийскому надгоризонту местной стратиграфической шкалы.

При характеристике ранне-палеопротерозойского этапа мы отмечали закономерные вариации состава и строения вулканогенных толщ в поперечном сечении простирающегося в северо-западном направлении ареала инициального магматизма-1. В составе и распределении проявлений инициального магматизма-2 эта асимметрия выражена еще более резко. Кроме того, относительно простая зональность ареала осложнена незакономерно расположенными проявлениями вулканизма со специфическими «океаническими» характеристиками, включая уникальный офиолитовый комплекс Йормуа и рудоносную пикрит-габбро-верлитовую ассоциацию Печенгской структуры, принадлежащую геохимическому типу океанических островов.

По особенностям проявления магматизма крайние позиции в ряду людиковийских структурно-вещественных ассоциаций занимают, с одной стороны, офиолитовый комплекс Йормуа, с другой — людиковийские толщи Онежской структуры. Геологические и геохимические характеристики комплекса Йормуа убедительно свидетельствуют о его формировании в условиях разрыва континентальной литосферы и спрединга океанического дна линейного океана Красноморского типа. В свою очередь, людиковийская эволюция Онежской структуры представляет собой яркий пример формирования внутриконтинентальной впадины. Людиковийские образования Печенга-Имандра-Варзугского и Карасйок-Киттеля-Куолаярвинского поясов по структурным особенностям близки типу Йормуа. Однако в пределах этих поясов однозначные признаки палеоспрединга отсутствуют или не сохранились, поэтому реконструкции геодинамических обстановок в истории формирования людиковийских толщ опираются на косвенные свидетельства. Особый интерес в этом плане представляет Печенгская структура, где одним из важных проявлений людиковийского магматизма стало формирование никеленосного комплекса габбро-верлитов.

Людиковийский осадочно-вулканогенный разрез пояса Кайнуу; офиолиты Йормуа, 1.96–1.94 млрд лет. В разрезе пояса Кайнуу (см. прил. III-1) ятулий с размывом перекрыт осадками группы Соткамо, которую ранее относили в калевию, однако по современным представлениям эта группа принадлежит людиковийскому надгоризонту. В строении нижней части разреза участвуют кварцитовые брекчии и конгломераты, ритмично-слоистые песчаники и углеродистые сланцы. Кварцитовые обломки в брекчиях обычно достигают 2 м в поперечнике, встречаются блоки размером в десятки и, возможно, сотни метров. Выше залегают переслаивающиеся кремни, сульфидоносные черные сланцы (метатурбидиты?), амфиболовые и безамфиболовые сланцы и магнетитовые кварциты с прослоями фосфоритов и карбонатных пород. Разрез завершают кварциты, метааркозы, сульфидизирован-

ные черные сланцы и конгломераты. Мощность толщи достигает 3500–3600 м [Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе].

Офиолитовый комплекс Йормуа расположен приблизительно в центральной части пояса Кайнуу (см. прил. III-1 и III-2). Согласно данным, приведенным в работах [Kontinen, 1987; Peltonen et al., 1996, 1998], офиолитовый комплекс обнажен в виде двух тектонических пластин шириной 1–4 и длиной — более 25 км, охватывающих площадь около 50 км^2, участвующих в строении пакета чередующихся тектонических пластин, образованных гранитогнейсами архейского основания и палеопротерозойскими породами. Офиолитовый комплекс существенно фрагментирован и деформирован, однако геологическая ситуация обеспечивает возможность реконструкции исходной офиолитовой псевдостратиграфии. Базальная часть офиолитового разреза образована серпентинизированными и метаморфизованными мантийными перидотитами. Параметры метаморфизма перидотитов заключены в интервале 480–530°С и 2–5 кбар. Перидотиты интрудированы многочисленными телами габбро и плагиогранитов, мощность которых широко варьирует — от первых метров до километров. Перидотиты и габбро, в свою очередь, пересечены базальтовыми дайками — как единичными, так и сгруппированными в серии типа «дайка-в-дайке». Относительно небольшие изолированные тела габбро, железисто-титанистых габбро и плагиогранитов достаточно обычны в самой верхней части мантийных перидотитов и в зоне мантийно-коровой границы. Комплекс параллельных даек — наиболее значительный по объему тип коры, мощность которого местами превышает 1 км. Остатки верхнего базальтового слоя варьируют по мощности между 100 и 400 м. В некоторых участках лавы изливались непосредственно поверх мантийных перидотитов. В итоге, мощность мафитовых пород океанической коры в верхней части офиолитового разреза аномально мала и варьирует от 1–5 км до менее одного километра.

Геохронология. Оценки возраста габбро и плагиогранита, полученные U-Pb методом по цирконам, равные соответственно: 1.96±0.01 и 1.95±0.01 млрд лет [Kontinen, 1987], не различаются в пределах аналитической погрешности. Повторное исследование подтвердило оценку возраста габбро — 1.953±0.002 млрд лет; исследование мантийной дайки позволило получить приблизительную оценку возраста в интервале 1.95–1.94 млрд лет; в пределах погрешности эта оценка не отличается от предыдущих цифр. Аналогичные, однако определенные с большей погрешностью датировки были получены Sm-Nd изохронным методом [Peltonen et al., 1998].

Геохимические характеристики и геодинамические интерпретации. Накопление осадков в рифтогенном эпиконтинентальном бассейне и формирование черносланцевой толщи предшествовало активным тектоническим и магматическим процессам, результатом которых явилось формирование офиолитов Йормуа.

Базальтоиды, участвующие в строении офиолитового разреза, образуют два различных комплекса: 1) «ранние дайки» с геохимическими характеристиками OIB (базальтов океанических островов) и значениями $\varepsilon_{Nd} \sim 0$; 2) «главный комплекс», образованный базальтами типа E-MORB с высокими концентрациями Mg и Cr, хондритовыми значениями Th/Ta отношения; значения ε_{Nd} около +2 указывают на их происхождение за счет умеренно деплетированной мантии. Как показали детальные исследования, внедрение «ранних даек» OIB типа, образованных минеральной ассоциацией клинопироксен + амфибол ± гранат, в субконтинентальную литосферу предшествовало разрыву континентальной коры, сопровождалось метасоматическим преобразованием мантии и размещением в коре интрузий субщелочных гранитов. Вскоре после этого мантийный диапир «субокеанического» типа достиг основания коры, что вызвало ее разрыв, спровождавшийся формированием комплекса параллельных даек, интрузиями железисто-титанистых габбро и плагиогранитов.

Молодые офиолиты, подобные комплексу Йормуа, как правило, характерны для медленноспрединговых хребтов, небольших морей, зон трансформных разломов и проградирующих рифтов (например: [Nicolas, 1989; Dick et al., 2000]). Опираясь на геологические и геохимические характеристики и изотопные оценки возраста, П.Пелтонен с соавторами [Peltonen et al., 1996] предложили модель, согласно которой офиолитовый комплекс Йормуа представляет собой фрагмент океанической литосферы, сформированной в океанической структуре Красноморского типа, возникшей при разрыве континента 1.95 млрд лет назад. Несколько десятков миллионов лет спустя тектонические пластины океанической коры и мантии были обдуцированы на пассивную континентальную окраину и ~1.85 млрд лет назад подверглись метаморфизму.

О р у д е н е н и е. Черные сланцы пояса Кайнуу вмещают серию Ni-Zn-Cu сульфидных залежей, размещенных в пределах рудной зоны Талвиваара протяженностью около 150 км (т.е. протягивающуюся вдоль всего пояса). Наиболее крупная залежь — собственно месторождение Талвиваара включает, по меньшей мере, 300 Мт сульфидных руд со средними содержаниями: Ni — 0.26%, Zn — 0.53%, Cu — 0.14%. Попутно может извлекаться U — 0.004%. Кроме того, выявлены аномальные концентрации МПГ. Месторождения Паппиланмяки, Корпимяки, Аланен и Сотинпуро вмещают десятки миллионов тонн руды. Предполагается, что концентрация тяжелых металлов связана с гидротермальными процессами и осаждением металлоносных илов в восстановительной обстановке, подобно донным осадкам Красного моря [Лисицын и др., 1990]. Согласно второй версии, возникновение месторождение Талвиваара взаимосвязано формированием Cu-Co-Zn-Au-Ni руд в серпентинитах месторождения Оутокумпу [Saltikoff et al., 2006].

Урановая зона Нуоттиярви-Соткамо образована U-носными фосфоритами, образующими прослои среди карбонатных пород. Прогнозные ресурсы достигают 1000 т U со средним содержанием в руде 0.04% U [Saltikoff et al., 2006].

Людиковийский разрез Печенга-Имандра-Варзугского пояса: мафитовые вулканиты, вулканиты бимодальной риолит-пикритовой серии, дайки и субвулканические интрузии, 2.11–1.92 млрд лет. Людиковийская история Печенга-Имандра-Варзугского пояса включает ряд взаимосвязанных геологических событий, сближенных во времени и в пространстве. Сюда относится формирование осадочно-вулканогенного разреза, размещение интрузивных (в том числе, рудоносных) тел, комагматичных эффузивным образованиям, как непосредственно в пределах пояса, так и в его обрамлении.

Печенгская структура — наиболее полно исследованый сегмент Печенга-Имандра-Варзугского пояса. Охарактеризованный в предыдущем разделе осадочно-вулканогенный комплекс пирттиярвинской свиты, перекрыт толщей толеитовых базальтов никельской серии (заполярнинская, матертская и суппваарская свиты).

Вулканиты преимущественно представлены пиллоу-лавами, среди которых преобладают толеиты с геохимическими характеристиками T- и E-MORB: слабо дифференцированным распределением РЗЭ с содержаниями, варьирующими в пределах от 15–30 до 8–13 хондритовых стандартов (La_n — 16–32; Yb_n — 8.4–11.6; $(La/Yb)_n$ — около 1.5–2.5; Eu/Eu* — около 0.85) [Минц и др., 1996] (близкие и аналогичные данные приведены в [Melezhik, Sturt, 1994; Смолькин и др., 1995; Скуфьин, 1998]).

В толеитах *заполярнинской свиты* (в основании разреза никельской серии) величина $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ равна 0.7025 (по Ю.А. Балашову с соавторами в [Смолькин и др., 1995]), значения ε_{Nd} варьируют в узких пределах — от +1.99 до +2.90 [Skuf'in, Theart, 2005]. Изотопные характеристики толеитов *матертинской свиты* близки перечисленным выше: $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ равна 0.7021 (по Ю.А. Балашову с соавторами в [Смолькин и др., 1995]), значения ε_{Nd} варьируют — от –0.09 до +1.43 [Skuf'in, Theart, 2005]. Эти характеристики указывают на умеренно деплетированный или незначительно обогащенный мантийный источник MORB-типа.

В разрезе базальтовых пиллоу-лав незакономерно распределены линзовидные покровы (потоки) пикритов, нередко со спинифексподобными структурами в приконтактовых частях [Кольская сверхглубокая, 1984; Смолькин и др., 1987]. Наиболее ранние проявления пикритовых лав зафиксированы уже в нижней части разреза заполярнинской свиты.

Пикриты характеризуются высокими значениями TiO_2 (в среднем 2.30%) и Mg (до 18%), повышенными концентрациями РЗЭ (La_n — 40–90; Yb_n — 6–7), при высокой степени дифференцированности ($(La/Yb)_n$ — порядка 10) [Смолькин и др., 1987; Смолькин, Шарков, 1989]. Изотопные характеристики пикритов матертинской свиты: $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ — 0.7021 (по Ю.А. Балашову с соавторами в [Смолькин и др., 1995]), ε_{Nd} — от –0.48 до +1.20 [Skuf'in, Theart, 2005]. Эти значения совместно с геохимическими характеристиками (прежде всего, особенности распределения РЗЭ), указывают на незначительно обогащенный мантийный источник, отличающийся от источника толеитовых расплавов.

Пиллоу-лавы вмещают выдержанный по мощности прослой кислых витрокристаллокластических туфов с признаками подводно-оползневых деформаций. Структурно-текстурные особенности этих пород позволяют рассматривать их в качестве подводных отложений пирокластических потоков, распространявшихся над поверхностью водного бассейна. Содержание кремнезема в туфах варьирует широко, достигая в наиболее кислых разностях 75–80%. Максимальные концентрации SiO_2, превышающие 80%, как полагают А.Е. Борисов и В.Ф. Смолькин [1992],

связаны с окремнением пород. А.А. Маракушев и П.К. Скуфьин [2008] рассматривают эти породы в качестве кагуситов — ультракислых вулканитов, впервые описанных в 1934 г. в лавовых потоках вулкана Кагуси в Африке.

Распределение РЗЭ в кислых туфах, как и в пикритах, характеризуется высокой дифференцированностью, отличаясь более высоким уровнем концентраций (La_n — 170–320; Yb_n — 10–17; $(La/Yb)_n$ — около 20) и наличием глубокой отрицательной Eu аномалии (Eu/Eu* — около 0.6) [Минц и др., 1996]. Значения ε_{Nd} варьируют от –1.37 до –1.83 [Skuf'in, Theart, 2005]. Как и в случае пикритов, эти характеристики следует рассматривать как указание на обогащенный характер мантийного источника.

По своим геохимическим характеристикам пикриты сопоставимы с продуктами внутриплитного магматизма. Тесная ассоциация с толеитами океанического типа позволяет рассматривать их в качестве производных вулканизма океанических островов. Сопоставимость пикритов Печенгской структуры с производными вулканов океанических островов находит подтверждение в данных о петрогеохимических особенностях пикритовых лав в основании наиболее молодого вулкана Гавайской цепи — Лоихи [Матвеенков, Сорохтин, 1998], практически идентичных Печенгским пикритам. Источником извержений кислых пирокластических потоков также могли быть вулканические аппараты океанических островов (см., например: [Bohrson, Reid, 1997; Tani et al., 2008]).

Осадочные породы, присутствующие в разрезе никельской серии, неравномерно распределены по разрезу. Преобладающпя часть осадков сосредоточена разрезе мощной осадочной толщи, выделяемой в виде последовательности ждановской и ламмасской свит («продуктивная толща» Печенгской структуры), которая размещена в средней части никельского разреза. В составе толщи преобладают вулканокластические осадки и мафитовая пирокластика, практически повсеместно, хотя и неравномерно, обогащенные углистым веществом и сингенетическими сульфидами [Мележик, Предовский, 1982; Балабонин, 1984; Кольская сверхглубокая, 1984]. Характерен метаморфизм пренит-пумпелиитовой фации. Аркозовый материал, обычный в подстилающих толщах, здесь почти совершенно исчезает, сохраняясь в виде изолированных линз гравелитов и конгломератов, возможно, представляющих собой отложения подводных конусов выноса.

Интрузивные образования. «Продуктивная толща» буквально «нашпигована» субсогласными телами безрудных габбро-диабазов и никеленосных габбро-верлитов. Контакты тел в большинстве случаев — тектонические или «тектонизированные»; устанавливаются также и интрузивные взаимоотношения с вмещающими породами.

Всего в пределах Печенгского рудного поля зафиксировано более 220 тел, принадлежащих габбро-верлитовой формации. Преобладающая часть их сосредоточена в разрезе «продуктивной толщи», слагая до 25% объема этого сложного комплекса. Большинство тел, сопровождающихся сульфидным медно-никелевым оруденением промышленного значения, сосредоточены в пределах Западного и Восточного рудных узлов. В первом они приурочены к верхам «продуктивной толщи», во втором, напротив, располагаются в ее нижней части. Тела габбро-верлитов образуют четыре так называемых «пучка» [Горбунов и др., 1978]. Наиболее отчетливо выделяются пучки, соответствующие Западному и Восточному рудным узлам. В пределах каждого из пучков тела, располагающиеся западнее, занимают несколько более высокое положение в разрезе «продуктивной толщи». Тела габбро-верлитов имеют, как правило, силлообразную форму, повторяющую складчатую структуру вмещающих пород. Размеры тел по простиранию варьируют от 100 до 6000 м, редко более, по падению они прослежены до 300–2000 м в большинстве случаев — без признаков выклинивания. Для всех массивов характерно падение под углами 30–60°, направленное к центру Печенгской структуры, что соответствует, в целом, характеру залегания вмещающих их мощных «межпластовых» пологопадающих нарушений, представляющих собой тектонические зоны с проявлениями смятия, дробления и брекчирования пород.

Недифференцированные массивы сложены либо измененными передотитами (верлитами), либо габбро. Дифференцированные массивы образованы чередованием (снизу вверх): амфибол-хлоритовых пород, серпентинитов, серпентинизированных перидотитов (верлитов), пироксенитов и габбро, причем перечисленные разности присутствует далеко не во всех массивах. Основной объем массивов (до 70%) слагают серпентиниты и серпентинизированные перидотиты. Петро- и геохимические особенности габбро и верлитов практически идентичны особенностям пикритовых лав, охарактеризованных выше. Сигенетическая рудная сульфидная вкрапленность сосредоточена почти исключи-

тельно в перидотитах. Богатые эпигенетические руды (густовкрапленные, прожилковые, брекчиевидные и сплошные) залегают близ подошвы интрузивов среди пород «продуктивной толщи», будучи приурочены к субсогласным зонам пологих тектонических нарушений или зон дробления.

Геохронология. Возраст толеитовых базальтов заполярнинской свиты приближенно оценивается Rb-Sr изохронной датой 2.11±0.05 млрд лет, $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7025±0.0001; полученные тем же методом оценки возраста толеитовых базальтов свиты матерт составили 1.98±0.03 млрд лет, инициальное Sr отношение — 0.7021±0.0001 (по Ю.А. Балашову с соавторами в [Смолькин и др., 1995]). Оценки возраста пикритовых лав: 1.99±0.04 млрд лет (Pb-Pb изохрона) [Hanski, Smolkin, 1989] и 1.98±0.04 млрд лет (Sm-Nd изохрона) [Смолькин и др., 1995]. Возраст кислых туфов (туфосилицитов по В.Ф. Смолькину) оценивается по модельному Pb-Pb возрасту циркона — 1.970±0.005 млрд лет [Смолькин и др., 1993].

Оценки возраста трех массивов габбро-верлитов Pb-Pb изохронным методом составили: 1.90±0.06 млрд лет, 1.96±0.07 млрд лет и 2.0±0.2 млрд лет [Смолькин и др., 1993]. Новые измерения возраста пород массива Пильгуярви подтвердили и уточнили прежние оценки [Смолькин и др., 2003]: оценка возраста габбро-пегматита (U-Pb по циркону и апатиту, субконкордантные значения) составила 1.987±0.005 млрд лет, возраст ортоклазового габбро (U-Pb по бадделеиту) — 1.98±0.01 млрд лет. Возраст дайки оливинового габбро (U-Pb по бадделеиту, верхнее пересечение с конкордией — 1.941±0.003 млрд лет.

Дайки габбро-верлитов и тела мафит-ультрамафитов в северо-восточном и восточном обрамлении Печенгской структуры. Дайки габбро-верлитов Нясюккского комплекса (P-210 на карте прил. I-1) образуют пояс север–северо-западного простирания шириной 15–20 км, протягивающийся более чем на 60 км от Баренцевоморского побережья на севере до оз. Карикъявр на юге. Мощность отдельных даек варьирует от 1–3 до 20–30 м, максимально до 200 м, протяженность — до 26 км. Химический состав близок составу пикритовых вулканитов и никеленосных габбро-верлитов Печенгской структуры, что давно уже признано достаточным основанием для объединения их в составе единой серии комагматичных изверженных пород [Магматические формации..., 1985; Смолькин и др., 1995].

В пределах той же тектонической зоны размещены интрузивные никеленосные тела перидотит-пироксенит-габбро-норитов Карикъявр-ского комплекса (знак P-210 на карте прил. I-1). Наиболее крупное интрузивное тело, принадлежащее этому комплексу, имеет овальную форму, ~2000 м по длинной оси.

Геохронология. Возраст массива Карикъвр, оцененный Sm-Nd методом, составляет 1.94±0.06 млрд лет, ε_{Nd} = –2.9±0.8; оценка по Pb-Pb изохроне равна 2.0±0.2 (1.97±0.17) млрд лет [Новые данные..., 1990; Баянова и др., 2002]. Эти оценки позволяют коррелировать формирование массива Карикъявр и габбро-верлитовых массивов Печенгской структуры; тому же времени отвечают излияния пикритовых лав, ассоциирующих с пиллоу-лавами заполярнинской и матертинской свит.

***Тела мафит-ультрамафитов в южном обрамлении Печенгской структуры* (*Аллареченский ареал*)** до недавнего времени соотносили с гипербазитовой и перидотит-габбро-норитовой формациями архейского возраста [Зак, 1980]. Однако, как было показано в монографии М.В. Минца [1996], особенности региональной геологии и петрогеохимические корреляции указывают на близкое время формирования этих интрузивов и габбро-верлитов Печенгской структуры. К настоящему времени эта оценка получила изотопно-геохронологическое подтверждение (см. ниже).

Число выявленных массивов никеленосной гипербазитовой формации достигает 380. Большинство из них сосредоточено в обрамлении Хихнаяраинского и Аллареченского гранит-мигматитовых куполов, образуя группы по 5–10 тел, часто образующих по вертикали зележи в виде нескольких этажей. Более 40 известных массивов не обнажаются на поверхности и подсечены буровыми скважинами. Размеры массивов не велики: по простиранию — 100–2000 м; по падению тела обычно прослежены на 100–200 м, отдельные массивы — до 1000 м при мощности 5–200 м. Форма тел, как правило, пласто- или линзообразная с признаками будинирования; контакты — тектонические или «тектонизированные».

Породы *гипербазитовой формации* представлены главным образом серпентинитами, реже амфиболитами; по составу их принято относить к оливинитам, гарцбургитам, пироксеновым оливинитам. Дифференцированный характер массивов проявлен слабо и часто выражен в приуроченности пироксенитов к подошве и

оливинитов — к кровле массива (перевернутое положение относительно нормальной расслоенности). В большинстве случаев гипербазиты преобразованы гидротермально-метасоматическими процессами с образованием серпентинитов, флогопит-актинолитовых сланцев и амфиболитов. Гипербазиты из рудоносных массивов в пределах местождения Восток представлены верлитами [Минц и др., 1996]. По своим петро- и геохимическим особенностям, они близки верлитам Печенгской структуры.

Массивы *перидотит-габбро-норитовой формации* числом более 100 также размещены в краевых частях купольных структур южного обрамления Печенги. Массивы имеют относительно крупные размеры по сравнению с телами гипербазитовой формации: их протяженность по простиранию достигает 1000 м при мощности до 550 м. Изредка массивы дифференцированы: в подошве залегают пироксеновые оливиниты и перидотиты, в средней части — пироксениты, в верхней — габбро-нориты или габбро. Однако чаще они сложены одной или двумя разностями. Породы претерпели вторичные преобразования в виде серпентинизации, флогопитизации, хлоритизации и оталькования.

Геохронология. Изохронная U-Pb оценка возраста циркона из дунитов участка Акким по верхнему пересечению с конкордией равна 1.92±0.03 млрд лет [Смолькин и др., 2003].

Инициальный магматизм-2 в пределах Печенгской структуры и ее обрамления: структурно-тектоническая и геодинамическая интерпретация. Представления о тектоническом или нормально-стратиграфическом перекрытии пород луостаринской серии пиллоу-лавами никельской серии неоднократно становились предметом острых дискуссий. Согласно представлениям В.Ф. Смолькина и П.К. Скуфьина с соавторами [Смолькин и др., 1995; Ранний докембрий..., 2005; Skuf'in, Theart, 2005], людиковийский надгоризонт Печенгской структуры представляет собой нормальную стратиграфическую последовательность, для которой характерно трехчленное строение (снизу вверх): толеитовые базальты заполярнинской свиты → туфогенно-осадочные породы ждановской и ламмасской свит → перемежающиеся толеит-базальтовые и ферропикритовые вулканиты матертской и суппваарской свит. О подводных условиях накопления материала свидетельствует широкое развитие подушечных лав, тонкоритмичных туфов и туффитов, сульфидно-углеродистых сланцев и гиалокластитов. На значительную глубину бассейна указывают резко подчиненная роль миндалекаменных разностей и размещение между лавовыми «подушками» высококремнистых хемогенно-осадочных образований с кремниевыми и карбонатными конкрециями.

На наш взгляд [Минц и др., 1996], данные полевых наблюдений, а также материалы, полученные в результате бурения Кольской сверхглубокой скважины, достаточно убедительно свидетельствуют в пользу тектонической природы контакта между пиллоу-лавами заполярнинской свиты (нижняя часть разреза никельской серии) и аркозовыми гравелитами подстилающей лучломпольской свиты [Казанский и др., 1985; Кольская сверхглубокая, 1984].

«Продуктивная толща» имеет ряд специфических особенностей, важных для понимания условий ее формирования и размещения. Структурно-текстурные особенности значительной части осадков позволяют считать их аналогами современных глубоководных турбидитов [Негруца, 1984]. Насыщенность углеродистым веществом и сингенетическими сульфидами указывает на восстановительные условия среды осадконакопления и интенсивную гидротермальную деятельность. Перечисленные особенности позволяют сопоставлять осадочные породы «продуктивной толщи» с металлоносными илами глубоководных спрединговых бассейнов типа Красного моря.

Как было показано выше, толща «нашпигована» телами габбро-верлитов, с которыми связано сульфидное медно-никелевое оруденение Печенгского рудного поля. Примечателен факт исключительной избирательности в размещении тел габбро-верлитов, более 90% которых располагается в пределах разреза «продуктивной» толщи. Исключение составляют немногочисленные тела, залегающие среди пиллоу-лав, подстилающих «продуктивную» толщу. По особенностям состава габбро-верлиты коррелируются с пикритами, образующими линзовидные покровы среди толеитовых пиллоу-лав [Кольская сверхглубокая, 1984; Смолькин и др., 1995]. Согласное или субсогласное и пологосекущее положение тел габбро-верлитов в «продуктивной» толще, отсутствие высокотемпературных экзоконтактовых изменений во вмещающих породах и относительная ограниченность эндоконтактовых изменений самих «интрузивных» тел, а также, как правило, тектонический или нарушенный («тектонизированный») характер их границ по-

зволяют рассматривать совокупность осадочных и магматических пород в разрезе «продуктивной» толщи в качестве чешуйчато-надвиговой системы, подобной аккреционным призмам активных континентальных окраин и островных дуг [Минц и др., 1996].

В целом, размещение габбро-верлитов и пикритов в пределах разреза, образованного породами океанического типа, геохимические особенности этих пород, а также устанавливаемые в ряде случаев признаки интрузивного внедрения габбро-верлитовой магмы в осадки позволяют предполагать, что формирование пикрит-габбро-верлитовой ассоциации было результатом магматической деятельности, аналогичной современному вулканизму океанических островов, а тела габбро-верлитов представляли собой субвулканические образования. Пучковое распределение тел габбро-верлитов в разрезе «продуктивной» толщи позволило предложить аналогию с вулканическими постройками, связанными с трансформными разломами и асейсмичными хребтами Атлантического океана (см. ниже рис. 4.3 в [Минц и др., 1996]).

В целом, комплекс пород никельской серии можно рассматривать в качестве чешуйчатого надвиго-поддвигового ансамбля, суммарная мощность которого в современном положении составляет около 4500 м.

В свою очередь, Нясюккская зона разломов приблизительно ортогональна Печенга-Имандра-Варзугскому поясу, параллельна коленообразным изменениям его простирания и нигде не пересекает коллизионную структуру пояса (см. прил. I-1). Эта закономерность, а также геохронологическая и петрологическая близость внутриплитных мафит-ультрамафитов, включенных в океанический комплекс Печенгской структуры, с дайками и интрузивными телами Нясюккской зоны позволяет интерпретировать Нясюккскую зону в качестве континентального продолжения зоны разлома трансформного типа с сопряженным магматизмом (см. раздел 3.3.1.5) [Минц и др., 1996].

Наконец, особенности состава и структурного положения позволяют рассматривать мафит-ультрамафиты южного обрамления Печенгской структуры в качестве фрагментов океанической коры, испытавших подъем на «плечах» всплывавших гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов [Минц и др., 1996]. Сходство состава пород этих куполов с гранито-гнейсовым комплексом северного обрамления Печенгской структуры на протяжении многих лет заставляло исследователей рассматривать их в качестве «выступов фундамента». С учетом структурных особенностей, это позволяет предполагать возникновение куполов в результате реоморфизма пород пододвинутой с севера континентальной плиты.

Имандра-Варзугская структура в пределах своего южного крыла включает осадочно-вулканогенные толщи, принадлежащие верхней части разреза: переслаивающиеся сланцы и мафитовые (в том числе, Т- и Е-типа MORB), среднего и кислого состава лавы (ильмозерская свита, самингская и панареченская свиты и соленоозерская толща, принадлежащие томингской серии). Следуя корреляции с Печенгской структурой, собственно к людиковию из этого перечня, по-видимому, можно отнести только соленоозерскую толщу. Нетрудно видеть, что эта часть разреза в пределах Имандра-Варзугской и Печенгской структур существенно различна. В Имандра-Варзугской структуре отсутствует мощная толща пиллоу-лав, подобных породам никельской серии Печенги. Тем не менее, в разрезе участвует так называемая соленоозерская толща, образованная вулканокластическими углистыми осадками того же типа, что и осадки «продуктивной» толщи Печенги. Чрезвычайно важно, что эти породы вмещают линзовидные тела габбро-верлитов, также аналогичные рудоносному комплексу Печенгского рудного поля [Ремизова, Баржицкая, 1984]. По-видимому, соленоозерская толща представляет собой редуцированный вариант никельского разреза в пределах Имандра-Варзугской структуры. Как и в предыдущем случае, габбро-верлиты могут рассматриваться в качестве фрагментов корневой зоны вулканических построек океанических островов.

Оруденение Печенгско-Аллареченского рудного района

В северо-западной части Кольского полуострова сосредоточены крупнейшие в Европе месторождения сульфидных медно-никелевых руд, определяющие одно из главных направлений деятельности горнодобывающей промышленности Кольского региона. Комбинат Печенга-никель ежегодно добывает около 7.5 млн т руды. Основу запасов составляют рядовые вкрапленные руды с содержанием никеля 0.5–0.6% (95% всех запасов). На долю богатых руд приходится 5% запасов руд (12.4% запасов

металла) (данные заимствованы с официального сайта компании «Норильский никель»).

Месторождения сгруппированы в пределах Печенгского, Аллареченского и Северо-Восточного рудных полей; рудопроявления распространены в пределах нескольких более обширных областей, структурно и генетически однородных с территориями рудных полей. Формирование сингенетичных вкрапленных руд и, частично, формирование залежей богатых (массивных и брекчиевидных) руд непосредственно связаны с процессами становления интрузивных массивов. В свою очередь, формирование и размещение преобладающей части богатых эпигенетических руд определялось более поздними процессами, относящимися к коллизионной стадии [Медно-никелевые месторождения..., 1985; Минц и др., 1996; Горбунов и др., 1999] (см. раздел 3.3.1.7).

Большинство исследователей, занимавшихся и занимающихся проблемами формирования сульфидных медно-никелевых руд, единодушны в оценке ведущей роли мафит-ультрамафитовых расплавов в переносе рудных компонентов из мантии к верхним уровням земной коры и в формировании сингенетических вкрапленных руд. Вместе с тем, в представлениях о генезисе эпигенетических руд сохраняются значительные разногласия. Более обычной является идея о первично-магматическом происхождении эпигенетических руд, сочетающаяся обычно с теми или иными оценками природы обогащения расплавов серой.

Между тем, геологические особенности большинства месторождений Кольского полуострова свидетельствуют о значительном временно́м разрыве между формированием син- и эпигенетических руд, зафиксированном деформациями (будинажем) и метасоматическими преобразованиями ультрамафитов, несущих первичную сульфидную вкрапленность. В пределах Аллареченского района установлены пересечения ультрамафитов жилами пегматоидных гранитов, брекчиевидные руды Печенги включают обломки метаморфизованных ультрамафитов и метаморфогенных силикатных жил [Горбунов и др., 1978; Зак и др., 1972, 1982; Проскуряков и др., 1981]. Данные подобного рода послужили источником представлений о гидротермальном или метаморфо-метасоматическом способе формирования эпигенетических руд Кольского полуострова за счет переотложения первично-вкрапленных сульфидных руд и извлечения в сульфидную фазу силикатного никеля [Проскуряков и др., 1981].

В рамках этих представлений формирование и размещение богатых эпигенетических руд в месторождениях Кольского полуострова, определяется сочетанием двух групп факторов:

1) особенностями размещения никеленосных мафит-ультрамафитовых интрузивов варьирующего состава и возраста, вмещающих первичную рудную вкрапленность;

2) закономерностями проявления рудоконцентрирующих гидротермально-метасоматических процессов, по-видимому, связанных тем или иным способом с деятельностью флюидно-гидротермальных систем мантийного и/или корового уровня.

Геодинамическая модель формирования эпигенетических медно-никелевых руд Печенгско-Аллареченского района рассмотрена ранее в [Минц и др., 1996]. Принципиальная схема формирования эпигенетических руд может быть представлена следующим образом.

1. Источник рудного вещества — мафит-ультрамафитовые магмы мантийно-плюмового происхождения. Они проникали в кору в условиях континентального рифтогенеза, сопровождавшегося формированием океанической литосферы и вулканических построек океанических островов (пикриты и габбро-верлиты Печенгской структуры, серпентинизированные гарцбургиты и верлиты Аллареченского района — предполагаемые отторженцы погрузившейся в зоне субдукции океанической плиты). Потенциальная рудоносность этих расплавов реализовалась в формировании сингенетической вкрапленности медно-никелевых сульфидов и в повышенных содержаниях силикатного никеля [Зак и др., 1972, 1982].

2. Формирование эпигенетических руд осуществлялось за счет извлечения рудных компонентов из первичных сульфидов, а также из никельсодержащих силикатов [Зак и др., 1982]. Концентрация рудного вещества достигалась при участии процессов перераспределения серы, имеющейся во вмещающих породах. Особенности распределения сульфидизированных пород позволяют предполагать, что пути движения серонесущих флюидов в значительной степени определялись полукольцевыми и дуговыми разломами (рис. 3.13; см. раздел 3.3.1.7), формировавшимися в условиях растяжения в связи со сводообразованием. Разломы проникали на значительную глубину и могли пересекать участки и зоны первичного обогащения безрудными сульфидами.

3. Непосредственным следствием охарактеризованного механизма должно быть многоэ-

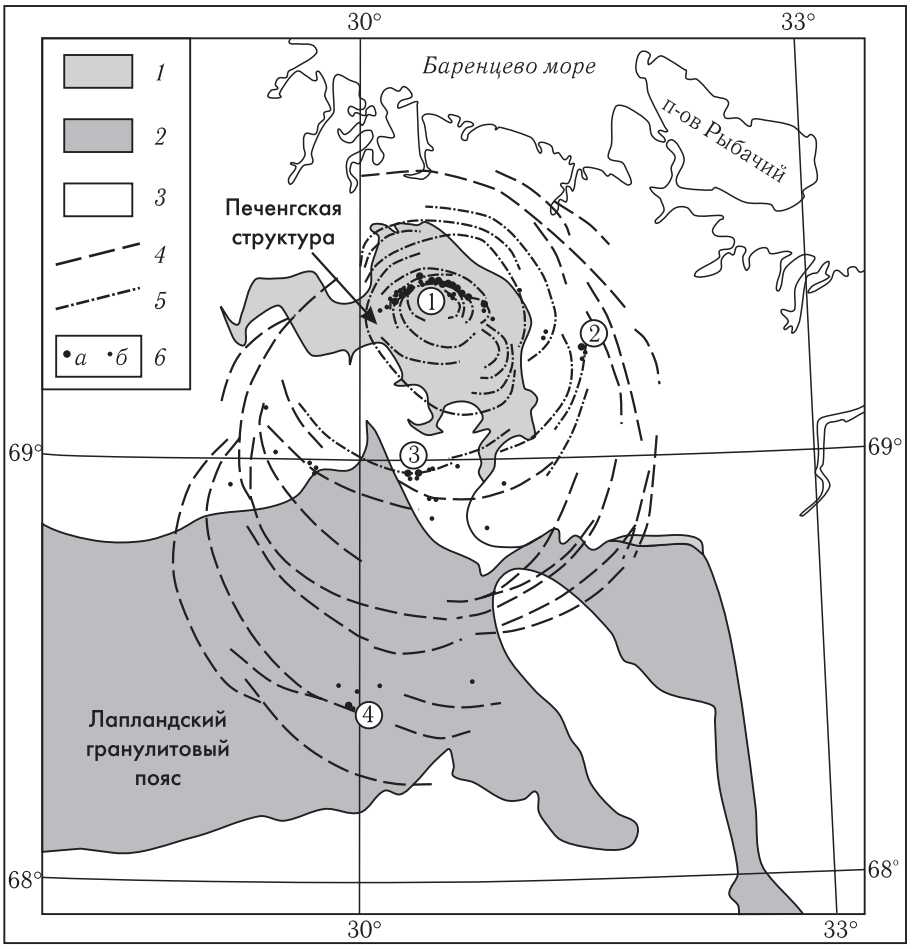


Рис. 3.13. Размещение месторождений и проявлений медно-никелевых руд относительно дуговых и полукольцевых разломов Печенгско-Аллареченского свода (по [Минц и др., 1996, рис. 4.5], модернизировано)

1, *2* — палеопротерозойские пояса: *1* — осадочно-вулканогенный Печенгско-Имандра-Варзугский, *2* — Лапландский гранулито-гнейсовый; *3* — обрамление палеопротерозойских поясов, преимущественно архейские гранит-зеленокаменные ассоциации; *4*, *5* — дуговые и полукольцевые разломы: *4* — периклинальной ориентировки (сводообразующие разломы), *5* — центриклинальной ориентировки (элементы строения центральной депрессии); *6* — медно-никелевое оруденение: рудопроявления (*а*) и месторождения (*б*).

Рудные поля (цифры в кружках): 1 — Печенгское, 2 — Карикъявр, 3 — Аллареченское, 4 — Ловноозерское

тажное расположение рудных тел в пределах как Печенгского, так и Аллареченского рудных полей [Минц и др. 1996 и ссылки в этой работе].

Разрезы людиковийских осадочно-вулканогенных толщ в пределах Карасйок-Киттеля-Куолаярвинского пояса, 2.06–1.99 млрд лет исследованы с различной детальностью.

В юго-восточной части пояса людиковийские образования исследованы в восточной части ***Куолаярвинской структуры*** (в пределах Российской территории — см. раздел 3.3.1.1). Людиковийский разрез представлен последовательностью толщ, которым неоднократно присваивались различные наименования. В обобщении, приведенном в монографии [Пожиленко и др., 2002], этот разрез рассматривается в качестве куолаярвинской свиты, куда включена также и самая верхняя часть разреза, которую ранее относили в ливийскому надгоризонту. В основании куолаярвинской свиты залегают кварц-биотитовые сланцы — метаалевролиты с сохранившимися признаками отложения в мелководном бассейне. Далее следуют покровы диабазов, которые сменяются полимиктовыми конгломератами с пиритовой вкрапленностью. Они, в свою очередь, перекрыты мощной толщей эффузивов основного и среднего состава. Разрез продолжают углеродистые алевропелиты и доломиты. Завершается разрез толщей подушечных пикрито-базальтов,

базальтов и их туфов. Общая мощность куолаярвинской свиты достигает 2200 м. Верхняя половина разреза, очевидно, отвечает суйсарскому горизонту местной стратиграфической шкалы [Воинов, Полеховский, 1985].

В составе ***групп Киттиля и Савукоски*** людиковийские образования выделены в западной части Карасйок-Киттеля-Куолаярвинского пояса, непосредственно к северу от пос. Киттиля, (следует заметить, что, согласно [Hanski, Huhma, Vaasjoki, 2001], группа Савукоски несколько древнее по сравнению с группой Киттиля, напротив, на карте [Geological Map..., 2001] породы, соответствующие группе Савукоски, отнесены к более молодой ассоциации).

Породы группы Савукоски — графит- и сульфидсодержащие пелитовые сланцы, перекрытые мощной толщей коматиитовых, пикритовых и Fe-толеитовых метабазальтов (формация Саттасваара) распространены преимущественно в южном обрамлении тектонического покрова Киттиля.

Породы группы Киттиля распространенны в пределах значительной территории, которую часто именуют зеленокаменным поясом Киттиля («Kittilä Greenstone Belt» — см. например, в [Saltikoff et al., 2006]). В составе группы Киттиля резко преобладают массивные и подушечные лавы, гиалотуффы, туфобрекчии и туфоконгломераты, подчиненную роль играют пелитовые и хемогенные метаосадки (в том числе полосчатые железистые кварциты), свидетельствующие о подводном (морском) характере вулканизма. Перечисленные породы находятся в аллохтонном залегании — слагают протяженный тектонический покров. По оценке, полученной на основе геофизических материалов [Hanski, Huhma, Vaasjoki, 2001], современная мощность, характеризующая уцелевшую при эрозии часть тектонического покрова, достигает 6 км. Однако по нашей оценке, базирующейся на интерпретации сейсмического образа коры вдоль профиля FIRE-4a (заимствованного из [Finnish reflection..., 2006]), мощность тектонического покрова увеличивается в юго-западном направлении и достигает 20 км (см. ниже рис. 4.15 и 4.16). С тектонической поверхностью, подстилающей аллохтон, получившей название Сиркка-лайн (Sirkka line), связаны небольшие линзы серпентинитов «офиолитового» типа (Серпентинитовый пояс Нуттио [Hanski, 1997]). Мафитовые вулканиты сопровождаются незначительными по объему субвулканическими телами и вулканитами кислого состава.

Геохронология. Осадочные породы группы Савукоски пересечены дайками диабазов и габбро, возраст которых оценен в интервале 2.06–2.00 млрд лет, т.е. они несколько древнее по сравнению лавами Киттиля. Тому же возрасту отвечает внедрение дайки диабазов, которая пересекла вулканиты формации Колари к северо-западу от пос. Киттиля — за пределами западного ограничения площади, представленной на карте прил. I-1 [Väänänen, Lehtonen, 2001]. Названные даты фиксируют минимальный возраст группы Савукоски.

Возраст группы Киттиля охарактеризован серией определений U-Pb методом по цирконам из субвулканических тел и вулканитов кислого состава: 2.017–2.012 млрд лет [Rastas et al., 2001; Hanski, Huhma, Vaasjoki, 2001]. Эти оценки согласуются с ранее опубликованной изохронной Sm-Nd оценкой возраста мафитовых вулканитов группы Киттиля — 1.99±0.04 млрд лет [Hanski et al., 1997]. Положительная величина ε_{Nd} [Hanski et al., 1998] свидетельствует о формировании мафитовых лав Киттиля за счет деплетированного мантийного источника, что совместно с геологическими данным позволяет интерпретировать мафитовые лавы группы Киттиля в качестве производных океанического магматизма.

Предполагается, что формирование обдуцированного тектонического покрова Киттиля произошла приблизительно 1.92 млрд лет назад, поскольку этой датой охарактеризованы кислая дайка и гранодиориты, прорывающие вулканиты группы Киттиля [Hanski et al., 1998; Rastas et al., 2001].

Приведенные цифры аналогичны или незначительно древнее по сравнению с датировками вулканитов никельской серии Печенгской структуры, равно как с возрастами мафит-ультрамафитовых даек и массивов Нясюккского комплекса. К той же возрастной группе относится расслоенный мафит-ультрамафитовый интрузив Кейвица (см. ниже), разместившийся в южной экзоконтактовой зоне ранне-палеопротерозойского расслоенного массива Койтелайнен.

Геохимическая характеристика и геодинамическая интерпретация. Коматиитовые базальты группы Савукоски характеризуются рядом особенностей, отличающих их от известных Al-деплетированного, и Al-недеплетированного типов коматиитов. Петрогенетические модели, обычно предлагаемые для реконструкции условий формирования Al-недеплетированных коматиитов (глубинное фракционирование маджоритового граната или влажное плавление мантии над зоной субдукции), не могут быть согла-

сованы с геохимическими характеристиками коматиитовых базальтов. Повышенные концентрации Ti и близких по уровню несовместимости малых элементов предполагают или ассимиляцию мантийным расплавом метасоматически преобразованных минеральных ассоциаций, обогащенных несовместимыми элементами, или контаминацию астеносферных расплавов за счет молодой океанической коры, обедненной ЛРЗЭ. Однако обеим версиям противоречит отрицательная аномалия Nb. В любом случае, комплексная Os-Nd изотопная характеристика коматиитов практически совпадает с соответствующей характеристикой конвектирующей верхней мантии середины палеопротерозоя [Gangopadhay et al., 2006].

О р у д е н е н и е. Структура Киттиля представляет собой одну из важных в металлогеническим отношении провинций с палеопротерозойским оруденением. Подобно черным сланцам пояса Кайнуу, графит-альбит-биотитовые породы структуры Киттиля вмещают ряд полиметаллических проявлений, наиболее крупным из которых является Ni-Cu-Co-Au месторождение Сиркка с содержаниями Ni — 0.32%, Cu — 0.38% [Saltikoff et al., 2006]. Месторождение эксплуатировалсь с 1953 по 1956 г. и дало свое имя крупной сдвиговой зоне (Сиркка-Лайн), с которой сопряжены многие эпигенетические проявления полезных ископаемых, о чем будет сказано ниже.

Месторождение меди Рииконкоски рамещено в аналогичной обстановке. Его ресурсы составляют 2.5 Мт с содержанием Cu — 0.68% [Saltikoff et al., 2006].

По-видимому, как и в случае пояса Кайнуу, полиметаллическое оруденение структуры Киттиля можно связывать с гидротермальными процессами и осаждением металлоносных илов подобно донным осадкам Красного моря [Лисицын и др., 1990].

Дайки и интрузии расслоенных мафит-ультрамафитов в пределах Карасйок-Киттеля-Куолаярвинского пояса. Как отмечено выше, дайки диабазов и габбро, интрудировавшие 2.01–2.00 млрд лет назад, пользуются довольно широким распространением в центральной и южной частях Кола-Карельского региона.

Помимо даек, в пределах пояса Карасйок-Киттеля-Куолаярви известен *мафит-ультрамафитовый интрузив Кейвица* (в [Ранний докембрий..., 2005] массив обозначен как Кейвица-Сатоваара), разместившийся в южной экзоконтактовой зоне ранне-палеопротерозойского крупного расслоенного массива Койтелайнен (см. раздел 3.3.1.1; прил. I-1). Массив представляет собой лополитообразное тело округлой формы в плане, 4–5 км в поперечнике. Раму образуют осадочные породы группы Соданкюля — преимущественно метапелиты, частью — с примесью сапропелевой органики, также карбонатные породы, слюдистые аркозы и низкотитанистые базальты [Mutanen, Huhma, 2001]. Закаленные породы эндоконтактовой зоны мощностью 8 м образованы микрогаббро, расслоенный комплекс включает: мощный (более 2 км) слой оливин-пироксеновых кумулятов, далее — габбро, феррогаббро и магнетитовое габбро, быстро сменяющееся натровым гранофиром в верхней части. Массив окружен зоной роговиков, в эндоконтактовой части присутствуют ксенолиты коматиитов и сгустки сапропелевого органического вещества. Рассеянный интеркумулусный графит обычен в ультрамафитовом кумуляте и в пижонитовом габбро.

Г е о х р о н о л о г и я. Возраст интрузии охарактеризован субконкордантной U-Pb оценкой по циркону из оливинового пироксенита — 2.058±0.004 млрд лет. Оценка подкреплена результатом датирования диоритовой дайки, пересекающей интрузив, 2.054±0.005 млрд лет. Обе оценки согласуются с опубликованной ранее Sm-Nd минеральной изохроной — 2.05±0.03 млрд лет [Mutanen, Huhma, 2001 и ссылки в этой работе]. Отрицательное значение ε_{Nd} –3.5 предполагает значительный вклад обогащенной архейской литосферы в магмогенезис.

О р у д е н е н и е. Месторождение Кейвица — одно из недавних открытий среди рудных объектов Финляндии. В верхней части ультрамафитового «слоя» развита сульфидная медно-никелевая вкрапленность. Cu-Ni-МПГ-Au месторождение Кейвицансарви образовано несколькими типами руд (Cu-Ni-МПГ-Au, Ni, Ni-PGE), образующими взаимные переходы [Mutanen, 1997]. Запасы составляют 120–150 Мт, прогнозные ресурсы — 315 Мт, что позволяет рассматривать этот объект как крупное месторождение сульфидного никеля, ожидающее промышленного освоения. Запасы вкрапленных руд Ni-Cu-МПГ-Au (0.25% Ni, 0.39% Cu, 0.6 г/т МПГ + Au) в северо-восточной части интрузива составляют около 90 Мт. Максимальные содержания МПГ сконцентрированы в полого залегающих прослоях и линзах, где концентрации Pt + Pd + Au достигают или превышают 1 г/т [Saltikoff et al., 2006].

Людиковий Кукасозерской структуры Северо-Карельского пояса представлен *хирвинаволок-*

ской свитой мощностью 500–700 м, которую обычно сопоставляют с заонежским горизонтом Онежской структуры (см. ниже). Снизу верх разрез последовательно меняется от параамфиболитов через их чередование с терригенными, выше с терригенно-карбонатными породами — до карбонатных пород, обогащенных графитистым веществом. Верхи разреза сложены высокоуглеродистыми сланцами мощностью до 10 м.

Разрезы людиковийских осадочно-вулканогенных толщ в пределах Восточно-Карельского пояса. В верхах разреза ***Лехтинской структуры*** вулканогенные образования обычно рассматривались в качестве верхней части туломозерского горизонта ятулия [Геология Карелии, 1987]. На карте «Новой серии» эти образования переведены в состав суйсария под названием черноваракской свиты [Государственная геологическая карта..., Лист Q-(35) 36–37, 2001]. Лавы и пирокластика, отвечающие по составу высокомагнезиальным базальтам, слагают ряд вулканических построек и со стратиграфическим несогласием перекрывают породы туломозерского горизонта.

Людиковий Онежской структуры, около 1.98 млрд лет. В пределах Онежской структуры в разрезе людиковийского надгоризонта снизу вверх выделены две свиты (горизонта): заонежская — осадочно-вулканогенная и суйсарская — вулканогенная. Характерной особенностью заонежской свиты является повсеместное развитие высокоуглеродистых пород, в том числе — шунгитов. Суйсарская свита выделяется преобладанием высокомагнезиальных вулканитов толеитовой серии — пикробазальтов.

Породы стратотипического разреза *заонежской свиты* залегают субсогласно на размытой поверхности верхнеятулийских карбонатных пород. Разрез разделен на три подсвиты.

В основании нижней подсвиты залегают грубозернистые слабосортированные песчаники с серицит-карбонатным цементом и обилием пирита. Присутствуют тонкие прослои песчанистого доломита. Выше следует ритмичное чередование хлорит- и серицитсодержащих сланцев (прослои мощностью 1–2 м) и тонкозернистых слюдистых доломитов (прослои мощностью 0.5–1.0 м). В сланцах присутствует примесь шунгитового вещества. Завершает разрез маломощная пачка переслаивающихся аркозов, алевролитов и серицит-хлоритовых сланцев (2–30 м). Суммарная мощность нижней подсвиты составляет 150–200 м.

Средняя подсвита образована чередованием базальтовых покровов, сопровождаемых пирокластикой, с доломитами, силицитами и песчаниками. Туфогенно-терригенно-карбонатные пачки обогащены шунгитовым веществом. Шунгиты образуют самостоятельные тела в ассоциации с сульфидами, кремнями, лидитами (месторождения Шуньга, Зажогино, Максовское). Мощность средней подсвиты составляет 300–450 м.

Верхняя подсвита представлена чередованием покровов мафитовых лав (базальты, андезито-базальты, трахиандезито-базальты) и пачками переслаивающихся шунгитсодержащих туфоалевролитов и алевролитов с шунгитсодержащими доломитами. Мощность верхней подсвиты равна 200–300 м.

Шунгит

Минеральное вещество и горные породы, так или иначе связанные с понятием «шунгит», пользуются ограниченным распространением. Поэтому ниже приведен краткий перечень наиболее употребительных геологических терминов, связанных с понятием «шунгит» (по [Геология..., 1982; Филиппов и др., 1994; Филиппов, 2002; Атлас..., 2006]).

Шунгитовое вещество — метаморфизованное до антрацитовой стадии углефикации органическое вещество, которое может быть сингенетичным (сапрпелевое органическое вещество, истощенный кероген), миграционным (бывшие углеводороды) или смешанным, является минералоидом.

Чистый шунгит встречается довольно редко, в основном — в виде тонких, мощностью до 30 см, прожилков. Чаще он присутствует в качестве примеси в шунгитовых сланцах и доломитах, распространенных по всему Заонежью — от пос. Гирвас на западе до Толвуи и Шуньги на востоке. Под воздействием воды и воздуха плотные слои шунгитовых сланцев разрушаются и переходят в рыхлую землистую массу, которая участвует в образовании «кижских черноземов», окрашивая земли в необычные для севера темные тона.

Шунгитоносные породы — породы различного генезиса, в которых присутствует шунгитовое вещество. Шунгитовое вещество входит в состав силицитов, доломитов, туфоалевролитов, туффитов, максовитов, шунгитов, играет роль цемента в брекчиях, в качестве захваченной примеси присутствует в эндоконтактовых зонах габбро-долеритов. При этом концентрация шунгитового вещества варьирует от долей процента до 80%. Чистое шунгитовое вещество близко к природным битумам, находящимся на метаантрацитовой стадии углефикации.

Шунгитоносные породы Онежской структуры *уникальны с научной точки зрения*. Они позволяют оха-

рактеризовать важные стороны геологических процессов палеопротерозоя:

— масштабы возникновения, накопления и сохранности органического вещества (в частности, в пределах Онежской структуры на площади около 9000 км^2 в палеопротерозое было захоронено около 250 000 Мт автохтонного органического вещества);

— особенности древнейшей нефтегенерации и миграции углеводородов в докембрии, результатом которых и являются разнообразные формы петрифицированных нафтоидов.

Шунгитоносные породы заонежской свиты — вероятно, наиболее представительная по размерам и степени сохранности залежь органического вещества, возникшего в палеопротерозое и, в целом, в раннем докембрии, фиксирующая одну из наиболее ранних (возможно, самую раннюю) стадию нефтегенерации. Первоначально осадконакопление происходило в лагунной обстановке, в солоноватой воде. Интенсивный вулканизм, вероятно, обеспечивал обильный приток питательных веществ, высокую скорость осадконакопления и периодически благоприятствовал быстрому захоронению биогенного органического вещества, вероятнее всего, бактериального и/или цианобактериального происхождения. В дальнейшем это вещество подверглось катагенезу и метаморфизму при умеренных температурах. Наблюдаемое в настоящее время в шунгитоносных породах блестящее шунгитовое вещество, содержащее более 80% органического углерода, представляет собой аллохтонное образование, сформированное за счет перемещенного (мигрировавшего) битума, т.е. нефти. Полуматовые прослои с содержанием органического углерода 55–75% первоначально были нефтяными (горючими) сланцами, включавшими как мигрировавшие битумы (нефть), так и автохтонный кероген. Нефтематеринские породы, по-видимому, участвовали в разрезе заонежской свиты. Производимая нефть мигрировала по вертикали и по латерали и концентрировалась в купольных структурах, которые сохранились до сегодняшнего дня. Месторождение Шуньга включает наиболее значительную часть захороненной «палеонефти» [Melezhik et al., 1999].

Практический интерес определяется уникальными свойствами шунгитового вещества: высокая восстановительная способность, высокая электропроводность, стойкость в агрессивных средах и т.п.

О р у д е н е н и е связано с концентрациями шунгита и комплексной U-Pt(МПГ)-Au-Cr-V минерализацией.

1. Шунгитоносные породы образуют серию проявлений и три месторождения: Максовское, Зажогино и Шуньга.

Максово — месторождение максовитов (максовиты — шунгитоносные породы, содержащие от 10 до 45% шунгитового вещества, относятся к группе экструзивных, т.е. выдавленных, сапробитумолитовых пород). Содержание углерода — 26–35%, запасы — 30.2 Мт.

Зажогино — месторождение максовитов. Среднее содержание углерода в залежи — 27%, максимальная мощность — 45 м, запасы — 4.0 Мт.

Шуньга — эксплуатируемое месторождение шунгита. Мощность шунгитоносной толщи — 100–120 м.

2. Новый тип метасоматического комплексного U-Pt(МПГ)-Au-Cr-V редкометалльного оруденения (месторождения Онега или Средняя Падма, Космозеро и Царевское в пределах Онежской структуры) связан с углеродистыми высококалиевыми туфогенно-карбонатными породами шунгитоносного уровня, подвергшимися метасоматическим изменениям [Кнауф и др., 1997]. Урановорудная минеральная ассоциация (1.78–1.76 млрд лет) связана с зонами альбитизации и ослюденения, сформированными в связи с осевыми поверхностями крутопадающих антиклинальных складок, деформирующих шунгитоносную терригенно-карбонатную толщу [Леденева, Пакульнис, 1997]. Роль первичной минерализации оценивается различно. По мнению Н.В. Леденевой и Г.В. Пакульниса [1997], по крайней мере, привнос U и V непосредственно связан с гидротермально-метасоматическими процессами позднеорогенного или анорогенного этапа.

Суйсарская свита достоверно охарактеризована только в пределах Онежской структуры, с определенной условностью ее предполагаемые аналоги выделены в пределах Куолаярвинской структуры, а так же спорадически — в структурах Восточно-Карельского пояса (см. выше).

В западном крыле Онежской структуры нижняя граница суйсария фиксируется по перекрытию туфами пикритобазальтов и туфопесчаниками шунгитсодержащих пород и миндалекаменных базальтов заонежского горизонта. В восточном борту Онежской структуры в основании суйсария присутствует базальный слой мощностью 0.1–1.5 м, образованный конгломератами и гравелитами с прослойками граувакк [Куликов и др., 1999].

Среди эффузивов суйсария преобладают породы нормального ряда: пикробазальты, метабазальты и базальты, резко подчиненную роль играют трахибазальты и андезито-базальты. Весьма характерны силлы того же состава, сре-

ди которых наибольшей известностью пользуется Кончеозерский силл мощностью около 100 м, в значительной части сложенный перидотитами, занимающий площадь не менее 300 км^2 [Куликов и др., 1999; Пухтель и др., 1995; Puchtel, Arndt et al., 1998].

В целом, суйсарская ассоциация включает вулканиты (преимущественно подушечные базальты), силлы, дайки и некки, совместно образующие Онежское вулканическое плато. Максимальная мощность сохранившейся части разреза суйсарской свиты установлена в районе оз. Ангозеро, где она составляет 390 м. Дифференцированные перидотовые (пикрит-долеритовые) силлы, среди которых наиболее полно исследованы Кончеозерский, Укшеозерский и Тернаволокский, благодаря сходству петро- и геохимических характеристик и минерального состава, пространственного и структурного совмещения с вулканитами рассматриваются в качестве подвулканных интрузивов [Куликов и др., 1999].

Геохронология. Sm-Nd минеральная изохрона и Pb-Pb изохрона по валовым пробам, соответственно 1.98±0.02 и 1.98±0.06 млрд лет, датируют время размещения Кончеозерского силла и извержений людиковийских лав суйсарской свиты [Puchtel, Arndt et al., 1998].

Геохимические характеристики и геодинамическая интерпретация. Согласно оценкам, приведенным в [Puchtel, Arndt et al., 1998], исходная магма лав Онежского плато содержала 8–10% MgO и отделялась от мантийного субстрата благодаря термальному воздействию источника плюмового типа на глубинах 80–100 км — в поле стабильности граната. Дифференциация расплава в подкоровых очагах контролировалась двумя ликвидусными фазами — клинопироксеном и оливином. Лавы, слагающие наиболее высокие части разреза (район оз. Ангозеро), отличаются высокими величинами характеристических геохимических отношений (Nb/Th, Nb/La и Ce/Pb), что в сочетании с высокими положительными величинами ε_{Nd} и нерадиогенными Pb-изотопными параметрами позволяет сравнивать их с современными магмами — производными плюмовых источников, таких как вулканиты океанических островов и океанических плато. Напротив, лавы, размещенные в основании разреза заонежской свиты, характеризуются низкими значениями Nb/Th, Nb/La и Ce/Pb и отрицательной величиной ε_{Nd}, что указывает на контаминацию мантийных магм породами архейской континентальной коры — до уровня от 10 до 30%, что является обычной характеристикой траппов.

Онежское вулканическое плато формировалось на погруженной континентальной коре: вулканические извержения происходили в подводной среде. Подобная ситуация обычна в раннем докембрии, однако лишь изредка встречается в фанерозое [Arndt, 1999].

Глубинное строение Онежской структуры охарактеризовано в сечении вдоль профиля 1-ЕВ (см. прил. V-4 и ниже рис. 4.18). Как показано в главе 4, наиболее примечательной особенностью средней и нижней коры, подстилающей Онежскую палеодепрессию, является «размывание» структурного рисунка, которое указывает на переработку коры в результате метаморфических процессов и, возможно, мигматизации. Сопоставление сейсмических образов (картин сейсмических отражений) коры, подстилающей Онежскую палеодепрессию, Прикаспийскую впадину и овоиды Волго-Уральского гранулито-гнейсовго ареала, свидетельствует о сходстве этих образов. Потеря структурного рисунка и предполагаемая интенсивная переработка коры, по-видимому, связаны с прогревом коры под воздействием мантийно-плюмового источника тепла (подробнее — см. в разделе 7.3).

Интрузивный магматизм (габбро-анортозиты, мафит-ультрамафиты, щелочные габброиды, гранитоиды), 2.0–1.95 (1.88) млрд лет

Кимозерский кимберлитовый комплекс (~2.0 млрд лет). Первое на Фенноскандинавском щите Кимозерское проявление палеопротерозойских кимберлитов, выявленное В.В. Ушковым [2001] среди вулканогенно-осадочных пород заонежской свиты Онежской депрессии, является одним из наиболее древних проявлений коренных алмазоносных кимберлитов в мире. Кимберлиты слагают крупное тело размером 2.0×0.8 км. Согласно В.Н. Устинову с соавторами [2009], Кимозерское кимберлитовое проявление представлено тремя морфологическими разновидностями входящих в его состав тел: обширной, но маломощной блюдцеобразной залежью, узкими подводящими каналами и дайками. Комплекс образован метаморфизованными кимберлитами, их брекчиями и туфами с варьирующими в широких пределах содержаниями слюды. Фрагментарно развиты тонкослоистые кратерные образования. Породы состоят из вкрапленников оливина и флогопита в сильноизмененной свя-

зующей массе из серпентина, хлорита, кальцита, слюды и рудных минералов, содержат индикаторные минералы кимберлитов — хромшпинелиды, марганцовистые ильмениты, хромдиопсиды и единичные пиропы.

Кимозерские кимберлиты отличаются от классических фанерозойских повышенной железистостью, низкими содержаниями щелочных элементов и P_2O_5, интенсивной наложенной углеродистой, магнетитовой и амфиболовой минерализацией, своеобразной ассоциацией индикаторных минералов. На основании ряда особенностей (наличие пирокластики и специфических амебовидных автолитов, редкость фрагментов вмещающих толщ, локальные явления ремобилизации отлагавшегося материала) кимберлиты Кимозера рассматриваются как продукты субаэральных вулканических выбросов, формирование которых могло происходить путем извержений центрального типа.

Геохронология. Согласно А.В. Самсонову с коллегами [2009], нижняя возрастная граница образования кимберлитов оценивается возрастом мантийных цирконов 1.986±0.004 млрд лет. Геохимические и морфологические особенности этих цирконов не исключают возможности их генетической связи с кимберлитами, и тогда полученный по ним возраст может фиксировать собственно время кимберлитового магматизма. Время метасоматической переработки кимберлитов Кимозерской структуры составляет 1.74 млрд лет, что является верхним пределом их возраста. Авторы названной публикации полагают, что формирование кимберлитов является одним из проявлений магматической активности ~2.0 млрд лет назад.

Оруденение. По данным, приведенным в статье В.Н. Устинова с соавторами [2009], из 12 проб общим весом 815 кг было извлечено около 100 алмазов размером до 2 мм. Кристаллы представлены бесцветными резорбированными октаэдрами, реже комбинационными формами типа октаэдр–додекаэдроид и шпинелевыми двойниками, на поверхностях которых распространены радиационные пятна пигментации, часто создающие «рубашку» зеленоватого цвета. Алмазы содержат включения высокомагнезиального ортопироксена и пентландита, что свидетельствует об их связи с перидотитовой литосферной мантией, а датирование сульфидных включений предполагает для них позднеархейский мантийный источник.

Яурийокский комплекс габбро-анортозитов (габбро-анортозиты 2-й генерации), 2.0–1.95 (1.88) млрд лет. Яурийокский комплекс является принципиально важной производной второго импульса инициального магматизма в палеопротерозое, зафиксировавшего начало активности позднепалеопротерозойского Суперплюма. Все тела габбро-анортозитов Яурийокского комплекса размещены в основании покровно-надвигового ансамбля Лапландского гранулитового пояса (ЛГП) — в точности в той же позиции, что и габбро-анортозиты предыдущего, Пыршин-Колвицкого комплекса. Совпадение позиций разновозрастных габбро-анортозитов однозначно свидетельствует о том, что мантийные расплавы, отвечающие двум индивидуализированным импульсам магматизма, размещались практически в одной и той же области коры и что за время, разделившее оба импульса, раннепалеопротерозойские габбро-анортозиты не испытали сколько-нибудь существенных перемещений. В дальнейшем оба интрузивных комплекса совместно и вполне идентично реагировали на коллизионные напряжения, определившие формирование покровно-надвиговых ансамблей гранулито-гнейсовых поясов.

Массив Васкойоки (№ 1 на карте прил. III-2) расположен в западной части ЛГП в пределах территории Финляндии. В плане он имеет форму треугольника с основанием 35 км и высотой 20 км. Васкойоки, как и остальные массивы Яурийокского комплекса, четко связан с подошвой ЛГП. В строении массива преобладают равномернозернистые анортозиты, реже встречаются порфировидные разности, обычно проявлена гнейсовидность. В эндоконтактах породы, несколько обогащенные роговой обманкой, по составу соответствуют габбро-анортозитам [Meriläinen, 1976].

Геохронология. U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd изотопные исследования дали согласованную оценку сближенных по времени процессов интрузивного магматизма и высокотемпературного (гранулитового) метаморфизма в интервале ~2.0–1.9 млрд лет [Bernard-Griffiths et al., 1984].

Яврозеро-Сальнотундровский массив пластинообразной (силлообразной) формы мощностью около 2 км протягивается более чем на 100 км вдоль южной границы ЛГП от района р. Яврйоки до «носа» Сальных тундр (№№ 2 и 3 на карте прил. III-2). Массив погружается в северном направлении под породы гранулито-гнейсового комплекса. На дневной поверхности углы падения варьируют от пологих до крутых, однако в усредненном выражении в сечении сейсмическим профилем ЭГГИ хорошо вид-

но, что эти углы, как правило, не превышают 35° (см. ниже рис. 4.5, 4.15) [Минц и др., 1996; Минц, Конилов и др., 2000; Mints et al., 2007].

Массив образован преимущественно метаморфическими породами — кристаллосланцами, сформированными в результате перекристаллизации исходно магматических образований, лишь в отдельных участках метагаббро-анортозиты сохраняют магматические структуры и лишь частично перекристаллизованы. Выделяются: метаанортозиты (часто гранат- и клинопироксенсодержащие), гранат-клинопироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы (метагаббро-анортозиты), тесно связанные с метаанортозитами, и гранатовые, клинопироксенсодержащие амфиболиты, практически постоянно подстилающие типичные породы габбро-анортозитового комплекса.

Петро- и геохимические особенности пород этой ассоциации охарактеризованы в монографии М.В. Минца с соавторами [1996]. Метаанортозиты и метагаббро-анортозиты (в том числе, гранат- и клинопироксенсодержащие разности), в целом, подобны по составу неметаморфизованным породам этого типа с характерным распределением РЗЭ с резко положительной Eu аномалией. Гранат-клинопироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы по составу отвечают умеренно обогащенным TiO_2 толеитовым, реже известково-щелочным базальтам с низким содержанием щелочей при преобладании натрия. Гранатовые амфиболиты, практически постоянно подстилающие в «разрезе» типичные породы габбро-анортозитового комплекса, имеют состав толеитовых базальтов (габбро) и отличаются теми же петрохимическими чертами, что и породы двух предыдущих групп.

Геохронология. U-Pb датирование магматического циркона из габбро-анортозитов Яврозерского массива дало оценку 1.95±0.01 (1.945±0.008) млрд лет [Каулина и др., 2004].

Массив Вулвара в плане овальной формы 2–4 км в поперечнике расположен на западном берегу Верхнетуломского водохранилища (№ 4 на картах прил. I-1 и III-2). Частично амфиболизированные габбро-анортозиты сохраняют значительные участки со структурами и текстурами, свидетельствующими об их кристаллизации из расплава.

Геохронология. Геохронологическое исследование массива Вулвара позволяет оценить интервал времени, отвечающий размещению габбро-анортозитов 2-й генерации: более 1.95±0.01 млрд лет — оценки возраста гранулитового метаморфизма (U-Pb по цирконам [Нерович, 1999; Нерович и др., 2005]).

Массивы Каскама-Шуорт — несколько небольших тел (№ 9 на карте прил. III-2), образованных гранатовыми амфиболитами с включениями эклогитизированных габбро-анортозитов, которые расположены непосредственно к юго-западу от Печенгской структуры в межкупольной депрессии. Мы рассматриваем эти массивы и пространственно связанные с ними кианитсодержащие сланцы (свита Вирнимя, Вешъяурская «зона») в качестве фрагментов подошвенного комплекса Лапландского пояса, поднятых гранито-гнейсовыми куполами [Минц и др., 1996] (см. прил. III-1), хотя другие авторы эти массивы рассматривают в составе каскамской свиты [Кременецкий, 1979; Кольская сверхглубокая, 1984]. Геохронологические данные отсутствуют, соображения структурного порядка позволяют предполагать, что массивы относятся к Яурийокскому комплексу.

Ондомозерский массив (№ 11 на карте прил. III-2) в юго-восточной части Кольского полуострова размещен в центральной депрессии (Ондомозерская депрессия — № 7 на карте прил. III-1) овального синформного взбросо-надвигового ансамбля (см. прил. I-1). Массив объединяет несколько интрузивных тел, образованных гарцбургитами, пироксенитами, габброноритами, габбро и анортозитами. Набор пород и особенности метаморфизма близки охарактеризованному ниже Пялочноозерскому массиву [Пожиленко и др., 2002].

Геохронология. Оценка возраста оливинового феррогаббро ранней фазы составила 1.96±0.02 млрд лет (Sm-Nd по изохроне по минералам и породе — Pl + Cpx + WR), оценка ε_{Nd}, равная +2, указывает на умеренно деплетированный мантийный источник. Оценки U-Pb возраста по цирконам равны: габбро-норит поздней фазы — 1.974±0.006 млрд лет, кварцевый диорит поздней фазы — 1.963±0.005 млрд лет, жильный метагаббро-норит поздней фазы, секущий оливиновое габбро ранней фазы, — 1.95±0.01 (1.949±0.009) млрд лет [Митрофанов и др., 2005]. По оценке авторов публикации, внедрение магмы можно датировать 1.97–1.96 млрд лет, продолжительность становления массива — 10–15 млн лет.

Пялочноозерский массив (№ 12 на карте прил. III-2) расположен в юго-восточной части Кольского полуострова в пределах овального синформного структурного ансамбля, в центре которого располагается Ондомозерская

депрессия с одноименным массивом в центре (см. прил. I-1). Массив размещен в породах архейского гранит-зеленокаменного комплекса и пересекается дайками и жилами позднепалеопротерозойских гранитов и аплитов. В плане массив имеет форму капли, вытянутой в северо-восточном направлении длиной около 15 км и шириной от 1–2 до 6 км. Контакты массива с вмещающими породами — тектонические или «тектонизированные».

Породы, в наименьшей степени переработанные метаморфическими процессами, представлены средне- и крупнозернистыми габброноритами, разности с куммулятивными структурами пространственно связаны с ультрамафитами. Преобладающая по площади часть массива сложена перекристаллизованными габбро-норитами с директивными структурами и линзами бластотектонитов. Характерной чертой перекристаллизованных (метаморфизованных) разновидностей габброидов является развитие вторичного граната, а также силлиманита и локально — кианита. Интенсивно перекристаллизованные разности представлены гранатовыми (в том числе — с обильным гранатом) и безгранатовыми амфиболитами и амфиболовыми сланцами. Юго-западная часть массива сложена скаполит-эпидот-биотит-амфиболовыми сланцами, которые, возможно, сформированы по габбро-анортозитам. Состав минеральных ассоциаций свидетельствует о том, что перекристаллизация габброидов происходила при *PT*-параметрах высокой амфиболитовой или гранулитовой фации, значительно превышающих параметры метаморфизма пород в обрамлении массива.

Геохронология. До недавнего времени, при отсутствии геохронологических данных и следуя петрографическим корреляциям, Пялочноозерский массив относили к числу ранне-палеопротерозойских (сумийских) интрузивов (см., например: [Геологическая карта..., 1996, 2001]). Выполненные недавно исследования цирконов с геохимическими и морфологическими признаками магматического генезиса дали возрастную оценку магматической кристаллизации 1.88±0.01 млрд лет (U-Pb, SHRIMP, конкордантные оценки) [Кузьмин и др., 2007]. Эта оценка несколько моложе возрастных рамок людиковия, поэтому для выяснения позиции Пялочноозерского массива необходимы дополнительные исследования.

Особенности состава габбро-анортозитов. По валовому составу габбро-анортозиты обоих комплексов (Пыршин-Колвицкого и Яурийокского) соответствуют низкощелочным умеренно обогащенным TiO_2 толеитовым, реже известково-щелочным базальтам. Гранатовые, часто клинопироксенсодержащие амфиболиты, практически постоянно подстилающие в «разрезе» типичные породы обеих генераций интрузивных тел, отвечают по составу толеитовым базальтам (габбро). Состав эндоконтактовых зон, отождествляемых с зонами закалки габбро-анортозитов, указывает на исходный расплав, отвечавший по составу высокоглиноземистому известково-щелочному андезитобазальту [Шарков, 1984].

Первоначально казалось [Минц и др., 1996], что метагаббро-анортозиты 1-й и 2-й генераций и связанные с ними породы не имеют существенных петро- и геохимических различий. Однако дальнейшие геохимические исследования показали, что некоторые важные различия имеют место [Нерович и др., 2004]. Ограниченностью размеров объектов опробования определяется предварительный характер полученных оценок. Более древние анортозиты 1-й генерации отличаются обычным для пород этого типа уровнем концентраций РЗЭ с недифференцированным («плоским») распределением (Ce_n — 8.8–9.2, Yb_n — 2.15–3.73, $(La/Yb)_n$ = 3.1–5.7) и значительной положительной Eu аномалией (Eu/Eu* = = 1.6–2.3). Для величины ε_{Nd} в большинстве образцов характерны отрицательные значения: от –0.3 до –2.1, что указывает на обогащенный мантийный источник или, что более вероятно, на коровую контаминацию мантийных расплавов, кристаллизация которых сопровождалась сепарацией плагиоклаза. Более молодые анортозиты 2-й генерации характеризуются отчетливо дифференцированным распределением РЗЭ с более низкими концентрациями тяжелых РЗЭ (Ce_n — 8.9–12.4, Yb_n — 0.33–2.06, $(La/Yb)_n$ = 6.7–48.9) и резкой положительной Eu аномалией (Eu/Eu* = = 2.8–4.7). Отношение $(La/Yb)_n$ имеет положительную корреляцию с Eu/Eu*. Эти особенности можно объяснить значительным фракционированием граната, что, в свою очередь, предполагает кристаллизацию сухого расплава под давлением более18 кбар, т.е. на глубине, превышающей 65 км. Оценки ε_{Nd} в большинстве образцов имеют положительные значения: от +1.2 до +3.65, что является показателем деплетированного мантийного источника габбро-анортозитов-II [Нерович и др., 2004].

Условия метаморфизма габбро-анортозитов. Как показано выше (см. также раздел 3.3.1.1),

тела габбро-анортозитов в нижней части тектоностратиграфического разреза Лапландского и Колвица-Умбинского поясов принадлежат двум генерациям, 2.51–2.42 и 1.95–1.93 млрд лет. Наиболее раннее автометаморфическое событие **M1**, зафиксированное в породах наиболее глубинной части разрезе Лапландского пояса, практически синхронное с размещением габбро-анортозитов 2-й генерации, охарактеризовано параметрами: 960–860°С и 14.0–10.3 кбар. Обстановки и условия метаморфизма пород в пределах Лапландского и Колвица-Умбинского гранулитовых поясов, включая габбро-анортозиты обоих генераций, и результаты датирования последовательных метаморфических событий охарактеризованы в разделе 3.3.1.6.

Мафит-ультрамафитовые интрузивы, (2.19) 1.98 млрд лет. В ближнем обрамлении Онежской структуры известны два силлообразных массива габбро-долеритов (габбро-диоритов), близких по составу, строению и особенностям оруденения, людиковийский возраст которых показан данными цирконовой геохронологии: Пудожгорский и Койкаро-Святонаволокский.

Пудожгорский массив (P-210 на карте прил. I-1) — пологонаклонное трещинное интрузивное тело, расположенное близ восточного ограничения Онежской структуры. Интрузив протягивается в север–северо-западном направлении и погружается к юг–юго-западу под углами 10–30°. Его протяженность равна ~30 км, мощность достигает ~400 м при ширине выхода 200–800 м, южное окончание пересекает породы раннепалеопротерозойского Бураковского массива мафит-ультрамафитов. В строении массива выделяется нижняя зона габбро мощностью около 40 м, остальная часть имеет диоритовый состав и характеризуется внутренней расслоенностью: чередуются слои, обогащенные K_2O (до 3.2%) или Na_2O (до 6.8%). Верхняя часть зоны габбро содержит от 20 до 60% титаномагнетита. Средневзвешенный состав интрузива характеризуется низкой глиноземистостью и магнезиальностью, повышенными концентрациями железа (21.9%) и титана (2.85%) [Металлогения Карелии, 1999].

Геохронология. Изохронная оценка Sm-Nd возраста по валовым пробам и минералам составила 2.17±0.07 млрд лет. Эта оценка подтверждает существующие представления о ятулийском возрасте интрузива. Однако исследование магматических цирконов (U-Pb, SHRIMP-II, конкордантные оценки) дало иной результат: 1.98±0.01 (1.984±0.008) млрд лет. Эта оценка ясно свидетельствует о людиковийском возрасте массива. Как полагают авторы, нарушение Sm-Nd системы может быть результатом умеренной коровой контаминации [Филиппов и др., 2007]. Однако значения ε_{Nd} от +0.8 до +2.1 указывают на деплетированный мантийный источник и ограничивают возможное участеи коры в формировании пород массива.

Оруденение. Титаномагнетитовые руды сосредоточены в пределах слоя с варьирующей мощностью от 7 до 23 м. Богатые густовкрапленные руды имеют мощность 10–13 м при содержании титаномагнетита 45–50%, редко до 60%, сопутствующие элементы: ванадий и металлы платиновой группы [Металлогения Карелии, 1999; Голубев и др., 2001].

Койкаро-Святонаволокский массив (P-210 на карте прил. I-1) — полого залегающее (15–20°) силлообразное тело мощностью 80–150 м и протяженностью более 30 км, залегающее среди вулканогенно-осадочных образований туломозерской свиты ятулия в зоне северо-западного ограничения Онежской структуры. Как и в Пудожгорском массиве, в строении Койкаро-Наволокского силла выделяются нижняя зона габбро и верхняя зона, сложенная диоритами. Средний состав близок составу Пудожгорского интрузива [Металлогения Карелии, 1999].

Геохронология. Изохронная оценка Sm-Nd возраста по валовым пробам и минералам — 2.19±0.07 млрд лет [Беляцкий и др., 2000]. Эта оценка подтверждает существующие представления о ятулийском возрасте интрузива. Однако, как и в случае Пудожгорского массива, результаты исследования магматических цирконов (U-Pb, SHRIMP-II, конкордантные оценки) свидетельствуют о людиковийском возрасте интрузива: 1.98±0.01 (1.983±0.007) млрд лет. Нарушение Sm-Nd системы, вероятно, связано с коровой контаминацией [Филиппов и др., 2007].

Оруденение. Вкрапленные титаномагнетитовые руды образуют горизонт с содержанием титаномагнетита 30–45% мощностью от 3 до 10 м в 35–50 м выше подошвы интрузива, сопутствующий элемент — ванадий (0.32%). Концентрация МПГ достигает промышленных значений [Металлогения Карелии, 1999].

Щелочные мафитовые интрузивы, 1.97–1.95 (1.88) млрд лет. Как показывают результаты геохронологических исследований, несколько массивов щелочных мафитовых интрузивов, известных в пределах Кола-Карельского региона [Магматические формации..., 1985; Кухаренко,

1971; Геология Карелии, 1987], были сформированы в течение людиковия. Наиболее значительные среди них: Гремяха-Вырмес, Елетьозерский, Тикшеозерский и массив Соустова. Следует отметить, что уровень геохронологической изученности массивов пока остается недостаточным: имеющиеся данные оставляют большое поле для дискуссий. Тем не менее, особенности размещения массивов и данные полученные по более полно охарактеризованному массиву Гремяха-Вырмес позволили объединить перечисленные массивы в составе одного комплекса людиковийского возраста.

Возможно, к данному разделу относятся и субщелочные граниты Канозерского массива, одна из оценок возраста которых составила 1.95±0.04 млрд лет [Балашов, 1996] (см. раздел 3.3.1.2).

Массив Гремяха-Вырмес (№ 9 на карте прил. III-2) расположен в центральной части Кольского полуострова в пределах Кола-Мезеньского фрагмента неоархейского континента — т.е. в лежачем боку надвиго-поддвигового ансамбля пояса Печенга-Имандра-Варзуга (см. прил. III-1) близ коленообразного поворота пояса. В плане массив имеет форму удлиненного овала шириной 5–7 км. Длинная ось этого овала протягивается на 18 км в юг–юго-восточном направлении параллельно поперечному отрезку коленообразного изгиба пояса Печенга-Имандра-Варзуга. Многофазный массив сложен контрастной группой пород, каждая из которых слагает отдельное интрузивное тело. Геологические соотношения рисуют следующую последовательность формирования горно-породных ассоциаций, участвующих в строении массива: ультраосновная расслоенная серия → щелочно-гранитная серия → фоидолитовая серия (мельтейгиты, ийолиты, нефелиновые сиениты — пуласкиты, породы, имеющие промежуточный состав между сиенитами, монцонитами, фоидолитами и габбро, жилы карбонатитов).

Геохронология. Имеющиеся геохронологические данные дают не вполне однозначную картину времени и истории формирования массива. Имеются следующие оценки возраста пород ультрамафитовой серии: монцогаббро — 1.973±0.005 млрд лет (U-Pb по циркону и сфену [Вурсий и др., 2000]); габбро и перидотит — 1.91±0.09 млрд лет (Pb-Pb изохрона по апатиту [Саватенков и др., 1998]); базиты — 1.93±0.09 млрд лет (Sm-Nd изохрона [Саватенков и др., 1998]); жилы карбонатитов — 1.945±0.004 млрд лет и 2.03±0.05 млрд (U-Pb по циркону и Sm-Nd изохронна, соответственно [Саватенков и др., 1999]). В пределах погрешности U-Pb и Pb-Pb оценки близки или неразличимы, за наиболее достоверный временной интервал, охвативший весь период формирования массива, можно принять 1.97–1.95 млрд лет.

Существенно иные оценки возраста получены Rb-Sr методом; по серии определений близких изохронных оценок для ультрамафитов, гранитоидов и фоидолитов выведена изохронная оценка возраста всей совокупности пород — 1.88±0.02 (1.881±0.016) млрд лет [Арзамасцев и др., 2006]. Авторы названной публикации на основании детального геохимического исследования заключают, что исходные магмы ультрамафитовой серии могли быть аналогичны ферропикритовым расплавам Печенгской структуры, которые, как показано выше, датированы в интервале 1.99–1.96, но не моложе 1.94 млрд лет. Поэтому трудно согласиться с мнением авторов, что именно оценки Rb-Sr методом достоверно фиксируют время интрузии, тогда как задревнение оценок, полученных U-Pb и Pb-Pb методами, является результатом перестройки изотопных систем под влиянием более молодых процессов. Представляется, что оценка 1.88±0.02 млрд лет, скорее датирует коллизионные события конца палеопротерозоя.

Сближенные массивы Тикшеозеро и Елетьозеро (№ 11 на карте прил. III-2) расположены в северо-восточном «углу» Карельского кратона и структурно приурочены к области перехода от субширотной системы Северо-Карельских к субмеридиональной системе Восточно-Карельских палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов. Массивы вытянуты в субмеридиональном направлении и, подобно массиву Гремяха-Вырмес, протягиваются вдоль границы кратона. Больший по размеру овальный в плане Елетьозерский массив достигает протяженности 18 км при ширине от 5 до 10 км. Также овальный в плане Тикшеозерский массив имеет меньшие размеры: около 10 км в длину и 3 км в ширину.

Елетьозерский массив имеет концентрическое строение. В его строении преобладают дифференцированные мафит-ультрамафитовые породы: плагиоперидотиты, сидеронитовые пироксениты, габбро и ортоклазовые габбро и клинопироксениты. Центральную часть массива слагают нефелиновые сиениты, доля которых составляет около 5%. Тикшеозерский массив

считается возрастным и формационным аналогом Елетьозерского массива. Он также имеет зональное строение, в его строении участвуют серпентинизированные дуниты, оливиниты, титан-авгитовые пироксениты, оливиновые габбро, тералиты, породы якупирангит-ийолит-уртитовой серии, нефелиновые сиениты и карбонатиты [Металлогения Карелии, 1999 и ссылки в этой работе].

Геохронология. К настоящему времени геохронологическую характеристику получили только карбонатиты Тикшеозерского массива [Belyatzky, Tikhomirova, 1993; Tikhomirova et al., 1995]: 1.73±0.03 и 1.88±0.04 млрд лет (U-Pb по бадделеиту и по циркону, соответственно), 1.7±0.1 и 1.83±0.09 млрд лет (Sm-Nd изохроны по породе и минералам). Пока трудно интерпретировать эти «неожиданно молодые» цифры, поскольку по геологическим характеристикам (структурное положение, морфология массивов, особенности состава пород, наличие карбонатитов) Тикшеозерский и Елетьозерский массивы кажутся полными аналогами с массивом Гремяха-Вырмес.

Для решения проблемы нужны дополнительные исследования.

Массив Соустова (№ 10 на карте прил. III-2), представляющий собой субсогласно залегающее линзовидное тело, расположен в южном крыле палеопротерозойского осадочно-вулканогенного пояса Имандра-Варзуга. Массив образовался в результате взаимодействия флюидизированных щелочных расплавов с породами архейского основания. Возраст массива — 1.88±0.01 (1.872±0.008) млрд лет (U-Pb по цирконам [Bea et al., 2001]).

Оруденение. С дифференцированными интрузивами щелочно-габброидной формации (Гремяха-Вырмес, Елетьозеро) связаны апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды, выявлены признаки платинометалльной минерализации [Металлогения Карелии, 1999; Пожиленко и др., 2002].

Массивы гранитоидов и гранит-мигматитовые купола, около 1.95 млрд лет

Каскельяврский комплекс включает небольшие массивы в южном обрамлении пояса Печенга-Имандра-Варзуга — Шуониявр, Руоссель (Маунтъявр) и Каскельявр (с запада на восток), образовавшие цепочку вдоль южной границы Печенгской структуры. К этому же типу относится серия массивов в юго-западной части Кольского полуострова, распределенных в южном обрамлении структуры Имандра-Варзуга. В плане все перечисленные массивы имеют более или менее правильную округлую форму, благодаря чему они традиционно рассматриваются в качестве куполовидных тел. Между тем, как достаточно давно показали сейсмические работы МОГТ, массивы имеют уплощенную форму и, более всего, могут быть уподоблены своеобразным «блинам». Эти уплощенные тела участвуют в строении надвигов, перемещенных в северо-восточном направлении на породы южного крыла Печенгской структуры [Минц и др., 1996]. Возможно, иначе обстоит дело с массивами в южном обрамлении Имандра-Варзугского пояса. Эти массивы отчетливо приурочены к центральной части более обширных овальных в плане структур, которые, как представляется в настоящее время, действительно отвечают понятию гранит-мигматитовых или гранито-гнейсовых куполов (см. комплекс P-214 на карте прил. I-1).

Массивы имеют двухфазное строение. К первой фазе относятся амфибол-биотитовые и амфиболовые кварцевые диориты, диориты и тоналиты. Вторая фаза представлена биотитовыми гранодиоритами и тоналитами, которые целиком слагают Шуонияврский массив, а также образуют жильные тела в кварцевых диоритах и вмещающих породах.

Геохронология и изотопная геохимия. Ранее возраст гранитоидов каскельяврского комплекса оценивался интервалом 2.1–1.95 млрд лет (Pb-Pb изохроны по породам и минералам [Цьонь и др., 1988; Минц и др., 1989]) и 1.94 млрд лет (Pb-Pb изохрона по акцессорным минералам [Ветрин, 1988]). Согласно недавним наиболее достоверным оценкам (U-Pb SHRIMP по цирконам), комплекс датирован 1.95±0.01 млрд лет [Ветрин и др., 2008]. По данным В.Р. Ветрина с соавторами, модельный Sm-Nd возраст большинства проб диоритов 1-й фазы равен 2.3–2.1 млрд лет, ε_{Nd} (1950) — от +0.9 до +4.0. Модельные возрасты гранитодов 2-й фазы варьируют от 2.7 до 2.4 млрд лет, ε_{Nd} (1950) — от –0.7 до –1.5. Совместно с более ранними оценками возраста по поодообразующим минералам, эти данные свидетельствуют о массированном участии континентальной коры в формировании гранитоидов Каскельяврского комплекса.

Геодинамическая интерпретация. Состав, геохимические особенности и, более всего, структурная позиция гранитоидов комплекса и их аналога на юго-западе Кольского полуострова послужили основой для интерпретации комплекса в качестве проявления известково-щелочного магматизма активной окраины над погружающимися в зоне субдукции океаническими мафитами Печенга-Имандра-Варзугского пояса [Marker, 1985; Melezhik, Sturt, 1994; Минц и др., 1996; Ветрин и др., 2008]. Многократно возросший за последнее время уровень геохронологической изученности позволил более корректно датировать главные тектонические события и геодинамические обстановки в геологической истории региона (что видно, в частности, и из материалов, приведенных в данной работе). Благодаря этому стало понятно, что 1.95 млрд лет — время регионально и интенсивно проявленного процесса растяжения, когда ни субдукция, ни надсубдукционный магматизм не имели места. Поэтому гранитоиды Каскельярвского комплекса следует связывать с процессами плавления континентальной коры под воздействием плюма, возможно, — под влиянием или при участии мантийных расплавов. Стоит отметить, что гранитоиды Каскельяврского комплекса размещены в области коры, структурно подстилающей синформную структуру Лапландского гранулито-гнейсового пояса. Аналогично, гранитоиды юго-запада Кольского полуострова принадлежат основанию Ондомозерской синформы, также сохраняющей реликты гранулито-гнейсового комплекса.

Гранитоидные и гранит-мигматитовые купола северного обрамления Печенгской структуры. Купола, не обладающие «оболочкой», распределены вдоль северной границы (в лежачем боку) Печенгской структуры (один из них показан на карте прил. I-1). Они характеризуются относительно крупными размерами (около 20 км в поперечнике) и неотчетливо выраженными границами. Большинство куполов образованы лейкократовыми плагиомикроклиновыми гранитами, отчасти мигматитами. Границы куполов картируются с трудом, что, тем не менее, не препятствует выделению этих структур.

Геохронология. Изотопно-геохронологические исследования процессов реоморфизма, сопровождавшихся ростом куполов, продемонстрировали способность пород, образующих купола, сохранять «геохронологическую память» о моментах образования и преобразования пород. Возраст пород куполов в северном обрамлении Печенгской структуры, отвечает позднему архею (2.8–2.7 млрд лет), тогда как возраст реоморфизма и куполообразования — раннепротерозойский (2.0–1.95 млрд лет) [Цьонь и др., 1988; Цьонь, 1989].

Гранитоидные и гранит-мигматитовые купола в южном обрамлении пояса Печенга-Имандра-Варзуга. Окаймленные купола (10–50 км в поперечнике) наиболее широко распространены и детально откартированы непосредственно вдоль южной границы, т.е. в висячем боку Печенгской структуры (купола Аллареченского района) и в аналогичной позиции — в южном обрамлении Имандра-Варзугской структуры (см. прил. I-1 и III-1). Купола Аллареченского района — овальные или округлые в плане тела, образованные сложно деформированными породами амфиболито-гнейсо-мигматитового комплекса, окружены «оболочкой» переменной мощности (незначительной по сравнению с размерами купола). В свою очередь, «оболочки куполов» сложены амфиболитами и/или углеродистыми сланцами. Те и другие часто обогащены магнетитом и/или пирротином. В пределах Аллареченского района в «оболочках» сосредоточены будинированные тела ультрамафитов, в том числе с медно-никелевым оруденением (см. выше). Границы куполов могут иметь как периклинальное падение, так и субвертикальное или центриклинальное залегание. В первом случае, эрозионный срез вскрывает верхнюю часть купола, во втором — его воронкообразную нижнюю часть. В целом, анализ результатов картирования свидетельствует о каплевидной (обращенной кверху) форме куполов. На современной эрозионной поверхности породы «оболочек» часто выполняют килевидные межкупольные синформы, изредка сохраняясь в кровле слабоэродированных куполов.

Пространственно-временные закономерности размещения проявлений инициального магматизма-2

Как было показано, инициальный магматизм-2 был связан с взаимодействием минимально двух источников: деплетированного мантийно-плюмового и сиалического (континентально-корового), однако роль континентальной коры в определении состава изверженных пород по сравнению аналогичными собы-

тиями в начале палеопротерозоя значительно снижена. Геохимические и изотопно-геохимические характеристики, как правило, фиксируют деплетированный MORB-типа или обогащенный OIB-типа мантийные источники. Активность инициального магматизма-2 зафиксирована в интервале от 2.11 до 1.92 или даже до 1.88 млрд лет, продолжительность этого интервала равна соответственно 190–230 млн лет, что заметно превышает продолжительность раннепалеопротерозойского инициального импульса. В результате магматической активности были образованы вулканические комплексы на земной поверхности и интрузивные тела, которые можно соотнести с близповерхностным и нижнекоровым уровнями глубинности. Ареал магматизма соответствует типу «крупной изверженной провинции» [Ernst et al., 2004; Шарков, 2006 и ссылки в этих публикациях]. Закономерности пространственно-временного распределения разнообразных проявлений магматизма непосредственно связаны со структурно-тектонической эволюцией развивающегося орогена.

Ассоциации геологических комплексов, характеризующие особенности проявления инициального магматизма-2, включают: 1) кимберлиты (~2.0 млрд лет), 2) ранний и главный пикрит-толеитовые вулкано-плутонические комплексы (2.11–1.99 и 2.0–1.96, до 1.92 млрд лет, соответственно); 3) сланцы (метаосадки) турбидитового типа, обогащенные графитом и сульфидами, подобные глубоководным металлоносным илам; 4) дифференцированные мафит-ультрамафитовые массивы (от 2.1 до ~1.98 млрд лет); 5) габбро-анортозитовые интрузивы (2.0–1.95, до 1.88 млрд лет); 6) мафитовые щелочные интрузивы (1.97–1.95, до 1.88 млрд лет); 7) гранитоиды (около 1.95 млрд лет).

Главная фаза инициального магматизма-2 связана с возрастным интервалом от 2.11 до 2.0–1.99 млрд лет общей продолжительностью 100–120 млн лет. Как и в случае инициального магматизма-1, следует иметь в виду, что приведенные датировки фиксируют не момент интрузивного размещения габбро-анортозитов, а определенный уровень охлаждения и кристаллизации, отвечавший «включению» радиоизотопных часов. Охлаждение глубинных магм тормозится медленно теряющим тепло мантийным плюмом, поэтому различия возраста кристаллизации магм в верхней коре и в районе коромантийного раздела может достигать нескольких десятков миллионов лет и более. В частности, с этим обстоятельством могут быть связаны «чрезмерно молодые» возрасты части пород габбро-анортозитового комплекса.

Возраст мафит-ультрамафитовых и мафитовых щелочных интрузивов нуждается в уточнении. По-видимому, на данный момент их возраст более уместно сопоставлять с интервалом 1.98–1.95 млрд лет, однако история становления щелочных массивов, вероятно, протягивается до 1.88 млрд лет.

Бросающиеся в глаза отличия между проявлениями второго и первого импульсов инициального метаморфизма состоят в следующем: 1) несравненно меньшая роль близповерхностных мафит-ультрамафитовых интрузивов; 2) связь ультрамафит-мафитового вулканизма с локализованными рифтогенными структурами, по крайней мере часть из которых была преобразована в океанические структуры Красноморского типа; 3) появление щелочных интрузивов; 4) локальное появление гранитоидных интрузивов, что является прямым указанием на ограниченные масштабы плавления древней сиалической коры. Изотопно-геохимические данные свидетельствуют также и о снижении уровня коровой контаминации мантийных расплавов. Как и в первом случае, мощный приток тепла способствовал адерплейтингу габбро-анортозитовых магм и стал причиной гранулитового метаморфизма значительных объемов коры, однако специфические эндербит-чарнокитовые расплавы фиксируются только в структурах гранулито-гнейсовых поясов (см. ниже раздел 3.3.1.6).

Хотя ареалы проявления магматизма в обоих случаях практически совпадают, закономерности пространственного распределения проявлений вулканизма заметно отличаются — прежде всего отчетливой приуроченностью к локальным структурам, заметно выделяющейся на фоне относительно равномерного распределения в пределах ареала всех предшествующих палеопротерозойских образований. Людиковийские осадочно-вулканогенные комплексы, характеризующиеся значительными объемами и комплексным характером, сосредоточены в пределах пояса Йормуа, Печенгской структуры, структур Киттеля и Куолаярви и в пределах Онежской депрессии. Все перечисленные структуры, исключая Онежскую, характеризуются отчетливо проявленным надвиго-поддвиговым строением; разрезы именно этих структур завершаются поздне-палеопротерозойскими толщами.

Палеогеодинамические реконструкции, источники и структурно-тектонические условия локализации магм

По особенностям проявления вулканизма и магматизма крайние позиции в ряду людиковийских структурно-вещественных ассоциаций занимают, с одной стороны, офиолитовый комплекс Йормуа, с другой — людиковийские толщи Онежской структуры. Особенности комплекса Йормуа убедительно свидетельствуют о его формировании в условиях разрыва континентальной литосферы и спрединга океанического дна, что привело к созданию линейного океана Красноморского типа. В свою очередь, людиковийская эволюция Онежской структуры представляет собой яркий пример формирования внутриконтинентальной впадины, где одним из следствий специфического осадконакопления и вулканизма стало формирование древнейших нефтяных залежей.

Людиковийские образования Печенга-Имандра-Варзугского и Карасйок-Киттеля-Куолаярвинского поясов близки типу Йормуа. Однако в пределах этих поясов однозначные признаки спрединга отсутствуют или не сохранились, поэтому реконструкции геодинамических обстановок в истории формирования людиковийских толщ этих поясов опираются на косвенные свидетельства. Особый интерес представляет Печенгская структура, где одним из важных проявлений людиковийского магматизма стало формирование никеленосного комплекса габбро-верлитов и в итоге — появление крупного рудного объекта, известного как «Печенгское рудное поле».

Ниже в разделе 3.3.1.5 мы обсудим условия возникновения коллизионных надвиго-поддвиговых ансамблей осадочно-вулканогенных поясов. Здесь же ограничимся естественным, как нам представляется, утверждением, что систематическое формирование подобных структурных ансамблей является прямым указанием на утонение и разрывы «надорванной» рифтингом континентальной коры, которые непосредственно предшествовали поздне-палеопротерозойской коллизии.

В предлюдиковийское время (сумий, сариаолий, ятулий) Онежская структура не выделялась среди окружающих пространств Карельского кратона [Хейсканен, 1990]. Но с началом людиковия ситуация коренным образом изменилась. Разрез людиковия Онежской структуры отличается значительной мощностью (1600–3000 м) и специфическим составом осадочных и вулканогенных толщ. Уникальной особенностью разреза является присутствие шунгитоносных пород, которые рассматриваются в качестве захороненной «палеонефти».

Рассматривая пространственные соотношения Онежской депрессии и осадочно-вулканогенных поясов, нетрудно обратить внимание на то, что эти пояса дугой охватывают овальную область, приблизительно в одном из фокусов которой размещена Онежская структура (см. рис. 0.1, *Б*, прил. I-1 и III-2).

Обратим внимание еще на одну особенность тектонической структуры: как и чарнокитовые комплексы в период проявления инициального магматизма-1, щелочные интрузивы Гремяха-Вырмес и Тикшеозеро-Елетьозеро структурно связаны с субмеридиональными тектоническими границами трансформного типа, тогда как массивы гранитоидов, напротив, приурочены к субширотной границе зоны растяжения.

Особенности магматизма ясно указывают на возобновление активности мантийного плюма, охватившей практически ту же область Восточно-Европейского кратона, что и ранее. Кора оказалась более хрупкой, чем в начале палеопротерозоя, и в ряде мест подверглась разрыву. Вероятно, именно с возросшей проницаемостью коры, признаки которой мы наблюдаем в краевых частях формирующегося орогена, связаны снижение уровня коровой контаминации и скромные масштабы близповерхностного интрузивного магматизма. Между тем, в осевой области будущего орогена кора под воздействием интенсивного притока тепла подверглась гранулитовому метаморфизму. Обсуждению условий и истории формирования Лапландско-Колвица-Умбинского гранулито-гнейсового пояса посвящен раздел 3.3.1.6.

3.3.1.4. Надсубдукционный магматизм в пределах осадочно-вулканогенных поясов. Продолжение развития Онежской депрессии (калевий), 1.93–1.86 млрд лет

Как следует из особенностей строения палеопротерозойских сумийских, сариолийских и ятулийских толщ, они более или менее равномерно перекрывали архейское основание приблизительно в современных границах северо-западного сектора Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена (обозначенного нами в качестве Лапландско-Кольско-Беломорского орогена — ЛКБО), включая практически всю территорию

Карельского кратона вплоть до пояса Кайнуу на западе (см. разделы 3.3.1.1 и 3.3.1.2). В отличие от этого, людиковийские осадочно-вулканогенные образования были сосредоточены в пределах локализованных рифтогенных структур. На ранней стадии их развитие сопровождалось толеитовым вулканизмом переходного (континент–океан) типа, далее — значительным утонением коры и формированием глубоководных бассейнов со специфической седиментацией (турбидитные осадки, углеродонакопление, сульфидизированные металлоносные илы) и магматизмом (пикрит-базальтового типа). В дальнейшем утонение континентальной коры в ряде место привело к разрыву континентальной коры и переходу от рифтинга к спредингу и формированием ограниченных по протяженности океанических структур Красноморского типа (см. раздел 3.3.1.3), в отдельных случаях сопровождавшихся формированием вулканических построек океанических островов (магматизм пикрит-базальтового — габбро-верлитового типа). В это же самое время приблизительно в центре Карельского кратона, включая его юго-восточную половину, перекрытую осадочным чехлом (см. рис. 0.1, *Б*), возникла овальная в плане Онежская депрессия. Она была заполнена специфическими осадочными и вулканогенными накоплениями, и в ее пределах были сформированы древнейшие нефтяные залежи (см. раздел 3.3.1.3).

Переход от людиковия к калевию впервые в палеопротерозойской истории ВЕК ознаменовался сменой режима растяжения режимом сжатия.

Калевий пояса Печенга-Имандра-Варзуга, 1.93–1.86 млрд лет. Калевийские осадочные и вулканогенные образования завершают «разрез» пояса Печенга-Имандра-Варзуга.

В строении южного крыла ***Печенгской структуры***, непосредственно к югу от области распространения толеитов свиты матерт, ограниченной зоной Порьташского разлома, участвуют породы *ансемйокской* и *пороярвинской* серий. Первая из них включает туфогенно-осадочную каллоярскую, вулканогенно-осадочную брагинскую и вулканогенную меннельскую толщи; пороярвинская серия включает смешанную каплинскую и конгломерато-сланцевую кассесйокскую толщи.

Каллоярская толща образована туфопесчаниками, туфогравелитами и туфами андезитового состава, углистыми и углисто-карбонатными сланцами, линзовидными покровами метабазальтов и метапикрито-базальтов. Далее к югу располагаются породы *брагинской толщи*: массивные и шаровые метабазальты, включающие маломощные потоки пикрито-базальтов, сменяющиеся в верхней части туфами андезитового, базальтового и пикрито-базальтового состава с подчиненными покровами лав и линзовидными прослоями углеродистых и карбонатсодержащих сланцев и метатуффитов. Южнее пород брагинской свиты откартированы пикрит-базальтовая ассоциация *меннельской толщи*, включающая массивные и шаровые лавы, и андезит-дацит-риолитовая ассоциация *каплинской толщи*. Дацитами и андезито-дацитами, близкими по составу породам каплинской толщи, образованы *субвулканические тела горы Порьиташ*. Вдоль южной границы Печенгской структуры размещены вулканомиктовые серицитовые сланцы, метатуфогравелиты и метатуфоконгломераты *касесйокской толщи*.

Петро- и геохимические особенности вулканитов, участвующих в строении южного крыла Печенгской структуры, охарактеризованы в работах [Смолькин и др., 1995; Melezhik, Sturt, 1994; Skuf'in, Theart, 2005]. Судя по приведенным в них данным, в разрезах брагинской и меннельской свит значительную роль играют высокотитанистые толеиты и пикрито-базальты, близкие океаническим толеитам T-MORB. В то же время, в составе каллоярской и каплинской свит широко представлены известково-щелочные породы от низкотитанистых андезито-базальтов до риолитов, которые с учетом их геологических соотношений с океаническими базальтоидами и туфогенными осадками могут быть сопоставлены с островодужными сериями. В целом, ассоциация пород южного крыла Печенгской структуры, сопоставляется с проявлениями вулканизма окраинно-континентального типа (в широком смысле — т.е. включая и обстановки задугового спрединга) [Melezhik, Sturt, 1994; Минц и др., 1996]. Суммарная мощность комплекса пород южного крыла достигает примерно 3000 м.

Геохронология и изотопная геохимия. Надежные геохронологические данные для южного крыла Печенгской структуры до настоящего времени не получены. Возраст метабазальтов брагинской толщи и метапикритов меннельской толщи оценивается Rb-Sr изохронной датой 1.87±0.06 млрд лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ = = 0.7029±0.0003; соответствующие оценки для серии образцов каплинской толщи дацит-риолитового и андезито-базальтового состава составили 1.86±0.06 млрд лет при $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ =

= 0.7043±0.0003. Возраст дацитов экструзивного тела горы Порьиташ —1.73±0.04 млрд лет при $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ = 0.709±0.002 (по Ю.А. Балашову и др. в: [Смолькин и др., 1995]). Не ясно, можно ли уверенно соотносить последнюю дату со временем вулканизма или она указывает на время метаморфических преобразований.

Оценки ε_{Nd} для некоторых пород южного крыла приведены в публикации [Skuf'in, Theart, 2005]. Значения ε_{Nd} для пикритов и высокомагнезиальных базальтов брагинской толщи варьируют в интервале от +0.62 до +0.18 при единственно отрицательной оценке —0.55, что указывает на деплетированный мантийный источник и неравномерную контаминацию породами коры. Трахидациты и риолиты горы Порьиташ и структурно-связанных тел охарактеризованы оценками ε_{Nd} от –5.48 до –6.07, что указывает на значительную коровую контаминацию.

Южное крыло ***Имандра-Варзугской структуры*** образовано переслаивающимися сланцами, мафитовыми (в том числе, Т- и Е-типа MORB), среднего и кислого состава лавами (ильмозерская свита, самингская и панареченская свиты и соленоозерская толща томингской серии). Вулканиты характеризуются пестрым набором составов, петрохимически и геохимически преимущественно принадлежат островодужному, окраинно-континентальному и океаническому типам. Ильмозерские и панареченские базальты, петрохимически близкие океаническому типу, при низких значениях K_2O/Na_2O характеризуются «неокеаническими» величинами отношений K/Rb (70–300) и пониженными концентрациями Cr и Ni. Распределения РЗЭ в базитах повышенной щелочности, средних и кислых эффузивах отличаются от предыдущих более высоким уровнем содержаний, особенно легких РЗЭ (La — до 100 хондритовых стандартов), и появлением отрицательной Eu аномалии (Eu/Eu* в трахиандезито-базальтах — порядка 0.6, в дацитах и риолитах — 0.16–0.25). В толеитах ильмозерской и самингской свит заметно повышены концентрации Nb — до 8–13 *ppm* [Минц и др., 1996]. Породы панареченской свиты слагают овальную кальдероподобную палеодепрессию длиной 21 и шириной 8 км, выполненную аркозовыми и грауваккковыми песчаниками и базальтовыми лавами мощностью около 1000 м. В ее южной части размещены самосотоятельные кальдеры меньшего размера, заполненные дацит-риолитовыми лавами и игнимбритами самингской свиты мощностью до 500 м, вмещающими субвулканические тела трахиандезитов, трахидацитов и гранитов [Скуфьин и др., 2006].

Учитывая «смешанный» геохимический тип толеитовых базальтов и их сочетание с эффузивами среднего и кислого состава, наиболее приемлемо отнести толщу в целом к окраинно-континентальному типу в широком смысле, включая проявления магматизма тыловых зон растяжения и задугового спрединга. Характеристики вулканических комплексов в южных крыльях Имандра-Варзугской и Печенгской структур близки. Отличие состоит в отсутствии в пределах Имандра-Варзуги мощной толщи пиллоу-лав, подобных породам никельской серии Печенги. Тем не менее, в разрезе томингской серии участвует так называемая соленоозерская толща, образованная вулканокластическими углистыми осадками того же типа, что и осадки «продуктивной толщи» Печенги. Чрезвычайно важно, что эти породы вмещают линзовидные тела габбро-верлитов также аналогичные рудоносному комплексу Печенгского рудного поля [Ремизова, Баржицкая, 1984]. По-видимому, соленоозерская толща представляет собой редуцированный вариант никельского разреза в пределах Имандра-Варзугской структуры. Как и в предыдущем случае, габбро-верлиты могут рассматриваться в качестве фрагментов корневой зоны вулканических построек океанических островов.

Суммарная мощность осадочно-вулканогенных толщ в южном крыле Имандра-Варзугской структуры, видимо, достигает 4000–4500 м.

Геохронология. Геохронологическими исследованиями были охвачены только субвулканические трахидациты и граниты Панареченской палеовулканической структуры (U-Pb по циркону [Скуфьин и др., 2006]). Получены следующие оценки возраста: трахидациты — 1.91±0.02 млрд лет, микроклиновые граниты — 1.94±0.01 (1.940±0.005) млрд лет. Следует отметить, что, несмотря на низкую погрешность, последняя оценка явно противоречит остальной информации и, возможно, является завышенной.

Калевий структуры Киттеля (пояс Карасйок-Киттеля-Куолаярви), 1.93–1.88 млрд лет (№ 5 на рис. прил. III-2). Породы калевийского надгоризонта образуют группу Лайнио и вышезалегающую группу Кумпу. Они несогласно перекрывают подстилающие толщи, принадлежащие группам Соданкюля (сумий–сариолий–ятулий), Савукоски и Киттеля (людиковий). Разрезы групп Лайнио и Кумпу образованы преимущественно грубообломочными метаосадками. В

нижней части разреза группы Лайнио ограниченно присутствуют известково-щелочные метавулканиты — порфиры Латваярви: преимущественно туфы и игнимбриты трахитового состава (средние содержания: SiO_2 — 62.1%, K_2O — 8.9%). Грубообломочные толщи рассматриваются в качестве молассоидных образований, накапливавшихся перед фронтом надвигавшегося (обдуцированного) тектонического покрова Киттиля, сложенного главным образом подушечными лавами океанического типа [Rastas et al., 2001; Hanski, 2001].

Геохронология. По данным, приведенным в [Rastas et al., 2001], конгломераты Лайнио включают обломки фельзических вулканитов и деформированных гранитоидов, датированных (U-Pb по циркону) 1.87±0.01 и 1.89±0.02 млрд лет, соответственно; датировки детритовых цирконов из кварцитов Кумпу ($^{207}Pb/^{206}Pb$) распределены в интервале от 2.02 до 1.91 млрд лет; галька фельзического вулканита, включенного в кварциты Кумпу, охарактеризована оценкой возраста 1.93±0.01 (1.928±0.006) млрд лет. Возраст фельзических вулканитов группы Лайнио — 1.88±0.01 (1.875±0.007) млрд лет. В итоге, возраст обеих толщ, вероятно, не выходит за пределы 1.92–1.87 млрд лет.

Вулканиты близкого возраста и с геохимическими характеристиками, аналогичными порфирам Лайнио, — порфиры Кируна в Северной Швеции, участвуют в строении Свекофеннской активной окраины Кола-Карельского континента [Skiöld, 1986].

Калевий Онежской структуры. Образования калевийского надгоризонта присутствуют только в центральной части Онежской структуры. Особенности состава этих образований рассматриваются в качестве разреза онежского типа, который в отличие от стратотипического ладожского типа, имеющего моллассовый облик (большая доля грубообломочного плохо сортированного материала и значительная мощность разрезов), характеризуется значительным участием пелитовых пород (кварцево-слюдистые, хлорит-серицитовые сланцы) и силицитов и ограниченной мощностью — 150–200 м. До настоящего времени стратиграфия калевия в пределах Онежской структуры недостаточно разработана. К калевию относят, полностью или частично, отложения свит, пользующихся ограниченным распространением: падосской, кондопожской, шуйской, петрозаводской и вашозерской, однако их положение в разрезе трактуется неоднозначно. Особенности разреза свидетельствуют, что калевийские осадки Онежской структуры накапливались в прибрежно-морских условиях, что подтверждается присутствием маломощных прослоев известняков. Осадконакопление эпизодически сопровождалось вулканической деятельностью, на что указывают прослои туфового материала [Ранний докембрий..., 2005].

Геодинамическая интерпретация. Как было отмечено, переход от людиковия к калевию впервые в палеопротерозойской истории ознаменовался сменой режима растяжения режимом сжатия. Именно с этого момента началось формирование надвиго-поддвиговых ансамблей, которые мы рассматриваем в качестве палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов.

Следует специально отметить, что признание надвиго-поддвигового и покровно-надвигового строения палеопротерозойских поясов, вмещающих лидиковийские и калевийские образования, совместно с новыми геохронологическими данными потребовали принципиального пересмотра ранее существовавших представлений о последовательности наслоения осадочно-вулканогенных толщ и значимости традиционных подразделений стратиграфической шкалы палеопротерозоя восточной части Фенноскандинавского щита. Вплоть до 80-х годов прошлого века существовало представление о том, что разрез палеопротерозоя со всеми своими подразделениями в принципе имеет одинаковую значимость для всего Кола-Карельского региона. Новые данные, а также появление сведений, детально характеризующих палеопротерозойские офиолитовые комплексы Йормуа на западе Карельского кратона [Kontinen, 1987] и Кейп-Смит в обрамлении кратона Сьюпириор в Канаде [Scott et al., 1989], обозначили необходимость нового понимания природы и места поздне-палеопротерозойских подразделений. У нового подхода есть как сторонники [Marker, 1985; Berthelsen, Marker, 1986; Минц, 1993 а,б; Melezhik, Sturt, 1994; Минц и др., 1996; Hanski, 2001], так и противники [Смолькин и др., 1995; Шарков и др., 1997; Шарков, Богина, 2006], что находит отражение в продолжающейся дискуссии.

Как можно заключить из характеристики калевийских образований, в пределах линейных осадочно-вулканогенных поясов они достаточно уверенно сопоставляются с проявлениями вулканизма окраинно-континентального типа в широком смысле — т.е. включая и обстановки задугового спрединга. В пределах Онежской структуры калевий был временем резкого снижения темпа осадконакопления.

3.3.1.5. Обстановка коллизии: структурное оформление краевых осадочно-вулканогенных поясов (калевий), ~1.94–1.87 млрд лет

Завершая рассмотрение слабо и умеренно метаморфизованных ассоциаций, образующих осадочно-вулканогенные пояса, рассмотрим структурные особенности и глубинное строение этих поясов и попытаемся реконструировать главные особенности геодинамических обстановок и тектонических процессов, результатом которых стало структурное оформление краевых (пограничных) структур ЛКБО. Как было показано выше, переход от людиковия к калевию впервые в палеопротерозойской истории ознаменовался сменой обстановки растяжения режимом сжатия. С этого момента началось формирование надвиго-поддвиговых ансамблей палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов, протянувшихся вдоль границ ЛКБО.

На уровне современного эрозионного среза Кола-Карельского региона палеопротерозойские осадочно-вулканогенные образования занимают примерно 10–15% площади. Отдельные, более или менее отчетливо ограниченные тектонические структуры (собственно надвиго-поддвиговые ансамбли), сгруппированы в протяженные пояса (см. прил. III-2). Вдоль северо-восточного ограничения ЛКБО протягивается пояс Печенга-Имандра-Варзуга, вдоль юго-западного ограничения — пояс Карасйок-Киттеля-Куолаярви и чешуйчатые надвиго-поддвиговые ансамбли Восточно-Карельского и Калевала Онежского поясов. Северо-Карельский пояс и пояс Кайнуу дополнительно разделяют Карельский кратона на отдельные фрагменты.

Вплоть до настоящего времени большинством исследователей Карелии принимается, что в результате палеопротерозойской эволюции было сформировано двухэтажное строение Карельского кратона. Предполагается, что кратонизированная к концу неоархея Карельская ГЗО была перекрыта палеопротерозойским осадочно-вулканогенным «проточехлом», сохранившимся в пределах рифтогенных структур синклинального строения, где толщи «проточехла» достигали максимальной мощности.

Исследователи палеопротерозоя Кольского полуострова, напротив, предполагают, что в уже в начале палеопротерозоя «В зонах растяжения, приуроченных к границам крупных архейских блоков, были заложены протяженные линейные пояса и прогибы рифтового типа преимущественно северо-западного простирания, для которых характерным явились интенсивные вулканизм и интрузивный магматизм» (В.Ф. Смолькин в [Ранний докембрий..., 2005, с. 59]). Прежде всего, в качестве палеорифта рассматривается осевая зона Кольского полуострова — пояс Печенга-Имандра-Варзуга. Фактическая основа этой оценки была образована материалами детальных исследований системы Кольских карелид, опубликованными в работах [Загородный и др., 1964, 1982; Мележик, Предовский, 1982; Пушкарев и др., 1978; Федотов, 1985; Смолькин и др., 1995; и др.]. Возникновение и эволюцию пояса связывали с рифтогенным растяжением, вызванным формированием сводового поднятия в интракратонных эпиплатформенных условиях в начале палеопротерозоя [Кольская сверхглубокая, 1984]; последующей складчатостью, повторным прогибанием и завершающей складчатостью в обстановке сжатия. В относительно недавние годы процессы растяжения и рифтогенеза стали связывать с активностью мантийных плюмов — около 2.5 и около 1.95 млрд лет назад [Смолькин и др., 1997; Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе].

Наряду с этим, в конце прошлого века были проработаны варианты возможных сценариев тектоноплитной [Berthelsen, Marker, 1986; Marker, 1985; Marker et al., 1990; Зоненшайн и др., 1990; Минц, 1992, 1993а, Melezhik, Sturt, 1994; Минц и др., 1996] и комплексной плюмтектоноплитной [Mints, Konilov, 2004; Минц, 2007б] эволюции геодинамических обстановок Кола-Карельского палеоконтинента в палеопротерозое. В перечисленных работах Печенга-Имандра-Варзугский пояс и пояса Циркум-Карельской системы интерпретируются в качестве сутурных зон, сформированных в результате геодинамической эволюции, включающей основные элементы геодинамического цикла Уилсона.

В определенной степени компромиссная модель разработана В.А. Мележиком и Б.А. Стертом [Melezhik, Sturt, 1994]. В названной статье, с одной стороны, подтверждается стратиграфический характер северной границы осадочно-вулканогенного пояса Печенга-Имандра-Варзуга; с другой стороны, формирование средней и верхней частей Печенгского разреза связывается со спредингом океанического дна, формированием островодужных серий в результате последующей субдукции океанической литосферы и образованием итоговой покровно-надвиговой струк-

туры пояса (не затронувшей, однако, его северной части, образованной наиболее ранними осадочными и вулканогенными ассоциациями) в результате коллизионного тектогенеза.

В предыдущих разделах были охарактеризованы осадочные и вулканогенные толщи, сосредоточенные сегодня в пределах палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов, и предложены реконструкции геодинамических обстановок и условий формирования этих толщ. В данном разделе мы рассмотрим главные особенности глубинного строения поясов Кайнуу, Печенга-Имандра-Варзуга и Восточно-Карельского, охарактеризованных детальными материалами сейсмопрофилирования, и обсудим обстановки и условия структурообразования.

Осадочно-вулканогенный пояс Кайнуу, офиолиты Йормуа. В предыдущем разделе приведена краткая характеристика офиолитового комплекса Йормуа (прил. I-1 и II-2), расположенного в центральной части осадочно-вулканогенного пояса Кайнуу. Офиолитовый комплекс существенно фрагментирован и деформирован, однако геологическая ситуация обеспечивает возможность реконструкции офиолитовой псевдостратиграфии. Геологическая карта демонстрирует сложную надвиго-поддвиговую структуру пояса. Контур пояса в плане напоминает букву N, размеры которой равны, соответственно: в меридиональном («вертикальном») направлении — более 150 км, в широтном («попечном») направлении — 35 км. Структурные элементы во внутренней области изгибаются в согласии с ограничениями пояса [Kontinen, 1987; Peltonen et al., 1996, 1998]. Мы полагаем, что этот структурный рисунок свидетельствует о продольной левосдвиговой деформации пояса. Офиолитовый комплекс сохранился в центральной области относительного растяжения — в своеобразной тектонической «ловушке». Значительная часть этого комплекса образована мантийной составляющей — серпентинизированными перидотитами.

Глубинное строение. Ценная информация о глубинном строении пояса Кайнуу была получена в результате отработки профиля МОГТ FIRE-1. Сейсмический образ коры (картина сейсмических отражений) опубликован в [Finnish reflection..., 2006]. Интерпретация сейсмического образа верхней части коры представлена в [Korja, Lahtinen, Heikkinen et al., 2006]: достаточно уверенно обнаруживается погружение сейсмических отражений, связанных с аллохтонной грауваккo-пелитовой ассоциацией, под углами 30–45° в западном и юго-западном направлении. Наш анализ сейсмического образа коры и верхней части мантии позволил получить генерализованную, но в некоторых деталях более полную картину строения коры (см. ниже рис. 4.20). В частности, достаточно уверенно выделяется нижняя (восточная) тектоническая пластина, преимущественно образованная людиковийскими осадочными породами — в значительной части сульфидоносными черными сланцами (метатурбилитами?). В верхней части этой пластины размещен офиолитовый комплекс Йормуа (в масштабе рис. 4.20 офиолитовый комплекс не выделен). Пластина мощностью 7–8 км погружается в западном направлении и уверенно прослеживается до глубины 15 км. Выше залегает центриклинальный разворот пластины, второе пластины, расположенной к западу от первой. Структурно выше расположена тектоническая пластина, образованная архейскими гранито-гнейсами комплекса Иисалми. Примечательно, что структурный рисунок гранито-гнейсов и внутри офиолитовой пластины согласованы, тогда как структуры гранит-зеленокаменной области Кьянта, расположенной восточнее, срезаются границей офиолитовой пластины. То же самое происходит с последовательностью тектонических пластин «нижней коры» Карельского кратона. В свою очередь, структурный рисунок, образованный погружающимися к западу палеопротерозойским осадочно-вулканогенным комплексом и гранито-гнейсами комплекса Иисалми, отсечен снизу мощным пакетом тектонических пластин, сложенных породами Свекофеннского аккреционного орогена. Этот пакет погружается в северо-восточном направлении, наращивая снизу кору Карельского кратона (исключая микроконтинент Рануа-Иисалма).

Геодинамическая интерпретация. Согласно [Peltonen at al., 1998], коллизионные процессы последовали за формированием океанической структуры 1.96–1.94 млрд лет назад спустя приблизительно 50 млн лет. При этом фрагменты пассивной окраины, океанической коры, океанической и континентальной мантии были обдуцированы на поверхность коры архейского Карельского кратона, образовав офиолитовый комплекс Йормуа. Охарактеризованные выше пространственные соотношения офиолитов Йормуа с соседними структурно-вещественными ассоциациями свидетельствуют: 1) о структурной связи и совместном участии в тектонических перемещениях (обдукции) офиолитов Йормуа и гранито-гнейсов Иисалми; 2) о вероятной

приуроченности «офиолитовой сутуры» Йормуа к ранее существовавшей тектонической границе между микроконтинентом Рануа-Иисалми и остальной частью Карельского кратона.

Пояс Печенга-Имандра-Варзуга (см. прил. III-1 и III-2) протягивается через Кольский полуостров с северо-запада на юго-восток: его северо-западное окончание перекрыто тектоническими покровами Норвежских каледонид, юго-восточным ограничением является пролив Горло Белого моря. Далее к юго-востоку пояс прослеживается геофизическими методами под чехлом Русской платформы. Протяженность пояса в пределах щита составляет около 800 км, максимальная ширина — около 30 км в пределах Печенгской и 45 км — в пределах Имандра-Варзугской структуры. Конфигурация пояса определяется сочетанием субширотных участков, которым отвечают раздувы мощности осадочных и вулканогенных толщ, с субмеридиональными участками, где мощность этих толщ сокращена вплоть до полного выклинивания. С совмещением тех и других связаны коленообразные перегибы линии простирания пояса. К числу участков первого типа относятся Печенгская и Имандра-Варзугская структуры, участки второго типа — район Главного хребта и структура Полмак-Пасвик.

Как было показано в предыдущих разделах, в пределах пояса размещены разнообразные по составу и условиям формирования осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы. Наиболее древний комплекс образован расслоенными телами мафит-ультрамафитов, внедрившихся 2.53–2.42 млрд лет назад. Формирование осадочно-вулканогенных толщ с перерывами продолжалось более 600 млн лет. Наиболее молодыми датами охарактеризованы вулканиты южного крыла Печенгской структуры — 1.87 млрд лет.

Как для Печенгской, так и для Имандра-Варзугской структур характерно асимметричное моноклинальное строение: все толщи, участвующие в строении пояса, под крутыми или относительно пологими углами погружаются к югу или юго-западу. Наиболее древние толщи размещены в лежачем (северном) борту, наиболее молодые — в южном. Лишь в отдельных участках, как, например, в районе северо-западного окончания Имандра-Варзугской структуры, наблюдаются синформные центриклинальные замыкания. Также в западной части Имандра-Варзугской структуры в обрамлении Мунозерского гранито-гнейсового купола породы южного борта приподняты, создавая впечатление синклинального устройства пояса. До получения детальной геохронологической информации казалось, что в южном борту Печенгской структуры размещены породы, вещественные и возрастные аналоги которых размещены в северном борту структуры. Это давало основание рассматривать Печенгскую структуру и пояс в целом в качестве синклинория с запрокинутым, частично «сорванным» или «уничтоженным» при последующей эволюции южным крылом [Загородный и др., 1964, 1982]. В то же время, моноклинальное строение пояса давало основание для предположения о постепенном смещении к югу области тектонической и вулканической активности [Загородный и др., 1982; Кольская сверхглубокая, 1984; Melezhik, Sturt, 1994]. Между тем, подобные же структурные особенности характерны для палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов Карелии и других регионов мира, что позволяет рассматривать это не как частное, а как закономерное явление, непосредственно связанное с особенностями эволюции структур подобного типа [Борукаев, 1985].

Исследование пространственных и структурных особенностей размещения даек габбро-верлитов и тел мафит-ультрамафитов в северо-восточном и восточном обрамлении Печенгской структуры позволило показать [Минц и др., 1996] (см. раздел 3.3.1.3), что переход от рифтинга к спредингу и раскрытие океанического бассейна в области будущей Печенгской структуры осуществлялись при участии продольных рифтогенных разрывов и поперечных трансформных разломов. Трансформные разломы, протягивавшиеся в область сопредельных континентальных блоков, в той или иной степени сохранились в пределах пододвинутой континентальной плиты, окраина которой сохранила статус пассивной окраины. В современной структуре континентальные продолжения трансформных разломов в северо-восточном и восточном обрамлении Печенгской структуры известны под названием Нясюккского дайкового пояса. Соответствующая дайковому поясу зона разломов приблизительно ортогональна Печенга-Имандра-Варзугскому поясу, параллельна коленообразным изменениям его простирания и нигде не пересекает собственно осадочно-вулканогенный пояс. Синхронно формировавшиеся дайки, пикритовые вулканиты и никеленосные габбро-верлиты Печенгской структуры относятся к единой комагматичной серии (см. раздел 3.3.1.3).

Глубинное строение. К 1970 г. в районе Печенгской структуры были пройдены 13 сейсмических профилей МОВ. В результате этих работ, позволивших по системам отражений проследить на глубину главные структурные поверхности в разрезе печенгского комплекса, были установлены основные черты глубинного строения Печенгской структуры. Более подробно было исследовано строение ее северного крыла, тогда как данные о строении сложно дислоцированного южного крыла оставались противоречивыми. Согласно общей оценке, учитывавшей также и существовавшие к тому времени геологические представления, Печенгская структура рассматривалась в качестве асимметричной мульды с центриклинальным падением пород северного крыла под углами 30–60° в приповерхностной части и с пологими углами падения вплоть до близких к горизонтальным на глубоких горизонтах [Кратц и др., 1978; Кольская сверхглубокая, 1984; Литвиненко, 1984]. Обзор материалов глубинных исследований в районе Печенгской структуры приведен в [Шаров и др., 2005].

Наиболее полное глубинное сечение Печенгской структуры удается получить совместив данные, полученные в результате отработки международного профиля Kola-SD и сопряженного отрезка опорного профиля 1-ЕВ (см. прил. I-2). Профиль Kola-SD характеризует строение коры до глубины 15 км. На рис. 4.4 разрез коры по профилю Kola-SD совмещен с верхней частью разреза по профилю 1-ЕВ в обработке МДС (см. главу 4). Подробности, характеризующие использованные данные и интерпретацию — см. в [Минц и др., 1996].

Сейсмический разрез демонстрирует моноклинальное строение Печенгской структуры: вулканогенные и осадочные толщи печенгского комплекса в виде характерных сейсмических горизонтов четко прослеживаются из северного в южное крыло структуры, участвуя в строении единой моноклинали. Геолого-геофизическая интерпретация картины сейсмических отражений существенно облегчается привязкой сейсмических границ к геологическому разрезу Кольской СГС и их надежной корреляцией с геологическими границами на поверхности вдоль линии профиля.

Геологическая интерпретация комплекса геолого-геофизических данных позволяет констатировать следующие особенности глубинного строения Печенгской структуры [Минц и др., 1996]:

1) толщи пород печенгского комплекса образуют сложно построенную моноклиналь с юг–юго-западным падением, постепенно выполаживающимся в южном направлении;

2) в строении моноклинали в равной степени участвуют породы северного крыла Печенгской структуры, для которых моноклинальное падение давно и надежно установлено геологическими методами, включая данные Кольской СГС, и породы так называемого «южного крыла»;

3) мощность толщ, обнажающихся на поверхности в пределах северного крыла и пересеченных Кольской СГС, постепенно сокращается с глубиной, некоторые толщи испытывают полное (пирттиярвинская и, возможно, ждановская свиты) или частичное (свиты заполярнинская и матерт) выклинивание или тектоническое срезание;

4) толщи, участвующие в строении северной и центральной частей структуры фиксируются на всем протяжении профиля, распространяясь южнее зоны Порьташского разлома (отделяющего их от «южного крыла») более чем на 20 км и продолжаются за пределы южного конца профиля;

5) подошва печенгского комплекса в южной части профиля достигает максимальной глубины 13–14 км;

6) структурные особенности Печенгской моноклинали свидетельствуют о надвиго-поддвиговой природе границ, разделяющих осадочно-вулканогенные; разрывы, относящиеся к зоне Порьиташского разлома, подобны остальным пограничным разломам;

7) в согласии с результатами геологического картирования, крутопадающие разрывы, входящие в систему Луотнинского разлома, не вносят существенных изменений в моноклинальную структуру.

На отрезке профиля Kola-SD между пикетами 29.4–31.4 породы ждановской свиты характеризуются резонансным волновым пакетом, в центре которого существенно повышена акустическая жесткость и понижены интервальные скорости, что указывает на наличие здесь плотных раздробленных пород ультраосновного состава, вероятно, включающих сульфидное медно-никелевое оруденение.

Достаточно очевидно, что результаты геологической интерпретации сейсморазведочных данных по профилю Kola-SD однозначно противоречат первоначальным (и в значительной степени сохраняющимся до сегодняшнего дня) представлениям о мульдообразном строении Печенг-

ской структуры и троговой природе пояса Печенга-Имандра-Варзуга в целом и являются важным подтверждением представлений о надвиго-поддвиговом строении пояса.

Геодинамическая интерпретация. Как следует из характеристики геохимических особенностей и последовательности формирования осадочно-вулканогенных толщ Печенга-Имандра-Варзугского пояса, приведенной в разделе 3.3.1.3, людиковийский этап эволюции может быть успешно представлен в рамках модели тектоно-плитного типа. Справедливости ради следует отметить, что в работе [Минц и др., 1996] модель тектоно-плитного типа была принята не только для людиковийского, но также и для сумийско-сариолийского этапов. Новые фактические данные, приведенные или кратко охарактеризованные в предыдущих разделах, показали, что более корректная модель эволюции предполагает взаимодействие процессов тектоноплитного и плюмового типов [Mints, Konilov, 2004; Минц, 2007б].

В то же время, как мы отмечали выше, мнения исследователей о вероятности того или иного варианта эволюции по-прежнему значительно расходятся. Принципиально важно, что все предлагаемые модели базируются на одних и тех же данных, которые интерпретируются, тем не менее, по-разному. Кроме того, определенные различия заключены в оценках некоторых важнейших структурно-геологических соотношений (см. [Минц и др., 1996]). Базовые материалы к настоящему времени опубликованы и широко известны.

1. Как показано выше, к настоящему времени однозначно установлено, что в генеральном плане структура пояса представляет собой моноклиналь. Безусловно, в частном случае моноклинальная структура могла быть сформирована и при отсутствии значительных покровно-надвиговых перемещений. Однако аналогичным строением характеризуются многие палеопротерозойские осадочно-вулканогенные пояса, такие как Транс-Гудзон, Кейп-Смит, Кайнуу и др. [Hoffman, 1989; Kontinen, 1987; Scott, Bickle, 1991; и др.]. Следует признать, что систематическое возникновение подобных структур возможно лишь в результате широкомасштабных латеральных перемещений геологических комплексов, характерных для коллизионной обстановки.

2. Тектонический характер границ, разделяющих вулканогенно-осадочные толщи верхних частей разреза («южных крыльев») как Печенгской, так и Имандра-Варзугской структур, а также повсеместная взбросо-надвиговая природа южной границы пояса сегодня не вызывает сомнений [Загородный и др., 1982; Смолькин и др., 1995; Melezhik, Sturt, 1994; Mitrofanov, Pozhilenko et al., 1995]. Однако в трактовках внутренних границ разреза сохраняются разногласия.

В.Ф. Смолькин, Ф.П. Митрофанов, В.А. Мележик с коллегами оценивают все внутренние границы в северном крыле пояса как стратиграфические. Наиболее подробно соответствующие фактические данные изложены в ранних работах [Загородный и др., 1964, 1982; Мележик, 1987; Мележик, Предовский, 1982], а затем обобщены в упоминавшейся статье В.А. Мележика и Б.А. Стерта. Особое значение придается признакам цикличности осадконакопления с чередованием в разрезе осадочных и вулканогенных ассоциаций. Вместе с тем, по крайней мере, некоторые из границ характеризуются признаками тектонической природы. Наиболее детально эти особенности зафиксированы в результате комплексных исследований керна и околоскважинного пространства СГ-3. В частности, особенно интенсивно дислоцированы породы «продуктивной» толщи (ламмасской и ждановской свит по [Смолькин и др., 1995]).

В монографии [Кольская сверхглубокая, 1984] показано, что зоны рассланцевания в пределах «продуктивной» толщи относятся к категории рассредоточенных согласных дизъюнктивных нарушений. Намечаются два интервала с наибольшей концентрацией таких зон. Первый отвечает отметкам 1500–2000 м, где Кольской сверхглубокой скважиной вскрыты никеленосные гипербазиты, второй — отметкам 2250–2800 м, что соответствует нижней части разреза ждановской свиты, в пределах которой на поверхности располагается Главная тектоническая зона Печенгского рудного поля. Вторая мощная тектоническая зона, получившая название Лучломпольского разлома, захватывает нижнюю часть толщи пиллоу-лав заполярнинской свиты, всю толщу осадочных пород лучломпольской свиты и, частично, подстилающие вулканиты пирттиярвинской свиты (глубины 4340–5100 м). Ниже отметки 4340 м пиллоу-лавы преимущественно превращены в бластокатаклазиты и бластомилониты с закономерной пространственной ориентировкой минералов, осадочные породы лучломпольской свиты тонко рассланцованы и частично замещены очковыми бластокатаклазитами. В пределах Имандра-Варзугской структуры Лучломпольскому разлому, по-видимому, соответствует

Умбареченско-Вилмуайвский разлом (по: [Загородный и др., 1982]). Авторы соответствующего раздела монографии «Кольская сверхглубокая» [1984] (В.И. Казанский, Ю.П. Смирнов, Ю.И. Кузнецов) рассматривают наличие этих тектонических зон как непосредственное подтверждение надвиго-поддвигового строения печенгского комплекса в целом.

Как было показано в разделе 3.3.1.3, пучковое распределение тел габбро-верлитов в разрезе «продуктивной» толщи позволило предложить аналогию с вулканическими постройками, связанными с трансформными разломами и асейсмичными хребтами Атлантического океана. Модель последовательных событий (возникновение связанных с трансформами цепочек океанических островов и их последующая «упаковка» в чешуйчатой надвиго-поддвиговой конструкции типа аккреционной призмы объясняет происхождение пучкового распределения тел габбро-верлитов и их распределения (см. ниже рис. 4.3 в [Минц и др., 1996]). Предположение о формировании тел габбро-верлитов в очаговой зоне океанических островов и об их тектоническом размещении в период закрытия океанического бассейна позволяет удачно объяснить исключительную концентрацию этих тел в пределах «продуктивной» толщи (аккреционной призмы) в результате своеобразного «сдирания» выступов подводного рельефа совместно с перекрывающими осадками в процессе субдукции океанической плиты. В итоге, неминуем следующий вывод: от подстилающих и перекрывающих образований «продуктивная» толща отделена тектоническими границами надвиго-поддвигового типа.

Подводя итог рассмотрению «проблемы границ», следует констатировать следующее: 1) южная (висячая или «верхняя») граница пояса повсеместно характеризуется надвиганием пород обрамления на породы осадочно-вулканогенного выполнения пояса; 2) северная (лежачая или «нижняя») граница на значительном протяжении имеет ту же природу, однако в роли автохтона выступают породы архейского основания, интрудированные ранне-палеопротерозойскими мафит-ультрамафитами; 3) внутренние границы, разделяющие отдельные свиты и толщи, имеют в отдельных случаях стратиграфическую, в других — тектоническую природу; при этом тектоническими границами разделены наиболее контрастные в геодинамическом смысле ассоциации: толщи южного «крыла», пиллоу-лавы пильгуярвинской и коласйокской (по В.Ф. Смолькину и др.) серий (суппваарская, матертская, ламмасская, ждановская и заполярнинская свиты) и подстилающие толщи; 4) комплексная по составу «продуктивная» толща, включающая вулканомиктовые и туфогенно-терригенные осадки, линзы пиллоу-лав, силлы диабазов и согласные тела габбро-верлитов печенгского комплекса, представляет собой чешуйчатый надвиго-поддвиговый ансамбль.

***Восточно-Карельский чешуйчато-надвиговый пояс* (*ВКЧНП*)** (см. прил. III-1 и III-2) только в пределах щита достигает протяженности 750 км при ширине 50–75 км. Его продолжение в области фундамента, перекрытой осадочным чехлом составляет около 500 км.

Вплоть до настоящего времени при рассмотрении палеопротерозойских осадочно-вулканогенных структур Карелии в первом приближении принято выделять синклинали двух типов (см. прил. III-2): 1) брахиформные структуры овальной или несколько более сложной конфигурации, достигающие от нескольких десятков до 300 км в поперечнике (Шомбозерская, Лехтинская, Сегозерская, Онежская) и 2) узкие, линейные, обычно кулисообразно расположенные структуры протяженностью до 200 км при ширине 2–10 км. Для структур первого типа характерны пологие и субгоризонтальные залегания пород, в структурах второго типа породы залегают под углами 60–80°, обычны вертикальные и опрокинутые залегания. В структурах второго типа обычно отсутствует одно из крыльев, что превращает их в моноклинали [Геология Карелии, 1987; Соколов и др., 1970], в принципе, подобные рассмотренным выше структурам поясов Кайнуу и Печенга-Имандра-Варзуга. По аналогии с названными поясами, можно предполагать, что палеопротерозойские пояса, пересекающие территорию Карельского кратона, имеют в разрезе пластинообразную форму, погружаясь, достигают значительных глубин в коре. Однако принципиально важным отличием является повторяемость палеопротерозойских поясов, следующих приблизительно параллельно друг другу в северо-северо-западном направлении через восточную окраину Карельского кратона. Ниже мы остановимся на характеристике глубинного строения Восточно-Карельского пояса, который мы рассматриваем как некоторую сумму палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов и разделяющих их фрагментов архейской коры (см. прил. I-1, III-1 и III-2).

Глубинное строение. Уникальные возможности для исследования глубинного строения

Восточно-Карельского пояса появились благодаря отработке опорного геотраверса 1-ЕВ и профиля-рассечки 4В. Профиль 4В пересекает Восточно-Карельский пояс приблизительно вкрест простирания, тогда как профиль 1-ЕВ следует под острым углом к простиранию пояса. В результате совместной геологической интерпретации сейсмических образов коры по обоим профилям была получена объемная модель коры Карело-Беломорского региона [Минц и др., 2007а; Mints et al., 2009], анализ которой позволяет охарактеризовать главные особенности глубинного строения Восточно-Карельского пояса (см. прил. V-4; см. ниже рис. 4.17 и 4.18).

В пределах Восточно-Карельского пояса кора как Карельского кратона, так и Беломорской области образована последовательностью тектонических пластин варьирующей мощности, которые погружаются в северо-восточном направлении (к восточному концу профиля 4В). В интервале пикетов 230–100 км по профилю 4В верхняя часть коры образована чередованием тектонических пластин, сложенных породами палеопротерозойского осадочно-вулканогенного и неоархейского гранит-зеленокаменного комплексов, формирующими смятый в пологие складки чешуйчато-надвиговый ансамбль. Морфология складок непосредственно свидетельствует о надвигании тектонических пластин в западном или юго-западном направлении, сопровождавшемся образованием структурных дуплексов. На глубине около 10 км этот тектонический ансамбль отделен от подстилающей пластины относительно ровной поверхностью, которую можно рассматривать в качестве поверхности главного срыва (детачмента). По мере погружения в восточном направлении тектонические пластины, образованные палеопротерозойскими породами, объединяются. В сечении коры близ восточного конца профиля 4В поверхность главного срыва погружается до глубины 27 км (см. ниже рис. 4.17 и 4.18).

В отличие от сечения коры вдоль профиля 4В, разрез по профилю 1-ЕВ пересекает ансамбль тектонических чешуй, образованных палеопротерозойскими осадочными и вулканогенными породами, которые лишь локально достигают поверхности (см. прил. V-4; см. ниже рис. 4.18). Как показано в главе 4, выразительный рисунок сейсмических отражений и разреза эффективной акустической жесткости демонстрируют удивительно отчетливую картину, позволяя идентифицировать отдельные чешуи, образованные породами палеопротерозойского вулканогенно-осадочного и неоархейского гранито-гнейсового комплексов. Последовательное взаимное перекрытие отдельных чешуй и пакетов, образованных породами обоих комплексов, свидетельствует об их размещении в процессе тектонических перемещений в южном направлении (в современных координатах). Примечательно, что увеличение мощности верхней коры, непосредственно связанное со скучиванием тектонических чешуй, пространственно совпадает с областью утолщения нижней коры и погружения ее фрагментов в мантию (см. прил. V-4).

В рамках полученной модели, линейные палеопротерозойские структуры (структуры 2-го типа) отвечают местам пересечения крутозалегающих частей тектонических чешуй дневной поверхностью. Субизометричные структуры типа Шомбозерской (структуры 1-го типа) соответствуют выходам к поверхности полого-залегающих и антиклинально изогнутых участков тектонических пластин. Охарактеризованные особенности геологической структуры позволяют рассматривать восточную окраину Карельского кратона в качестве Восточно-Карельского чешуйчато-надвигового пояса (ВКЧНП). Тектонический транспорт, по-видимому, сопровождался неоднократным возникновением разломов взбросо-надвигового типа и формированием структурных дуплексов.

Геодинамическая интерпретация. Вновь полученные геохимические и геохронологические данные позволяют уточнить и частично пересмотреть модель геодинамической эволюции, предложенную в работах [Минц и др., 2001; Минц, Берзин, Сулейманов и др., 2004; Минц Берзин, Андрющенко и др., 2004], которая предполагала возникновение и последующее закрытие палеопротерозойского океана Красноморского типа. Как показано в предыдущих разделах, дальнейшее исследование не выявило убедительных свидетельств существования в составе осадочно-вулканогенных комплексов Восточно-Карельского пояса ассоциаций океанического и надсубдукционного типов. Вместе с тем, рассмотренные в предыдущих разделах и в выше в данном разделе особенности состава и строения поясов Кайнуу и Печенга-Имандра-Варзуга убедительно свидетельствуют как минимум о локальных переходах от внутриконтинентального рифтинга к разрыву континентальной коры и спредингу океанического дна ~2.0–1.94 млрд лет назад. Наконец, как мы отмечали выше, систематическое возникновение надвиго-поддвиговых ансамблей возможно лишь в результате широ-

комасштабных латеральных перемещений геологических комплексов, характерных для коллизионной обстановки.

С учетом сделанных замечаний, уместно предположение о том, что обстановка растяжения, фиксируемая в пределах Кола-Карельского континента 2.11–1.92 млрд лет назад (см. раздел 3.3.1.4), во второй половине названного интервала привела к формированию зон растяжения и утонения коры. Размещение подобных зон, вероятно, в той или иной степени контролировалось положением границ, зафиксированных при объединении архейских континентальных образований. Можно полагать, что Восточно-Карельский чешуйчато-надвиговый пояс является одной из таких зон. Результатом коллизионного сжатия, последовавшего за периодом растяжения, стало формирование чешуйчатых надвиго-поддвиговых ансамблей, в разрезе которых чередуются тектонические пластины и чешуи, образованные палеопротерозойскими и неоархейскими комплексами.

3.3.1.6. Палеопротерозойские гранулито-гнейсовые пояса: периоды активного развития — 2.51–2.42 и 2.2–1.86 млрд лет

В сравнении с осадочно-вулканогенными поясами с низким и умеренным уровнем метаморфических преобразований гранулито-гнейсовые пояса менее многочисленны. Более того, в пределах ЛКБО (Лапландско-Кольско-Беломорского орогена — северо-западного сектора Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена) в полной мере представлен единственный — Лапландско-Колвица-Умбинский гранулито-гнейсовый пояс. Соловецкий пояс представлен лишь малой частью своего северо-западного окончания, а Ондомозерская депрессия представляет собой проблематичный пример значительно эродированной синформной структуры, выполнение которой включает уцелевшие от эрозии фрагменты гранулито-гнейсового комплекса.

Как показано в предыдущих разделах, в истории формирования осадочно-вулканогенных поясов с низким и умеренным уровнем метаморфических преобразований можно вполне естественным образом выделить последовательные этапы, границы между которыми фиксируют значительные изменения обстановки и условий протекания геологических процессов. Напротив, история Лапландско-Колвица-Умбинского гранулито-гнейсового пояса образована неразрывной цепью событий более или менее «плавно перетекающих» из одного в другое и завершившихся формированием покровно-надвигового ансамбля. Вместе с тем, корреляция всех главных событий, фиксируемых в истории этого пояса, и главных этапов в эволюции осадочно-вулканогенных поясов вполне отчетлива. Определенные различия непосредственно связаны с разной глубинностью протекания геологических процессов. В ряде случаев мы вынуждены обращаться к одним и тем же событиям геологической эволюции региона повторно. В частности, глубинные габбро-анортозитовые комплексы, которые были охарактеризованы в разделах 3.3.1.1 и 3.3.1.3 как важные составляющие двух последовательных проявлений инициального магматизма, дополнительно рассмотрены и в данном разделе — уже как составляющие гранулито-гнейсовых комплексов.

Следует особо подчеркнуть, что будущие гранулито-гнейсовые ассоциации первоначально были образованы осадочными, вулканогенными и отчасти интрузивными породами и в этом смысле вполне могут рассматриваться как осадочно-вулканогенные образования. Однако, в отличие от ассоциаций с низким и умеренным уровнем метаморфических преобразований, в составе и структуре пород на передний план выступают особенности, в полной мере определяющиеся условиями метаморфизма. Свидетельства осадочного или магматического происхождения протолитов гранулито-гнейсовых ассоциаций в значительной степени завуалированы и для их выявления необходимы специальные методы реконструкций, прежде всего, геохимические, изотопно-геохимические и изотопно-геохронологические.

Лапландско-Колвица-Умбинский гранулито-гнейсовый пояс

Лапландско-Колвица-Умбинский гранулито-гнейсовый пояс (ЛКУГП) разделен эрозией на два фрагмента: Лапландско-Сальнотундровский (ниже — Лапландский пояс, ЛГП) и Колвица-Умбинский (ниже — Колвицкий пояс) (см. прил. I-1, III-1 и III-2). Лапландский гранулитовый пояс на протяжении длительного времени был объектом пристального внимания и деталь-

ных исследований для российских и зарубежных специалистов. Модели метаморфических процессов, условий и обстановок формирования менялись и модернизировались по мере развития техники исследований и совершенствования базовых моделей геодинамических обстановок.

Современный облик пород, участвующих в строении пояса, является результатом палеопротерозойских метаморфических и деформационных процессов. Дометаморфические протолиты гранулитового комплекса сформированы преимущественно в палеопротерозое. Протяженность пояса в пределах щита составляет приблизительно 700 км. Его северо-западное окончание перекрыто тектоническими покровами Норвежских каледонид, в юго-восточном направлении пояс прослеживается по геофизическим данным под акваторией Кандалакшского залива Белого моря и далее — под чехлом Русской платформы.

Лапландско-Колвицкие гранулиты первоначально рассматривались либо в качестве поднятого блока глубинных плутонических пород [Жданов, 1978] либо в качестве образований метаморфического «пояса», характеризующегося закономерной последовательностью напластования метаморфических пород и определенной зональностью проявления метаморфических преобразований [Виноградов и др., 1980]. Было сделано заключение об унаследованном от дометаморфических вулканогенно-осадочных толщ характере относительно пологой расслоенности гранулитов [Андреев, 1979; Meriläinen, 1976; Козлов и др., 1990]. На геологических картах, составленных в 60–70-е годы прошлого столетия, метаморфические толщи ЛГП рассматривались в качестве выдержанных стратиграфических подразделений — свит и подсвит. Идеи о тектонической природе по крайней мере южного ограничения гранулитов, получившего название «Главного Лапландского разлома» (шва), имеющего взбросо-надвиговый характер, были выдвинуты Л.А. Прияткиной [Прияткина и др., 1975; Прияткина, Шарков, 1979] и поддержаны К.О. Кратцем и В.А. Глебовицким [Кратц и др., 1978]. Близкие по смыслу представления были разработаны К.Мериляйненом [Meriläinen, 1976]. Позднее были высказаны предположения о покровно-надвиговой структуре Гранулитового пояса в целом: пояс интерпретировался в качестве коллизионной [Barbey et al., 1980, 1984] или тыловодужной [Marker, 1985; Berthelsen, Marker, 1986; Минц и др., 1996; и др.] надвиговой структуры.

Особенности проявления и соотношения метаморфических и метасоматических процессов, определивших лицо Лапландского гранулитового комплекса, исследованы В.В. Ждановым [1978], Л.А. Прияткиной и др. [1975], Г.М. Друговой и В.А. Глебовицким [1972], Л.А. Виноградовым и др. [1980], М.Д. Крыловой [1983], П.Херманном и М.Райтом с соавторами [Hörmann et al., 1980; Raith, Raase, 1986], В.И. Фонаревым, А.Н. Кониловым и М.В. Минцем с соавторами [Фонарев, Крейлен, 1995; Минц и др., 1996; Fonarev, Konilov, 2005; Mints et al., 2007]. Особенности метаморфизма отражены в сводных монографиях [Метаморфизм..., 1986; Фации..., 1990]. Спектр воззрений оказался достаточно широким: от представлений о региональном метаморфизме исходно стратифицированных толщ без существенного преобразования их валового состава и в значительной степени с сохранением первичной стратификации, литологических и текстурных особенностей пород [Hörmann et al., 1980; Meriläinen, 1976] до идеи о происхождении всего разнообразия пород в пределах пояса в результате метаморфо-метасоматических процессов [Жданов, 1978].

Полистадийность метаморфической эволюции Лапландского пояса впервые была установлена К.Мериляйненом [Meriläinen, 1976], который выделял метаморфические события архейского возраста (более 2.5 млрд лет), двукратный гранулитовый метаморфизм в палеопротерозое (2.15 и 1.9 млрд лет) и регрессивный метаморфизм низких ступеней, связанный с внедрением посторогенных гранитоидов в конце палеопротерозоя (1.73 млрд лет). В дальнейшем эта схема подверглась частичным изменениям [Hörmann et al., 1980; Raith, Raase, 1986; Barbey, Raith, 1990]. В частности, была поставлена под сомнение реальность первого (архейского) этапа метаморфизма, а второй и третий этапы объединены в единый цикл с прогрессивной синкинематической (820–850°С, 7–8 кбар) и более низкотемпературной посткинематической (750–830°С, 6.2–7.2 кбар) стадиями. Последующие детальные исследования выявили более сложный четырех-пятистадийный характер метаморфической эволюции и позволили охарактеризовать распределение параметров метаморфизма по латерали и в разрезе пояса [Минц и др., 1996; Минц, Ветрин, Конилов, 2000; Минц, Конилов и др., 2000; Fonarev, Konilov, 2005; Tuisku et al., 2006; Mints et al., 2007].

Длительное время особое место занимала проблема кристаллических сланцев существен-

но полевошпатового состава (метаанортозитов), образующих пластинообразные тела в нижней части разреза ЛГП. Метаанортозиты частично эклогитизированы и связаны переходами с габбро-анортозитами отчетливо магматического происхождения. К настоящему времени господствующей стала точка зрения об исходно магматической природе этих пород и их последующем преобразовании в кристаллосланцы и эклогитоподобные породы в результате метаморфических (или автометаморфических) процессов [Андреев, Суханов, 1982; Шарков, 1982; Минц и др., 1996; Mints et al., 2007].

Главные особенности геологического строения. Тектонические покровы Лапландско-Колвица-Умбинских гранулитов, сохранились в виде эрозионных останцов некогда значительно более обширной системы тектонических покровов (покровно-надвигового ансамбля), надвинутых на породы обрамления преимущественно в юго-западном и южном направлениях. Синформное строение покровно-надвигового ансамбля непосредственно фиксируется в местах центриклинальных завершений Лапландского и Колвица-Умбинского поясов: в районе Сальных и Кандалакша-Колвицких Тундр.

Южная граница ЛГП на всем протяжении представляет собой структурно- и вещественно выраженный фронт покровно-надвигового ансамбля, в незначительной степени деформированного гранито-гнейсовыми куполами. Наиболее значительный разворот этой границы связан с размещением Нотозерских куполов, ответственных за воздымание подошвы ансамбля в интервале между Сальными Тундрами и Главным хребтом. В свою очередь, разрыв пояса в интервале между Главным хребтом и Кандалакша-Колвицкими Тундрами непосредственно связан с размещением Мунозерского гранито-гнейсового купола (см. прил. I-1 и III-1).

Морфология и строение *северной границы ЛГП*, напротив, преимущественно определяются поздними деформациями, связанными с всплыванием реоморфизованных пород парааутохтона, с формированием свода Инари и относительно мелких купольных структур Хихнаярви-Аллареченского района. В южном обрамлении Печенгской структуры граница Лапландского покровно-надвигового ансамбля отличается особенно сложной конфигурацией. Фрагменты гранулитовых пластин и пород зоны поднадвигового меланжа, зажатые между куполами, преобразованы в узкие синформы. Такова, в частности, синформа в промежутке между Аллареченским и Хихнаярвинским куполами (местное название — «Вешъяурская зона»). Гранатовые амфиболиты с включениями эклогитизированных габбро-анортозитов, расположенные непосредственно к юго-западу от Печенгской структуры в межкупольной депрессии (каскамская свита по [Кременецкий, 1979; Кольская сверхглубокая, 1984]), по нашему мнению, представляют собой поднятый куполами фрагмент подошвенного комплекса Лапландского пояса. Это заключение, базирующееся на соображениях общего структурного порядка, подкреплено следующими данными: 1) параметры метаморфизма метагаббро-анортозитов каскамского комплекса (по: [Кременецкий, 1979]) и метаанортозитов собственно ЛГП близки или совпадают; 2) каскамские гранатовые амифиболиты часто имеют карандашные текстуры, формирующиеся в условиях интенсивных сдвиговых деформаций; 3) породы каскамского комплекса подстилаются двуслюдяными сланцами и гранат-биотитовыми гнейсами с кианитом, подобными породам поднадвигового тектонического меланжа ЛГП.

Границы Колвица-Умбинского пояса имеют относительно простое начертание, охватывая дугой синформную структуру, образованную последовательностью тектонических покровов гранулито-гнейсового пояса. Северо-западное окончание образовано центриклинальным замыканием синформы (см. прил. I-1 и III-1). Юго-восточное продолжение пояса скрыто под рифей-фанерозойскими отложениями грабена Кандалакшского залива — Белого моря.

Горно-породные ассоциации. Фельзическими и мафитовыми гранулитами образованы незакономерно чередующиеся по тектоно-стратиграфическому разрезу и отчасти по латерали тектонические покровы. В западной части ЛГП выделены четыре тектонические пластины [Korja et al., 1996], три из которых прослеживаются к востоку на российскую территорию. В восточной части пояса выделяется более одиннадцати различающихся составом тектонических пластин. В некоторых случаях кислые гранулиты и кондалиты чередуются в виде тонких слоев и линз. Индивидуальные тектонические пластины разделены зонами тектонического меланжа, образованного породами с интенсивно проявленными гнейсовидностью и сланцеватостью. В случае преобладания кислых гранулитов в пределах зоны меланжа они включают линзовидные будинированные тела основных гранулитов. Напротив, при преобладании основных

гранулитов, будины образованы кислыми гранулитами. К зонам меланжа приурочены линзовидные тела эндербитов, гранатовых тоналитов и плагиогранитов (рис. 3.14).

Мощность индивидуальных тектонических пластин варьирует от 2 до 5 км, иногда не превышает 1 км. Пластины имеют в целом ограниченные размеры и выклиниваются по простиранию. Особенно резкое изменение мощностей отдельных пластин приходится как раз на район Российско-Финской границы. К западу резко выклиниваются все покровы, образованные мафитовыми гранулитами (включая самый нижний маломощный покров, не обозначенный на рис. 3.14). Напротив, резко возрастает мощность пластин, сложенных кислыми гранулитами, которыми, собственно, и образована западная часть пояса. Точно также в пределах этой области почти отсутствуют породы подошвенного комплекса, представленные единственным изолированным фрагментом — габбро-анортозитовым массивом Васкойоки.

В строении пояса преобладают породы высокой ступени метаморфизма. Главные горнопородные ассоциации закономерно размещены в тектоно-стратиграфическом разрезе [Минц и др., 1996; Ранний докембрий..., 2005; Mints et al., 2007].

Генерализованный вертикальный разрез включает (по [Минц и др., 1996]) снизу вверх, то есть от фронтальной части к осевой области синформы, асимметрично смещенной в направлении «тыловой» границы покровно-надвигового ансамбля, включает следующие подразделения.

1. Поднадвиговый тектонический меланж: комплекс сложно чередующихся в разрезе и по латерали гранатсодержащих и безгранатовых амфиболитов, крупночешуйчатых кианитсодержащих двуслюдяных сланцев, биотит-амфиболовых гнейсов с линзами метаконгломератов (породы карекатундровской и корватундровской свит). Некоторые разности перечисленных пород достаточно определенно диагностируются как бластомилониты. В пределах амфиболит-гнейсового комплекса располагаются альпинотипные гипербазиты Нотозерского пояса (преимущественно дуниты и гарцбургиты) [Виноградов и др., 1980], формирующие будинированные линзо- или пластинообразные тела, ориентированные в целом согласно с кристаллизационной сланцеватостью вмещающих пород. Оливин этих гипербазитов характеризуется признаками деформаций, отвечающих условиям мантийных температур (900–1300°С) [Добржинецкая, 1989], что позволяет рассматривать их в качестве отторженцев верхней мантии.

2. Породы подошвенного комплекса метагаббро-анортозитов, представленные метаанортозитами, гранат-клинопироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами, тесно связанными с метаанортозитами, и гранатовыми, часто клинопироксенсодержащими амфиболитами, подстилающими в «разрезе» типичные породы габбро-анортозитового комплекса.

3. До 11 индивидуальных тектонических пластин, образованных породами гранулитового комплекса (снизу — ввверх): двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами (1); гранат-кварц-полевошпатовыми кристаллосланцами, преимущественно безбиотитовыми, с силлиманитом и «ленточным» кварцем (2); гранат-кварц-полевошпатовыми кристаллосланцами с гранатом, кордиеритом, биотитом (3); двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами, частично эндербитизированными (4 и 5); неравномерно мигматизированными гранат-кварц-полевошпатовыми кристаллосланцами с гранатом, кордиеритом, биотитом (6–9); двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами, неравномерно амфиболитизированными и мигматизированными (10–11).

Гранулиты, образующие нижние пластины, включают небольшие линзы и прослои метакарбонатов.

Подошвенный комплекс — метагаббро-анортозиты. В основании разреза почти постоянно залегают метаморфизованные тела габбро-анортозитов, интрудирующие вмещающие мафитовые породы и совместно с ними подвергшиеся гранулитовому метаморфизму. Интрузивные породы в значительной части преобразованы в плагиоклазиты (метаанортозиты), гранат-клинопироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы (метагаббро-анортозиты) и подстилающие их гранатовые амфиболиты (метагаббро) (см. рис. 3.14 и прил. I-1). В западной части ЛГП, на территории Финляндии, они представлены массивом Васкойоки, далее к востоку на российской территории тела метаанортозитов и расслоенных метагаббро-анортозитов почти без перерывов прослеживаются в основании Лапландско-Колвицкого пояса, что позволяет рассматривать их в качестве подошвенного комплекса. Расположенные ниже «по разрезу» гранатовые амфиболиты (ранее включавшиеся в состав кандалакшской свиты) согласно геологическому положению и петрогеохимическим особенностям мы рассматриваем в качестве метаморфизованных габброидов, принадлежащих нижним уровням

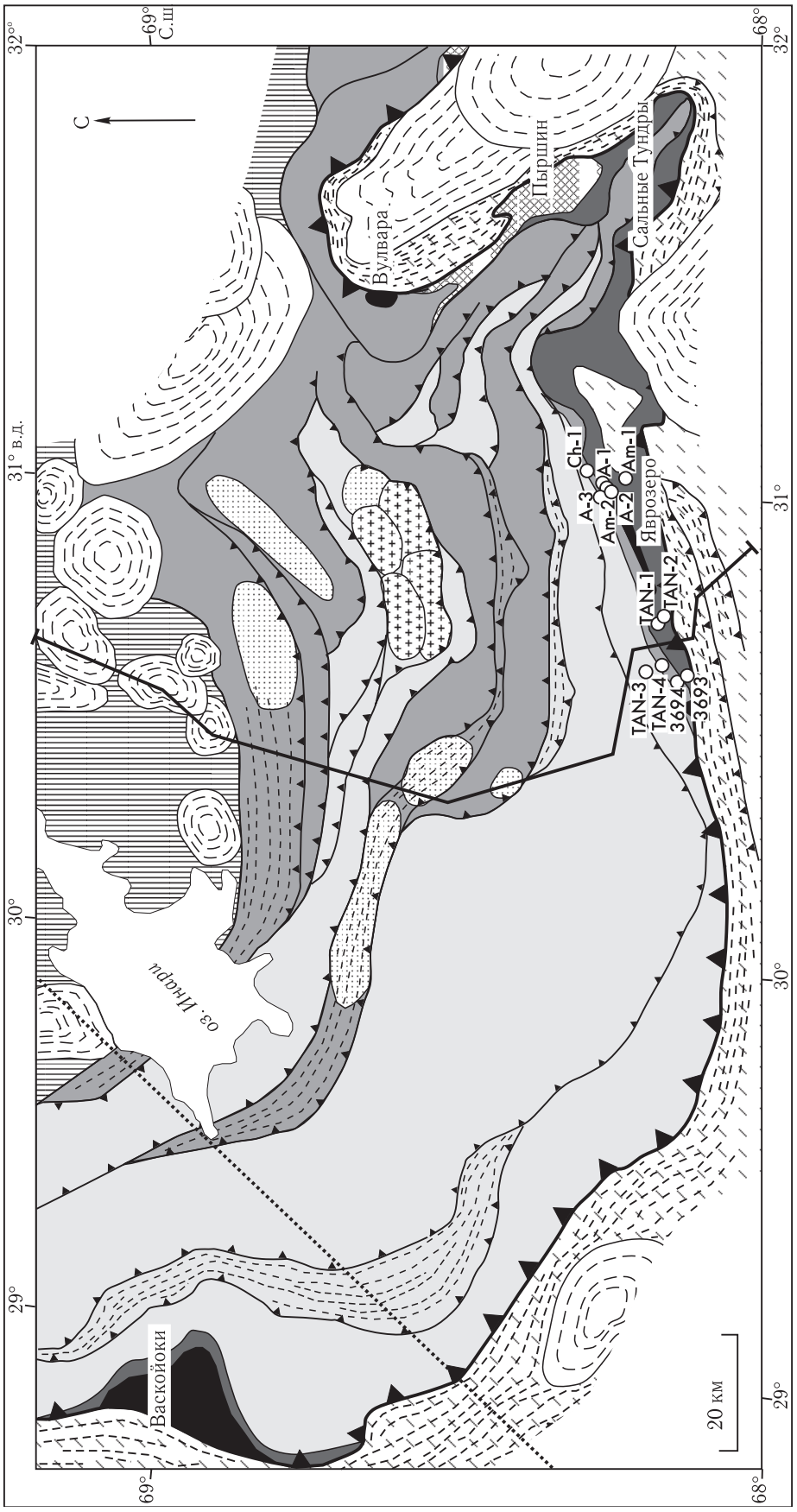


Рис. 3.14. Схематическая геологическая карта центральной части Лапландского гранулито-гнейсового пояса

1–6 — палеопротерозойский Лапландский комплекс: *1* — гранатовые гранулиты, *2* — эндербиты и пироксеновые диориты, *3* — кислые (метаосадочные) гранулиты, *4* — мафитовые гранулиты, *5* — габбро-анортозиты, *6* — метагаббро-анортозиты (гранат-плагиоклаз-пироксеновые кристаллосланцы и гранатовые амфиболиты); *7* — гранито-гнейсовые и гранит-мигматитовые купола; *8, 9* — автохтонные амфиболито-гнейсовые комплексы: *8* — реоморфизованные породы Инари-Аллареченской ГЗО, *9* — чешуированные породы Беломорского орогена; *10, 11* — зоны тектонического меланжа: *10* — по породам парааутохтона в поднадвиговой области, *11* – между отдельными тектоническими пластинами в «разрезе» Лапландского пояса; *12* — главные (*а*) и второстепенные (*б*) надвиги; *13* — сейсмические профили: ЭГТИ (*а*) и Polar (*б*). Подписаны наименования массивов габбро-анортозитов, упоминаемые в тексте. Обозначены места взятия образцов для геохронологических исследований, результаты которых приведены в работе

расслоенных интрузивных тел [Минц и др., 1996]. Геохронологические исследования обнаружили, что тела габбро-анортозитов принадлежат двум независимым генерациям, значительно различающимся по времени формирования, соответственно, 2.50–2.44 млрд лет (Пыршин-Колвицкий комплекс) и (2.0)1.95–1.93 млрд лет (Яврозерский комплекс) (см. разделы 3.3.1.1 и 3.3.1.3; прил. III-1 и III-2).

Интрузивы Пыршин-Колвицкого комплекса (1-я генерация) тяготеют к центральной части Лапландско-Колвица-Умбинского пояса (см. номера массивов с запада на восток на карте прил. III-2): массив горы Пыршин-Оайвиш на северо-восточном склоне Сальных Тундр — относительно крупное расслоенное тело с начальными проявлениями метаморфических преобразований (5); лополитообразный массив Главного хребта, один из крупнейших на Кольском полуострове (6). Далее на восток — Колвицкий массив, включающий крупные пластовые тела метаанортозитов и метагаббро-анортозитов Кандалакшских (7) и Колвицких (8) Тундр, в значительной части превращенные в кристаллические сланцы, в том числе, эклогитоподобные.

Яурийокский комплекс (2-я генерация), в свою очередь, представлен серией массивов, тяготеющих к западной части пояса. Перечень массивов включает (номера массивов с запада на восток на карте прил. III-2): Васкойоки — крупное линзовидное тело на территории Финской Лапландии (1); пластовые тела метагаббро-анортозитов, которые принято рассматривать в качестве Яврозерского массива, практически полностью превращенные в кристаллические сланцы, в том числе, эклогитоподобные (2); Сальнотундровский массив — продолжение Яврозерского массива на южных склонах Сальных Тундр (3); частично амфиболизированные габбро-анортозиты горы Вулвара на западном берегу Верхнетуломского водохранилища (4). Несколько небольших массивов (Каскама, Шуорт и другие, № 9 на карте прил. III-2), образованных гранатовыми амфиболитами с включениями эклогитизированных габбро-анортозитов, расположенных непосредственно к юго-западу от Печенгской структуры в межкупольной депрессии, представляют собой фрагменты подошвенного комплекса Лапландского пояса, поднятые гранитогнейсовыми куполами [Минц и др., 1996].

Кристаллосланцы Яврозерского и Сальнотундровского массивов почти полностью лишены петрографических признаков их первично-магматической природы. Напротив, габбро-анортозиты массивов Васкойоки, Вулвара и Главного хребта, а также массив Пыршин-Оайвиш сохраняют значительные участки пород со структурами и текстурами, свидетельствующими об их кристаллизации из расплава. Несмотря на высокий уровень перекристаллизации, распознаваемы также и признаки многофазной интрузивной деятельности, которые особенно наглядны и разнообразны в пределах Колвицкого массива [Balagansky et al., 2001; Ранний докембрий..., 2005].

Пыршин-Колвицкий комплекс габбро-анортозитов (*габбро-анортозиты 1-й генерации*) подробно охарактеризован в разделе 3.3.1.1. Здесь мы ограничимся кратким экскурсом в заключение, завершающее подраздел, посвященный описанию этого комплекса. Габбро-анортозиты Пыршин-Колвицкого комплекса представляют собой одно из проявлений инициального магматизма, открывшего палеопротерозойскую эволюцию значительной части Кола-Карельского континента, которая в итоге палеопротерозойских процессов была преобразована во внутриконтинентальный коллизионный ороген. Инициальный импульс магматизма, определившего размещение в нижней части коры габбро-анортозитовых интрузивов, продолжался в течение краткого временно́го интервала — приблизительно с 2.50 до 2.44 млрд лет. Ранний высокотемпературный метаморфизм датирован почти тем же самым интервалом — 2.47–2.42 млрд лет, что можно истолковать как свидетельство непосредственного следования метаморфизма за интрузией. Как показано ниже, параметры этого метаморфического события (990°C при 12.4 кбар по [Fonarev, Konilov, 2005]) свидетельствуют о том, что процессы магматизма и метаморфизма протекали в коре на глубине порядка 45 км. Следовательно, протолиты мафитовых гранулитов из нижней части разреза гранулитового пояса были интрузивными породами, которые могли быть сформированы за счет андерплейтинга магм мантийно-плюмового происхождения. Участие в разрезе мафитовых гранулитов линзовидных прослоев кварц-полевошпатовых пород, мраморов и кальцифиров можно предположительно объяснить их независимым размещением в коре ранее рассматриваемых событий. Вместе с тем, приходится считаться с вероятностью того, что протолиты мафитовых гранулитов в основании тектоно-стратиграфического разреза могут иметь эффузивное происхождение.

Ранне-палеопротерозойский магматизм, инициированный плюмовой активностью, очевидно, протекал в условиях растяжения. С импульсами

растяжения были связаны также и последующие инъекции контаминированных мантийных магм, которые 2.44–2.40 млрд лет назад сформировавли многочисленные дайки в районе Колвицкого массива. Дайки практически сразу же после своего образования подвергались высокотемпературному метаморфизму (см. также в [Balagansky et al., 2001; Балаганский и др., 2006]).

Яурийокский комплекс габбро-анортозитов (*габбро-анортозиты 2-й генерации*), детально охарактеризован в разделе 3.3.1.3. Комплекс является одним из представителей нового импульса инициального магматизма, зафиксировавшего начало активности поздне-палеопротерозойского суперплюма. Главная фаза формирования этого комплекса заключена во временно́м интервале от 2.0 до 1.95 млрд лет, однако некоторые интрузивные тела, которые мы склонны также связывать с Яурийокским комплексом, формировались вплоть до 1.88 млрд лет. Наиболее раннее автометаморфическое событие **M1**, зафиксированное в породах самой глубинной части разреза Лапландского пояса, практически синхронное с размещением габбро-анортозитов 2-й генерации, охарактеризовано параметрами: 960–860°C и 14.0–10.3 кбар.

Особенности состава габбро-анортозитов охарактеризованы в разделе 3.3.1.3, однако для цельности изложения мы должны повторно привести основные сведения и в данном разделе. По валовому составу габбро-анортозиты обоих комплексов соответствуют низкощелочным умеренно обогащенным TiO_2 толеитовым, реже известково-щелочным базальтам. Гранатовые, часто клинопироксенсодержащие амфиболиты, практически постоянно подстилающие в «разрезе» типичные породы обеих генераций интрузивных тел, отвечают по составу толеитовым базальтам (габбро). Первоначально казалось [Юдин, 1980; Минц и др., 1996], что метагаббро-анортозиты 1-й и 2-й генераций и связанные с ними породы не имеют существенных петро- и геохимических различий. Однако дальнейшие геохимические исследования показали, что некоторые важные различия имеют место [Нерович и др., 2004].

Анортозиты 1-й генерации отличаются обычным для пород этого типа уровнем концентраций РЗЭ с недифференцированным («плоским») распределением и положительной Eu аномалией ($Eu/Eu^* = 1.6–2.3$). Отрицательные значения ε_{Nd} в большинстве образцов (от –0.3 до –2.1) указывают на обогащенный мантийный источник или, что более вероятно, коровую контаминацию мантийных расплавов, кристаллизация которых сопровождалась сепарацией плагиоклаза.

Анортозиты 2-й генерации характеризуются отчетливо дифференцированным распределением РЗЭ с резкой положительной Eu аномалией ($Eu/Eu^* = 2.8–4.7$). Оценки ε_{Nd} в большинстве образцов имеют положительные значения (от +1.2 до +3.65), что является показателем деплетированного мантийного источника габбро-анортозитов-II [Нерович и др., 2004].

МПГ-оруденение в массивах габбро-анортозитов. Как отмечено в разделе 3.3.1.1, к норитам и пироксенитам в нижней расслоенной серии Мончетундровского массива (Главный хребет) приурочен уровень минерализации МПГ [Гроховская и др., 2003]. По данным Л.И. Нерович с соавторами [2008], выделяется также и второй уровень минерализации МПГ палладиевой специализации и Au, приуроченный к трахитоидным габбро-норитам среднего уровня.

Тип минерализации МПГ близок типу «платиноносных рифов», в качестве вероятного аналога можно принять платиноносный риф J-M в неоархейском габбро-анортозитовом массиве Стилуотер, вмещающий промышленное месторождение МПГ [Irvine et al., 1983; Шарков, 2006 и ссылки в этой работе]. Обычно предполагается, что массив Главного хребта (включая собственно Мончетундровский массив) принадлежит комплексу расслоенных перидотит-габбро-норитовых интрузивов. В разделе 3.3.1.1 мы специально обсудили проблему соотношений комплекса расслоенных мафит-ультрамафитов и Пыршин-Колвицкого комплекса габбро-анортозитов. Было показано, что эти комплексы формировались синхронно в связи с общим мантийным источником плюмового типа, однако соответствующие расплавы были размещены и кристаллизовались на принципиально разных уровнях глубин (в приповерхностной части и близ основания коры, соответственно).

Весьма интересные данные приведены в краткой публикации В.В. Кнауфа и Н.С. Гусевой [2007]. В частности, Pt и минералы МПГ в ассоциации с Au широко распространены в шлиховых пробах в долинах рек Ивалойоки и Лемменйоки на территории Финляндии, дренирующих фронтальную часть ЛГП, к которой приурочены тела габбро-анортозитов. Кроме того, работы финских коллег показали, что платиноиды могут быть связаны с зонами высокотемпературной термальной переработки пород гранулитового комплекса. Платиноидная минерализация была выявлена также и в рыхлых отложе-

ниях в южном обрамлении ЛГП в бассейне реки Яурийоки на российской территории, а также в метапироксенитах и гранат-амфибол-плагиоклазовых гнейсах (метагаббро) подошвенного комплекса ЛГП.

Несомненно, выявление платинаметалльного оруденения, близкого по составу и приуроченности к рудам массива Стилуотер, значительно повышает поисковые перспективы в отношении массивов габбро-анортозитов Пыршин-Колвицкого комплекса и, равным образом, массивов молодого Яурийокского комплекса.

Гранулито-гнейсовый комплекс (см. прил. I-1) влючает широкий набор пород.

Мафитовые гранулиты — метаморфизованные изверженные породы, варьирующие по составу от гиперстеновых, частично — гранат-содержащих плагиогнейсов до двупироксеновых плагиосланцев, с синметаморфическими телами эндербитов, образующими жилы и небольшие тела. В западной части пояса, в пределах Финской Лапландии, мафитовые гранулиты слагают изолированные линзовидные и протяженные пластообразные тела небольшой мощности, преимущественно сгруппированные в двух полосах — близ юго-западной и северо-восточной границ ЛГП (подробная карта приведена в [Tuisku et al., 2006, Fig. 1], где мафитовые гранулиты обозначены в качестве «норит-эндербитовой» серии). В более ранних работах мафитовые гранулиты западной части ЛГП обозначались как породы «чарнокитового комплекса» [Barbey et al., 1984], однако позднее было установлено, что собственно чарнокиты в западной части пояса практически отсутствуют. В восточной части ЛГП, на территории России, роль мафитовых гранулитов значительно возрастает, при этом для северной части ЛГП в пределах Российской территории характерны амфиболсодержащие мафитовые гранулиты, чередующиеся с пироксенсодержащими амфиболитами, которым сопутствуют крупные тела пироксенсодержащих диоритов.

В пределах Колвица-Умбинского пояса мафитовые гранулиты и кондалиты разделены: мафитовые гранулиты почти нацело слагают нижнюю (Порьегубскую), а кондалиты — верхнюю (Умбинскую) тектонические пластины.

Мафитовые породы ЛГП рассматриваются в качестве ортогранулитов: для них характерны состав, геохимические тренды и корреляции между главными и редкими элементами, типичные для изверженных пород основного и среднего состава [Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе]. Петрохимически протолиты мафитовых гранулитов принадлежат двум группам [Barbey et al., 1980, 1984; Barbey, Raith, 1990]. Первая объединяет продукты известковощелочных и высокомагнезиальных андезитовых магм, подобных магмам островодужного геохимического типа, метатолеиты, метариодациты и метариолиты. Вторая группа образована породами толеитовой серии, которые в соответствии с различными геохимическими характеристиками могут рассматриваться в качестве метаморфизованных вулканитов как океанического, так и островодужного происхождения. В статье [Tuisku et al., 2006a] мафитовые гранулиты западной части ЛГП совместно с эндербитами рассматриваются в качестве послойных или полого секущих интрузий. Участие в разрезах гранулитов карбонатных прослоев (см. ниже) можно рассматривать как свидетельство их поверхностного вулканического происхождения. Реконструкция природы мафитовых гранулитов остается предметом дискуссий.

Геохронология. Sm-Nd модельный возраст T_{DM} мафитовых гранулитов находится в узком интервале 2.26–2.00 млрд лет при вариациях ε_{Nd} от –0.9 до +2.4 (для возраста 1.9 млрд лет), что свидетельствует об ювенильном характере расплавов при ограниченной коровой контаминации [Bernard-Griffiths et al., 1984].

Фельзические гранулиты — гранат-кварц-полевошпатовые породы, обычно с силлиманитом и/или кордиеритом (кислые гранулиты — метаосадки и кислые метавулканиты), а также гранат-силлиманит-биотитовые и гранат-кордиерит-силлиманит-биотитовые гнейсы, иногда гиперстенсодержащие (глиноземистые гнейсо-гранулиты — метаосадки), объединяются в «кондалитовый комплекс» [Балаганский, 2002]. В пределах ЛГП фельзические гранулиты обоих типов широко распространены. При этом в западной части пояса (на территории Финляндии) ими образована преобладающая часть тектоно-стратиграфического разреза. В восточной части пояса (на территории России) фельзические и мафитовые гранулиты находятся в литологическом и тектоническом чередовании, слагая приблизительно равные части разреза. В пределах Колвица-Умбинского пояса кондалиты слагают верхнюю (Умбинскую) часть тектоно-стратиграфического разреза.

Особенности состава и происхождения. Данные о первичной природе гранулитовых комплексов достаточно разнообразны и не всегда однозначны.

На осадочное происхождение *протолитов кондалитов* указывают реликты слоистых текстур, химический состав пород, характер распределения РЗЭ, изотопный состав кислорода и углерода (см. в [Ранний докембрий..., 2005]). Согласно набору MINLITH-нормативных минералов (см. в [Розен и др., 2006]), в обломочной части протолитов преобладал кварц, количество плагиоклаза также достигало значимых величин. Низкое содержание калиевого полевого шпата в осадке свидетельствует о его дефиците в источнике сноса. В составе глинистой составляющей преобладали щелочно-глиноземистые глины (гидрослюда и смектиты), магнезиально-железистые минералы типа прохлорита-рипидолита играли подчиненную роль. В виде небольшой примеси присутствовали карбонаты. Судя по количеству и изотопному составу графита, в исходных отложениях могло присутствовать от 1.5 до 4.5% органических веществ. Значительная часть кондалитов и кислых гранулитов по валовому составу и особенностям распределения элементов-примесей уверенно сопоставляется с граувакками (осадочными отложениями невысокой степени зрелости), что указывает на быстрые темпы денудации, переноса и захоронения терригенного материала. В то же время, низкие содержания CaO могут свидетельствовать о зрелом характере осадков и, следовательно, о глубоком выветривании источника сноса. Наличие карбонатных и кварцитовых линз указывает на относительно мелководные условия осадконакопления в начальную стадию формирования бассейна [Barbey, Raith, 1990].

Наиболее распространены метапелиты, метаграувакки и метасубграувакки, резко подчиненную роль играют породы, протолиты которых представлены почти несортированными и слабо разложенными продуктами денудации кислых и средних вулканитов [Ранний докембрий..., 2005]. Последняя особенность свидетельствует о почти полном отсутствии синхронного вулканизма. Гранаты и цирконы кондалитов содержат микровключения кварца, калишпата и кислого плагиоклаза [Лялина, 2001]. Следовательно, осадочные протолиты были сформированы за счет верхнекоровых источников сноса. Тонкое и частое переслаивание метапелитов и метаграувакков позволяет предполагать, что фельзические гранулиты представляют собой метаморфизованный осадочный комплекс турбидитового типа [Barbey et al., 1984; Barbey, Raith, 1990].

Веским доводом в пользу осадочной природы кондалитов является участие в их составе зерен циркона с округленными ядрами, которые принято интерпретировать в качестве окатанных обломков магматических кристаллов. Спектр U-Pb возрастов таких ядер, согласно [Bridgwater et al., 2001], по трем образцам охватывает интервал от 3.67 до 1.88 млрд лет с максимальной частотой встречаемости от 2.2 до 1.9 млрд лет, оценки Sm-Nd модельного возраста T(DM) для исследованных образцов составили 2.42–2.24 млрд лет [Bridgwater et al., 2001]. По данным [Tuisku, Huhma, 2006], возрасты детритовых цирконов охватывают интервал от 2.9 до 1.93 млрд лет, наиболее часто встречающиеся датировки заключены в интервале от 2.2 до 1.96, максимальной «встречаемости» отвечает интервал 2.04–2.01 млрд лет.

Оценки Sm-Nd модельного возраста T_{DM} варьируют в интервале 2.56–2.12 млрд лет. Преобладают отрицательные значения ε_{Nd} от –1.7 до –3.8 [Huhma, Meriläinen, 1991], что свидетельствует о формировании осадочных протолитов при значительном участии древнего корового материала. В целом, результаты геохронологического исследования детритовых цирконов и Sm-Nd данные [Timmerman, Daly, 1995; Tuisku, Huhma, 1999; Daly et al., 2001] указывают на происхождение осадков за счет разрушения и ювенильных палеопротерозойских, и архейских пород при заметном преобладании первых. Обилие и достаточно крупные размеры детритовых ядер указывают на преимущественное формирование протолитов за счет плутонических пород. Этот вывод согласуется с ограниченной ролью вулканогенных метаграувакков. Широкие спектры возрастов являются одним из диагностических признаков детритовых цирконов [Goldstein et al., 1997]. Аналогичные вариации возрастных оценок известны в кислых магматических породах, сформированных в результате плавления осадочных толщ. Предполагается, что эти вариации определяются захватом детритовых цирконов при плавлении коры (например: [Zeck, Williams, 2002].

Согласно [Tuisku et al., 2006], большинство кристаллов граната содержит обильные включения биотита и силлиманита. Наличие этих включений позволяет приблизительно реконструировать метаморфические реакции в проградной истории ЛГП. По мере прогрева и при достижении условий парциального плавления, метаморфизм сопровождался мигматизацией: ограниченные по объему парциальные расплавы возникали благодаря плавлению слюд с выделением воды.

Опираясь на геохимическое подобие пород эндербит-чарнокитовой и тоналит-тродьемит-гра-

нодиоритовой (ТТГ) серий, нередко предполагается, что эндербиты формировались в островодужных обстановках, и что, в свою очередь, чарнокиты отвечают коллизионным и граниты — постколлизионным образованиям [Glebovitsky et al., 2001; Балаганский, 2002]. Однако при этом не учитывается локальность проявлений сухого и высокотемпературного (гранулитового) метаморфизма в надсубдукционной области. В результате дегидратации субдуцирующих плит формируются относительно низкотемпературные водонасыщенные магмы, а парциальное плавление в присутствии воды буферирует температурный режим на уровне амфиболитовой фации. Эти соображения позволяют весьма скептически относиться к результатам геодинамических реконструкций, базирующихся на формальном сравнении геохимических характеристик магматических комплексов, сформированных за счет «сухих» высокотемпературных магм (условия гранулитовой фации), и за счет водонасыщенных магм, возникающих при умеренно высоких температурах (уровень амфиболитовой фации).

О р у д е н е н и е. В кондалитах обычны включения сульфидов и графита, локально образующих достаточно крупные скопления (ЛГП, месторождение графита Скалистое).

С комплексом кислых гранулитов и кондалитов пространственно связаны *тела гранатовых тоналитов*, *плагиогранитов и гранитов*, как имеющие резкие интрузивные контакты, так и связанные с гранулитами постепенными переходами [Минц и др., 1996; Козлов, Козлова, 1998]. Наиболее крупное тело эндербитов, чарнокитов и гранитов представлено Умбинским массивом.

Линзовидные прослои *метакарбонатов* образуют незначительный по объему, но весьма характерный компонент в основании тектоно-стратиграфического разреза (кальцифиры, известково-силикатные породы и т.п.). Наибольшее количество прослоев метакарбонатов описано в нижней толще мафитовых гранулитов Колвица-Умбинского пояса в районе Порьей Губы Белого моря, где они прослежены на расстояние 15 км [Виноградов и др., 1980; Розен и др., 2006]. Отдельные слои карбонатных пород выдержаны по мощности и прослеживаются на десятки метров.

Значительная протяженность карбонатсодержащей пачки в районе Порьей Губы, тонкое чередование метакарбонатных пород с преобладающими в разрезе кристаллическими сланцами (мафитовыми гранулитами) с подобием ритмичной слоистости свидетельствуют об осадочном или осадочно-вулканогенным происхождении этой пачки [Розен и др., 2006]. В районе Сальных Тундр в кальцифирах, образующих линзовидные включения в гранатовых амфиболитах (метагаббро), были отмечены реликты строматолитов [Ивлиев, 1971]. В вышележащих кондалитах спорадически распространены мелкие линзовидные тела известково-силикатных пород (кальцифиров), образованные кварцем, карбонатом, гранатом, диопсидом, а также клиноцоизитом, тремолитом, тальком, скаполитом и графитом.

В целом, осадочное происхождение метакарбонатов не вызывает сомнения. Обстоятельное петро-геохимическое исследование с целью реконструкции протолитов метакарбонатов и кондалитов было проведено В.Т. Сафроновым с использованием программы расчета минерального состава седиментогенных пород по их валовому химическому составу (MINLITH) [Розен и др., 2006]. Оценка содержаний MINLITH-нормативных минералов позволяет заключить, что протолиты рассматриваемых пород были представлены песчанистыми карбонатными (известковыми, доломитовыми) осадками, в которых глинистая компонента не играла существенной роли. Участие углеродистого вещества, иногда значительные концентрации S (до 0.20–0.26%), а также постоянное превышение FeO над Fe_2O_3 свидетельствуют о восстановительных условиях осадконакопления. Осадконакопление могло происходить в прибрежной зоне палеобассейна на небольших глубинах — в пределах зоны фотосинтеза [Розен и др., 2006].

Линзовидные тела *мафит-ультрамафитов* (габбро-норит-клинопироксенит-вебстериты, габбролерцолит-вебстериты, клинопироксениты, верлиты, оливиновые нориты и габбро-нориты), метаморфизованных в гранулитовой фации, протяженностью от сотен метров до 4 км спорадически распространены в пределах пояса, образуя второстепенную в объемном отношении ассоциацию, имеющую, тем не менее, важное практическое значение благодаря сопровождающей эти тела сульфидной Cu-Ni минерализации. Контакты тел обычно согласны с кристаллизационной сланцеватостью вмещающих гранулитов. При детальных исследованиях рудоносных массивов установлено, что они имеют сигарообразную форму и характеризуются максимальным удлинением в направлении склонения [Медно-никелевые месторождения..., 1985]. Последнее обстоятельство свидетельствует о деформации этих тел в процессе латеральных перемещений, вероятно, непосредственно связан-

ных с тектоническим размещением покровно-надвигового ансамбля ЛГП. Более поздними считаются дайки роговобманковых перидотитов (кортландитов) и габбро-диабазов.

О р у д е н е н и е. Интрузивные тела метаультрамафитов вмещают проявления сульфидного медно-никелевого оруденения (промышленное Ловноозерское месторождение в габбро-норитах, рудопроявления Застейд-2, Юнгес и др. в породах габбро-лерцолит-вебстеритовой формации) [Медно-никелевые месторождения..., 1985].

Как отмечено в разделе 3.3.1.1, с интрузивными телами клинопироксенит-верлитов связаны проявления титаномагнетит-ванадиевого оруденения. Колвицкое месторождение на северо-восточном склоне Колвицких тундр образовано серией сближенных титаномагнетитовых жил.

Зона тектонического меланжа (№ 1 на карте прил. III-1) подстилает покровно-надвиговый ансамбль ЛГП практически на всем протяжении. Для обозначения этой зоны разные исследователи пользовались различными наименованиями: «*Сланцевая зона западного Инари*» [Meriläinen, 1976], «*пояс Тана*» [Barbey et al., 1980], «*пояс Танаэлв*» [Krill, 1985]. В строении этой зоны значительную роль играют образования, традиционно выделявшиеся в составе корватундровской и карекатундровской свит, непосредственно подстилающие лапландские гранулиты. Породы корватундровской свиты картируются непосредственно к югу от гранатовых амфиболитов подошвенного комплекса. Они представлены гнейсами и сланцами, образованными гранат-, кианит- и ставролитсодержащими парагенезисами типа Pl + Qtz + Bi + + Grt ± St ± Ky ± Mu. С ними пространственно тесно связаны амфиболиты и сланцы карекатундровской свиты. Породы корватундровской свиты часто относят к архейским образованиям. В частности, А.Б. Вревский рассматривает их в составе «Тана-Корватундровского зеленокаменного пояса» [Ранний докембрий..., 2005], отмечая участие коматиитов в разрезе свиты «среди толщи переслаивания метабазальтов (плагиоамфиболитов), андезито-базальтов (биотит-амфиболовые сланцы) и линз конгломератов» (там же, с. 29). Однако возраст магматических цирконов из гранатовых амфиболитов и биотитовых гнейсов (метавулканитов) оказался равным соответственно 2.04±0.01 и 2.06±2.03 млрд лет [Каулина, 1999; Каулина и др., 2000], что указывает на палеопротерозойский возраст по крайней мере части пород параавтохтона ЛГП, вовлеченных в зону меланжа.

В строении зоны участвуют гранат-биотит-мусковитовые динамосланцы и бластомилониты, включающие порфиробласты граната с характерной структурой «снежного кома», свидетельствующей о кристаллизации в условиях интенсивных сдвиговых деформаций. Зона меланжа включает также линзовидные тела метагаббро-анортозитов и гранатовых амфиболитов подошвенного комплекса, мафитовых гранулитов, а также будинообразные тела гарцбургитов-дунитов («альпинотипных гипербазитов», по Л.А. Виноградову и др. [1980]), наиболее крупный массив горы Падос близ Российско-Финляндской границы обозначен индексом P-217a на карте прил. I-1. В пределах зоны установлена инвертированная (перевернутая) метаморфическая зональность с повышением температур метаморфизма вверх по «разрезу» — в направлении тектонического ансамбля ЛГП и, в частности, тел метагаббро-анортозитов [Hörmann et al., 1980; Barbey, Raith, 1990; Mints et al., 1996, Перчук и др., 1999; Mints et al., 2007] (этот вопрос подробнее обсуждается ниже).

Следует отметить, что многие исследователи рассматривают тела габбро-анортозитов вне тектоно-метаморфического ансамбля ЛГП — в качестве одного из компонентов зоны тектонического меланжа (например: [Balagansky et al., 2001; Daly et al., 2001], см также обсуждение этого вопроса в [Балаганский и др., 2006]). Однако, принимая во внимание интрузивные контакты с вмещающими мафитовыми гранулитами, размещение двух значительно различающихся по возрасту генераций интрузивных тел в одной и той же структурной позиции и, что особенно важно, — общую метаморфическую историю габбро-анортозитов и гранулитов (см. ниже), можно с уверенностью утверждать, что расслоенные тела габбро-анортозитов непосредственно участвуют в строении покровно-надвигового ансамбля ЛГП. Можно добавить, что тесная связь габбро-анортозитовых ассоциаций с высокобарными гранулитами хорошо известна и установлена во многих регионах. Поэтому термин «*пояс Тана*» мы понимаем исключительно как обозначение размещенной между ЛГП и комплексом пород Беломорского пояса ассоциации вулканогенно-осадочных пород умеренной степени метаморфизма с инвертированной метаморфической зональностью, интенсивно рассланцованных при перемещении тектонического покрова и включающих отторженцы как автохтона, так и тектонического покрова.

Пояса Вирнимя, *Мохтозерский*, *Нотозерский* (№№ 2, 3 и 4 на карте прил. III-1) образованы породами того же типа, что и пояс Тана.

Колвицкая зона тектонического меланжа (№ 5 на карте прил. III-1), подстилающая последовательность тектонических пластин Колвица-Умбинского пояса, детально исследована в прекрасных береговых обнажениях Кандалакшского залива и охарактеризована под названием Колвицкого пояса [Balagansky et al., 2001; Балаганский, 2002; Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе]. Как мы упоминали выше, В.В. Балаганский с соавторами в объеме этого пояса рассматривают помимо собственно пород зоны меланжа также и тела метагаббро-анортозитов Колвицкого массива. Поэтому мы должны еще раз подчеркнуть, что «Колвицкий пояс» в трактовке названных авторов, хотя и включает породы зоны тектонического меланжа в нашем понимании, но, в целом, имеет иной объем и иное толкование. Зона тектонического меланжа образована породами автохтона (или параавтохтона), непосредственно подстилающими основание Колвицкого массива, которые представлены биотит-амфиболовыми гнейсами, содержащими прослои конгломератов и линзы карбонатных пород. Подобные гнейсы, а также и гранито-гнейсы в виде маломощных «прослоев» встречаются и выше по разрезу — среди метагаббро. Можно предположить, что эти «прослои» представляют собой тектонические отторженцы, захваченные при надвигообразовании.

Терский пояс — породы параавтохтона, связанные происхождением с породами гранулито-гнейсового комплекса (№ 6 на карте прил. III-1). Гнейсо-амфиболитовая ассоциация в северном и северо-восточном обрамлении Колвица-Умбинского пояса до недавнего времени считалась неоархейской. В результате детальных изотопно-геохронологических исследований, они были разделены на две части, принадлежащие: Терскому (преимущественно палеопротерозой) и Стрельнинскому (преимущественно архей) поясам (или блокам, согласно [Daly et al., 2001; Ранний докембрий..., 2005]) (прил. I-1, II-1 и III-1). Данные о тех или иных структурно-метаморфических преобразованиях архейских пород Стрельнинского пояса в поднадвиговой области гранулито-гнейсового комплекса отсутствуют. Напротив, состав и метаморфическая зональность Терского пояса, охарактеризованные авторами названных работ, представляют значительный интерес для реконструкции процессов формирования Колвица-Умбинского пояса.

Терский пояс в границах, которые представлены на прилагаемых картах, был впервые выделен Дж.С. Дейли и В.В. Балаганским с соавторами. В строении пояса участвуют [Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе] комплекс пород серговской толщи, гранито-гнейсы и более молодые гранитоиды, возраст которых не установлен. Серговская толща сложена гранат-амфибол-биотитовыми и гранатсодержащими амфибол-биотитовыми и эпидот-амфибол-биотитовыми гнейсами, а также амфиболитами. Подчиненную роль играют слюдяные и гранат-слюдяные с силлиманитом или кианитом гнейсы, биотитовые гнейсы и кальцифиры с пирит-пирротиновой вкрапленностью. Протолиты метаморфических пород представляли собой осадочные и вулканические породы, переслаивавшиеся в разрезе. Осадочные протолиты представлены граувакками, магматические — отвечают базальтам, андезито-базальтам, андезитам и дацитам.

Особенности состава свидетельствуют о близости этих пород и пород гранулито-гнейсового пояса. Характерной особенностью Терского пояса является инвертированная метаморфическая зональность, выраженная в повышении уровня метаморфизма вверх по разрезу по мере приближения к границе с породами Колвица-Умбинского гранулито-гнейсового пояса: от низкотемпературной андалузит-ставролитовой субфации до высокотемпературной гранат-силлиманит-биотит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации ([Ранний докембрий..., 2005] со ссылкой на [Беляев и др., 1977]).

Геохронология. Согласно [Daly et al., 2001], породы Терского пояса были сформированы не позднее 1.96 млрд лет (U-Pb, NORDSIM по циркону). Породы подверглись метаморфизму вскоре после осадконакопления, 1.92–1.91 млрд лет назад. Оценки Sm-Nd модельного возраста T(DM) варьируют в интервале 2.23–2.16 млрд лет для предполагаемого возраста осадконакопления 2.0 млрд лет. Оценки ε_{Nd} для метавулканитов равны +0.91 и +1.7, для метагравакков +0.22 и +0.11. Эти данные свидетельствуют о преимущественно ювенильной природе протолитов при незначительной примеси архейского материала.

Термобарометрия, *PT*-параметры метаморфизма. Выяснение особенностей площадного (латерального) распределения оценок температур и давлений при метаморфизме в пределах метаморфического пояса (в нашем случае — гранулито-гнейсового пояса) можно назвать «петрологическим картированием» [Mints et al., 2007].

Постановка задачи предполагает получение согласованных оценок температур и давлений при использовании различных геотермометров и геобарометров, калиброванных для разных минеральных ассоциаций и диапазонов вариаций *P* и *T*. Задача оказывается особенно актуальной в наиболее интересных и сложных случаях, а именно: 1) когда породы, участвующие в строении исследуемого метаморфического комплекса характеризуются широкими вариациями химического и соответственно минералогического состава; 2) когда объектом исследования является коровый фрагмент значительной мощности, чем определяются широкие вариации температуры и давления при метаморфизме. Лапландского гранулито-гнейсовый пояс представляет собой именно такой объект: пояс представляет собой тектоническую пластину мощностью около двух десятков километров, в его строении участвуют породы разнообразного химического и минералогического состава.

Для решения поставленной задачи, как и в других случаях (см. раздел 2.1.6.1), мы использовали систему согласованных между собой индивидуальных термометров и барометров, отобранных на базе программы TPF (Temperature-Pressure-Fugacity) [Fonarev et al., 1991; Фонарев и др., 1994; Konilov, 1999]. Хорошая согласованность оценок, полученных с использованием индивидуальных геотермометров и геобарометров, рекомендуемых программой TPF, и оценок, полученных программой Thermocalc, было показана в специальном исследовании П.Мааскanта [Maaskant, 2004].

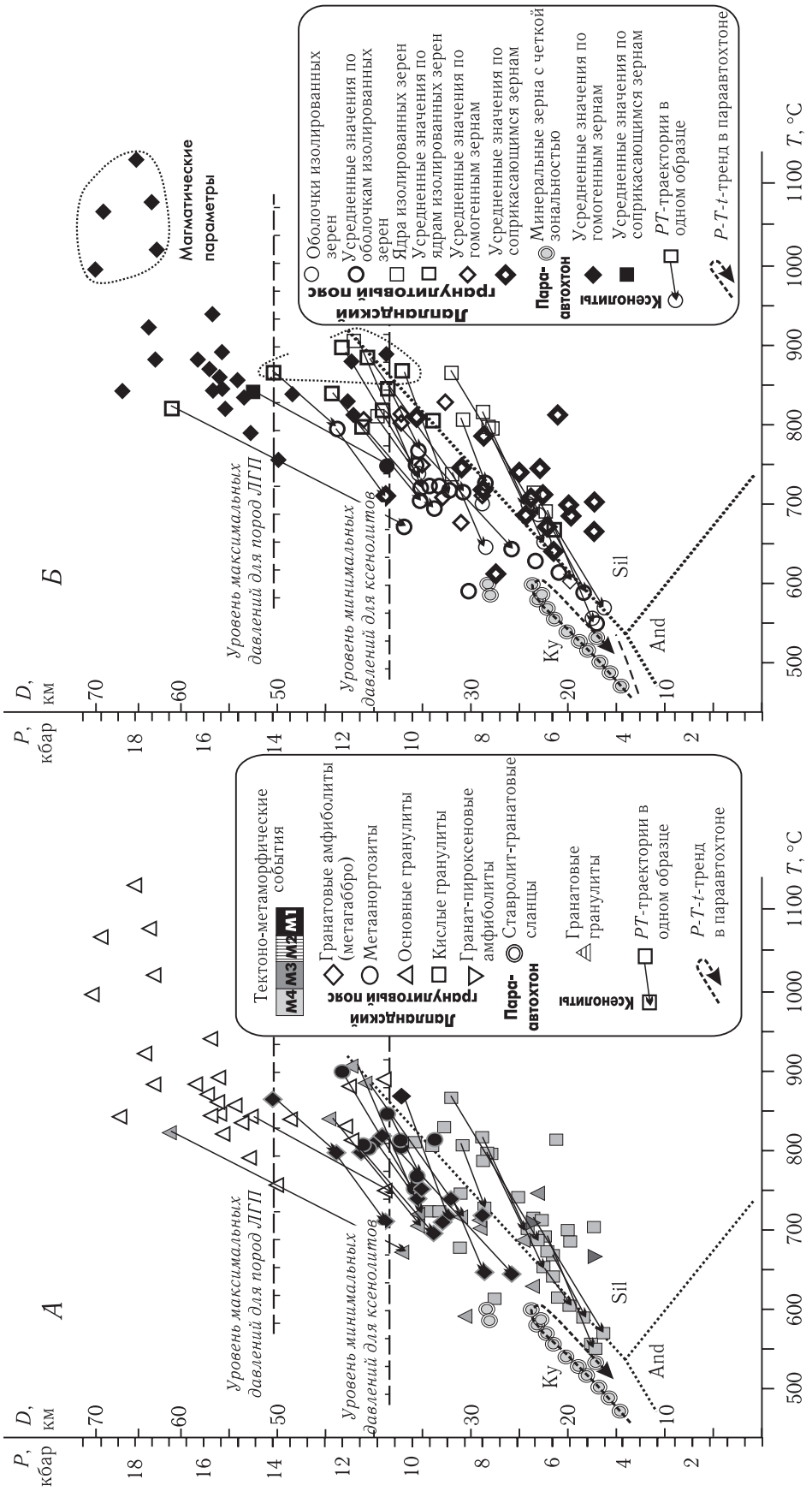
Использованные геотермометры и геобарометры

Мы воспользовались экспериментально полученными калибровками геотермометров Opx-Cpx [Fonarev, Graphchikov, 1991], Grt-Opx [Perchuk, Lavrent'eva, 1990], Grt-Cpx [Powell, 1985], Grt-Bt (суммированый из [Perchuk, Lavrent'eva, 1983] и [Holdaway, Lee, 1977] и Grt-Crd (суммированный из [Лаврентьева, Перчук, 1981; Thompson, 1976; Holdaway, Lee, 1977; Ellis, 1986]. Оценки, полученные с использованием перечисленных сенсоров могут различаться не более чем на 30°C. Использование геобарометров Grt-Opx-Pl-Q [Graphchikov, Fonarev, 1990] и Grt-Cpx-Pl-Qtz [Фонарев и др., 1994] дает расхождение менее 1.5 кбар. Для метапелитов был использован геобарометр А.М. Козиола и Р.К. Ньютона [Koziol, Newton, 1989].

Температуры и давления метаморфизма габбро-анортозитов 1-й и 2-й генераций. Как показано выше (см. также раздел 3.3.1.1), тела габбро-анортозитов в нижней части тектоно-стратиграфического разреза Лапландского и Колвица-Умбинского поясов принадлежат двум генерациям, 2.50–2.44 и 2.0–1.95 млрд лет (см. рис. 3.14; прил. I-1 и III-2). Непосредственно вслед за кристаллизацией расплавов породы интрузивных тел подверглись высокотемпературным метаморфическим преобразованиям, отмеченным в качестве событий **M0** (2.47–2.42 млрд лет) и **M1** ~1.95 млрд лет, соответственно. Проявление высокотемпературного метаморфизма **M0** в пределах Лапландского пояса было зафиксировано в породах массивов Пыршин-Оайвиш и Абварьский (см. рис. 3.14) [Mitrofanov, Balagansky et al., 1995]. Параметры метаморфизма, отвечающие событию **M0**, были оценены в пределах Колвицкого массива габбро-анортозитов, где они составили 990°C при 12.4 кбар (**m1** по [Fonarev, Konilov, 2005]). Другая оценка, 700–900°C при 10–12 кбар, была получена в отношении друзитов — небольших тел габбро и диоритов, на сопредельной территории Беломорского пояса [Bogdanova, 1996]. Последовавшая за внедрением габбро-анортозитов 2-й генерации многостадийная метаморфическая эволюция ЛГП также зафиксирована петрологическими исследованиями в различных частях ЛГП [Hörmann et al., 1980; Минц и др., 1996; Перчук и др., 1999].

Соотношения температур и давлений в тектоно-стратиграфическом разрезе Лапландского гранулито-гнейсового комплекса и пород параавтохтона в период, последовавший за размещением габбро-анортозитов 2-й генерации, представлены на рис. 3.15. Важно подчеркнуть, что рис. 3.15 представляет собой не только иллюстрацию названных соотношений, но, прежде всего, инструмент нашего исследования. Графический анализ представленной информации позволяет выделить следующие особенности проявления метаморфических процессов:

1) метаморфическая эволюция охарактеризована последовательностью метаморфических событий: первое (**M1**) и значительно более очевидное второе событие (**M2**) зафиксированы *PT*-параметрами, записанными в составах ядер минеральных зерен; третье событие (**M3**) записано в равновесных составах соприкасающихся гомогенных зерен или их оторочек; четвертое событие (**M4**), характеризующееся самыми низкими *PT*-параметрами, записано в составах оторочек изолированных зерен; в части образцов


А
Б
P, кбар
D, км
T, °C
Ky
And
Sil
Уровень максимальных давлений для пород ЛГП
Уровень минимальных давлений для ксенолитов
Тектоно-метаморфические события
М4 М3 М2 М1
Гранатовые амфиболиты (метагаббро)
Метаанортозиты
Основные гранулиты
Кислые гранулиты
Гранат-пироксеновые амфиболиты
Ставролит-гранатовые сланцы
Гранатовые гранулиты
PT-траектории в одном образце
P-T-t-тренд в парааутохтоне
Ландтакский гранулитовый пояс
Пара-автохтон
Ксенолиты
Магматические параметры
Оболочки изолированных зерен
Усредненные значения по оболочкам изолированных зерен
Ядра изолированных зерен
Усредненные значения по ядрам изолированных зерен
Усредненные значения по гомогенным зернам
Усредненные значения по соприкасающимся зернам
Минеральные зерна с четкой зональностью
Усредненные значения по гомогенным зернам
Усредненные значения по соприкасающимся зернам
PT-траектории в одном образце
P-T-t-тренд в парааутохтоне

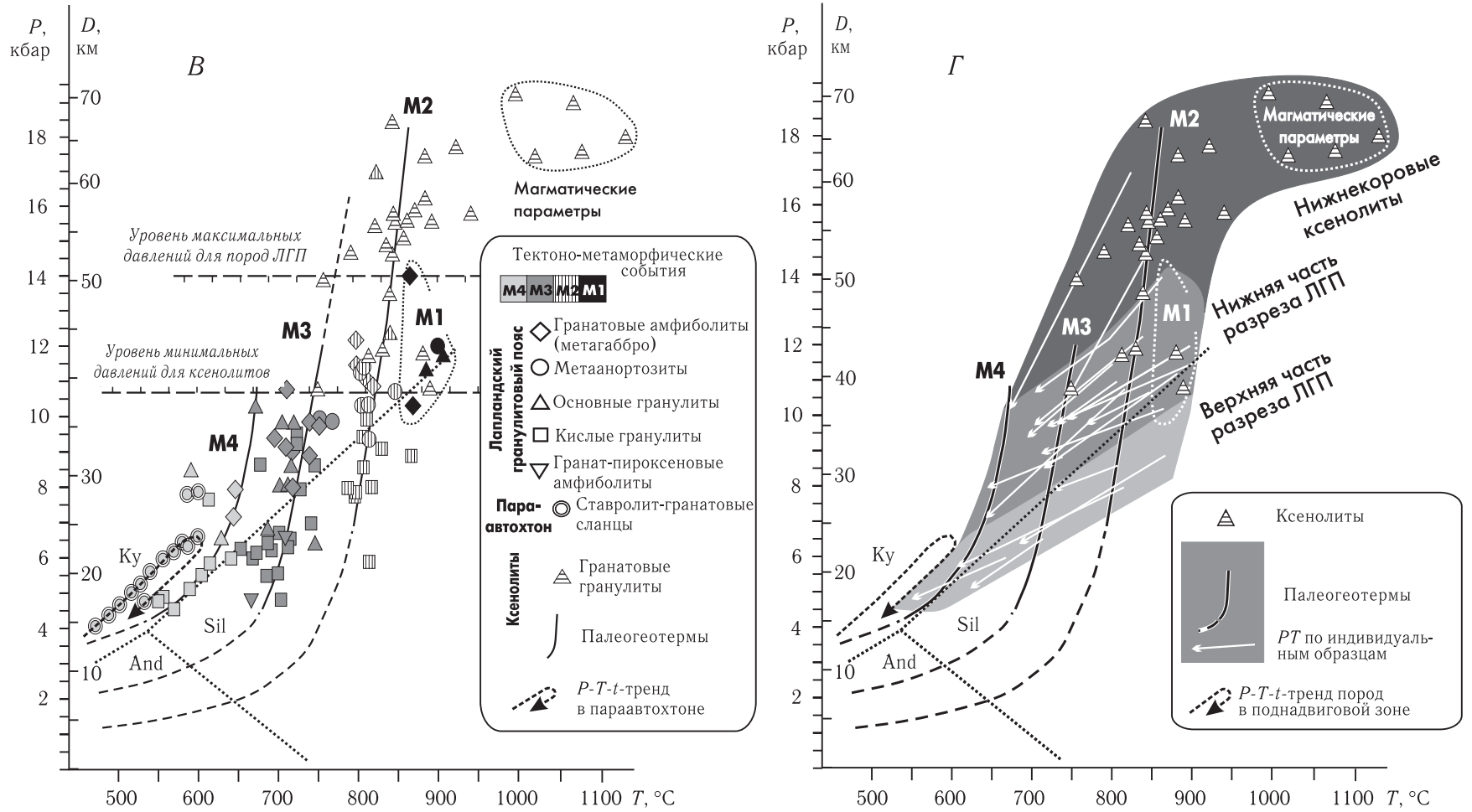


Рис. 3.15. *PT*-параметры метаморфизма пород Лапландского гранулито-гнейсового пояса (использованы данные [Минц и др., 1996] и пересчитанные на основе программы PTF данные о составах минеральных парагенезисов, приведенные в [H rmann et al., 1980; Перчук и др., 1999]). Показаны также данные по нижнекоровым ксенолитам (по результатам петрологического исследования А.Н. Кониловым образцов, предоставленных В.Р. Ветриным [Минц, Ветрин и Конилов, 2000])

А, *Б* — свидетельства эволюции *PT*-параметров метаморфизма: *А* — в образцах типовых разновидностей пород, *Б* — зафиксированные различными формами равновесных минеральынх ассоциаций; *В* — реконструированные палеогеотермы в коре, отвечающие последовательным метаморфическим событиям; *Г* — интегральная схема эволюции PT-параметров метаморфизма Лапландского гранулито-гнейсового пояса

сохранились две или три последовательные минеральные ассоциации (см. рис. 3.15, *А*, *Б*);

2) последовательные палеогеотермы, характеризующие термальную обстановку в коре во время событий **М2**, **М3** и **М4**, отличаются значительной «крутизной», демонстрируя закономерное, но незначительное снижение температур в интервале глубин от 40–45 до 15–20 км (а с учетом данных по глубинным ксенолитам — начиная с основания удивительно мощной коры, достигающего глубины 65–70 км) (рис. 3.15, *В*);

3) *P-T-t* эволюция гранулито-гнейсового комплекса характеризуется суммой индивидуальных *P-T-t* траекторий, закономерно изменяющихся относительно фрагментов «гранулитового разреза» коры (рис. 3.15, *Г*);

4) метаморфическая эволюция метагаббро-анортозитов, локализованных в основании пояса, в полной мере однотипна с эволюцией собственно гранулито-гнейсового комплекса ЛГП (рис. 3.15, *А*–*Г*).

Ясно видно, что во время каждой из последовательных стадий габбро-анортозиты подвергались метаморфизму при более высоких давлениях в сравнении с гранулито-гнейсами, что указывает на их принадлежность более глубинному уровню коры. Аналогичные соотношения характерны для метагаббро-анортозитов и гранатовых амфиболитов (метагаббро). Между тем, закономерности распределения и эволюции *PT*-параметров, представленные на рис. 3.15, фиксируют существенно различную метаморфическую историю метагаббро-анортозитов и метагаббро относительно метаосадочных пород, включенных в зону меланжа, что фиксируется проградно-ретроградным трендом «по часовой стрелке» метаморфической эволюции пород параавтохтона при умеренных *PT*-параметрах (см. также [Перчук и др., 1999]).

В целом, петрологические данные фиксируют четырехстадийную метаморфическую эволюцию ЛГП (см. 3.15, *В*). Наиболее раннее событие (**М1**: 960–860°С, 14.0–10.3 кбар), проявленное в породах наиболее глубинной части пояса, было, как мы упоминали выше, практически синхронным с размещением габбро-анортозитов 2-й генерации. Второе событие (**М2**) характеризовалось более низкими *PT*-параметрами: от 860°С при 12.4 кбар (в одном образце была получена оценка 16.9 кбар, не получившая рационального объяснения) до 800°С при 5.8 кбар. Оценки параметров метаморфизма, отвечающего событию **М3**, составили 770–640°С при 10.7–4.8 кбар. Параметры финальной стадии **М4** заключены в интервале 650–550°С при 8.4–4.5 кбар. *PT*-параметры прогрессивного метаморфизма в зоне поднадвигового меланжа (метаосадочные гнейсы корватундровской свиты и бластомилониты) демонстрируют эволюцию «по часовой стрелке»: траектория достигает максимальных температур 590–600°С при давлениях ~8.5 кбар [Перчук и др., 1999] (см. рис. 3.15). Эта траектория документирует быстрый тектонический подъем и надвигание горячей коровой пластины ЛГП, отвечающее событию **М4**. Результатом процесса стало формирование перевернутой (инвертированой) метаморфической зональности в породах параавтохтона и последовавшее погружение тектонически-утолщенной «утяжеленной» коры.

На рис. 3.15 показаны также данные, характеризующие условия метаморфизма пород, представленных глубинными коровыми ксенолитами, поднятыми девонскими кимберлитовыми и лампрофировыми трубками. Сопоставление *PT*-параметров гранулитового метаморфизма, зафиксированного минеральными ассоциациями ксенолитов и пород ЛГП, демонстрирует определенную скоординированность «лапландской» палеогеотермы **М2** с палеогеотермой, которую можно представить по данным из ксенолитов. Можно сказать, что «ксенолитовая» геотерма продолжает геотерму **М2** на более глубинные уровни коры.

В Лапландских гранулитах зафиксированы пять групп флюидных включений, различающихся по составу и/или плотности [Фонарев, Крейлен, 1995]. Первые четыре группы (*Fl*1–*Fl*4) соответствуют выделенным метаморфическим стадиям: **М1** — включения *Fl*1, образованные азотом (± метан); **М2** — углекислотные включения *Fl*2 с примесью метана (± азот); стадии наиболее интенсивного метаморфизма **М3** — водно-углекислотные включения (X_{CO_2} — 0.59–0.75; X_{H_2O} — 0.25–0.41, где X — мольная доля соответствующего компонента); наиболее низкотемпературной стадии **М4** отвечают наиболее «водные» включения *Fl*4 (X_{CO_2} — 0.54–0.70; X_{H_2O} — 0.30–0.46). Водно-углекислотные включения *Fl*5, по-видимому, отражают условия поздних низкотемпературных процессов сравнительно небольшой интенсивности. Состав включений свидетельствует о «сухих» условиях высокотемпературного метаморфизма и об относительном повышении роли воды с переходом к более низкотемпературным стадиям.

Соотношения температур и давлений в тектоно-стратиграфическом разрезе Колвица-Умбин-

ского пояса достаточно подробно исследованы только лишь в самой нижней части этого разреза, образованной метагаббро-анортозитами Колвицкого массива [Fonarev, Konilov, 2005] (см. прил. I-1 и III-2). Оценки *PT*-параметров метаморфизма так же, как и в предыдущем случае, были получены с использованием системы TPF и основывались на тех же подходах к истолкованию составов минералов и их соотношений. Принципиально важным отличием этого участка от охарактеризованной выше территории ЛГП является принадлежность Колвицких метагаббро-анортозитов к числу массивов 1-й генерации. В.И. Фонарев и А.Н. Конилов [Fonarev, Konilov, 2005] следующим образом представляют метаморфическую эволюцию Колвицкого массива, вполне сопоставимую с метаморфической историей ЛГП (ниже мы будем обозначать метаморфические события для Колвицкого массива как последовательность «**m1**, **m2** и т.п.») (рис. 3.16):

1) магматическая кристаллизация завершилась при температуре 1200°C;

2) пиковые параметры метаморфизма («прометаморфизма» **m1** по [Fonarev, Konilov, 2005]) оценены как 990°C при 12.4 кбар (около

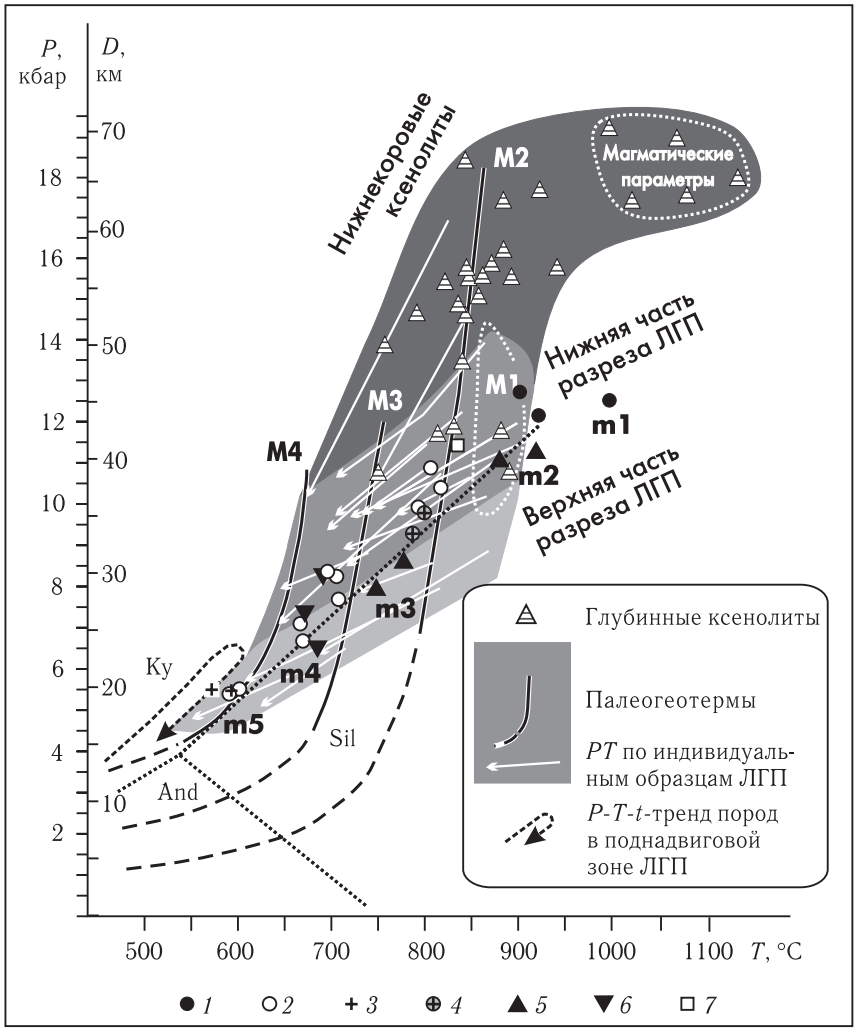


Рис. 3.16. Сравнение *PT*-параметров метаморфизма габбро-анортозитов Колвицкого массива (по данным [Fonarev, Konilov, 2005]), пород Лапландского гранулито-гнейсового пояса и нижнекоровых ксенолитов (см. рис. 3.15, *I*).

1-7 — оценки *PT*-параметров метаморфизма габбро-анортозитов Колвицкого массива, полученные: *1* — по ядрам зерен, *2* — по соприкасающимся кристаллам граната, орто- и клинопироксена, *3* — по контактирующим гранату и биотиту, *4* — для новообразованных граната и клинопироксена, *5* — для ортопироксен-плагиоклазовых симплектитов, *6* — для гранат-клинопироксен-плагиоклазовых корон, *7* — для плагиоклаза, образующего реакционные каймы между гранатом и клинопироксеном

45 км по глубине); метаморфические реакции фиксируют субизобарическое охлаждение до температур 915–900°С;

3) следующая стадия **m2** отвечает субизотермальной декомпрессии до значений T — 900°С и P — 11.2 кбар (глубина около 40 км) и последующему субизобраческому охлаждению до 830–795°С;

4) рекристаллизация ранних и кристаллизация новых минералов связана с событием **m3**, охарактеризованным весьма значительным снижением параметров от 830–795°С и 11.3–10.3 кбар до ~760°С и 8.6–8.0 кбар (глубина 31–28.5 км), за которым последовала «релаксация» — субизобарическое охлаждение;

5) следующему событию **m4** отвечала субизотермическая декомпрессия в узком интервале температур 730–680°С с перепадом давлений от 8.2–7.5 кбар (29.5–27 км) до 6.5 кбар (23 км);

6) последнее петрологически зафиксированное событие **m5** охарактеризовано параметрами T = 600–570°С и 5.5 кбар (~20 км).

Сопоставление приведенных оценок с характеристикой метаморфической эволюции ЛГП (см. рис. 3.16) позволяет отметить ряд важных особенностей. Прежде всего, метаморфическая эволюция Колвицкого массива и комплекса пород ЛГП охарактеризована весьма сходной последовательностью метаморфических событий. Вполне очевидно совпадение параметров, характеризующих условия магматической кристаллизации (T ~ 1200–1100°С) и начальные стадии авто- или «прото»метаморфических преобразований габбро-анортозитов 1-й и 2-й генераций (соответственно, Колвицкий и Яврозерский массивы), которым отвечают события, обозначенные как **M0** и **M1** в первом [Mints et al., 2007] или **m1–m2** [Fonarev, Konilov, 2005] во втором случае. Иными словами, петрологические оценки фиксируют идентичность условий магматической кристаллизации и первоначальной перекристаллизации пород, различающихся возрастом на 0.5 млрд лет. Поскольку геохронологические данные, фиксирующие это различие к сегодняшнему дню были многократно повторены, *мы должны предположить*, *что магматические расплавы близкого состава и температуры в обоих случаях*, *разделенных интервалом в полмиллиарда лет*, *были размещены на одном и том же уровне коры*. Параметры последовавших событий в породах ЛГП и Колвицкого массива свидетельствуют о несомненной близости термальных условий в коре, которые могут быть охарактеризованы положением и формой палеогеотерм. Достаточно очевидны близость палеогеотермы: **M2** и события **m3**, палеогеотермы **M3** и события **m4**, палеогеотермы **M4** и события **m5** (см. рис. 3.16), которые, согласно имеющимся данным, следует относить к поздне-палеопротерозойскому интервалу времени от 1.95 до 1.9 млрд лет.

Однако следует отметить не только эффектные совпадения, но и существующие различия.

1. Более обобщенные оценки метаморфических событий в пределах ЛГП характеризуют палеогеотермы в состоянии динамического равновесия, в то время как более детальная характеристика метаморфических реакций в породах Колвицкого массива рисует сдвиг параметров вдоль геотерм в обстановке декомпрессии (поднятия) и затем — перемещение параметров в сторону более низких геотерм при стабилизации температурного поля.

2. Как и в случае события **M2** в пределах ЛГП, палеогетерма **m3** может быть продолжена в поле PT-параметров глубинных ксенолитов. Однако, в отличие от ЛГП, параметры события **m3** фиксируют значительный подъем коры — на 10 км или более. Для сравнения: смещение по глубине с переходом от **M2** к **M3** для метагаббро-анортозитов Яврозерского массива не превышает 5 км. Впрочем, единичные образцы зафиксировали значительный подъем также и в основании Лапландского пояса.

Тектоническая пластина, образованная умбинскими кондалитами, отделена от подстилающей части разреза, сложенной мафитовыми гранулитами основного и среднего состава, меланжем, состоящим из линз и пластин длиной до первых километров, сложенных колвицкими (по некоторым авторам, — порьегубскими) и умбинскими гранулитами. Тектоническое совмещение линз и пластин друг с другом сопровождалось бластомилонитизацией и совместной кристаллизацией ортопироксена и силлиманита [Козлова и др., 1991] при T — 806°С и P — 9.3–9.5 кбар, которой предшествовали пиковые условия метаморфизма при T > 900°С [Алексеев, 1997]. По оценке В.В. Балаганского, максимальные величины давления были достигнуты в интервале между 1.94 млрд лет (доколлизионные эндербиты) и 1.91 млрд лет (позднеколлизионная лейкосома) [Кислицын, 2001].

Петрологическое картирование. Распределение оценок *PT*-параметров последовательных метаморфических событий в пространстве ЛГП показано на рис. 3.17. Карта демонстрирует закономерную корреляцию между значениями P и T

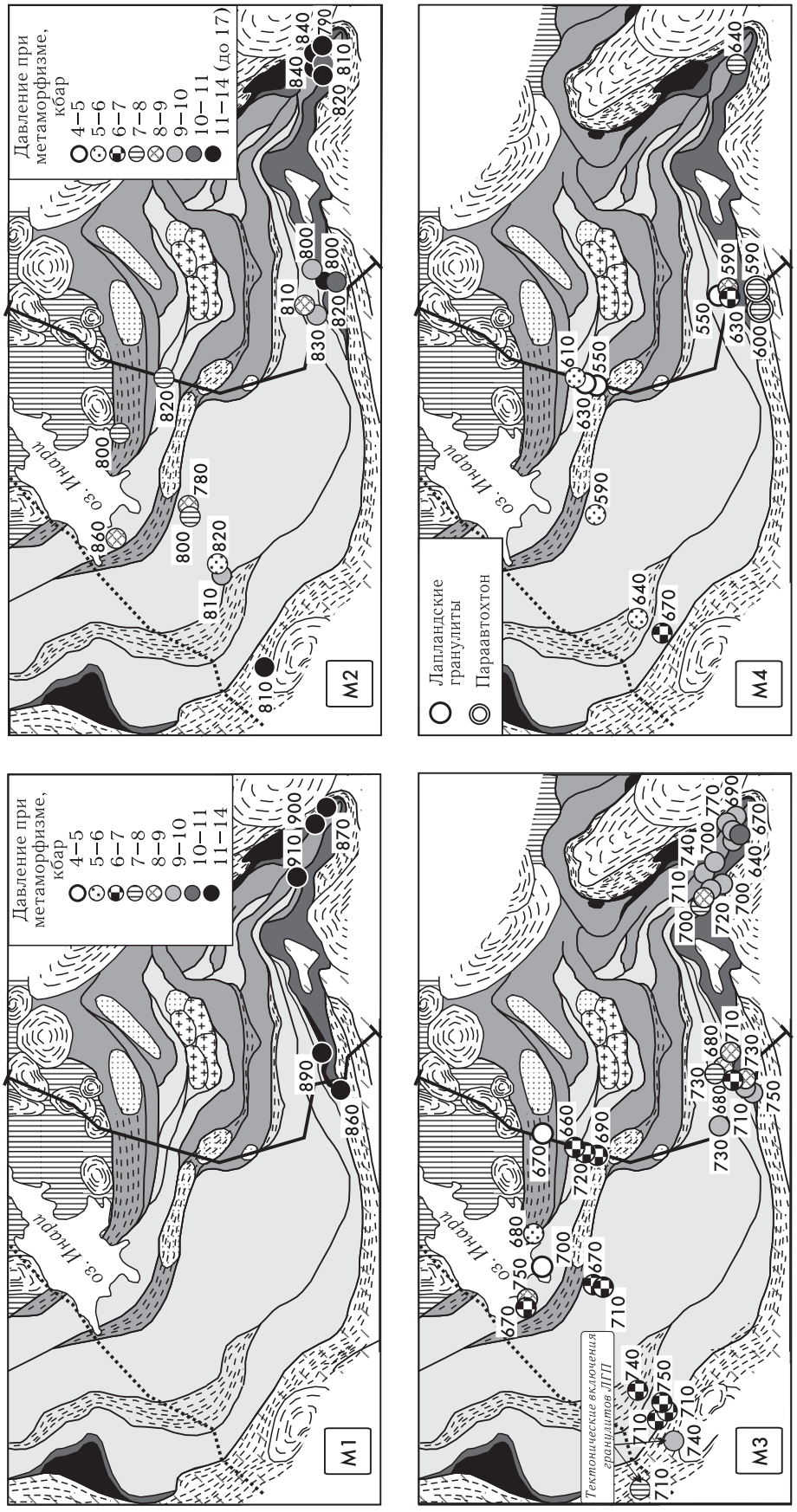


Рис. 3.17. Латеральные и вертикальные вариации температуры и давления высокоградного метаморфизма пород Лапландского гранулито-гнейсового пояса, отвечающие метаморфическим событиям М1, М2, М3 и М4

Условные обозначения см. на рис. 3.14

и местом взятия образца. Образцы с наиболее высокими оценками *P* и *T* локализованы во фронтальной части (вдоль южной границы) покровно-надвигового ансамбля. По направлению к северу по мере перемещения к верхней части разреза ЛГП, оценки *P* и *T* постепенно снижаются. *PT*-параметры ранней стадии **M1** встречены только в самом низу тектоно-стратиграфического разреза — во фронтальной части пояса. Несмотря на некоторые отклонения, петрологические карты свидетельствуют о постепенном изменении параметров, что указывает на незначительные масштабы взаимного «проскальзывания» отдельных фрагментов (тектонических пластин), образующих покровно-надвиговый ансамбль ЛГП.

Обработка и интерпретация результатов петрологического картирования ЛГП были завершены еще в 2000 г. [Минц и др., 2000], однако по разным причинам достаточно обстоятельная публикация состоялась только в 2007 г. [Mints et al., 2007]. Между тем, в западной части ЛГП финскими коллегами были выполнены исследования, которые можно было бы также назвать «петрологическим картированием» [Tuisku et al., 2006]. Оценки температур метаморфизма, полученные П.Туиску с коллегами согласуются с оценками *PT*-параметров метаморфизма в западной части ЛГП, полученными нами в результате петрологических расчетов на основе данных о составах минеральных ассоциаций, приведенных в [Hörmann et al., 1980]. Оценки температур пикового метаморфизма (**M2** в принятой нами системе обозначений) соответственно равны: 800–860°C [Mints et al., 2007] и 780–850°C [Tusku et al., 2006]. Однако оценки давлений, полученные нами в близком по расположению сечении западной части ЛГП, в среднем на 2 кбар выше (от 7–8 до 10–11 кбар [Mints et al., 2007] против 5–6 до 8–9 кбар [Tusku et al., 2006]), что связано с разными предпочтениями при выборе геобарометров. Тем не менее, выдвинутые нами представления о выдержанности температур в значительном по мощности интервале глубин в коре во время гранулитового метаморфизма [Минц, Ветрин, Конилов, 2000; Mints, Konilov, 2004; Mints et al., 2007] фактически нашли уверенное подтверждение в материалах, полученных П.Туиску с соавторами, хотя последние и не фиксируют внимание на этой фундаментальной (с нашей точки зрения) особенности гранулитового метаморфизма.

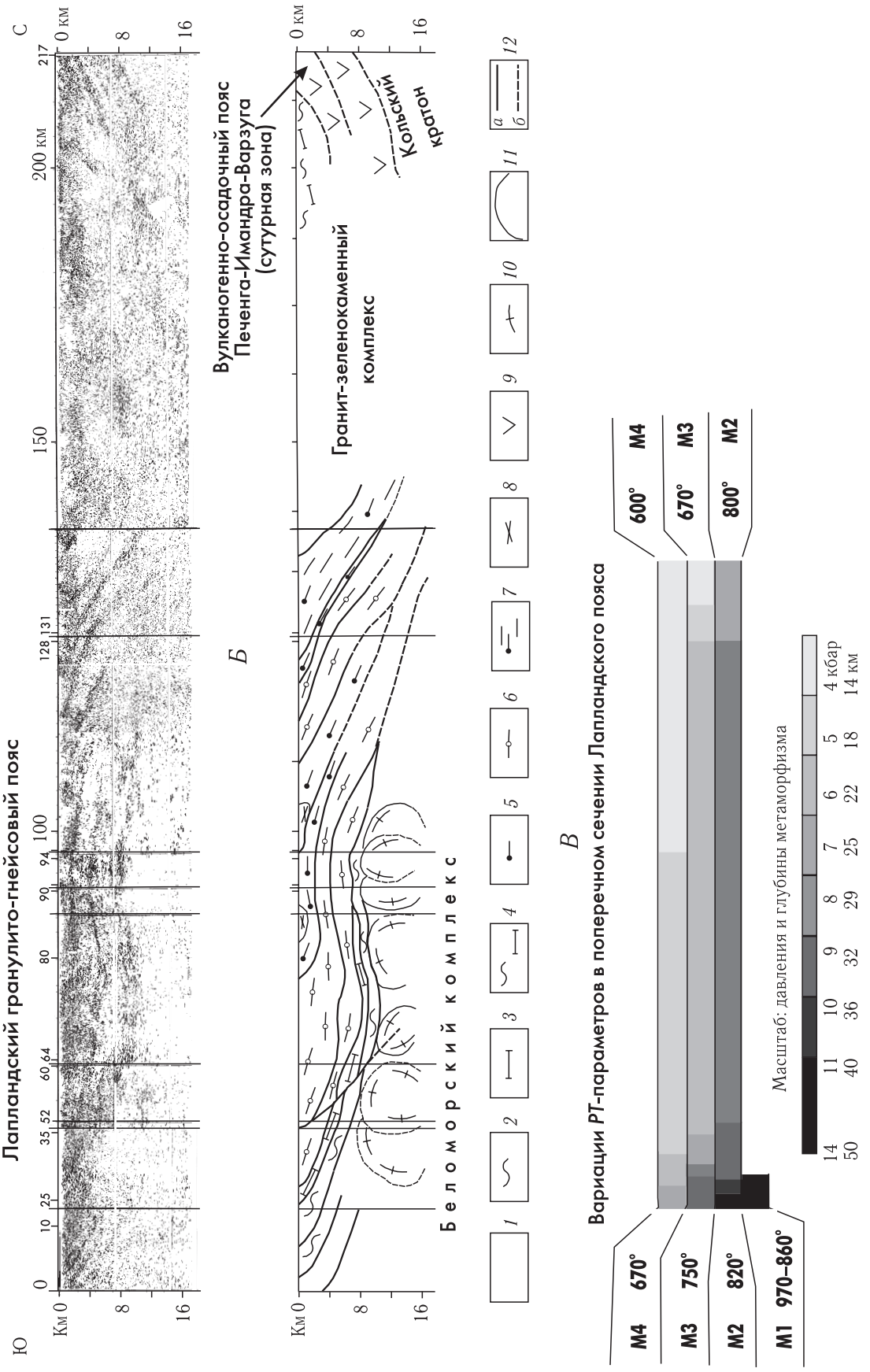
Данные сейсмопрофилирования, глубинное строение и ограничения соотношений глубина–температура. Глубинное строение ЛГП первоначально было исследовано вдоль профиля ГСЗ POLAR, который пересек ЛГП в его наиболее широкой центральной части на территории Финляндии [Marker et al., 1990], и вдоль профиля МОВ-ОГТ (вибросейс) вдоль Российско-Финской границы, отработанного экспедицией ЭГГИ [Сейсмогеологическая модель..., 1998; Минц и др., 1996] (см. рис. 3.14). Данные профильных исследований в полной мере подтвердили предыдущие выводы о покровно-надвиговом строении ЛГП, полученные в результате геологического картирования (рис. 3.18; см. ниже также рис. 4.15 и 4.16). В современной структуре толщина (мощность) тектонической пластины, образующей ЛГП, согласно интерпретации данных по профилю ЭГГИ, составляет примерно 18–20 км. Опираясь на оценки давления при метаморфизме и принимая 2.75 г/см^3 в качестве средней плотности коры, можно оценить толщину покровно-надвигового ансамбля ЛГП для стадий **M2** и **M3** — порядка 21–23 км. Вполне очевидно, что полученные независимые оценки, опирающиеся на сейсмические и петрологические данные, находятся в хорошем согласии, особенно, если учесть вероятность некоторого взаимного проскальзывания пластин, участвующих в строении структурного ансамбля и возможные последующие изменения общей структуры. Согласованность независимых оценок в свою очередь позволяет уверенно говорить о *литостатической природе давления*

⇒

Рис. 3.18. Геологический разрез через Лапландский гранулито-гнейсовый пояс вдоль сейсмопрофиля ЭГГИ, совмещенный оценками *P* и *T* параметров метаморфизма в образцах, отнесенных к линии профиля (по [Mints et al., 2007] с незначительными изменениями, см. также ниже рис. 4.5)

А — сейсмический образ коры, *Б* — интерпретационный геологический разрез, *В* — вариации PT-параметров в поперечном сечении ЛГП

1 — архейские гранит-зеленокаменные комплексы — породы автохтона; *2* — зона поднадвигового меланжа (параавтохтон); *3–8* — палеопротерозойский Лапландский гранулито-гнейсовый пояс: *3* — метагаббро-анортозиты, *4* — мигматизированные метагаббро-анортозиты, *5* — мафитовые гранулиты, *6* — кислые и метаосадочные гранулиты, *7* — пироксеновые диориты, *8* — эндербиты; *9* — палеопротерозойский Печенгский осадочно-вулканогенный комплекс; *10* — гранито-гнейсовые (гранит-мигматитовые) купола; *11* — геологические границы; *12* — главные (*а*) и второстепенные (*б*) надвиги


А
Ю
С
Лапландский гранулито-гнейсовый пояс
0 км
200 км
Б
Вулканогенно-осадочный пояс
Печенга-Имандра-Варзуга
(сутурная зона)
Гранит-зеленокаменный
комплекс
Кольский
кратон
Беломорский комплекс
В
Вариации PT-параметров в поперечном сечении Лапландского пояса
600° M4
670° M3
800° M2
M4 670°
M3 750°
M2 820°
M1 970–860°
Масштаб: давления и глубины метаморфизма
4 кбар
14 км

при глубинном метаморфизме и создает основу для оценок глубинности метаморфических процессов в ЛГП.

Процессы, которые мы относим к стадии **M1**, зафиксированные в нижней части тектоно-стратиграфического разреза, отвечают глубинам в интервале 50–37 км. Во время второй стадии (**M2**) комплекс пород ЛГП, дополненный мафитовыми и фельзическими гранулитами, был незначительно поднят и занял интервал глубин 44–21 км: эти цифры характеризуют глубины расположения верхней и нижней кромок тектонического ансамбля ЛГП. С третьим событием (**M3**) связан подъем до глубин 38–17 км (также — имея в виду глубины залегания верхней и нижней кромок). Наконец, на стадии **M4** эти кромки разместились на глубинах 30 и 16 км. Как мы уже упоминали, сокращение мощности тектонического ансамбля могло быть связано с наклоном и взаимным проскальзыванием составляющих пластин. Таким образом, оценки термального градиента в нижней коре во время гранулитового метаморфизма, отвечающего стадиям **M2** и **M3** равны 1.8–2.3°C/км, **M4** — 4–5°C/км.

Интеграция независимых данных по профилю POLAR (структурная геология, данные ГСЗ, моделирование глубинной структуры ЛГП по гравитационным, магнитным и электромагнитным данным) позволила представить ЛГП совместно с поясом Танаэлв в виде надвинутого тела клинообразного сечения с вершиной, прослеженной в северо-восточном направлении до глубины 15–20 км [Marker et al., 1990]. Принимая во внимание, что как раз в месте пересечения профилем POLAR северная граница ЛГП запрокинута, толщина тектонического ансамбля ЛГП плюс пояс Танаэлв может быть приблизительно оценена как 10–15 км. Та же величина, оцененная по давлению метаморфизма в образцах, собранных близко к линии профиля, равна ~ 12 км. Как и для предыдущего сечения, обе оценки находятся в хорошем согласии.

Новые данные, полученные в недавние годы в результате сейсмопрофилирования МОВ-ОГТ на сопредельных территориях России [Минц и др., 2007б] и Финляндии [Partison et al., 2006], совместно с результатами геологического картирования создали базу для разработки объемной модели глубинного строения северо-восточной части Фенноскандинавского щита (см. ниже рис. 4.15). Объемное представление главных тектонических подразделений архейского и палеопротерозойского возраста позволило на новом уровне обратиться к решению целого ряда давних геологических проблем, которые на протяжении многих лет были предметом оживленных дискуссий. Здесь мы остановимся на обсуждении новых представлений, касающихся строения ЛГП.

Структурные и эволюционные соотношения Лапландского гранулитового пояса с гранулитами в нижней коре. Как было показано выше, ЛГП представляет собой тектонический покров (точнее — покровно-надвиговый ансамбль), перекрывающий породы более низкого уровня метаморфизма. Тектонический покров деформирован и преобразован в асимметричную синформу с пологим южным и более крутым и частично запрокинутым северным крылом. Сечение ЛГП вдоль профиля FIRE-4a свидетельствует об отсутствии (или полном исчезновении) структурных связей ЛГП с акустически расслоенной нижней корой [Partison et al., 2006]. Нами предложена геологическая интерпретация сейсмического образа коры по профилю FIRE-4a (см. ниже рис. 4.16), вошедшая составной частью в представление объемной модели коры северо-востока Фенноскандинавского щита (см. ниже рис. 4.15) [Минц и др., 2007б]. Следует специально подчеркнуть, что в той части, которая касается глубинного сечения ЛГП, наша интерпретация и интерпретация финских коллег во всех принципиальных особенностях совпадают. Мы полагаем, что объемное представление ЛГП можно рассматривать в качестве свидетельства того, что тектонический ансамбль ЛГП *не является* неким «отторженцем» или «выдвиженцем» из нижней коры.

Выше было показано, что зона тектонического меланжа (пояс Тана и его аналоги), подстилающие ЛГП, включают палеопротерозойские и архейские породы низкой и умеренной степени метаморфизма, а также фрагменты пород собственно ЛГП. Сечения зоны меланжа профилями FIRE-4a и ЭГГИ свидетельствуют о неразрывной структурной взаимосвязи этой зоны и собственно ЛГП. Низко и умеренно метаморфизованные палеопротерозойские породы, участвующие в строении зоны меланжа, вероятно, формировались в окраинной части бассейна и в результате коллизионных процессов были перекрыты высоко метаморфизованными комплексами внутренних частей того же бассейна.

Геохронология эволюции ЛГП. Та или иная трактовка геологической эволюции метаморфических ассоциаций и их места в истории геологического развития региона в высокой степени зависит от наличия и качества геохронологической информации. Не является

исключением Лапландско-Колвица-Умбинский гранулитовый пояс (ЛКУГП). Появление новых геохронологических данных нередко приводило здесь к резким поворотам в геологических интерпретациях. Впервые результаты систематических геохронологических исследований были опубликованы К.Мерилайненом [Meriläinen, 1976], выделившим в эволюции пояса ряд событий: архейского возраста (более 2.5 млрд лет назад), двукратный гранулитовый метаморфизм в палеопротерозое (2.15 и 1.9 млрд лет) и регрессивный метаморфизм низких ступеней, связанный с внедрением посторогенных гранитоидов в конце палеопротерозоя (1.73 млрд лет). Представление об архейском возрасте протолитов было принято в монографии М.В. Минца с соавторами [1996]. Однако дальнейшие исследования геохронологов обнаружили ювенильную природу и палеопротерозойский возраст протолитов преобладающей части гранулито-гнейсового комплекса.

Вместе с тем, сохраняют значение геологические данные, свидетельствующие об относительно более древнем возрасте протолитов в нижней части тектоно-стратиграфического разреза Лапландских гранулитов. Таковы, в первую очередь, данные о возрасте интрузий габбро-анортозитов массивов Пыршин-Оайвиш (Сальные Тундры), Главного Хребта и Колвицкого — 2.51–2.42 млрд лет (см. раздел 3.3.1.1). Понятно, что вмещающие породы — протолиты мафитовых гранулитов, к тому времени уже существовали и их возраст должен превышать эти цифры.

Инициальный магматизм-1 (*первая генерация габбро-анортозитов — зарождение и начало эволюции ЛКУГП*). Габбро-анортозиты 1-й генерации (Пыршин-Колвицкий комплекс) подробно охарактеризованы в разделе 3.3.1.1. Было, в частности, показано, что габбро-анортозиты Пыршин-Колвицкого комплекса представляют собой одно из проявлений инициального магматизма, открывшего палеопротерозойскую эволюцию Кола-Карельского континента, который в итоге был преобразован во внутриконтинентальный коллизионный ороген. Инициальный импульс магматизма, определившего размещение в нижней части коры габбро-анортозитовых интрузивов, отвечает краткому интервалу времени — приблизительно от 2.51 до 2.44 млрд лет. Ранний высокотемпературный метаморфизм **M0** датирован почти тем же самым интервалом — 2.47–2.42 млрд лет, что можно истолковать как свидетельство непосредственного следования метаморфизма за интрузией.

Инициальный магматизм-2 (*вторая генерация габбро-анортозитов — «второй старт» эволюции ЛКУГП*). Габбро-анортозиты 2-й генерации (Яурийокский комплекс) оказались размещенными на том же самом глубинном уровне коры, что и тела 1-й генерации, — одновременно или незначительно позже начала процессов вулканизма и осадконакопления, речь о которых пойдет ниже.

Возраст магматической кристаллизации анортозитов массива Васкойоки определен по призматическим цирконам магматического облика (пересечение U-Pb изохроны с конкордией [Bernard-Griffiths et al., 1984]). Дискордия, отстроенная совместно для магматических цирконов габбро-анортозитов и для метаморфических цирконов из вмещающих пироксеновых гнейсов (гранулитов), по верхнему пересечению дала оценку возраста — 1926±0.003 млрд лет. Геологические данные позволили принять эту оценку как некое усреднение сближенных возрастов: магматической кристаллизации и гранулитового метаморфизма. Учитывая эту особенность, авторы полагали более корректной оценку этих событий в интервале 1.93–1.91 млрд лет. Проведенные в рамках той же работы Rb-Sr и Sm-Nd исследования дали согласованную оценку ~2.0–1.9 млрд лет.

Геохронологическое исследование массива Вулвара позволяет оценить интервал времени, отвечающий размещению габбро-анортозитов 2-й генерации: более 1.95±0.01 млрд лет — оценки возраста гранулитового метаморфизма. Возраст метаморфизма амфиболитовой фации — 1.90–1.85 млрд лет (U-Pb по цирконам [Нерович, 1999; Нерович и др., 2005]).

U-Pb датирование магматического циркона из габбро-анортозитов Яврозерского массива дало оценку 1.95±0.01 (1.945±0.008) млрд лет [Каулина и др., 2004].

Опираясь на эти оценки и с учетом приведенных ниже результатов датирования наиболее ранних проявлений метаморфизма, интервал времени интрузивного размещения габбро-анортозитов 2-й генерации можно приблизительно ограничить датами 1.95 и 1.93 млрд лет.

Гранулито-гнейсы (*метаосадки*): *возраст протолитов*. Оценки возраста метаосадочных гранулитов, полученные Sm-Nd методом по валовым пробам, и U-Pb возрасты детритовых цирконов показывают, что метаосадки включают детритус как палеопротерозойских, так и архейских пород при значительном преобладании первых [Бибикова и др., 1993, Bridgwater et al., 2001, Daly et al., 2001, Sorjonen-Ward et al., 1994; Tuisku,

Huhma 2006]. U-Pb оценки возраста 2.17 млрд лет [Каулина, Богданова, 1999] и 2.14 млрд лет [Sorjonen-Ward et al., 1994], полученные с использованием отдельных фракций циркона, характеризуют нижнее ограничение возрастной оценки начала процесса осадконакопления. Верхнее ограничение возраста седиментации (завершения процесса осадконакопления), а также возраст ранних деформаций и метаморфизма, равные 1.94–1.91 млрд лет, зафиксированы интрузиями кислого и среднего состава и неосомой мигматитов, которые пересекают кондалиты [Бибикова, Мельников, Авакян, 1993; Glebovitsky et al., 2001; Tuisku, Huhma, 2006]. U-Pb оценка возраста цирконов классическим U-Pb методом из гранатсодержащих кварцевых диоритов 1.98 млрд лет [Meriläinen, 1976] свидетельствует о том, что по крайней мере некоторая часть осадков накопилась и была метаморфизована не позднее этой даты.

Другой подход к оценке возрастов источников осадочного материала и собственно осадконакопления состоит в изучении детритовых цирконов: округленные ядра кристаллов циркона интерпретируются в качестве окатанных обломков магматических кристаллов. К настоящему времени опубликованы результаты нескольких исследований подобного рода.

Выше мы обращались к результатам подобных исследований при обосновании осадочного происхождения протолитов кондалитов. Спектр U-Pb возрастов (NORDSIM) таких ядер по трем образцам охватывает интервал от 3.67 до 1.88 млрд лет с максимальной частотой встречаемости от 2.2 до 1.9 млрд лет, оценки Sm-Nd модельного возраста T_{DM} для исследованных образцов составили 2.42–2.24 млрд лет [Bridgwater et al., 2001].

Аналогичные исследования цирконов с использованием технологии NORDSIM были выполнены по серии образцов из двух обнажений кондалитов в западной (финской) части ЛГП: одного — из основания разреза и второго — из более высокого уровня [Tuisku, Huhma, 2006]. Оценки возраста детритовых (зональных) ядер в пробе из нижней части разреза отвечают интервалу от 2.59±0.02 до 1.92±0.01 млрд лет (большинство оценок оказалось в интервале между 2.17 до 1.98 млрд лет), выше по разрезу наиболее молодые оценки возраста равны 1.94±0.01 млрд лет в лейкосоме и 1.96±0.02 млрд лет в меланосоме (большинство оценок — в интервале между 2.1 до 1.96 млрд лет, лишь возраст одного зерна — около 2.4 млрд лет). Как можно видеть, пробы метаосадков дают широкий спектр возрастных оценок детритовых цирконов при том, что «молодые» кристаллы присутствуют уже в нижней части разреза, а образцы из более высоких уровней не всегда приносят достаточно «молодые» оценки. Непосредственно из имеющихся данных можно заключить, что накопление осадков нижней части разреза завершилось не позднее 1.92 млрд лет, на более высоком уровне разреза — не позднее 1.90 (возможно, даже 1.88) млрд лет назад.

Исследование детритовых цирконов с использованием технологии SHRIMP-II для кислых гранулитов и известково-силикатных пород, в принципе, дало аналогичные результаты для нижней части тектоно-стратиграфического разреза ЛГП (бассейн р. Яурийоки) [Мыскова и др., 2008]. (В скобках заметим, что в этой статье, к сожалению, не приведены данные о возрасте «гранулитовых» обрастаний цирконов или цирконов с «гранулитовыми» морфологическими и/или геохимическими характеристиками в пробах, где выполнено исследование ядер кристаллов «детритового» происхождения. Между тем, судя по катодо-люминисцентным изображениям на рис. 1 и 2, в пробах присутствуют характерные округло-овальные кристаллы и обрастания «гранулитового» типа.) В трех исследованных пробах возрасты детритовых ядер в зернах циркона преимущественно распределены в интервале 2.08–1.89 млрд лет, в подчиненном количестве присутствуют ядра, датированные в диапазоне от 2.94 до 2.31 млрд лет, ядро из единственного зерна имеет возраст 3.55 млрд лет. Преимущественно высокие Th/U отношения (до 1.28) свидетельствуют о магматической природе детритовых ядер. Минимальные значения Th/U отношения в интервале 0.11–0.14 характеризуют наиболее молодые цирконы с возрастом 1.92–1.89 млрд лет. Вполне вероятно, что именно эти оценки дают возраст гранулитового метаморфизма в опробованных участках.

Оценки Sm-Nd модельного возраста T_{DM} в кондалитах по широкому кругу образцов варьируют в интервале 2.56–2.12 млрд лет.

Мафитовые гранулиты (*ортогранулиты*). Оценка возраста формирования изверженных пород — протолитов двупироксеновых кристаллосланцев из средней части тектоно-стратиграфического разреза центральной области ЛГП (территория России) составила (U-Pb по дипирамидально-призматическим цирконам «магматического» типа по верхнему пересечению с конкордией [Нерович, Баянова, 2007]) 1.93±0.01

(1.928±0.005) млрд лет. Конкордантная оценка одной из фракций в той же пробе равна 1.929 млрд лет.

Модельный Sm-Nd возраст T_{DM} по той же пробе — 2.33 млрд лет, оценка ε_{Nd} равна –0.85, что свидетельствует о контаминации расплава более древним коровым материалом.

Оценка возраста зональных магматических цирконов (U-Pb, NORDSIM [Tuisku, Huhma, 2006]) из мафитового гранулита (кварцевого метанорита) варьируют в интервале 2.11–1.92 млрд лет, по оценке авторов наиболее правдоподобный возраст магматической кристаллизации — 1.92 млрд лет.

Высокотемпературный метаморфизм. Несмотря на то, что геохронологические исследования ЛГП имеют длительную историю, результаты датирования отдельных стадий метаморфических преобразований долгое время оставались (и в определенной степени остаются) противоречивыми. Следует заметить, что за прошедшие годы были детально исследованы породы нижней и средней части тектоно-стратиграфического разреза, тогда как верхняя часть разреза практически не изучена.

U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd исследования габбро-анортозитов массива Васкойоки дали когерентные оценки возраста метаморфизма, заключенные в интервале 2.0–1.9 млрд лет [Bernard-Griffiths et al., 1984]. Эти исследования впервые показали, что высокотемпературный (гранулитовой, частично амфиболитовой фации) метаморфизм палеопротерозойских протолитов ЛГП непосредственно следовал за размещением габбро-анортозитов 2-й генерации. U-Pb возрасты «гранулитовых» цирконов, извлеченных из метаанортозитов массивов Яврозерского и Вулвара, указывают на интервал 1.95–1.90 млрд лет [Каулина и др., 2004; Нерович и др., 2004; 2005].

Рассланцованные метаанортозиты Яврозерского массива пересечены массивной мафитовой дайкой, сложенной породой существенно гранат-пироксенового состава. Согласно результатам U-Pb датирования по верхнему пересечению с конкордией [Каулина и др., 2004], возраст призматических (магматических) цирконов из этой дайки равен 1.93±0.01 млрд лет, оценки возраста изометричных «гранулитовых» цирконов по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ варьируют в интервале 1.90–1.87 млрд лет.

Исследуя гранулито-гнейсовый комплекс ЛГП, Е.В. Бибикова, В.Ф. Мельников и К.Х. Авакян [1993] выделили два независимых метаморфических события: более раннее — 1.925±0.001 млрд лет и более позднее — 1.916±0.001 млрд лет. Аналогичные цифры, 1.915–1.912 млрд лет, были получены для гранулитов Колвица-Умбинского пояса [Балаганский и др., 2005].

В пробе двупироксеновых кристаллосланцев приблизительно из средней части тектоно-стратиграфического разреза по верхнему пересечению с конкордией получена оценка 1.916±0.004 млрд лет по трем фракциям циркона, из которых одна (дипирамидально-призматические цирконы), вероятно, кристаллизовалась из расплава, тогда как две другие (овальные и изометричные цирконы) — типично «гранулитовые». Поэтому эту датировку можно принять как приближенную оценку возраста гранулитового метаморфизма — 1.92 млрд лет [Нерович, Баянова, 2007].

Метаморфические (гомогенные — гранулитовые) цирконы из неосомы и меланосомы мигматитов в двух обнажениях кондалитов в западной (Финской) части ЛГП: одного — из основания разреза и второго — из более высокого уровня (NORDSIM [Tuisku, Huhma, 2006]) дали близкие оценки: в основании разреза — от 1.90±0.04 до 1.89±0.02 млрд лет (средневзвешенное значение равно 1.895±0.006 млрд лет); выше по разрезу — от 1.90±0.01 до 1.86±0.02 млрд лет. Подобные же цирконы из мафитового гранулита (кварцевого метанорита) дали возраст 1.91±0.01 (1.906±0.004) млрд лет.

Наиболее глубинные части тектоно-стратиграфического разреза обнажены в пределах территории России. В основании разреза в бассейне р. Яурийоки конкордантные или слегка дискордантные оценки по $^{207}Pb/^{206}Pb$ отношению в «гранулитовых» цирконах из кондалитов, мафитовых гранулитов и гранат-клинопироксеновых амфиболитов (метагаббро) дают по верхнему пересечению с конкордией дату 1.915±0.002 млрд лет. Циркон из жилы аплитовидного гранита, пересекающего метагаббро, получил оценку 1.91±0.01 млрд лет (материалы Т.В. Каулиной по [Mints et al., 2007]).

Крупно- и грубозернистые силлиманит-гиперстеновые гранулиты в зоне тектонического меланжа, отделяющей вышележащий Умбинский тектонический покров, сложенный преимущественно кондалитами, от подстилающего Колвицкого покрова, образованного мафитовыми гранулитами, датированы по цирконам с применением технологии SHRIMP-II [Бушмин, Савва и др., 2009]. Авторы названной публикации обосновывают метасоматическое происхождение этих пород, сформированных при параметрах гранулитовой фации по мафитовым по-

родам. К сожалению, в названной публикации никак не обозначен метод или источник получения данных о *PT*-параметрах процессов минералообразования. В частности, представления о наложении высокобарического гранулитового метаморфизма на более ранние минеральные гранулитовые ассоциации, сформированные при умеренных давлениях, которые не получили подтверждения в детальном петрологическом исследовании В.И. Фонарева и А.Н. Конилова [Fonarev, Konilov, 2005], приведены без каких-либо комментариев. С.А. Бушмин и Е.В. Савва с соавторами исследовали мультифасеточные гранулитовые цирконы двух типов: 1) прозрачные низкоурановые и 2) коричневые высокоурановые. Они также отметили нарастание коричневых оболочек 2-го типа на кристаллы 1-го типа. Оценки возраста цирконов 1-го типа варьируют в интервале от 1.93±0.01 млрд лет до 1.90±0.05 млрд лет, цирконы 2-го типа дали возраст 1.91±0.02 млрд лет. Некоторые кристаллы циркона включают более древние ядра с тонкой зональностью, характерной для магматических пород. Оценка возраста этих ядер — 1.96±0.02 млрд лет, по мнению авторов, отвечает магматической кристаллизации протолита.

Близкие и аналогичные датировки, полученные с использованием циркона, сфена и рутила, характеризуют последовательные стадии высокотемпературного метаморфизма мафитовых гранулитов и кондалитов Колвица-Умбинского пояса [Каулина, 2009]. Пик гранулитового метаморфизма, связанного с главным этапом деформаций, имел место до 1.92±0.01 млрд лет (1915±7 млн лет). Далее следует этап декомпрессии и остывания в связи с начавшимся подъемом. Заключительные стадии метаморфизма выразились в широко проявленном диафторезе 1.91–1.90 млрд лет назад, зафиксированном образованием высокоурановых цирконов. Остывание пород до 450°С, зафиксированное возрастом рутила, произошло 1.88–1.87 млрд лет назад.

Эндербиты (*гиперстеновые тоналиты и плагиограниты*) в верхней части тектоно-стратиграфического разреза ЛГП (на территории России) датированы классическим U-Pb методом по верхнему пересечению с конкордией по цирконам [Нерович, Баянова, 2007]. Для дипирамидально-призматических цирконов «магматического» облика из гиперстеновых тоналитов получена оценка 1.93±0.01 млрд лет.

Близкие по облику дипирамидально-призматические цирконы из массивных крупнозернистых гиперстеновых плагиогранитов дали возраст 1.89±0.01 (1.891±0.006) млрд лет. Модельные Sm-Nd возрасты T_{DM} пород, исследованных названными авторами, заключены в интервале 2.34–2.26 млрд лет, значения ε_{Nd} — в интервале от –0.95 до –2.76, что предполагает обогащенный характер ювенильного мантийного источника или коровую контаминацию мантийного расплава.

Умбинский массив эндербитов, *чарнокитов*, *порфировидных гранитов* охарактеризован несколькими оценками: U-Pb возраст по циркону, монациту и ортиту из интрузивных эндербитов и чарнокитов равен 2.16±0.05 млрд лет [Пушкарев и др., 1975], U-Pb возраст по циркону порфировидного чарнокита — 1.91±0.01 (1.913±0.008) млрд лет [Glebovitsky et al., 2001], Sm-Nd модельный возраст T_{DM} — 2.1–1.9 млрд лет [Timmerman, Daly, 1995]. Оценку, полученную в 1975 г., на уровне современных лабораторных средств, вероятно, следует рассматривать как предварительную. Дата 1.91 млрд лет представляется более реальной.

Породы Умбинского массива характеризуются величинами ε_{Nd} от –1.5 до +3.6 (для 1.9 млрд лет), причем отрицательные значения, свидетельствующие о коровой контаминации, получены для гранитов [Kislitsyn et al., 1999]. Эти данные свидетельствуют о происхождении расплавов, родоначальных для эндербитов и чарнокитов, из ювенильного палеопротерозойского мантийного источника. Расплавы гранитов имели внутрикоровое происхождение или образовались в результате дифференциации и значительной коровой контаминации мантийных магм.

Возрасты метаморфических цирконов из лейкосомы мигматизированных метаосадочных гранулитов показывают, что надвигообразование, одним из результатов которого стало выведение к поверхности (эксгумация) лапландских гранулитов, произошло около 1.88–1.86 млрд лет или незначительно позднее [Бибикова, Мельников, Авакян, 1993; Tuisku, Huhma, 1999; 2006; Daly et al., 2001; Балаганский и др., 2005].

U-Pb датирование титанитов и рутилов, выполненное для анортозитов, мафитовых гранулитов, кондалитов и гранат-клинопироксеновых амфиболитов (метагаббро) из наиболее глубинной части тектоно-стратиграфического разреза ЛГП (бассейн р. Яурийоки) позволило оценить возраст ретроградных метаморфических преобразований (материалы Т.В. Каулиной [Каулина и др., 2004; Mints et al., 2007]).

Метаанортозиты Яврозерского массива включают кристаллы титанита двух типов: крупные

темно-коричневые кристаллы неправильной формы и светло-желтые прозрачные округленные и слегка уплощенные кристаллы. U-Pb возраст коричневого титанита оказался равным 1.92±0.01 млрд лет [Каулина и др., 2004]. $^{207}Pb/^{206}Pb$ оценки возраста светлоокрашенного титанита из метаанортозита и метагаббро варьируют в интервале 1.89–1.86 млрд лет. Все зерна рутила из исследованных образцов дали цифры в том же интервале от 1.89 до 1.86 млрд лет.

Sm-Nd датирование, выполненное для анортозитов, мафитовых гранулитов, кондалитов и гранат-клинопироксеновых амфиболитов (метагаббро) в том же районе — в бассейне р. Яурийоки, позволило охарактеризовать время ретроградных преобразований (материалы Т.В. Каулиной [Каулина и др., 2004; Mints et al., 2007]).

Для Grt-Cpx амфиболита (метагаббро), Grt-Cpx-Hbl гнейса (металейкогаббро) и Sil-Grt-Bt гнейса (кондолита TAN-3) были получены Sm-Nd изохроны по валовым пробам (WR) и отдельным минералам, которые дали серию возрастов, характеризующих различные процессы: Grt + Cpx + WR изохрона для метагаббро определяет возраст 1.92±0.01 млрд лет; Grt + Cpx + + WR + Ap изохрона для того же образца дала практически тот же возраст 1.92±0.03 млрд лет; Mi + Bt + Grt + WR изохрона, рассчитанная для образца мигматизированного кондалита, определяет возраст 1.89±0.02 млрд лет; Grt + + Cpx + WR изохрона для образца Grt-Cpx амфиболита (метагаббро) — 1.87±0.01 млрд лет.

Результаты исследования Sm-Nd изохронным методом силлиманит-гиперстеновых гранулитов, подвергшихся метасоматозу в период деформаций в зоне тектонического меланжа, отделяющей вышележащий Умбинский тектонический покров от подстилающего Колвицкого покрова, представлены в статье Ю.М. Лебедевой с соавторами [Лебедева и др., 2009]. Различия в численных значениях возраста, от 1.97±0.02 до 1.78±0.08 млрд лет, как полагают авторы, определяются разностью температуры закрытия Sm-Nd системы в гранатах из исследованных пород, которая может варьировать от 600°C до 900°C [Cherniak et al., 2003].

Интерпретация геохронологических данных. Внедрение мафитовых магм, в том числе сформировавших габбро-анортозиты 1-й генерации, отвечает краткому интервалу времени — приблизительно от 2.50 до 2.44 млрд лет. Ранний высокотемпературный метаморфизм **M0** датирован почти тем же самым интервалом — 2.47–2.42 млрд лет, что можно истолковать как свидетельство непосредственного следования метаморфизма за интрузией.

Размещение габбро-анортозитов 2-й генерации 2.0–1.95 млрд лет назад дало старт быстрой эволюции второй половины палеопротерозоя.

Процесс осадконакопления и вулканизма в развивавшихся депрессиях начался не ранее (но, возможно, заметно позднее) 2.17 млрд лет. Если принять в качестве времени завершения осадконакопления возраст самых молодых детритовых цирконов из кондалитов верхней части разреза Колвица-Умбинского пояса, 1.88 млрд лет [Bridgwater et al., 2001], то возникает определенное противоречие со временем высокотемпературных метаморфических событий **M2–M3**, связанных с интервалом 1.93–1.90 млрд лет. Даже предполагая, что осадконакопление завершилось непосредственно перед метаморфизмом, приходится предположить некоторое омоложение возрастов детритовых зерен вследствие потери свинца (там же).

Результаты исследований детритовых зерен циркона привлекают внимание еще к одной проблеме: *местонахождение и природа источников сноса при формировании осадочных протолитов*. Дело в том, что породы с возрастом более 3.1 млрд лет, которые могли бы быть источником цирконов, встреченных в исследованных образцах, на современном эрозионном срезе Кола-Карельского региона распространены очень ограниченно. Более того, циркон с возрастом 3.67 млрд лет является одним из древнейших в Европе. Между тем, остается неизвестным также и источник наиболее обильных детритовых цирконов, кристаллизовавшихся в интервале 2.2–1.92 млрд лет. Ситуация эта тем более примечательна, что аналогичные вопросы ставят исследования и других гранулито-гнейсовых комплексов, в частности, палеопротерозойских гранулитов Северной Америки и Гренландии [Scott, 1999; Nutman et al., 1999], а также архейских гранулито-гнейсов Кола- Карельского региона [Мыскова, Милькевич, 2005]. Мы вернемся к этой проблеме ниже при обсуждении природы гранулитового метаморфизма и происхождения гранулито-гнейсовых поясов.

Магматизм основного и среднего состава (формирование протолитов мафитовых гранулитов) в нижней части тектоно-стратиграфического разреза, для которого более уместным кажется предположение об интрузивном типе размещения магм, датирован 1.98–1.92 млрд лет.

Приблизительно 1.93–1.90 млрд лет назад, вскоре после размещения габбро-анортозитов

2-й генерации, датированного 2.0–1.95 млрд лет и последовавшего за ним основного-среднего магматизма с возрастом 1.98–1.92 млрд лет, в самых разнообразных горно-породных ассоциациях ЛГП кристаллизовались метаморфические мультифасеточные прозрачные низкоурановые цирконы. Сходство морфологии кристаллов, изотопных характеристик и содержаний элементов-примесей с большой вероятностью показывают, что во всех случаях этот процесс протекал при одних и тех же высоких параметрах. Как показано специальными исследованиями [Watson, Harrison, 1983; Roberts, Finger, 1997], полученные оценки возраста цирконов отвечают не пику *PT*-параметров, а началу декомпрессии и охлаждения, которые следовали непосредственно за пиковыми условиями. Практически сразу же вслед затем, 1.90 млрд лет назад, в процессе высокотемпературной ретрогрессии кристаллизовались цирконы сходного облика, отличающиеся от предыдущих высокими концентрациями U и коричневой окраской.

Внедрение сухих кислых магм, породивших интрузии эндербитов и гиперстеновых тоналитов датировано 1.93 млрд лет, магмы чарнокитов и гиперстеновых плагиогранитов были размещены позднее — 1.91–1.89 млрд лет назад.

Изредка встречающиеся более молодые цирконы (1.90–1.86 млрд лет), по-видимому, датируют завершающие коллизионные события.

История метаморфических преобразований ЛГП по данным о температурах закрытия изотопных систем в минералах

Историю метаморфических преобразований можно реконструировать не только пользуясь петрологическими геотермометрами и геобарометрами, но также и на принципиально иной базе — используя данные о температурах закрытия различных изотопных систем в минералах. Оценки температур метаморфических процессов, полученные на основе такого подхода менее точны и не сопровождаются оценками давления. Вместе с тем, этот подход обладает и определенным преимуществом благодаря возможности непосредственно датировать некоторые точки временно́го хода температур.

Такие исследования были проведены Т.В. Каулиной с соавторами [Каулина и др., 2004; Mints et al., 2007] в районе Яврозерского массива габбро-анортозитов и нижней части тектоно-стратиграфического разреза ЛГП. Изохронный Sm-Nd возраст Grt-Cpx-Hbl гнейса (метагаббро) равен 1.92 млрд лет. Поскольку температура закрытия (T_c) Sm-Nd системы в исследованных минералах различна, ~650°C в гранате [Mezger et al., 1991] и около 800°C в клинопироксене [Sneeringer et al., 1984], можно предполагать, что эти породы прошли путь охлаждения от 800°C (**M2**) до ~650°C (**M4**) достаточно быстро, благодаря чему изотопные системы обоих минералов — главных носителей РЗЭ закрылись почти одновременно. Л.Л. Перчук с соавторами [1999] показали: 1) рост клинопироксена происходил при снижении давления, поскольку ядра кристаллов клинопироксена содержат до 10% жадеитового минала, в то время как оторочки — лишь около 2%; 2) субизобарическое охлаждение со снижением температуры от 725°C (**M3**) до 657°C (**M4**) произошло практически немедленно после декомпрессии. Возраст титанита 1.92 млрд лет из анортозита Яврозерского массива подтверждает, что к этому времени температура должна была снизиться по крайней мере до 700°C (**M3**) — температуры, соответствующей T_c для U-Pb системы титанита [Cherniak, 1993]).

Последующие стадии метаморфической эволюции охарактеризованы Sm-Nd возрастами минералов Sil-Grt-Bi гнейсов (кондалитов). Как мы отмечали выше, T_c для Sm-Nd системы в гранате равна ~650°C. Принимая значение T_c для микроклина примерно равным этому параметру в плагиоклазе, 560–600°C [Ganguly, Turone, 2001], и для биотита — незначительно ниже, можно заключить, что температура опустилась ниже 600°C к 1.89–1.87 млрд лет. Как и в предыдущем случае, эти параметры корреспондируются с четвертым термальным событием (**M4**), которое связано с коллизионными процессами и утолщением коры. Если все оценки возраста, которые можно соотнести с термальным событием **M4** корректны, следует принять, что коллизионное скучиванье коры могло занять относительно длительный промежуток времени — между 1.91 и 1.87 млрд лет.

Аналогичные даты (1.89–1.86 млрд лет) были получены U-Pb методом по рутилу и титаниту. Температура закрытия системы (T_c) для диффузии свинца в рутиле равна приблизительно 450°C, что позволяет заключить, что и дальнейшее охлаждение происходило быстро. Светлоокрашенные кристаллы титанита охарактеризованы тем же самым U-Pb возрастом (1.89–1.86 млрд лет). Между тем, температура T_c для U-Pb системы титанита равна примерно 700°C [Cherniak, 1993]. Вероятно, названную дату можно объяснить низкотемпературной кристаллизацией титанита. Возможна и другая интерпретация, поскольку известна оценка возраста кристаллизации гиперстеновых плагиогранитов, равная 1.89 млрд лет. Эта датировка может указывать на повторное плавление в

утолщенной коре и перемещение нагретых расплавов, которые могли вызвать локальные повышения температур и кристаллизацию высокотемпературных минералов.

Эти оценки согласуются с полученными ранее заключениями, согласно которым выведение к поверхности (эксгумация) лапландских гранулитов, произошло около 1.88–1.87 млрд лет или незначительно позднее [Бибикова, Мельников, Авакян, 1993; Tuisku, Huhma, 1999; Daly et al., 2001; Балаганский и др., 2005].

Данными аналогичного типа охарактеризованы также и силлиманит-гиперстеновые гранулиты зоны тектонического меланжа, отделяющей вышележащий Умбинский тектонический покров от подстилающего Колвицкого покрова [Лебедева и др., 2009]. Некоторые отличия в полученных оценках Sm-Nd изохронного возраста (от 1.97±0.02 до 1.78±0.08 млрд лет) определяются вариациями температуры закрытия Sm-Nd системы в гранатах из исследованных пород с различными минеральными ассоциациями, которая может варьировать от 600 до 900°C [Cherniak et al., 2003]. Наиболее молодая дата 1.78 млрд лет, полученная для безгранатовой гиперстен-силлиманит-кварцевой породы, определяется временем достижения температуры закрытия Sm-Nd системы биотита (450–280°C) [Dodson, 1973]. По оценке Ю.М. Лебедевой с соавторами, средняя скорость остывания метаморфической системы могла быть 4–6°C/млн лет.

Т.В. Каулина использовала несколько иной подход на примере гиперстенового плагиосланца из той же зоны. Оценка 1.90 млрд лет (U-Pb по циркону) датирует время высокотемпературной ретрогрессии, зафиксированной аналогичным цирконом в кондалитах. В пределах ошибки, сфен из той же пробы имеет такой же возраст, что указывает на охлаждение породы к этому времени до 700°C. Близкая оценка была получена Н.Л. Алексеевым с соавторами [Alexejev et al., 1999]: охлаждение Gr-Opx-Sill гнейсов из зоны меланжа до 650°C (температура закрытия Sm-Nd системы граната) произошло 1.89±0.01 млрд лет назад.

Закрытие U-Pb системы рутила 1.88 млрд лет назад отвечает охлаждению до 450–400°C. Таким образом, скорость охлаждения составляла 10–15°C/млн лет.

Нетрудно заметить, что приведенные выше оценки скорости охлаждения заметно разнятся, что, вероятно, свидетельствует о несовершенстве (пока еще) применяемых методик. Можно рассчитывать на достоверность оценки с точностью до порядка — несколько градусов за один миллион лет.

Источники магм и протолитов осадочных пород: интерпретация Nd-изотопных данных. Имеющиеся оценки ε_{Nd} и Sm-Nd модельного возраста позволяют охарактеризовать источники магм метаморфизованных изверженных пород и протолитов метаосадочных гранулитов в рамках альтернативы «ювенильность — коровая контаминация».

Метамафиты дали весьма любопытную серию оценок ε_{Nd}:

— габбро-анортозиты 1-й генерации — отрицательные значения в большинстве образцов (от –0.3 до –2.1) указывают на обогащенный мантийный источник или, что более вероятно, коровую контаминацию мантийных расплавов [Нерович и др., 2004];

— габбро-анортозиты 2-й генерации — в большинстве образцов положительные значения (от +1.2 до +3.65), что является показателем деплетированного мантийного источника [Нерович и др., 2004];

— мафитовые гранулиты: вариации ε_{Nd} от –0.9 до +2.4 (для возраста 1.9 млрд лет) свидетельствуют об ювенильном характере расплавов при ограниченной коровой контаминации [Bernard-Griffiths et al., 1984; Нерович, Баянова, 2007].

Кислые метавулканиты (*гнейсы Терского пояса*): оценки ε_{Nd}, заключенные в интервале от +0.91 до +1.7 [Daly et al., 2001], свидетельствуют о преимущественно ювенильной природе протолитов при незначительной примеси архейского материала.

Эндербиты Лапландского пояса: значения ε_{Nd} в интервале от –0.95 до –2.76 предполагают обогащенный характер ювенильного мантийного источника или коровую контаминацию мантийного расплава [Нерович, Баянова, 2007].

Умбинский массив эндербитов, *чарнокитов*, *порфировидных гранитов*: значения ε_{Nd} варьируют в интервале от –1.5 до +3.6 (для возраста 1.9 млрд лет), причем отрицательные значения, свидетельствующие о коровой контаминации, получены для гранитов [Kislitsyn et al., 1999], которые имели внутрикоровое происхождение или образовались в результате дифференциации и значительной коровой контаминации мантийных магм. В свою очередь, отрицательные оценки ε_{Nd} свидетельствуют о происхождении расплавов, родоначальных для эндербитов и чарнокитов, из ювенильного палеопротерозойского мантийного источника.

В *кондалитах* (*метаосадках*) преобладают отрицательные значения ε_{Nd} от –1.7 до –3.8, что свидетельствует о формировании осадочных протолитов при значительном участии древнего корового материала [Huhma, Meriläinen, 1991]. Этот вывод в полной мере подтвержден геохронологическими исследованиями детритовых цир-

конов и Sm-Nd данными, которые указывают на происхождение осадков за счет разрушения и ювенильных палеопротерозойских, и архейских пород при заметном преобладании первых [Timmerman, Daly, 1995; Tuisku, Huhma, 1999; Daly et al., 2001; Bridgwater et al, 2001].

Приведенные данные дают убедительные основания для ряда важных заключений.

1. Возникновение магм, сформировавших интрузии габбро-анортозитов обеих генераций и мафитовых метавулканитов, связано с ювенильными мантийными источниками. Перемещение мантийных расплавов через континентальную кору сопровождалось коровой контаминаций, степень которой закономерно изменялась: от весьма полно проявленной в случае габбро-анортозитов 1-й генерации до крайне незначительной (вплоть до отсутствия) — в случае габбро-анортозитов 2-й генерации.

2. Умеренно кислые магмы, образовавшие интрузии эндербитов и некоторые метавулканиты, были сформированы за счет ювенильного мантийного источника или в результате плавления мафитов мантийного происхождения с относительно небольшим сроком пребывания в коре.

3. Кислые (гранитного состава) магмы формировались при интенсивной коровой контаминации мантийных расплавов и/или в результате плавления континентальной коры.

4. Протолиты метаосадочных гранулитов возникли в результате смешения продуктов денудации ювенильных палеопротерозойских пород и пород архейской коры.

Таким образом, все магматические процессы, так или иначе связанные с формированием гранулито-гнейсового пояса, протекали во внутриконтинентальной обстановке. При этом перемещение мантийных расплавов в одних случаях сопровождалось ассимиляцией значительных количеств корового вещества, тогда как в других ассимиляция боковых пород была незначительной или практически отсутствовала. Конкретные механизмы этого явления нуждаются в специальном изучении.

Глубинные ксенолиты. Как показано в предыдущем разделе, объемное представление ЛГП свидетельствует, что тектонический ансамбль ЛГП не является «отторженцем» нижней коры. В то же время, понятно, что любой прогрев до «гранулитовых» температур на уровне средней коры должен был сопровождаться аналогичными или еще более высокими температурами в подстилающей нижней коре. Породы нижней коры, представленные на сейсмических разрезах слоем с интенсивными отражениями («зоной рефлективити»), оказались «опробованным» трубками и дайками девонских лампрофиров и кимберлитов, размещенных по берегам и на островах Кандалакшского залива. Девонские магмы, сформировавшие эти трубки, вынесли к поверхности ксенолиты пород нижней коры и верхней мантии. Особенно «продуктивной» оказалась трубка на о. Еловый в верхней части залива [Ветрин и др., 2009 и ссылки в той же работе]. Кроме того, известен крупный ксенолит гранатового гранулита (размером порядка 20×30 м), вынесенный щелочной магмой, сформировавшей небольшой массив Нива девонского возраста в центральной части Кольского полуострова, образованный щелочными эгириновыми сиенитами [Arzamastsev et al., 2000].

Согласно оценкам, базирующимся на геофизических данных и результатах изучения глубинных ксенолитов, нижняя кора континентов образована преимущественно породами основного состава, подвергшимися метаморфизму в условиях гранулитовой и, отчасти, эклогитовой фации [Rudnick, Fountain, 1995]. В пределах Лапландско-Беломорской провинции, нижнекоровые ксенолиты преимущественно образованы гранатовыми гранулитами, аналогичными по составу мафитовым гранулитам и габбро-анортозитам ЛГП. Гранат и клинопироксен присутствуют в приблизительно равных количествах, количество полевого шпата (плагиоклаза при незначительном участии калишпата) варьирует в широких пределах — от 85 до менее 5% по объему. Породы с низким содержанием плагиоклаза получили название «эклогитоподобных» [Ветрин, 1998; Kempton et al., 1995, 2001].

Закономерное изменение параметров метаморфизма вдоль суммарного разреза коры, включающего как лапландские, так и «ксенолитовые» гранулиты (см. рис. 3.15 и 3.16), свидетельствует о том, что мощность полного разреза коры в период метаморфизма составляла примерно 70 км. Кора была охвачена метаморфическими преобразованиями гранулитовой фации в интервале глубин от 70 до ~25 км. Тектоническая пластина Лапландского пояса во время метаморфизма **M2** располагалась приблизительно в интервале глубин от 45–50 до ~25 км [Mints et al., 2007].

Оценки плотности «нижнекоровых» ксенолитов варьируют в интервале 3.0–3.6 г/см^3, оценки скорости продольных волн V_p — в интервале 6.8–7.9 км/с [Markwick, Downes, 2000]. В дайках

и трубках Беломорского ареала присутствует также некоторое количество «мантийных» ксенолитов, образованных шпинелевыми перидотитами, кристаллизовавшимися на тех же глубинах, что и породы «нижнекорового» типа [Ветрин, Калинкин, 1992; Ветрин, 1998; Минц и др., 2000]. Измеренные плотности гранатсодержащих гранулитов нижней коры Беломорской области сопоставимы со «среднемировыми» значениями плотности «нижнекоторых» гранатовых гранулитов, гранатсодержащих анортозитов и «верхнемантийных» эклогитов (3.00–3.28 для первых, 2.79–3.06 для вторых и 3.24–3.59 г/см^3 для третьих). Оценки V_p составляют соответственно 7.03–7.50, 7.26–7.55 и 7.71–8.58 км/с [Rudnick, Fountain, 1995].

Геохронология. Исследования нижнекоровых ксенолитов с применением технологии NORDSIM и SHRIMP-II подтвердили и детализировали ранее полученные оценки и показали, что возрасты циркона из глубинных ксенолитов гранатовых гранулитов охватывают интервал от 2.84 до 0.26 млрд лет, концентрируясь в пределах четырех дискретных интервалов — неоархейского, двух палеопротерозойских и палеозойского [Downes et al., 2002; Ветрин, 2009 и ссылки в этой работе].

Остановимся на палеопротерозойских оценках. Первично-магматические зональные призматические цирконы из образца клинопироксен-гранат-плагиоклазового кристаллосланца (судя по содержанию 84% плагиоклаза — метагаббро-анортозита) дали ряд близких конкордантных и близконкордантных оценок со средним значением 2.47 млрд лет [Downes et al., 2002]. Два зерна из исследованной фракции, характеризующиеся «размытой» зональностью, показали возраст 2.41 млрд лет, что рассматривается как «след» метаморфической перекристаллизации. Эти возрасты практически точно совпадают с возрастом проявлений инициального раннепалеопротерозойского магматизма. Авторы названных публикаций полагают, что аналогами ксенолитов в верхней коре были многочисленные интрузии друзитов и расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-габброноритового состава [Ветрин и др., 2009]. По нашему мнению, учитывая состав пород и уровень их метаморфизма, можно уверенно заключить, что ближайшим аналогом этих нижнекоровых пород являются габбро-анортозиты 1-й генерации (Пыршин-Колвицкий комплекс).

Цирконы из образца гранат-клинопироксенового кристаллосланца с приблизительно равными содержаниями породообразующих минералов дали серию конкрдантных оценок в интервале от 1.77 до 1.67 млрд лет, одну оценку — 1.61 и две — 1.47–1.45 млрд лет [Ветрин и др., 2009]. Цирконы этого образца — неправильной формы и без зонального строения, характерного для цирконов магматического генезиса. Авторы публикации предполагают метаморфическое происхождение этих цирконов и связывают полученные возрастные оценки с процессами поздне-палеопротерозойского гранитообразования. Как нам кажется, эти даты, более вероятно, отражают процессы поздне-палеопротерозойского гранулитового метаморфизма, который в пределах тектонической пластины ЛКУГП в основном завершился к 1.90 млрд лет. К 1.88 млрд лет температуры в пределах тектонической пластины снизились до 400–450°С. Трудно представить себе, что столь яркие термальные процессы и тектонические пертурбации, результатом которых стало формирование ЛКУГП, не нашли никакого отражения в нижней коре. Скорее, можно предположить, что охлаждение глубинных уровней коры, утолщенной в результате покровообразования, потребовало значительно большего времени и изотопные системы цирконов закрылись только ко времени 1.77–1.67 млрд лет. Следует также учитывать, что охлаждение нижней коры сдерживалось продолжающимся поступлением тепла из медленно остывавшей мантии.

Геохронология магматических и метаморфических событий в истории ЛКУГП (синтезис). Суммируя перечисленные оценки, получаем следующую последовательность ведущих процессов магматизма и осадконакопления и метаморфических преобразований в истории ЛКУГП (рис. 3.19):

— 2.51–2.42 млрд лет: внедрение мафитовых магм, в том числе — сформировавших габбро-анортозиты 1-й генерации (Пыршин-Колвицкий комплекс);

— 2.47–2.42 млрд лет: ранний высокотемпературный метаморфизм **М0;**

— от ~2.2 до ~1.90 млрд лет: осадконакопление в быстро прогибающемся бассейне, где с накоплением осадков сочетались проявления мафитового магматизма в интрузивной (габбронориты, габбро-анортозиты, ультрамафиты) и эффузивной фациях и продвижение высокотемпературного метаморфического ореола;

— (2.0) 1.95–1.93 млрд лет: размещение габбро-анортозитов 2-й генерации (Яурийокский комплекс);

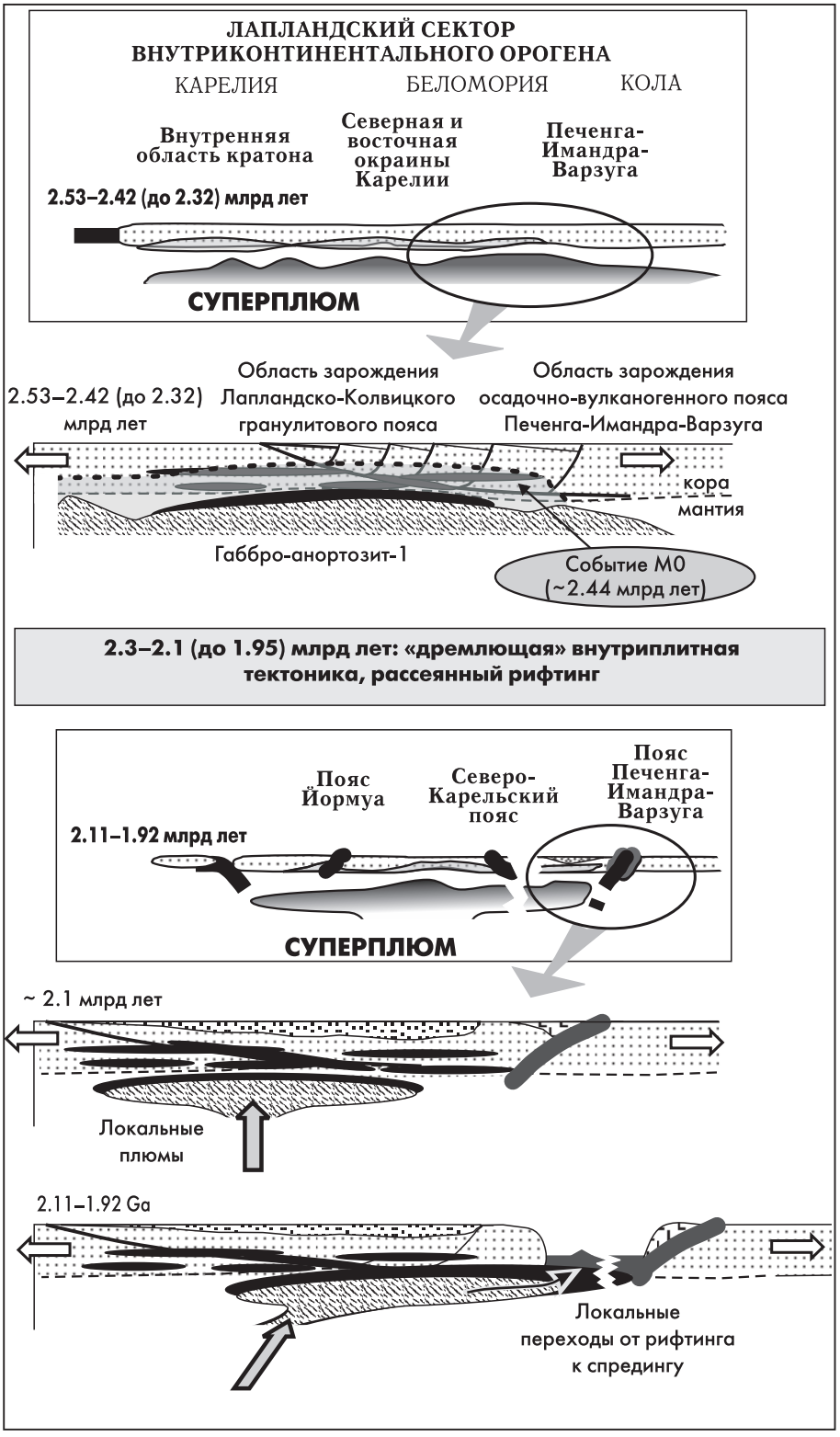
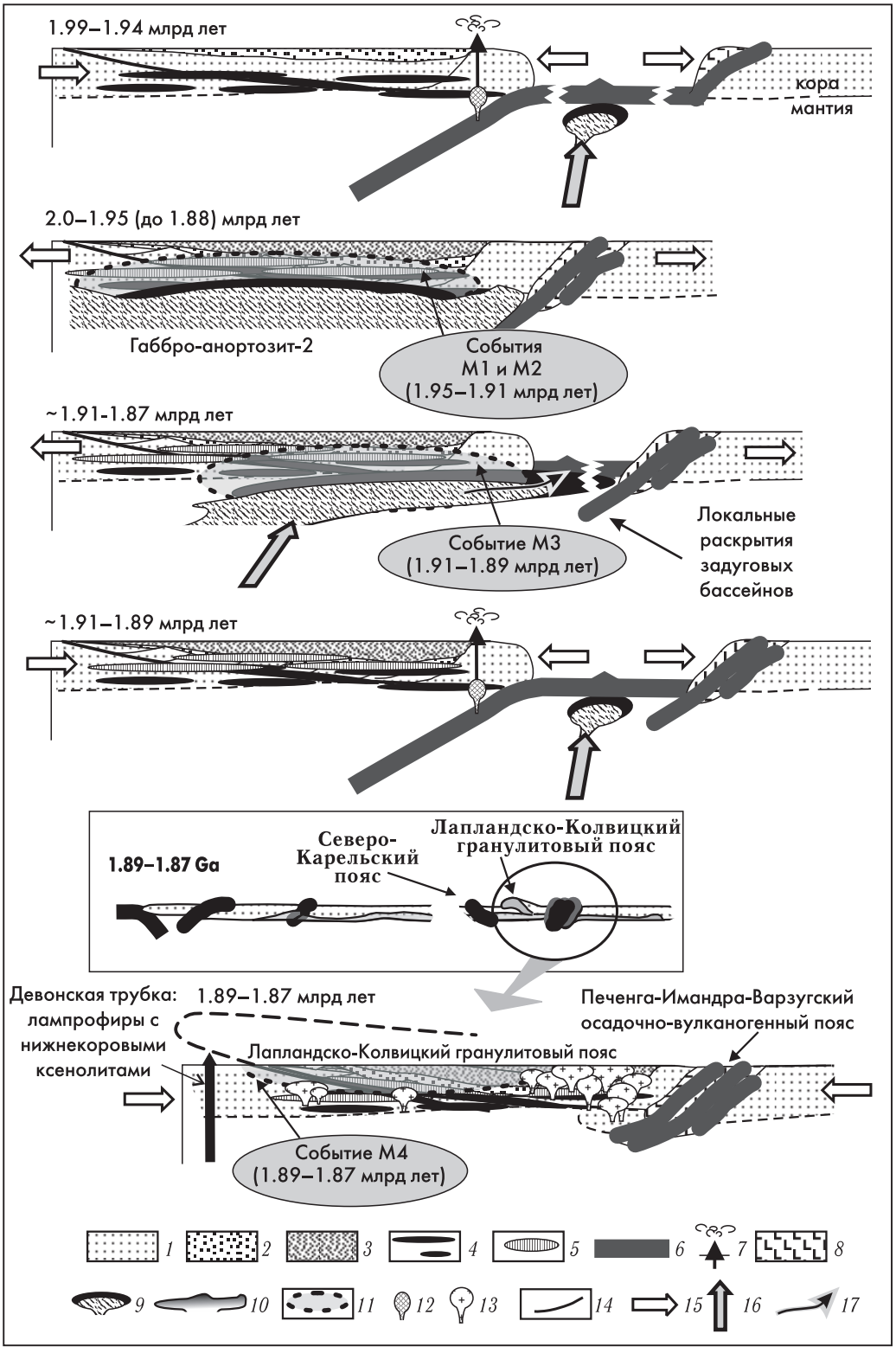


Рис. 3.19. История формирования (геодинамическая эволюция) Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса (по [Mints et al., 2007] с небольшими изменениями)

1 — архейская литосфера (показана граница кора–мантия); *2–17* — палеопротерозойские комплексы и процессы: *2*, *3* — вулканогенно-осадочные комплексы рифтов (*2*) и энсиалических бассейнов (*3*); *4*, *5* — расслоенные мафитовые тела, преимущественно габбро-анортозиты, внедрившиеся 2.53-2.42 млрд лет (*4*) и 2.0-1.95 млрд лет (*5*) назад; *6* — кора океанического



типа; *7*, *8* — надсубдукционные процессы и комплексы: вулканическая активность (*7*), осадочно-вулканогенные комплексы (*8*); *9*, *10* — мантийные плюмы (мантийный апвеллинг): 9 — на разрезе ЛГП, *10* — на региональных разрезах; *11* — высокотемпературные метаморфические ореолы; *12* — надсубдукционные магматические очаги; *13* — гранито-гнейсовые купола; *14* — разломы; *15* — тектонические напряжения; *16* — перемещения горячего мантийного вещества; *17* — сброс тепла в направлении максимального термального градиента

— ~1.95 млрд лет: позднемагматическое (автометаморфическое) событие **M1** при температурах около 960–860°C;

— 1.98–1.92 млрд лет: основной-средний магматизм (вулканизм и/или размещение силлообразных субвулканических интрузивов в осадочной толще);

— 1.92–1.90 млрд лет — завершение процесса осадконакопления (компенсация прогибания вулканогенно-осадочным заполнением депрессии);

— 1.93–1.91 млрд лет: пиковый метаморфизм **M2** (830–800°C), внедрения эндербитов и гиперстеновых тоналитов (1.93 млрд лет);

— 1.90 млрд лет: термальное событие **M3** (750–700°C), внедрения чарнокитов и гиперстеновых плагиогранитов (1.91–189 млрд лет);

— 1.89–1.87 млрд лет: **M4** — охлаждение ниже 600°C;

— к 1.86 млрд лет температуры в верхней коре снизились до 450°C.

Пауза в эволюции ЛГП между 2.42 и 2.2 млрд лет отвечает сариолий-ятулийскому периоду «дремлющей» тектоники.

Коллизионное сжатие, результатом которого стало формирование тектонического покрова гранулитового пояса, охватило непродолжительный промежуток времени между 1.91 и 1.87 (1.86) млрд лет.

Геохронологическая характеристика ЛКУГП позволяет сделать важные выводы и обозначить проблемы, обсуждение которых дает возможность реконструировать некоторые принципиальные особенности и геодинамические условия и обстановки гранулитового метаморфизма и формирования ЛКУГП и других гранулито-гнейсовых поясов.

Во-первых, необходимо отметить двукратное формирование габбро-анортозитов, размещенных в одной и той же структурной позиции — в основании покровно-надвигового ансамбля гранулито-гнейсового пояса. Габбро-анортозиты обеих генераций подверглись гранулитовому метаморфизму на значительных глубинах, то есть в нижней части коры. Исследование представленных среди глубинных ксенолитов гранатовых гранулитов, имеющих состав и возраст, аналогичные или близкие габбро-анортозитам ранней генерации, свидетельствует о андерплейтинге и интраплейтинге мафитовых магм у основания и в нижней части коры, итоговая мощность которой достигала в это время 70 км. Мы видим единственную возможность объяснения наблюдаемого совмещения разновозрастных габбро-анортозитов: в промежутке между внедрениями кора оставалась в более или менее стабильном состоянии, что позволило порциям расплава, разделенным интервалом 0.5 млрд лет, разместиться в пределах той же области коры. Коллизионное сжатие последовало лишь в конце палеопротерозоя, и интрузивные тела обеих генераций совместно подверглись тектоническому перемещению.

Во-вторых, необходимо особо отметить значительное перекрытие возрастных интервалов осадконакопления и высокотемпературного метаморфизма в интервале 1.93–1.90 млрд лет. Это перекрытие, очевидно, значительно выходит за пределы возможной погрешности датирования и непосредственно свидетельствует о синхронном развитии процессов обоих типов: высокотемпературный термальный ореол последовательно продвигался к верхней области коры, охватывая быстро накапливавшуюся вулканогенно-осадочную толщу.

Следует также отметить неопределенность в выделении и датировании наиболее ранних проявлений гранулитового метаморфизма в истории обоих этапов — **M0** и **M1**.

Ниже мы вернемся к обсуждению палеогеодинамических реконструкций обстановок формирования дометаморфических протолитов, метаморфизма и тектонического размещения гранулитов в истории ЛКУГП.

Соловецкий гранулито-гнейсовый пояс

Соловецкий гранулито-гнейсовый пояс впервые выделен М.В. Минцем [2007б]. Границы пояса намечены приблизительно — по внешнему контуру интенсивной положительной гравитационной аномалии северо-западного простирания. Область максимальных значений этой аномалии, 65 мГал в редукции Буге, охватывает острова Соловецкого архипелага. Эта область уже давно получила название «Соловецкий максимум», ставшее общеупотребительным. Аномалия имеет северо-западное — юго-восточное простирание и протягивается на 200 км при средней ширине около 50 км, протяженность ее юго-восточного продолжения превышает 300 км. Отсутствие данных глубокого бурения долгое время оставляло вопрос о геологической природе аномалии открытым. Значительные размеры и северо-западное простирание аномалии указывают на принадлежность аномалообразующего геологического объекта системе палеопроте-

розойских поясов. Характеристики физических полей (положительная аномалия поля силы тяжести и «нулевой» уровень магнитного поля) в принципе позволяли соотносить этот объект как с гранулито-гнейсовыми, так и с осадочно-вулканогенными комплексами низкого уровня метаморфизма.

Вопрос получил удовлетворительное решение после появления серии публикаций, посвященных геологическому строению и геохронологии Кийостровского расслоенного перидотит-габбро-анортозитового массива, фрагменты которого обнажаются на островах одноименного архипелага в верхней части Онежской губы Белого моря [Куликов и др., 2004; Куликов, Куликова и др., 2005; Слабунов, Куликова и др., 2006 и ссылки в этих работах] (см. раздел 3.3.1.1). Формирование массива произошло не позднее 2.437±0.005 млрд лет [Слабунов, Куликова и др., 2006]. Как показано в разделе 3.3.1.1, большие размеры массива, его структурные соотношения с протяженным аномалообразующим геологическим объектом и значительная роль анортозитов, а также относительно высокий уровень метаморфизма позволяют сопоставлять его с комплексом ранне-палеопротерозойских габбро-анортозитов (габбро-анортозитов 1-й генерации), в современной структуре размещенных в основании Лапландско-Колвица-Умбинского гранулито-гнейсового пояса.

Ондомозерская депрессия — основание эродированного фрагмента гранулито-гнейсовой синформы?

Расположенная в юго-восточной части Кольского п-ова Ондомозерская депрессия (№ 7 на карте прил. III-1) выделена в данной работе впервые, хотя ее контуры и синформный характер достаточно определенно просматривается на существующих геологических картах среднего масштаба. Длинная ось овальной в плане структуры, запад-северо-западного направления достигает протяженности 130 км. Поперечная ось равна приблизительно 50 км. Депрессия ограничена серией концентрически расположенных овальных в плане центриклинальных тектонических поверхностей, выделяющих конические блоки из неоархейского гранит-зеленокаменного комплекса. Тип тектонических перемещений на данной стадии установить невозможно: центриклинальные разломы могут «работать» как нормальные сбросы или как взбросы. Овальная область в центральной части структур (в районе Ондомозерских озер) выполнена породами серговской толщи, которая была охарактеризована выше при рассмотрении Терского пояса, образованного породами расположенными в параавтохтоне гранулито-гнейсового комплекса.

Как уже было отмечено в разделе 3.3.1.3, в центре депрессии расположен Ондомозерский массив — гарцбургиты, пироксениты, габбронориты, габбро и анортозиты (№ 11 на карте прил. III-2), в северо-восточной части депрессии находится Пялочноозерский массив — габбро-нориты, гранатовые и безгранатовые амфиболиты, частью с силлиманитом или кианитом (№ 12 на карте прил. III-2). Уровень метаморфизма интрузивных пород достигает уровня высокой амфиболитовой или гранулитовой фации, на чем, собственно, и основывается предположение о принадлежности обоих массивов к производным глубинного магматизма, сопряженным с гранулито-гнейсовыми ассоциациями. Выполненные недавно исследования цирконов с геохимическими и морфологическими признаками магматического генезиса дали возрастную оценку магматической кристаллизации Пялочноозерского массива — 1.88±0.01 млрд лет (U-Pb, SHRIMP, конкордантные оценки) [Кузьмин и др., 2007]. Эта оценка несколько моложе возрастных рамок ЛГП, поэтому для выяснения позиции Пялочноозерского массива и Ондомозерской депрессии в целом необходимы дополнительные исследования.

Палеогеодинамические реконструкции обстановок формирования дометаморфических протолитов, метаморфизма и тектонического размещения гранулитов

В статье М.В. Минца [2007б] приведен обзор геологического строения и особенностей метаморфизма палеопротерозойских гранулитовых поясов ряда древних кратонов. Из этого обзора, равно как из материалов по гранулито-гнейсовым поясам Восточно-Европейского кратона, представленным в данной книге, видно, что гранулито-гнейсовые (гранулитовые) пояса, помимо высокого уровня метаморфизма, обладают еще целым рядом специфических свойств, которые несвойственны осадочно-вулканогенным и вулкано-плутоническим поясам, образованным

породами с низким уровнем метаморфических преобразований.

1. Проявлениям высокотемпературного метаморфизма обычно предшествуют или сопутствуют внедрения габбро-анортозитовых магм, значительно контаминированных веществом континентальной коры, интрузии «сухих» гранитов внутриплитного типа, эндербитов и чарнокитов. В некоторых случаях подобные внедрения повторяются два и более раз с интервалом в десятки и сотни миллионов лет.

2. Нижние части тектоно-стратиграфических разрезов достаточно часто образованы метаморфизованными вулканитами рифтогенной природы и метааренитами, источником которых были подстилающие породы архейской коры. В противоположность этому, источником большинства метаосадочных гранулитов, слагающих верхние части таких разрезов («кондалитов», или «метаграувакк»), были ювенильные палеопротерозойские породы, происхождение которых остается не вполне ясным, а предлагаемые интерпретации остаются спорными. Возрасты детритовых зерен циркона и Sm-Nd данные с неизбежностью указывают на существование крупных объемов ювенильных изверженных пород кислого состава, значительно контаминированных веществом архейской континентальной коры, образовавшихся в раннем и среднем палеопротерозое и послуживших источником предполагаемых осадочных протолитов. Как видно из вышеупомянутого обзора, практически во всех исследованных случаях подобные породы-источники не обнаруживаются не только в непосредственной близости от гранулитовых поясов, но и в пределах значительно удаленных территорий.

3. Выведенные к поверхности гранулитовые комплексы образуют покровно-надвиговые ансамбли. Для подстилающих пород парааутохтонных комплексов характерны метаморфические преобразования, демонстрирующие обратную (инвертированную) зональность, которая формируется в результате *прогрева сверху* — со стороны надвинутых относительно горячих тектонических пластин.

4. Суммарная мощность сечения континентальной коры, которое подвергается гранулитовому метаморфизму в течение единого метаморфического события, может достигать 40 км и более.

5. Вулканогенно-осадочные породы подвергались гранулитовому метаморфизму практически сразу или через очень короткий интервал времени после завершения осадконакопления.

6. В большинстве случаев формирование покровно-надвиговых ансамблей, то есть собственно формирование гранулитовых поясов, или быстро следовало за метаморфизмом, или начиналось в то время, когда высокотемпературные условия в коре еще в полной мере сохранялись. Тем не менее, эта особенность устанавливается не во всех случаях. Коллизионное надвигообразование может проявляться значительно позже и в связи с иной тектонической обстановкой. На длительное время (а во многих случаях — навсегда, как свидетельствуют данные по глубинным ксенолитам [Rudnick, Fountain, 1995]), гранулитовые комплексы могут оставаться в глубинах коры. Лапландско-Колвица-Умбинский гранулито-гнейсовый пояс прекрасно иллюстрирует подобную ситуацию: габбро-анортозиты 1-й генерации и сопутствующие им гранулиты «ждали» своей очереди двинуться к верхним уровням коры на протяжении 600 млн лет! Другой пример подобной ситуации — пояс Капускейсинг в пределах кратона Сьюпириор, где гранулитовый метаморфизм датирован интервалом 2.66–2.63 млрд лет, тогда как надвигообразование, связанное с коллизионными событиями в палеопротерозое, состоялось значительно позднее, между 2.04 и 1.89 млрд лет [Percival, West, 1994].

Перечисленные особенности свидетельствуют, что интенсивный прогрев, первоначально охватывавший породы нижней коры, распространялся в пределы вулканогенно-осадочного выполнения быстро углублявшихся депрессий. Завершение осадконакопления, высокотемпературный метаморфизм и надвигообразования совместно охватывали короткие интервалы времени продолжительностью в десятки, но не более 50 млн лет.

Вплоть до настоящего времени, остаются противоречивыми представления о природе, тектонической и геодинамической приуроченности гранулито-гнейсовых поясов. Данные структурного порядка свидетельствуют о том, что большинство крупных гранулито-гнейсовых комплексов развивалось или по крайней мере завершило свою эволюцию в коллизионной обстановке (в самом широком смысле — в обстановке тектонического сжатия и укорочения коры). Гранулито-гнейсовые пояса в большинстве случаев интерпретируют в качестве аналогов фанерозойских сутур или собственно коллизионных орогенов, преобразованных в результате высокоградного метаморфизма.

Хорошо известные и весьма популярные результаты моделирования термальной эволюции коллизионных орогенов указывают на значи-

тельный разогрев утолщенной коры — вплоть до условий гранулитовой фации [England, Thompson, 1984; Thompson, Ridley, 1987]. В то же время, особенности гранулито-гнейсовых поясов, суммированные выше, находятся в определенном противоречии с такой геодинамической моделью. В частности, достаточно определенные, хотя пока еще не слишком многочисленные данные показывают, что термальный градиент в континентальной коре во время гранулитового метаморфизма («внутренний термальный градиент», палеогеотерма) имеет весьма низкие значения, порядка 5–10°С/км (например: [Perchuk, Gerya, 1989; Barbey, Raith, 1990; Raith et al., 1990; Schumacher, Faulhaber, 1994]). Низкие значения термального градиента (*T*/*P*) и соответственно крутая (субвертикальная) геотерма характеризуют кору, в которой интенсивный прогрев не ограничивается нижним уровнем, но достигает среднего и даже верхнего уровней коры [Mints, Konilov, 1998, 2004; Mints et al., 2007].

С.Хэрли [Harley, 1992] отмечал, что увеличение мощности коры, обусловленное коллизионным скучиванием, не в состоянии объяснить исключительно высокие температуры, характеризующие метаморфизм большинства гранулитовых комплексов, в силу известных ограничений критически важных параметров, таких, как теплопроводность, теплогенерация в породах коры, уровень «нормального» теплового потока. Региональные проявления гранулитового метаморфизма требуют, согласно его оценке, существенно более значительных притоков тепла по сравнению с теми, которые могут быть обеспечены процессами в системе кора–мантия повышенной мощности. Сравнительно медленное охлаждение, продемонстрированное исследованиями многих гранулитовых комплексов, заставляет предполагать существование источника тепла за пределами коры, подвергающейся метаморфизму; в большинстве случаев геологические данные свидетельствуют, что взаимосвязанные процессы магматизма и высокотемпературного метаморфизма скорее всего являются общим следствием термальных событий литосферного ранга [Harley, 1992]. Эти аргументы особенно убедительны с учетом полученных свидетельств весьма значительных мощностей коры, подвергающейся высокотемпературному метаморфизму в рамках единого метаморфического события [Минц, Ветрин, Конилов, 2000; Mints, Konilov, 1998, 2004 и обзор публикаций в этих работах].

Еще один фактор имеет решающее значение в интерпретации геодинамических обстановок гранулитового метаморфизма: низкая активность воды (aH_2O), следствием чего является формирование существенно «сухих» минеральных парагенезисов, характерных как для метаморфизованных осадочных и вулканических пород, так и для производных эндербит-чарнокитовых магм (например: [Touret, Hartel, 1990]). Высокая активность воды, характерная для надсубдукционных обстановок, является причиной парциального плавления пород при относительно пониженных температурах и общей стабилизации температур в коре на уровне амфиболитовой фации. Осушение значительных объемов коры в надсубдукционной области следует признать нереальным. Впрочем, «сухие» условия вполне реализуемы в обстановке задугового растяжения. М.Сандифорд и С.Хэрли [Sandiford, 1989; Harley, 1992], анализируя вероятность гранулитового метаморфизма в коре в условиях континентального рифтогенеза, пришли к заключению, что в настоящее время гранулиты могут формироваться в коре, постилающей область Бассейнов и Хребтов в Северной Америке. Другим примером может служить ассоциация раннемелового комплекса гранулитов основного и среднего состава в пределах террейна Фиордленд (Новая Зеландия) [Gibson, Ireland, 1995, 1999] с палеозойским габбро-анортозитовым массивом Блэк-Джайнт, сформированная в обстановке задугового растяжения [Bradshaw, 1989]. Отмеченное выше преобладание протолитов рифтогенного происхождения в нижней части гранулитовых тектоно-стратиграфических разрезов вполне согласуется с заключениями о рифтогенной или задуговой обстановке формирования современных и недавних гранулитовых комплексов.

Суммируя, следует заключить, что метаморфизм гранулитовой фации, вероятнее всего, вызывается мощными притоками мантийного тепла; формирование гранулитовых комплексов не связано непосредственно с коллизионными процессами надвигообразования и утолщения коры. Вместе с тем, во многих случаях гранулитовый метаморфизм непосредственно завершался коллизионными процессами, обеспечивавшими быстрое перемещение горячих коровых пластин к верхним уровням коры.

Полученные в недавние годы данные о возрасте детритовых зерен циркона, включенных в метаосадочные гранулиты, создали основу для новой оценки происхождения гранулитовых комплексов. Можно предложить два варианта объяснения закономерного отсутствия палеопротерозойских пород гранитоидного типа, которые могли бы

быть источником этих цирконов, в областях коры, сопредельных гранулитовым поясам.

1. Источником цирконов могли быть породы, размещенные в непосредственной близости от бассейнов осадконакопления, испытывающих быстрое погружение, чем определялись практически полное разрушение склонов бассейна и перемещение продуктов эрозии в область осадконакопления.

2. Реконструируемые осадки могли, по крайней мере частично, представлять собой отложения пирокластических (пепловых) потоков, заполнявших обширные кальдеры и вулканотектонические депрессии.

Первый сценарий больше подходит для задуговых бассейнов. Однако известно, что многие палеопротерозойские гранулитовые пояса находятся в удалении от мест размещения изверженных пород надсубдукционного типа. Более того, в некоторых регионах вулканогенно-осадочные и вулкано-плутонические пояса соответствующего возраста редки или отсутствуют вовсе (Сибирь, Южная Индия). Второй сценарий кажется более привлекательным, поскольку многие особенности строения коры, геодинамических обстановок формирования и литологии для пород обоих типов — гранулитовых протолитов и отложений пирокластических потоков, в значительной мере совпадают. Сюда относятся: 1) тесная связь с обстановками задугового растяжения и внутриконтинентального рифтогенеза [Ярмолюк, Коваленко, 1991]; 2) огромные объемы и высокие скорости накопления отложений, связанные с быстрым формированием и заполнением кальдер и депрессий [Smith, 1979]; 3) «сухие» высокотемпературные условия — до 940°С (например: [Sutton et al., 2000]). Дополнительно следует отметить вынос пирокластическими потоками фрагментов глубинных пород (ксенолитов), подвергшихся метаморфизму в условиях гранулитовой фации [Smith et al., 1996], и обычное присутствие в отложениях пирокластических потоков кислого состава и в сопутствующих интрузиях кристаллов орто- и клинопироксена, оливина, а также граната (например: [Beddoe-Stephens, Mason, 1991; Sutton et al., 2000]).

Таким образом, мы имеем достаточно много свидетельств в пользу модели формирования гранулитовых поясов, включающей следующую последовательность событий: интенсивный прогрев мощных сечений коры за счет мантийных источников тепла (плюмов) → возникновение рифтогенных бассейнов и вулканотектонических депрессий → их заполнение осадками рифтового типа и ювенильными контаминированными коровым веществом — лавами и отложениями пирокластических потоков → → высокотемпературный метаморфизм пород на нижних и средних уровнях коры, включая выполнение бассейнов и депрессий, во внутренней области континента или в обстановке задугового растяжения → расслоение коры и надвигообразование (тектоническое «выдавливание» метаморфизованного выполнения депрессий на их борта) в обстановке общего сжатия (коллизии), ведущее к эксгумации пород, подвергшихся гранулитовому метаморфизму. Результатом этих событий является возникновение внутриплитных гранулитовых поясов регионального значения, а также включение гранулитовых комплексов в структуры аккреционных и коллизионных орогенов.

3.3.1.7. Завершение палеопротерозойской эволюции: формирование Лапландско-Кольско-Беломорского орогена, поздне- и посторогенные образования (калевий–вепсий), 1.87–1.7 млрд лет

В предыдущих разделах мы последовательно проследили историю формирования осадочно-вулканогенных поясов, образованных породами низкого и умеренного уровня метаморфизма, и гранулито-гнейсовых поясов от возникновения первых структурно-вещественных комплексов и до финальной стадии — оформления надвиго-поддвиговых и покровно-надвиговых структурных ансамблей. В данном разделе мы рассмотрим место и соотношения поясов обоих типов в генеральной структуре Лапландско-Кольско-Беломорского внутриконтинентального коллизионного орогена (ЛКБО), а также сформированные в связи и вслед за главными структурными событиями поздне- и посторогенные структурно-вещественные комплексы.

Коллизионная структура Лапландско-Кольско-Беломорского орогена

Позиция палеопротерозойских поясов обоих типов в генеральной структуре ЛКБО наглядно представлена на карте прил. III-2. Перечислим

особенности структурных соотношений главных составляющих орогена.

1. Главные системы осадочно-вулканогенных поясов (исключение составляет малопротяженный «пояс-перемычка» Кайнуу) протягиваются вдоль ограничений ЛКБО. Пояс Печенга-Имандра-Варзуга маркирует северо-восточную границу, пояса Карайок-Киттеля-Куолаярви, Северо-Карельский, Калевала-Онежский и Восточно-Карельский — юго-западную границу орогена. Составляющие обеих систем согласованно погружаются в направлении продольной оси орогена.

2. Заложение надвиго-поддвиговых ансамблей осадочно-вулканогенных поясов связано с кратковременными проявлениями спрединга и последовавшей субдукции в отдельных участках (тогда еще будущих) поясов.

3. Пояс Печенга-Имандра-Варзуга, образующий северо-восточное ограничение ЛКБО, сам четко ограничен. Он имеет коленообразное начертание, связанное, как было показано выше, с чередованием северо-западных зон растяжения и последовавшего сжатия и субмеридиональных сдвиговых зон трансформного типа.

4. В отличие от предыдущего, система поясов, представляющих юго-западное ограничение орогена, образована множественными отрезками (тектоническими пластинами) индивидуальных поясов, которые чередуются с тектоническими пластинами архейского гранит-зеленокаменного комплекса. Многократным чередованием тектонических пластин определяется значительная ширина и «размазанность» по площади пограничной структуры, протягивающейся вдоль юго-западной границы орогена, а также сглаженность коленообразных изгибов поясов.

5. Синформные покровно-надвиговые ансамбли гранулито-гнейсовых поясов размещены между пограничными структурами, приблизительно следуя осевой области орогена.

6. Области между пограничными осадочно-вулканогенными поясами и приуроченными к осевой зоне гранулито-гнейсовыми поясами образованы автохтонными и отчасти параавтохтонными (вовлеченными в латеральные перемещения) породами архейского основания.

7. Суммируя перечисленные особенности, можно представить себе *генеральную структуру орогена* как сужающуюся книзу область коры трапециевидного сечения, ограниченную листрическими разломами, с выдавленной к верхнему уровню коры центральной областью и с пограничными надвиго-поддвиговыми зонами повышенной подвижности.

Оценивая главные особенности структурной зональности, можно заключить, что пограничные структуры, по крайней мере в течение людиковия (2.11–1.92 млрд лет), характеризовались повышенной проницаемостью для мантийных магм (вероятно, также и флюидов). В некоторых случаях в истории этих зон зафиксирован переход от рифтогенного растяжения к локальным разрывам континентальной коры и спредингу океанического дна с формированием линейных океанических структур красноморского типа. Повышенной проницаемостью пограничных структур определялась их важная роль в дренировании и диссипации тепла, доставляемого мантийно-плюмовым источником. В свою очередь, с облегченным сбросом тепла, очевидно, связан низкий уровень метаморфизма пород осадочно-вулканогенных поясов.

Напротив, размещение гранулито-гнейсовых поясов в осевой области ЛКБО свидетельствует об условиях, благоприятствовавших «местной утилизации» тепловой энергии при посредстве эндотермических метаморфических реакций, и соответственно — о пониженной проницаемости этой области коры.

Рассматривая во взаимосвязи главные структурные особенности орогена (погружающиеся в направлении продольной оси надвиго-поддвиговые ансамбли пограничных осадочно-вулканогенных поясов и размещенные в пределах осевой области синформные покровно-надвиговые ансамбли гранулито-гнейсовых поясов), мы приходим к естественному заключению: при коллизионном сжатии сужающая книзу осевая область коры трапециевидного сечения оказалась выжатой кверху и на поверхности современного эрозионного среза образована комплексами пород, сформированных или метаморфизованных на глубинных уровнях коры. Те же условия способствовали выдавливанию кверху и перемещению на борта гранулито-гнейсовых ассоциаций, участвующих в строении поясов синформного строения.

Главные интрузивные комплексы закономерно размещены в соответствии с особенностями итоговой структуры орогена.

1. Расслоенные мафит-ультрамафиты, интрудировавшие верхние уровни коры, размещены в верхней части архейского основания или в нижней части осадочно-вулканогенного разреза. Поэтому в итоговой коллизионной струк-

туре они заняли естественно «отведенные им» места: в наклонном залегании в лежачем боку надвиго-поддвиговых ансамблей и в первоначальном субгоризонтальном залегании в осевой области орогена.

2. Тела габбро-анортозитов, образованные за счет расплавов, размещавшихся в нижней коре, в современной структуре оказались в основании выдавленных кверху структур гранулито-гнейсовых поясов в осевой области орогена.

Коллизионные структуры в непосредственном обрамлении ЛКБО

Как минимум в двух случаях коллизионные деформации в конце палеопротерозоя проявились и за ограничениями собственно ЛКБО. Первый случай — формирование надвиго-поддвиговой структуры пояса Кайнуу (см. раздел 3.3.1.5). Второй случай — формирование покровно-надвигового ансамбля и сопутствующие метаморфо-метасоматические преобразования архейских и палеопротерозойских пород Кейвской структуры.

Метаморфизм сланцев кейвской и песцовотундровской серий. Становление метаморфической зональности в условиях низкотемпературных субфаций амфиболитовой фации низкоградиентной кианит-силлиманитовой серии в пределах Кейвской структуры охватило, по данным авторов коллективной монографии [Фации..., 1990], одновременно вулканогенные и осадочные толщи лебяжинской, кейвской и песцовотундровской серий. Региональный метаморфизм, вне зависимости от возраста и стратиграфического положения пород, соответствует кианит-ставролит-двуслюдяной субфации. Лишь в южной части Кейвской структуры, наиболее удаленной от Титовско-Кейвской шовной зоны (юго-западного ограничения Мурманского микроконтинента), намечается постепенное снижение уровня регионального метаморфизма до эпидот-амфиболитовой фации, что проявляется в исчезновении ставролитсодержащих парагенезисов.

Полого или под умеренными углами погружающиеся разрывные нарушения, участвующие в строении тектонического шва между Кейвским и Мурманским микроконтинентами, обычно маркируются зонами бластомилонитов (порфиробластических сланцев). Куполовидные структуры, образованные реоморфизованными щелочными гнейсами, отчетливо деформируют породы лебяжинской, кейвской и песцовотундровской серий, уже подвергшиеся к тому времени низкоградиентному метаморфизму (см. в [Минц и др., 1996, рис. 1.6 и 1.7]). Сами же куполообразующие щелочные гнейсы характеризуются отсутствием признаков низкоградиентных преобразований. В их экзоконтактах парагенезисы Ky-St-Bt-Mu субфации сменяются контактово-метаморфической зональностью, включающей силлиманитсодержащие парагенезисы [Фации..., 1990].

Низкоградиентные метаморфические преобразования кейвских сланцев уместно сопоставлять с возобновлением надвигообразования в связи с ремобилизацией шовной зоны неоархейского возраста на завершающей стадии палеопротерозойской коллизии. Проявления низкоградиентного диафтореза установлены также и в породах Центрально-Кольской зоны [Фации..., 1990], где они, по-видимому, также связаны с повторной активизаций неоархейских взбросо-надвиговых структур.

В районе Больших Кейв, в непосредственной близости от Титовско-Кейвской шовной зоны, метаморфизм протекал при 520–550°С и давлении 4.1–4.5 кбар, в условиях умереннограднентного режима (27–31°/км). В отдельных участках получены оценки давления до 7.3 кбар, что соответствует снижению средних значений градиента до 20–26°/км [Фации..., 1990; Метаморфизм..., 1986].

Купола в пределах Кейвской структуры. С реоморфизмом коры, мощность которой оказалась увеличенной в результате предшествовавших процессов надвигообразования, непосредственно связаны процессы реоморфизма и куполообразования. Специфичность куполов Кейвской структуры заключается в их однородном составе — они образованы исключительно щелочными гнейсами. С выплавлением анатектических расплавов по мере роста куполов связано формирование пегматитовых тел.

Геохронология палеопротерозойской эволюции Кейвской структуры

Согласно результатам Pb-изотопного датирования, возраст черных кианитовых сланцев червуртской свиты кейвской серии равен 1.6±0.1 млрд лет; оценка возраста ставролит-кианитовых сланцев червуртской свиты Rb-Sr изохронным методом (вероятно, возраст осадконакопления) составила 2.2±0.1 млрд лет

[Пушкарев и др., 1978]. Приведенные в работах [Минц и др., 1992, 1996] оценки возраста кейвских сланцев равны: 2.10±0.02 млрд лет (U-Pb возраст по валу по верхнему пересечению с конкордией) и 1.79±0.05 млрд лет (Pb-Pb изохрона по минералам и кислотным вытяжкам из них). Первая цифра, вероятно, отвечает возрасту формирования коры выветривания, вторая — возрасту метаморфизма, которому сопутствовал процесс щелочного метасоматоза и формирования субщелочных гнейсов-метасоматитов. Близкими в пределах погрешности оценками возраста охарактеризованы: микроклинизированные гранат-биотитовые гнейсы лебяжинской свиты —1.73±0.02 млрд лет (Pb-Pb изохрона по валовым пробам, выщелатам и остаткам после выщелачивания) [Минц и др., 1992].

Новая оценка возраста кианитовых сланцев кейвской серии составила 1.76±0.05 млрд лет (U-Pb изохрона по циркону [Kaulina, 2001]). Глубоко преобразованные в результате реоморфизма и частичного плавления разности неоархейских щелочных гнейсов — 1.77±0.02 млрд лет [Пушкарев и др., 1978]; щелочные граниты с максимальными значениями Rb/Sr отношения (более 15) — 1.73±0.04 млрд лет (Rb-Sr изохронный метод [Balashov, Zozulya, 1993]).

Таким образом, большинство оценок возраста, которые могут быть соотнесены с метаморфическими и реоморфическими преобразованиями пород, заключено в интервале 1.79–1.73 млрд лет. Эти оценки однозначно указывают на палеопротерозойский возраст этих процессов, оставляя вопрос о реальности предшествовавшего неоархейского метаморфизма открытым.

Оценки возраста амазонитовых пегматитов составили: 1.665±0.005 млрд лет (Rb-Sr метод по породообразующим минералам [Костоянов, 1986]), 1.68±0.04 млрд лет (U-Pb по мегакристам циркона [Bayanova, Voloshin, 1999]. Трудно оценить реальность этих оценок — наиболее молодых среди палеопротерозойских комплексов Кольского полуострова. Точность Rb-Sr датировки явно превышает геохимические вариации относительно концентраций и изотопных характеристик этих элементов; вторая оценка в пределах погрешности не отличается от оценок возраста реоморфизма кейвских щелочных гнейсов.

Геодинамическая эволюция Кейвской структуры в палеопротерозое. Согласно палеогеодинамическим реконструкциям, эволюция Кейвского микроконтинента включала следующие стадии [Минц и др., 1996].

1. Формирование и перемыв коры выветривания, осадконакопление в пределах Кейвского эпикратонного бассейна — 2.2–2.1 млрд лет назад.

2. Покровообразование и сопряженная складчатость, вызванные коллизионными событиями в конце палеопротерозоя 1.8–1.7 млрд лет назад как результат реактивации неоархейского Титовско-Кейвского шва и надвигания Мурманского микроконтинента на выполнение Кейвского эпикратонного бассейна. Тектонические движения сопровождались поднадвиговым метаморфизмом повышенных давлений кианит-ставролитовой субфации — образованием кейвских и песцовотундровских кристаллических сланцев за счет осадочных пород и повторным метаморфизмом подстилающих сланцы архейских метавулканитов, реоморфизмом щелочных гнейсов с образованием куполов крупнозернистых «щелочных гранитов» и формированием межкупольных синклиналей, выполненных кейвскими сланцами.

3. Завершающий этап надвигообразования в условиях сжатия, связанного с палеопротерозойской коллизией, сопровождавшегося щелочным метасоматозом, результатом которого явилось формирование гастингситовых гнейсов-метасоматитов — 1.7 млрд лет.

4. Парциальное плавление наиболее легкоплавких щелочных и в меньшей степени известково-щелочных гнейсов и размещение в окружающих породах интрузивных тел мелкозернистых щелочных гранитов и амазонитовых редкометалльных пегматитов. Отделение пегматитовых расплавов и формирование пегматитов датировано 1.68–1.67 млрд лет назад.

Палеопротерозойское оруденение Кейвской структуры

1. С пачкой кианитовых сланцев в нижней части разреза кейвской серии связан ряд крупных месторождений кианита (Шуурурта, Восточная Шуурурта, Червурта, Тяпш-Манюк и др.). Кианитовые руды представляют собой сырье для производства глинозема, силуминов и высокоглиноземистых огнеупоров [Бельков, 1963; Пожиленко и др., 2002]. Руды месторождения Тяпш-Манюк обогащены сульфидами с повышенными концентрациями Ni, Co и Cu, которые доступны для попутного извлечения [Горбунов и др., 1981].

2. Амазонитовые пегматиты района Западных Кейв вмещают проявления Nb-Ta, Zr и редко-

земельного оруденения. Генетическая связь пегматитов с неоархейскими щелочными гнейсами («щелочными гранитами») определяется пространственными и структурными соотношениями. Формированию пегматитов предшествовали процессы реоморфизма и куполообразования, вызванные утолщением коры в обстановке коллизионного покровообразования (см. выше).

Значительный временно́й разрыв между формированием первоначальных щелочных пород и возникновением редкометалльных пегматитов получил отражение и в изотопных характеристиках пород, отвечающих последовательным стадиям эволюции. Значения отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ в сфенах из щелочных гнейсов, заведомо контаминированных радиогенным Sr, не превышает 0.730, тогда как это отношение в амазонитах из пегматитов, сформированных из парциальных пегматитовых расплавов, равно 0.920 [Пушкарев, 1990].

Редкометалльная нагрузка амазонитовых пегматитов Кейв, которые в настоящее время разрабатываются как камнесамоцветное сырье, достоверно не оценена.

Позднеколлизионные структуры

Печенгско-Аллареченская кольцевая структура. Важным элементом геологического строения Печенгско-Аллареченского района является концентрическая система дуговых, полукольцевых и кольцевых разломов, надежно отдешифрированная на аэрофотоснимках и идентифицированная на местности (см. рис. 3.13) (по [Минц и др., 1996]). Разломы большего радиуса, имеющие периклинальное падение, по-видимому, представляют собой сбросы, относительно которых опущены внешние кольцевые зоны. Напротив, разломы меньшего радиуса, развитые преимущественно в пределах собственно Печенгской структуры, характеризуются центриклинальным падением и связаны с погружением центрального кольцевого блока. В рамках развиваемой модели, система кольцевых разломов завершающего этапа формирования коллизионной структуры связывается с утолщением коры и образованием сводового Печенгско-Аллареченского поднятия в результате массового подъема гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов. Кольцевые сбросы в центральной части свода, то есть непосредственно в пределах Печенгской структуры, вероятно, могли быть вызваны проседанием его центральной части, испытавшей максимальные растягивающие напряжения при сводообразовании.

Финские исследователи выдвинули предположение, что медно-никелевое оруденение Печенгской структуры имеет импактное происхождение [Jones et al., 2003].

О р у д е н е н и е. Распределение эпигенетических сульфидных медно-никелевых руд Печенга-Аллареченского района обнаруживает закономерные связи с элементами строения Печенгско-Аллареченской кольцевой структуры [Минц и др., 1996] (см. подробнее в разделе 3.3.1.3).

Кольско-Беломорский пояс позднеколлизионных гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов. Геологические наблюдения и анализ геологических карт отчетливо показывают, что покровно-надвиговый ансамбль ЛГП деформирован и частично фрагментирован в результате подъема и размещения гранит-мигматитовых (гранито-гнейсовых) куполов. Выделяются окаймленные купола и купола, не обладающие выраженной «оболочкой».

Купола в северном обрамлении Лапландского пояса. Систематический анализ «Геологической карты северной Фенноскандии» [Geological Map..., 1987], где амфиболито-сланцевые ассоциации детально откартированы в виде узких полос, позволяет «прочесть» структурные особенности размещения этих ассоциаций в пределах межкупольных синклиналей и оконтурить купола в западной части Инари-Аллареченской ГЗО (см. прил. I-1). Аналогично, в разделе 3.3.1.6, посвященном характеристике Лапландско-Колвицкого гранулито-гнейсового пояса, показано, что морфология и строение северного (тылового) ограничения пояса почти на всем протяжении определяются поздними деформациями, связанными с всплыванием реоморфизованных пород параавтохтона и формированием свода Инари и относительно мелких купольных структур Хихнаярви-Аллареченского района.

Купола в южном обрамлении Лапландского пояса, как правило, не обладают «оболочкой» (см. прил. I-1 и III-2). Они характеризуются относительно крупными размерами (30–100 км в поперечнике) и неотчетливо выраженными границами. В некоторых случаях они образованы породами амфиболит-мигматитового комплекса, в большинстве случаев — мигматизированными гнейсами (гранито-гнейсами). Границы куполов этого типа отчетливо не картируются, их выде-

лению способствуют структурные особенности и анализ поля силы тяжести. В свою очередь, южная граница пояса почти на всем протяжении представляют собой структурно- и вещественно выраженный фронт покровно-надвигового ансамбля, в незначительной степени деформированного гранито-гнейсовыми куполами. Наиболее значительный разворот этой границы связан с размещением Нотозерских куполов, ответственных за воздымание подошвы ансамбля в интервале между Сальными Тундрами и Главным хребтом. В свою очередь, разрыв пояса в интервале между Главным хребтом и Кандалакша-Колвицкими Тундрами непосредственно связан с размещением Мунозерского гранито-гнейсового купола.

Анатектические расплавы, возникающие в связи с формированием куполов, могут образовывать тела пегматитов. Возраст пегматитообразования охарактеризован оценками 1.77–1.65 (максимально — 1.81±0.04) млрд лет [Костоянов, 1986; Пушкарев, 1990; Володичев, 1990].

О р у д е н е н и е. Мусковитовые и керамические пегматиты Беломорской провинции (частью с редкометалльной минерализацией) образуют поля, непосредственно связанные с палеопротерозойскими гранито-гнейсовыми и мигматит-гранитными куполами, образованными в результате реоморфизма неоархейского гранит-зеленокаменного комплекса. Мусковитовые пегматиты преимущественно возникали при парциальном плавлении высокоглиноземистых гнейсов, в остальных случаях были образованы лишенные промышленной слюдоносности керамические пегматиты. Редкометалльное оруденение пегматитов, по-видимому, связано с заимствованием рудного вещества из вмещающих пород.

Позднеколлизионные гранитоиды. Разнообразные проявления позднеорогенного магматизма широко распространены на территории Свекофенского аккреционного орогена. В пределах же Карело-Кольского региона они представлены ограничено — массивами Лицко-Арагубского комплекса (на территории Финляндии те же гранитоиды обозначают как тип Вайноспяя или Наттанен-граниты), представленными порфировидными калиевыми гранитоидами при участии пород более основного состава. Массивы Лицко-Арагубского комплекса приурочены к серии субпараллельных зон северо-восточного простирания, примерно ортогональных по отношению к генеральной структуре Лапландско-Кольско-Беломорского орогена (см. прил. I-1 и III-2). Возраст массивов — 1.82–1.72 млрд лет [Пушкарев и др., 1978; Пушкарев, 1990].

О р у д е н е н и е. Рассмотрим следующие проявления оруденения.

1. Проявления молибденового оруденения грейзенового типа приурочены к малоглубинным куполовидным сателлитам и выступам гранитоидных массивов Лицко-Арагубского комплекса (проявление Юоввоайв, Кольский полуостров).

2. С постмагматическим этапом становления гранитоидов Лицко-Арагубского комплекса связано урановое оруденение.

Посторогенные впадины (вепсий), 1.77 млрд лет

Наиболее известным и наиболее характерным примером посторогенных впадин является Прионежская впадина (см. прил. I-1, III-1, III-2 и IV-1), расположенная непосредственно к юго-западу от Онежского озера и охватывающая юго-западную часть его дна. Впадина имеет правильные овальные очертания, протяженность длинной оси северо-западного простирания достигает 120 км, длина поперечной оси — 90 км. Впадина ограничена овальной системой нормальных сбросов.

Разрез осадков, выполняющих впадину, образован в основном *шокшинской свитой*, принадлежащей *вепсийскому надгоризонту*. В основании шокшинская свита сложена маломощными мелкогалечными конгломератами. Преобладающая часть разреза образована красными и малиновыми кварцито-песчаниками и кварцитами с косослоистыми сериями и знаками ряби. В средней и верхней частях разреза размещены кварцито-песчаники, алевролиты и конгломераты с характерными розовой, красной, малиновой и фиолетовой окрасками. Вдоль берега Онежского озера можно наблюдать, что основание разреза впадины образовано базальтами *петрозаводской свиты*, следовательно, начало формирования впадины относится к самой верхней части людиковия.

Породы шокшинской свиты прорваны силлами габбро-долеритов ропручейского комплекса. Какие-либо признаки деформаций, которые могли последовать за образованием впадины, отсутствуют.

Г е о х р о н о л о г и я. Сиенитовые сегрегации габбро-долеритов датированы — 1.77±0.01 млрд

лет (U-Pb метод по циркону [Бибикова и др., 1990]).

О р у д е н е н и е проявляется следующим образом.

1. Как отмечено в разделе 3.3.1.3, по крайней мере, привнос U и V в проявлениях комплексного U-Pt(МПГ)-Au-Cr-V оруденения в пределах Онежской структуры в системе шовных поясов Карелии непосредственно связан с гидротермально-метасоматическими процессами позднеили посторогенного этапа. Урановорудная минеральная ассоциация (1.76–1.78 млрд лет) связана с зонами альбитизации и ослюденения, сформированными в связи с осевыми поверхностями крутопадающих антиклинальных складок, деформирующих шунгитоносную терригенно-карбонатную толщу [Леденева, Пакульнис, 1997] (месторождения Онега или Средняя Падма, Космозеро и Царевское в пределах Онежской структуры).

2. Формирование золоторудных малосульфидных кварцевых жил (Майское, Карасйок-Куолаярвинский пояс [Пожиленко и др., 2002], а также многих других золотопроявлений в палеопротерозойских структурах [Кулешевич, 2007]) вероятно связано с заключительным этапом палеопротерозойских деформаций и гидротермальных процессов.

Главные события и стадийность палеопротерозойской геодинамической эволюции, результатом которой стало возникновение Лапландско-Кольско-Беломорского орогена

В предыдущих разделах были поочередно охарактеризованы палеопротерозойские структурно-вещественные комплексы осадочно-вулканогенных и гранулито-гнейсовых поясов. Эти комплексы развивались параллельно и в итоге совместно сформировали структуру Лапландско-Кольско-Беломорского орогена (ЛКБО), который рассматривается нами как северо-западный сектор грандиозного по размерам Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского внутриконтинентального коллизионного орогена.

Геодинамическая эволюция, результатом которой стало возникновение Лапландско-Кольско-Беломорского орогена (возрастные соотношения главных событий, зафиксированных геологической летописью в горно-породных ассоциациях осадочно-вулканогенных и гранулито-гнейсовых поясов), показаны в табл. 3.4, те же соотношения иллюстрируются системой услов-

Таблица 3.4. Стадийность палеопротерозойской эволюции континента Кола-Карелия

Этапы эволюции, номера разделов в тексте	Возрастные рубежи, млрд лет	Осадочно-вулканогенные пояса		Гранулито-гнейсовые пояса	
Сумий–сариолий *Инициированный плюмом магматизм-1. Общее растяжение и прогибание* 3.2.1.1 *Гранулитовый метаморфизм* 3.2.1.6	~2.5	Кислые, мафитовые и ультрамафитовые вулканиты			
	2.45–2.42 (до 2.32)	Контрастная серия: трахиандезито-базальты, коматиитовые базальты и риодациты			
	2.53–2.42	Расслоенные перидотит-габброноритовые интрузивы; гранитоиды	Друзиты — диспергированный мафит-ультрамафитовый и габбро-анортозитовый магматизм; чарнокиты и К-граниты	Мафитовые плутониты и габбро-анортозиты 1-й генерации; метаморфизм **М0**: 990°С при 12.4 кбар	
Ятулий *«Дремлющая» внутриплитная тектоника. Рассеянный рифтинг* 3.2.1.2	2.3–2.1 (2.0)	Грубообломочные терригенные породы, кварцит-доломитовая ассоциация; мафитовые вулканиты, пелитовые и черные углеродистые сланцы			
	2.2–1.95?	Субщелочные граниты			
	2.2–2.1	*Кейвская структура*: переотложенная кора выветривания			

Таблица 3.4. Окончание

Людиковий *Возобновление тектонической и магматической активности: инициированный плюмом магматизм-2, рифтогенез, локально переходы к спредингу. Заложение Онежской депрессии* 3.2.1.3	2.11–1.92 (1.88)	Мафитовые вулканиты, вулканиты бимодальной риолит-пикритовой серии, дайки и субвулканические габбро-верлитовые интрузии; кварцитовые брекчии и конгломераты, ритмично-слоистые песчаники и углеродистые сланцы (метатурбидиты?)	Габбро-анортозиты 2-й генерации — 2.0–1.95 (до 1.88) млрд лет; метаморфизм **M1**: 960–860°C при 14.0–10.3 кбар. **Гранулитовый комплекс**: мафитовые гранулиты — метавулканиты и метаплутониты, фельзические гранулиты — метапелиты, кислые метавулканиты, включая отложения пирокластических потоков; гранатовые тоналиты, плагиограниты, граниты: мафит-ультрамафитовые интрузивы. **Завершение осадконакопления** — 1.92–1.90 млрд лет **Гранулитовый метаморфизм**: 1.93–1.91 млрд лет: пиковый метаморфизм **M2** 830–800°C, 1.91–1.89 млрд лет: событие **M3** 750–700°C, 1.89–1.87 млрд лет: событие **M4** охлаждение ниже 600°C
	1.96–1.94	Офиолиты Йормуа;	
	1.92±0.03	Мафит-ультрамафиты Аллареченского района	
	(2.19) 1.98	Мафит-ультрамафитовые интрузивы	
	1.97–1.95 (1.88)	Щелочные интрузивы	
	Около 1.95	Гранитоиды	
	Около 1.98	*Онежская структура*: песчаники, доломиты, шунгиты (палеонефть); базальты, андезито-базальты, трахиандезито-базальты	
Калевий *Локально субдукция и надсубдукционный магматизм* *Развитие Онежской депрессии* 3.2.1.4 *Гранулитовый метаморфизм* 3.2.1.6	1.93–1.86	Туфопесчаники, углисто-карбонатные сланцы, вулканиты пикрит-базальтовой и андезит-дацит-риолитовой ассоциаций *Онежская структура*: грубо- и мелкообломочные осадки, пелиты, сланцы	
Этапы эволюции, номера разделов в тексте	Возрастные рубежи, млрд лет	Осадочно-вулканогенные пояса	Гранулито-гнейсовые пояса
Калевий *Коллизия: возникновение краевых осадочно-вулканогенных и гранулито-гнейсовых поясов* 3.2.1.5, 3.2.1.6	~1.94–1.87 (1.86)	Формирование надвиго-поддвиговых ансамблей краевых осадочно-вулканогенных поясов	Формирование покровно-надвиговых ансамблей гранулито-гнейсовых поясов
Калевий–вепсий *Возникновение Лапландско-Кольско-Беломорского орогена, поздне- и посторогенных образований* 3.2.1.7	1.87–1.7	Завершение формирования Лапландско-Кольско-Беломорского внутриконтинентального коллизионного орогена. Генеральная структура орогена: сужающаяся книзу область коры трапециевидного сечения, ограниченная листрическими разломами с выдавленной к верхнему уровню коры центральной областью синформного сечения и с пограничными надвиго-поддвиговыми зонами повышенной подвижности и проницаемости	

ных обозначений к геолого-тектоническим картам (см. прил. I-3). Полученная картина корректирует и развивает модели палеопротерозойской геодинамической эволюции, предложенные ранее [Минц и др., 1996; Минц, 2007б].

Таким образом, палеопротерозойский цикл геодинамической активности, проявленной в преобразовании неоархейского континента Кола-Карелия, охватил весьма значительный временно́й интервал — с 2.5 до 1.7 млрд лет, общей продолжительностью около 800 млн лет. В том числе, продолжительность ранней стадии — до начала периода «дремлющей тектоники» 2.3 млрд лет назад, составила около 200 млн лет. Тектоническая пауза, которую мы обозначили как период «дремлющей тектоники» продолжалась около 200 млн лет. Далее последовал период наиболее активной эволюции (2.11–1.86 млрд лет), его длительность составила «всего» 250 млн лет. Поздне- и постколлизионные процессы заняли 30–50 ~~млн лет.~~

3.3.2. Среднерусский сектор орогена (фундамент Восточно-Европейской платформы — территория Московской синеклизы)

В пределах пересеченных опорным профилем 1-ЕВ областей Восточно-Европейской платформы (ВЕП) мощность осадочного чехла варьирует от 1000 до 3000–4000 м. Геологические карты поверхности раннедокембрийского фундамента ВЕП в пределах Московской синеклизы (МС) и Воронежского кристаллического массива (ВКМ), составленные в предыдущие годы, опирались на данные, полученные в результате бурения скважин, крайне неравномерно распределенных по территории региона, и на мелкомасштабые карты потенциальных геофизических полей.

Ограниченная информация, доставленная немногочисленными скважинами, которые вскрыли фундамент Московской синеклизы, была (и остается) совершенно недостаточной для полноценного представления о главных типах структурно-вещественных комплексов, участвующих в строении фундамента. Следует также признать, что керн скважин, пробуренных, как правило, с поисковыми целями, были изучен без применения современных специальных методов геохимических, геохронологических и петрологических исследований. Поэтому доступные сведения в большинстве случаев ограничивается наименованиями пород, полученными в результате изучения петрографических шлифов и, в части случаев, — петрофизическими данными [А.В. Постников и др., 2001 г. (неопубликованные материалы]. Керн этих скважин к настоящему времени в значительной части утрачен. Тем не менее, данные, доставленные скважинами, дают наиболее непосредственную характеристику вещественного состава фундамента и потому являются одним из главных источников информации.

В данном разделе использована также и новая информация, полученная в результате исследования некоторого числа образцов керна современными геохимическими, изотопно-геохимическими и геохронологическими методами, любезно предоставленная А.В. Самсоновым (ИГЕМ РАН).

Другим главным источником информации о геологическом строении поверхности фундамента являются региональные геофизические материалы — гравиметрические и магниторазведочные карты. Методологические вопросы, касающиеся извлечения геологической информации, и методические приемы, использованные при составлении геолого-тектонической карты, подробно охарактеризованы в разделе 1.2.

Обновление геологической карты фундамента в пределах Московской синеклизы и северной части ВКМ с использованием средне- и крупномасштабных карт потенциальных полей и современных технологий геофизической интерпретации данных было завершено в ФГУ НПП «Аэрогеофизика» в 2002 г. [Буш, Блох и др., 2002 г. (неопубликованные материалы)]. В дальнейшем, петрофизические карты поверхности фундамента (карты эффективной плотности и эффективной намагниченности), полученные в ФГУ НПП «Аэрогеофизика», были дополнительно проинтерпретированы И.Б. Филипповой и М.В. Минцем (авторами данного раздела) с использованием новейшей информации о глубинном строении фундамента, полученной по опорному профилю 1-ЕВ.

В данном разделе преимущественно охарактеризованы особенности геологического строения на уровне поверхности раннедокембрийского фундамента ВЕП, которые иллюстрируются геолого-тектонической картой (см. прил. I-2). Ниже рассмотрены тектонические структуры фундамента и слагающие их горно-породные ассоциации, которые непосредственно пересечены профилем 1-ЕВ. К рассмотрению других

структур, особенности размещения которых также демонстрируются геолого-тектонической картой и картой тектонического районирования, мы будем обращаться по мере необходимости (см. прил. IV-1). Более подробно особенности глубинного строения этого региона охарактеризованы в разделе 4.5, см. также ниже рис. 4.21).

В пределах Среднерусского сектора располагается центральная часть южной ветви Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена, охватывающая с юга территорию Карельского кратона. Подобно Лапландско-Кольско-Беломорскому сектору, Среднерусский сектор орогена ограничен краевыми осадочно-вулканогенными (сутурными) поясами. Вдоль северной (внутренней относительно дугообразного начертания орогена) границы, отделяющей палеопротерозойский ороген от Карельского кратона, протянулся Тотьминским пояс. Внешняя граница зафиксирована Апрелевским поясом по границе с Волго-Уралией и Сарматией (см. рис. 0.1, *Б*); его северо-восточным продолжением, вскрытым глубокой Воротиловской скважиной, и Кажимским поясом на востоке в области разворота Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена от юго-восточного направления, характерного для Лапландско-Кольско-Беломорского сектора, к юго-западному и субширотному простиранию Среднерусского сектора.

Определяющую роль в строении верхнего уровня коры играют гранулито-гнейсовые покровно-надвиговые пояса: Кашинский, Зубцовско-Дьяконовский, Дмитрово-Галичский, Московский, Лежско-Гривинский и Опаринский. С ними тектонически «переслаиваются» гнейсо-амфиболит-мигматитовые комплексы (которые могут иметь как архейский, так и палеопротерозойский возраст), выделенные в составе поясов: Бологоевского, Тверь-Букаловского и Иваново-Шарьинского.

3.3.2.1. Краевые осадочно-вулканогенные пояса

Тотьминский осадочно-вулканогенный (сутурный) пояс протягивается вдоль северной границы Среднерусского сектора в северо-восточном направлении в виде полосы с выдержанной шириной 50–70 км на расстоянии около 1000 км. Наиболее отчетливо пояс выделяется на карте поля силы тяжести: значительные положительные аномалии (до 50 мГал) образуют полосу, четко выделяющуюся на фоне 10–20 мГал, характерных для структур обрамления.

Пояс образован породами, преимущественно принадлежащими петрофизическим классам 3–5 (см. прил. IV-8), т.е. породами с повышенными и высокими значениями эффективной плотности (2.75–3.0 г/см^3) и варьирующими значениями намагниченности. Породы пояса практически не изучены, они вскрыты лишь двумя скважинами, согласно которым в строении пояса участвуют диабазы, туфы, туффиты, метапорфириты, биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллосланцы (*скв. Тотьма*, *Великоустюжская*) и амфиболиты (*скв. Пестово*). Согласно данным по керну, плотность диабазов и туфов достигает 2.74–3.03 г/см^3, что согласуется с усредненными оцеками эффективной плотности. Участие в разрезе пород с плотностью около 3.0 г/см^3 указывает на присутствие ультрамафитов. Снижение поля силы тяжести при следовании в западном направлении вдоль Тотьминского пояса указывает на снижение доли высокоплотных пород и соответственно на возрастание доли кислых метавулканитов, метаосадков и, вероятно, мигматитов.

Главным доводом в пользу представления Тотьминского пояса в качестве сутуры, сформированной в результате субдукции океанической коры и последовавшей коллизии, послужило его пограничное положение между неоархейским Карельским кратоном и палеопротерозойскими структурами Среднерусского сектора, зафиксированное геологическими картами (см. прил. I-2 и IV-1) и результатами интерпретации сейсморазведочных материалов (см. прил. VI-3 и ниже рис. 4.21). Как следует из интерпретации сейсмического образа коры по профилю 1-ЕВ (интервал 1720–1820 км на уровне поверхности фундамента), пояс представляет собой тектоническую пластину, которая по мере погружения в юго-восточном направлении достигает раздела кора-мантия. При этом, в согласии с картой распределения эффективной плотности и с учетом результатов плотностного моделирования (см. главу 5, рис. 5.3), следует иметь в виду, что в сечении этой пластины линией профиля значительно повышена роль низкоплотных пород, вероятно, представленных гнейсами и кислыми метаэффузивами.

Анализ рисунка локальных аномалий намагниченности и плотности обнаруживает внутреннее чешуйчатое строение пояса, морфология структурных линий указывает на правосдвиговый тип деформаций. Наложенный характер структурного рисунка свидетельствует о поздних (вероятно, в конце палеопротерозоя) перемещениях транспрессионного типа.

Добавим, что ограниченность доступной информации и возможность иной трактовки петрофизических параметров пояса заставляют рассматривать и второй вариант интерпретации: пояс может быть образован породами гранулито-гнейсового комплекса, которые также отличаются повышенной намагниченностью и плотностью.

Апрелевский осадочно-вулканогенный (сутурный) пояс протяженностью около 300 км при ширине 30 км простирается в восток-северо-восточном направлении вдоль южной границы Среднерусского сектора коллизионного орогена (см. прил. I-2 и IV-1). На петрофизических картах (см. прил. IV-4–IV-11) пояс выделяется в виде полосы пород, отличающихся низкими значениями эффективной плотности (2.64–2.66 г/см^3) при высокой намагниченности (петрофизические классы 14, 15, 26).

Пояс образован карбонат-тальковыми сланцами (метаультрамафитами) и бластокатаклазитами по плагиогранитам и кварцевым диоритам, вскрытыми единственной скважиной (*скв. Апрелевская*). Петрогеохимическими исследованиями А.В. Самсонова с коллегами (2003 г., неопубликованные материалы) в керне той же скважины установлен серпентин-хлоритовый сланец (метаультрамафит) и прорывающие его гранитоиды. Последние представлены разгнейсованными диоритами и гранодиоритами известково-щелочной серии.

Структурные соображения позволяют предполагать, что северо-восточное продолжение Апрелевского пояса вскрыто *Воротиловской скважиной*, заданной для исследования Пучеж-Катунской астроблемы. Астроблема, образовавшаяся 80–200 млн лет назад, детально исследована геологическими и геофизическими методами. Кратер диаметром около 40 км окружен кольцеобразной террасой с радиальными бороздами в основании. Центральное поднятие сложено крупными блоками кристаллических пород фундамента. Ниже отметки 430 м разрез по скважине образован полимиктовой брекчией с фрагментами кристаллических и осадочных пород, с отметки 500 м — мезократовыми биотитовыми и амфибол-биотитовыми частично гранитизированными гнейсами с линзами амфиболитов и оливиновых пироксенитов и перидотитов (550–3080 м). Глубже вскрыты лейкократовые биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, линзы амфиболитов, кварцитов и кальцифиров. Нижние горизонты (3270–5374 м) сложены брекчией мелано- и мезократовых гнейсов с телами пироксенитов и диабазов [Государственная геологическая карта..., лист O-37 (38), 2000; Pevzner et al., 1992].

Как и в предыдущем случае, оценка пояса в качестве сутуры остается предположительной и базируется на пограничном положении пояса — на этот раз между неоархейской Волго-Уралией и структурами Среднерусского сектора палеопротерозойского орогена (см. прил. IV-1). Анализ сейсмического образа коры вдоль профиля 1-ЕВ указывает на погружение пояса в юг–юго-восточном направлении, однако он прослеживается лишь до небольшой глубины и далее либо выклинивается, либо не поддается идентификации (см. прил. VI-3 и ниже рис. 4.21).

С субдукцией, результатом которой, как предполагается, стало возникновение Апрелевской сутуры, можно связывать также формирование непротяженного Серпуховского вулкано-плутонического комплекса активной окраины Волго-Уралии.

Кажимский осадочно-вулканогенный пояс (см. прил. I-2 и IV-1) в плане имеет форму короткой широкой дуги, несколько напоминающей треугольник, резко суживающийся к юго-западу. Протяженность дуги вдоль осевой линии составляет приблизительно 350 км, максимальная ширина в центральной части — 130 км. Структурные соотношения с Волго-Уральским кратоном, расположенным к востоку и юго-востоку, не ясны. Вдоль западной границы на Кажимский пояс надвинут гранулито-гнейсовый комплекс Лежско-Гривинского пояса. Специфической особенностью Кажимского пояса, затрудняющей интерпретацию геофизических материалов, является наличие интенсивной комплексной аномалии магнитного и гравитационного полей: расчеты показывают, что плотный и высокомагнитный объект, вероятнее всего, располагается не в фундаменте, а в пределах осадочного чехла [В.А. Буш и др., 2002 г. (неопубликованные материалы)]. Согласно интерпретации, предложенной В.А. Бушем с соавторами, аномалия связана с вулканической постройкой 90–100 км в поперечнике, образованной породами со средней оценкой эффективной плотности 2.77 г/см^3 и с максимальным уровнем значений, достигающим 2.85–2.90 г/см^3, — вероятно, потоками базальтов и/или субвулканическими телами долеритов. Постройка получила название «Локчимское трапповое поле». Предполагается, что траппы имеют ранне-неопротерозойский (раннерифейский) возраст.

В пределах контура, где влияние Локчимской аномалии не ощущается, эффективные оценки

петрофизических параметров пород соответствуют классам 13 и 15 (плотность — 2.70–2.74 г/см^3). Этим петрофизическим классам могут соответствовать породы типа порфиритов, граувакк, биотитовых и биотит-амфиболовых сланцев. В отсутствие данных бурения предлагаемая интерпретация является ориентировочной. При отнесении Кажимского пояса к типу пограничных осадочно-вулканогенных поясов главном обоснованием является не состав пород, а тектоническая позиция пояса.

В южной части пояса, которая расположена под осевой зоной Кажимского авлакогена, эффективные петрофизические параметры предполагают наличие в фундаменте низкоплотного и низкомагнитного объекта (2.62–2.65 г/см^3) — гранитоидного или гранито-гнейсового купола.

3.3.2.2. Осевая часть Среднерусского орогена — гранулито-гнейсовые и гнейсо-амфиболит-мигматитовые пояса

В осевой части Среднерусского сектора внутриконтинентального орогена, пересеченной профилем 1-ЕВ, гранулито-гнейсовые и гнейсо-амфиболит-мигматитовые тектонические пояса слагают протяженную синформную структуру, которая вытянута и постепенно сужается в северо-восточном направлении (см. прил. I-2 и IV-1). Западная часть, где наблюдается центриклинакльное замыкание подковообразной формы, получила название Нелидовской синформы. Юго-западное окончание Нелидовской синформы представляет собой правильный овал, рельефно проявленный на всех региональных геофизических и петрофизических картах. Синформа образована последовательностью тектонических пластин. Примечательна ее асимметрия: в пределах юго-западного окончания наблюдается более полный разрез, тогда как в северо-восточном направлении часть пластин выклинивается. Помимо этого, тектонические пластины смяты в продольные складки, оси которых параллельны оси синформы.

Удивительной особенностью Среднерусского сектора является двух-трехкратное чередование в тектоно-стратиграфическом разрезе гранулито-гнейсовых и гнейсо-амфиболит-мигматитовых комплексов, которые, по-видимому, лишь в части случаев образуют взаимопереходы по латерали. Мы рассмотрим характеристики гранулито-гнейсовых и гнейсо-амфиболит-мигматитовых поясов, приблизительно следуя их положению в тектоно-стратиграфическом разрезе, снизу вверх.

Московский гранулито-гнейсовый пояс, протянувшийся вдоль южной границы Нелидовской синформы, занимает самую низкую позицию в последовательности тектонических пластин. В физических полях пояс характеризуется интенсивными положительными магнитными и гравитационными аномалиями, соответственно на петрофизических картах ему отвечает полоса высокоплотных высокомагнитных пород (см. прил. IV-4, IV-6 и IV-6). Пояс протягивается в восток–северо-восточном направлении, обрисовывая южную ветвь Нелидовской синформы. Его длина достигает 450 км при ширине до 50 км. С учетом фрагментов Московского пояса, вскрытых в тектонических окнах далее в северо-востоку, его протяженность достигает 600 км (см. прил. IV-I).

Пояс образован кислыми и основными гранулитами: биотит-пироксеновыми и двупироксен-амфиболовыми кристаллосланцами («поварской комплекс» согласно [А.В. Постников и др., 2001 г. (неопубликованные материалы)]), гранат-силлиманит-кордиеритовыми гнейсами с гиперстеном, корундом, шпинелью («боенский комплекс» [там же]), а также лейконоритами (*скв. Поваровка-1*, *Боенская*, *Щелковская-7р*, *Апрелевская*). Плотность неизмененных пород по керну заключена в интервале 2.60–2.96 г/см^3, что близко эффективной оценке этого параметра — 2.83–2.90 г/см^3.

По данным А.В. Самсонова с соавторами (2003 г., неопубликованные материалы), мафитовые гранулиты из *скв. Коровинская и Щелково-7* отвечают по своему составу высокоглиноземистым, низкотитанистым, умеренно магнезиальным андезито-базальтам. Гранулиты пересечены мигматитовыми прожилками с характерным для анатектических расплавов распределением РЗЭ — с общим низким уровнем концентраций и высокой положительной Eu аномалией.

Внутренняя структура Московского пояса расшифровывается рисунком локальных аномалий петрофизических характеристик (см. прил. IV-5 и IV-7) и петрофизическими разрезами (см. прил. IV-9 и IV-10, разрезы 1–4). С учетом данных по профилю 1-ЕВ (см. прил. VI-3), Московский гранулито-гнейсовый пояс представляет собой деформированную (синформную?) тектоническую пластину, погружающуюся к северу в направлении оси орогена.

Геохронология. Время внедрения лейконоритов (*скв. Щелковская-7р*) и вскоре последовавшего гранулитового метаморфизма —

1.98 млрд лет (U-Pb по цирконам [Bogdanova et al., 1999]). Эта дата совпадает с оценкой возраста габбро-анортозитов 2-й генерации (Яурийокский комплекс) и последовавшего вслед за этим гранулитового метаморфизма в пределах Лапландского пояса (2.0–1.95 млрд лет). За интрузией последовал метаморфизм в условиях гранулитовой фации, ~1000°С, 10–12 кбар (там же). Как параметры, так и возраст метаморфизма в пределах погрешности совпадают с возрастом и параметрами метаморфизма М1 в основании покровно-надвигового ансамбля Лапландского пояса.

Rb-Sr и Sm-Nd изотопные характеристики [А.В. Самсонов и др., 2003 г. (неопубликованные материалы)] свидетельствуют о контаминации палеопротерозойских мантийных магм веществом коры также палеопротерозойского возраста.

Иваново-Шарьинский амфиболито-гнейсовый пояс северо-восточного простирания в юго-восточном крыле Среднерусского сектора также располагается вблизи основания тектоностратиграфического разреза — вслед за тектонической пластиной Московского пояса (см. прил. I-2 и IV-1). Пояс протяженностью до 650 км прослеживается в виде полосы шириной от 30 км в краевых частях до 120 км в средней части. Апрелевская сутурная зона отделяет его от Волго-Уральского кратона.

Ограничения пояса прослежены по геофизическим и петрофизическим картам. Протяженные аномалии значений эффективной плотности рисуют выдержанную линейную структуру, которая отчетливо отделяется от овальных структур, характерных для Волго-Уральского кратона. От сопредельных гранулито-гнейсовых поясов, Московского и Дмитрово-Галичского, Иваново-Шарьинский пояс контрастно отличается низким уровнем значений эффективной плотности — приблизительно в интервале 2.65–2.75 г/см^3, что в сочетании с умеренно высоким уровнем намагниченности отвечает петрофизическим классам 8, 13, 15, 17, 18 и «верхней» части класса 14.

Повышенные значения Δg и эффективной плотности в юго-западной части пояса отчетливо связаны с дополнительным вкладом, привнесенным высокоплотными породами гранулито-гнейсовых комплексов Московского и Дмитрово-Галичского поясов, которые тектонически подстилают структуру Иваново-Шарьинского пояса. Юго-западная половина пояса выделяется высокими значениями магнитного поля и эффективной намагниченности.

Примечательно, что контур высокомагнитной области в юго-западном направлении непрерывно переходит в контур пород с аналогичными магнитными характеристиками, но с высокими оценками эффективной плотности, который соответствует Московскому гранулито-гнейсовому поясу. К сожалению, эта область не вскрыта скважинами. Другие части пояса также крайне скупо охарактеризованы данными бурения. Согласно ограниченной информации, в северо-восточной части пояса развиты биотит-амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы с подчиненными прослоями и линзами амфиболитов (*скв. Котельническая*, *Макарьев*, *Решма*).

Возможны различные интерпретации геофизических и петрофизических характеристик. В частности, юго-западная часть пояса может быть сложена диафторированными гранулитами Московского пояса, поскольку известно, что в результате процессов подобного типа плотность пород падает благодаря замещению пироксена и граната амфиболом и биотитом, однако высокий уровень намагниченности обычно сохраняется. Вместе с тем, высокий уровень магнитного поля и соответствующие высокие оценки эффективной плотности могут быть связаны с породами гранулито-гнейсового комплекса Московского пояса, тектонически подстилающими структуру Иваново-Шарьинского пояса. Мы приняли именно эту версию, хотя такому заключению противоречат выходы к поверхности фундамента высокоплотных и умеренно намагниченных пород, которые мы рассматриваем как тектонические окна, позволяющие наблюдать гранулиты Московского пояса. Таким образом, принятая нами оценка состава пород юго-западной части пояса должна рассматриваться как предварительная, требующая дальнейшего уточнения.

Вдоль северо-западного ограничения Иваново-Шарьинского пояса прослеживается цепочка высокомагнитных высокоплотных тел, подобных по эффективным петрофизическим характеристикам габброидам, пересекающим смежную с севера структуру Дмитрово-Галического пояса.

Судя по петрофизическим разрезам (см. прил. IV-9 и IV-10, разрезы 8 и 9), Иваново-Шарьинский пояс представляет собой пологую синформу, северо-западная окраина которой перекрыта надвинутым(?) комплексом пород Дмитрово-Галичского гранулито-гнейсового пояса. В свою очередь, юго-восточный край Иваново-Шарьинской синформы перекрывает структуры Волго-Уральского кратона.

Бологоевский амфиболито-гнейсовый пояс дугообразный в плане и протяженностью около 500 км при варьирующей ширине от 70 до 100 км располагается в северо-западном крыле Нелидовской синформы, также в нижней части тектонической последовательности. Единственной на территории пояса *Бологоевской скважиной* вскрыты биотитовые плагиогнейсы и порфириты.

Петрофизические характеристики и ассоциации горных пород Бологоевского и Иваново-Шарьинского поясов близки. Разместившись в разных крыльях Нелидовской синформы, они занимают близкое или аналогичное положение в тектоно-стратиграфическом разрезе и, вполне вероятно, являются продолжением один другого.

Дмитрово-Галичский гранулито-гнейсовый пояс протягивается узкой полосой северо-восточного простирания вдоль юго-восточного крыла Нелидовской синформы и Среднерусского сектора в целом. Он образует следующий уровень в тектоно-стратиграфическом разрезе. Наиболее выразительная особенность пояса, которая достаточно надежно обеспечивает выделение его границ — крайне низкая намагниченность пород, которая в некоторых случаях свойственна метаосадочным гранулито-гнейсам. Протяженность пояса превышает 900 км при выдержанной ширине 50–70 км.

Пояс образован кислыми и метаосадочными гранулитами: гранат-кордиерит-биотитовыми и биотит-гранат-силлиманитовыми гнейсами со шпинелью, в его строении участвуют также диориты и габбро-нориты (*скв. Гаврилов-Ям-1*, *-2 и -5*, *Ильинская*, *Галичская*, *Переславль-Залесский*, *Александрино*, *Вязьма*). Петрофизические оценки указывают на высокую плотность пород (~2.82 г/см^3) и необычайно низкую намагниченность (петрофизические классы 20, 22, 23, 32). Измерения по керну дали оценки плотности, варьирующие в интервале 2.60–2.96 г/см^3, что, в принципе, согласуется с расчетными значениями. Изображение этого пояса на глубинном разрезе невыразительное, так как область его размещения в верхней части коры «забита» кратными отражениями от осадочного чехла (см. прил. VI-3). В структурном отношении пояс представляет собой узкую линейную синформу, «вложенную» в более изометричную Нелидовскую синформу.

В неопубликованных материалах А.В. Самсонова (2003 г.) содержатся данные, которые показывают, что в строении Дмитрово-Галичского пояса в сечении *скважиной Гаврилов Ям-5*, участвуют три петрогенетические группы пород. Нижняя часть разреза по скважине представлена двуслюдяными гнейсами, вопрос о первичной природе протолитов которых остается открытым. Их геохимическая специфика более всего указывает на терригенно-осадочную природу протолитов. Эти гнейсы служили рамой для внедрения габброидных интрузий, формирование исходных расплавов которых, вероятно, было связано с плавлением обогащенного мантийного источника. В зоне контакта гнейсов и габброидов развиты меланократовые анортозитоподобные породы.

Геохронология. Цирконы, выделенные из гнейсов, представлены двумя морфологическими типами. Изометричные формы цирконов I типа необычны для магматических пород и могут интерпретироваться двояко. С одной стороны, такая морфология цирконов может отражать их механическое окатывание в осадочном процессе, что согласуется с геохимическими данными о возможном терригенно-осадочном происхождении протолитов гнейсов. С другой стороны, кристаллизация цирконов такой формы со сложной мелкой огранкой, фиксируемой на поверхностях изученных цирконов, может происходить в условиях гранулитового метаморфизма высоких температур и давлений. С учетом морфологической и оптической однородности цирконов этого типа в пробах, предположение об их кристаллизации в ходе гранулитового метаморфизма представляется более вероятным. Цирконы II типа имеют магматический облик и, вероятно, кристаллизовались из расплава.

А.В. Самсонову удалось датировать только цирконы I типа. Три фракции, близкие по содержанию урана (около 500 *ppm*), дали предварительную оценку U-Pb возраста — 2.72 млрд лет. В силу высказанных выше обстоятельств, геологический смысл этой датировки остается неясным. При этом, Sr-изотопные характеристики анортозитоподобной породы, поднятой из той же скважины, свидетельствуют о том, что формирование этой породы происходило не ранее 2.5 млрд лет назад. Напомним, что габбро-анортозиты с возрастом около 2.5 млрд лет характерны для основания тектонического разреза палеопротерозойского Лапландского гранулитового пояса. К сожалению, типичные разности кислых гранулитов Дмитрово-Галичского пояса, поднятые из нескольких скважин, остаются не исследованными.

Зубцовско-Дьяконовский гранулито-гнейсовый пояс, как можно судить по петрофизическим картам, образован серией чешуй и тонких пластин. В районе северо-западной окраины центриклинального замыкания Нелидовской син-

формы эти пластины надвинуты на породы Бологоевского и Тотьминского поясов, близ юго-западного края синформы — тектонически перекрывают породы Дмитрово-Галичского пояса. Северная ветвь гранулито-гнейсового пояса имеет синформное строение: гранулито-гнейсы тектонически перекрывают породы Тотьминского осадочно-вулканогенного пояса к северу и породы Букаловского пояса на юге.

Согласно петрофизическим характеристикам, породы, участвующие в строении пояса, могут быть представлены основными гранулитами и эндербито-гнейсами, слагающими нижнюю пластину, и эндербито-гнейсами и мигматизированными биотит-амфиболовыми гнейсами верхней пластины. При этом, редкая сеть скважин (*скв. Молоково-1 и -3*, *Максатиха- 4*, *Северо-Молоковская*, *Зубцовская*, *Старица*, *Редкино-2*) свидетельствует о важной роли гранитоидов. Согласовать петрофизические оценки и данные бурения пока не удается. Очевидно, более надежной является оценка геологической структуры, тогда как оценка преобладающего состава пород остается проблематичной.

В строении северной ветви (Дьяконовский пояс) участвуют высокоплотные, умеренно- и высокомагнитные породы, принадлежащие петрофизическим классам 1–6 и 16: кислые гранулиты (биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы), реже — основные гранулиты (биотит-амфибол-гиперстеновые гнейсы, двупироксеновые амфиболиты), а также оруденелые габбро-анортозиты (по данным А.В. Самсонова, TiO_2 — 4.0% и более, Fe_2O_3 — 22.3–25.6%, V — 0.03%), габбро-нориты и амфиболиты (*скв. Даниловская-7*, *Дьяконово*, *Ореховская-2*, *Лежская-1*, *Любим-5*). Плотность неизмененных пород в скважинах средняя и высокая — до 2.77–3.05 г/см^3, что, в целом, совпадает с эффективными оценками плотности (см. прил. IV-4).

Геохронология и изотопная геохимия. В основании тектонического разреза размещено тело монцодиоритов (*скв. Северо-Молоковская*), охарактеризованных датировкой 2.496 млрд лет (U-Pb по цирконам [А.В. Самсонов и др., 2003 г. (неопубликованные материалы)]). Возраст монцодиоритов практически совпадает с возрастом габбро-анортозитов 1-й генерации (Пыршин-Колвицкий комплекс), размещенных в основании покровно-надвигового ансамбля Лапландского гранулитового пояса (см. раздел 3.3.1.6). Равным образом, геохимические и изотопно-геохимические характеристики тех и других указывают на мантийную природу субконтинентальных магм и значительную контаминацию расплавов материалом архейской коры. В обоих случаях это является свидетельством первоначального заложения будущих гранулитовых поясов и формирования ювенильных протолитов в обстановке внутриконтинентального растяжения и притока мантийного тепла и мантийных магм. Наличие достоверно датированных ранне-палеопротерозойских монцодиоритов в основании разреза гранулито-гнейсового пояса играет роль чрезвычайно важного геохронологического репера, поскольку позволяет отнести начало формирования гранулито-гнейсовых комплексов к началу раннего палеопротерозоя — аналогично тому, что мы наблюдаем в пределах Лапладско-Кольско-Беломорского сектора орогена.

Исследование распределения изотопов Sr и Rb позволило ориентировочно оценить возраст гранитоидов, вскрытых перечисленными выше скважинами: который, по-видимому, не превышает 1.8 млрд лет (возможно, даже 1.75 млрд лет). По оценке А.В. Самсонова, гранитоиды Северо-Молоковской и лампрофиры Максатихской скважин обладают яркой геохимической спецификой, выраженной в резком обогащении как литофильными, так и крупноионными высокозарядными некогеррентными элементами, что является характерной особенностью фанерозойских проявлений внутриплитного магматизма, связанного с растяжением и рифтогенезом континентальной коры. Таким образом, геохронологические и геохимические данные, вероятнее всего, указывают на посторогенную или анорогенную обстановку формирования этих пород.

Тверской и Букаловский пояса в осевой части синформной структуры Среднерусского сектора образованы гранит-мигматитовым и гнейсо-амфиболитовым комплексами (см. прил. IV-1). Протяженность Тверь-Букаловской синформы достигает 600 км при ширине — от 50 до 100 км. Петрофизические параметры надежно указывают на преобладание в пределах Тверского сектора пояса гранитов, плагиогранитов и мигматит-гранитов, возможно, также гранодиоритов. В строении Букаловского сектора преобладают биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, а также биотит-гранатовые гнейсы со ставролитом и графитом, редко с силлиманитом. Обнаружены мигматиты, доломитовые мраморы, мусковит-флогопит-тремолит-карбонатные сланцы и двуслюдяные кварцитосланцы (*скв. Пошехонье-1*, *Рыбинск-1 и -2*, *Букалово-1 и -2*, *Орехов-*

ская-1, *Толбухинская*, *Ростов*). По составу, набору и уровню метаморфизма породы в северной части Тверь-Букаловского пояса близки породам ладожской серии Свекофеннского орогена. Их формирование возможно связано с размывом островодужных и окраинно-континентальных осадочно-вулканических серий.

В структурном отношении пояс представляет собой синформно деформированную тектоническую пластину, южное крыло которой погружается в юго-юго-восточном направлении (см. прил. VI-3; и ниже рис. 4.21) под гранулито-гнейсовый комплекс Дмитрово-Галичского пояса. Эта особенность свидетельствует о том, что тектоническая пластина Тверь-Букаловского пояса может продолжаться до объединения с Иваново-Шарьинским поясом на глубине. Отмеченное обстоятельство — дополнительное свидетельство того, что представленная в данном разделе последовательность тектонических пластин не может быть пока в полной мере обоснована и, возможно, будет существенно откорректирована после получения новых данных.

Геохронология. Приблизительная оценка возраста плагиогнейсов из *скв. Пошехонье-1* составила 2.2 млрд лет ($^{207}Pb/^{206}Pb$ отношение по цирконам [А.В. Самсонов и др., 2003 г. (неопубликованные материалы)]). Rb-Sr данные по материалу из той же скважины указывают, что источником метаосадков могли служить ювенильные магматические породы палеопротерозойского возраста (менее 2.3 млрд лет) без вовлечения более древних, архейских, источников.

Кашинский гранулито-гнейсовый пояс, имеющий приблизительно изометричные очертания, около 100 км в поперечнике, образует верхний уровень Нелидовской синформы. Пояс, по-видимому, представляет собой останец тектонического покрова. В его строении преобладают породы 1–3-го петрофизических классов, то есть высокоплотные (2.78–2.85 г/см^3) и преимущественно высокомагнитные породы — вероятнее всего, мафитовые и кислые гранулиты при преобладании первых. К сожалению, в контуре пояса нет ни одной скважины, достигшей фундамента.

Лежско-Гривинский гранулито-гнейсовый пояс протягивается вдоль северо-восточной окраины Среднерусского сектора орогена в виде дуги, осуществляющей плавный переход от северо-восточных простираний южного ограничения орогена через меридиональный участок к северо-западному простиранию структур, свойственному Лапландско-Кольско-Беломорскому сектору. Длина Лежско-Гривинской дуги в пределах территории, охваченной картой (см. прил. I-2 и IV-1) достигает 750 км при ширине 60–90 км. По положению в разрезе тектонические пластины Лежско-Гривинского пояса могут быть соотнесены с Дмитрово-Галичским или Московским поясом.

Дугообразная структура пояса уверенно прослеживается по рисунку локальных аномалий магнитного поля и соответственно эффективной намагниченности (см. прил. IV-6). Ограничения пояса приняты по преобладающим повышенным значениям эффективной плотности (2.77–2.84 г/см^3) и намагниченности (классы 1–6).

В строении пояса доминируют кислые гранулиты и кондалиты: биотит-гранат-силлиманитовые, биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы со шпинелью; кроме них распространены биотитовые плагиогнейсы, эндербиты и чарнокиты (*скв. Грива*, *Шестаки*, *Шахово-Чепецкая-3*). Согласно определениям плотности в образцах керна, плотность гнейсов равна 2.75–2.82 г/см^3, пониженные значения плотности (около 2.66 г/см^3) характерны для пород эндербит-чарнокитовой серии. *Лежской скважиной* в южной части пояса в пределах контура высокомагнитных пород вскрыты анортозиты и двупироксеновые амфиболиты плотностью до 3.05 г/см^3. Это позволило принять названный контур за ограничение массива габбро-анортозитов и сопутствующих пород мафит-ультрамафитового состава.

Как видно из приведенных данных, измерения плотности пород по керну хорошо согласуются с полученными оценками эффективной плотности.

Ориентировка плотностных и магнитных объектов, наблюдаемая в сечениях трехмерных моделей, в целом свидетельствует об устойчивом погружении этих объектов в центральной части пояса — в западном направлении, в юго-западном окончании пояса — в северо-западном направлении (см. прил. IV-9 и IV-10, разрезы 11, 26 и 27). Таким образом, для области крутого разворота Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена характерна общая центриклинальная структура с погружением границ и внутренних структурных элементов пояса в направлении осевой области орогена с разворотом простирания в соответствии с генеральной структурой орогена. Систематический анализ рисунка локальных аномалий и петрофизических полей позволяет выделить в строении

пояса серию пластинообразных тел, которую, следуя опыту изучения Лапландского гранулито-гнейсового пояса, мы рассматриваем в качестве тектонических пластин.

Опаринский амфиболито-гнейсовый пояс — обширная область во внутренней части дуги, обрисованной Лежско-Гривинским поясом. Под названием Опаринского блока эта территория была впервые выделена С.В. Богдановой [1986]. На геологической карте [Государственная геологическая карта..., лист О-38 (39), 1999] структура обозначена как архейский Никольский блок. В плане Опаринский пояс имеет серповидную форму, обращенную выпуклостью на восток. Длина Опаринского «серпа» в пределах территории, охваченной картой, составляет 600 км, ширина — 100–150 км (см. прил. I-2 и IV-1).

Ограничения Опаринского пояса не имеют четкого выражения: в качестве границ этой структуры приняты границы соседних крупных структурных элементов — Лежско-Гривинского гранулито-гнейсового и Тотьминского осадочно-вулканогенного поясов. По сравнению с соседними структурами, территория Опаринского пояса характеризуется пониженными характеристиками магнитного и гравитационного полей. Магнитное поле резко дифференцировано. Преобладающая часть пояса характеризуется низким магнитным полем. Положительные магнитные аномалии более характерны для участков с относительно пониженными значениями Δg. Соотношения оценок эффективных петрофизических параметров отвечают петрофизическим классам 3–6, 16 и в меньшей степени 17, что соответствует преобладанию пород средней и повышенной плотности (2.75–2.85 г/см^3) и намагниченности (см. прил. IV-4, IV-6 и IV-8). Вещественный состав пород, слагающих Опаринский пояс, более надежно расшифровываются для его южной половины, где пройдены глубокие скважины, вскрывшие фундамент. Северная часть пояса охарактеризована только оценками эффективных петрофизических параметров.

На юго-востоке пояса, согласно данным по керну (*скв. Опаринская*, *Пыщугская*, *Восточно-Пыщугские 652, 653 и 654*), распространены биотитовые, мигматизированные биотит-гранатовые и биотит-амфиболовые гнейсы с плотностью 2.68–2.74 г/см^3 с прослоями мигматизированных высокоплотных амфиболитов (3.1–3.2 г/см^3, *скв. Восточно-Пыщугская 654*); породы характеризуются умеренной и повышенной намагниченностью. Эти характеристики достаточно хорошо согласуются с эффективными оценками петрофизических параметров, что позволяет считать, что Опаринский пояс образован мигматизированными биотит-амфиболовыми и биотит-гранатовыми гнейсами, амфиболитами, мигматитами. Породы повышенной плотности и намагниченности предположительно интерпретируются в качестве гранулитов и их диафторированных разностей. Альтернативно, породы амфиболитовой фации могут быть связаны зональными переходами с гранулитами.

Внутренняя структура Опаринского пояса, насколько позволяют судить морфология и соотношения петрофизических комплексов и «размазанный» рисунок локальных аномалий, характеризуется преобладанием пологих залеганий; в некоторых случаях удается наметить границы, которые с учетом общей ситуации можно интерпретировать как границы тектонических чешуй. В восточной части, примыкающей к Лежско-Гривинскому поясу, намечается пологая синформа.

Как отмечено выше, в качестве границ Опаринского пояса приняты границы соседних крупных структурных элементов: с востока — Лежско-Гривинского гранулито-гнейсового и с запада — Тотьминского осадочно-вулканогенного поясов. Эти границы погружаются навстречу друг другу, чем, в целом, определяется несколько асимметричная синформная морфология Опаринского пояса (см. прил. I-2 и IV-1).

3.3.2.3. Структурные особенности и геодинамическая интерпретация

Как следует из приведенного выше описания геологического строения на уровне поверхности фундамента и из объемного представления строения коры (см. раздел 4.5, рис. 4.21), Среднерусский сектор палеопротерозойского коллизионного орогена представляет собой гигантскую синформную структуру шириной 300–350 км при протяженности 1400 км, максимальный прогиб которой варьирует в пределах 8–15 км, возрастая в сторону юго-восточного крыла. Синформа образована чередующимися в разрезе и по латерали тектоническими пластинами мощностью, как правило, 6–8 км, образованными гранулито-гнейсовыми и гнейсо-амфиболит-мигматитовыми комплексами палеопротерозойского (в том числе, ранне-палеопротерозойского) и архейского возраста. Эта структура обрамлена тектоническими пластинами осадочно-вулканогенных поясов,

согласованно погружающихся в юго-восточном направлении. По крайней мере северный (Тотьминский) пограничный пояс удается трассировать вплоть до коро-мантийной границы.

Представление структуры Среднерусского сектора в качестве синформы, образованной последовательностью тектонических покровов, непосредственно следует из чередования в вертикальном разрезе пород, кардинально различающихся уровнем метаморфизма и, по-видимому, возрастом дометаморфических протолитов. Этим обстоятельством исключается возможность существования здесь даже подобия нормального стратиграфического разреза. Синформный характер структуры надежно зафиксирован и данными по опорному профилю 1-ЕВ (см. прил. VI-3). Асимметрия строения и внутренняя складчатость в пределах синформы указывают на то, что надвигообразование протекало в обстановке интенсивного сжатия и завершилось выдавливанием тектонических пластин в юго-западном направлении — навстречу перемещению тектонических покровов Южно-Прибалтийского сегмента Лапладско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена (см. прил. I-2 и IV-1).

Следует специально подчеркнуть аналогии и различия в составе и строении Лапландско-Кольско-Беломорского и Среднерусского секторов. В обоих случаях в генеральном плане ороген представляет собой синформу, осевая часть которой образована породами палеопротерозойских гранулито-гнейсовых комплексов, а краевые пограничные зоны — осадочно-вулканогенными поясами низкого уровня метаморфизма. В обоих случаях в основании тектоно-стратиграфических разрезов размещены интрузивные тела габбро-анортозитов, принадлежащих двум генерациям — ранне- и средне-палеопротерозойской.

Для Лапландско-Кольско-Беломорской ветви синформное строение характерно как для осевой (гранулито-гнейсовой) области, так и для краевых зон, образованных погружающимися навстречу друг другу осадочно-вулканогенными поясами. Среднерусский сектор имеет более сложное строение: осевая синформа обрамлена параллельно ориентированными осадочно-вулканогенными поясами, чем создается асимметричный характер средне- и нижнекорового уровней орогена.

Следует добавить, что ни в одном, ни в другом случае невозможно принять модель формирования гранулито-гнейсовых комплексов в результате коллизионного тектонического скучивания (см. специальное обсуждение проблемы тектонической и геодинамической позиции гранулитового метаморфизма в разделе 3.3.1).

3.3.3. Южно-Прибалтийский сектор орогена (фундамент Восточно-Европейской платформы — Южная Прибалтика и Белоруссия)

Структурно-вещественные комплексы фундамента Восточно-Европейской платформы, рассматриваемые нами в составе Южно-Прибалтийского сегмента внутриконтинентального коллизионного орогена, размещены непосредственно к западу от Среднерусского сектора (см. рис. 0.1, *Б*), в пределах территорий Прибалтики и Беларуси. Согласно представлениям, развиваемым Н.В. Аксаментовой и И.В. Найденковым [1990, 1991], они были сформированы преимущественно в архее. Однако в работах С.В. Богдановой с соавторами эта область рассматривается как часть палеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена [Gorbatschev, Bogdanova, 1993]. В отличие от свекофеннид центральной части Фенноскандинавского щита, где преобладают умеренно метаморфизованные вулканогенно-осадочные и плутонические комплексы, эта область образована последовательностью дугообразных в плане поясов, сложенных породами, контрастно различающимися уровнем метаморфизма: зеленосланцевой — эпидот-амфиболитовой фации, в одних случаях, от высокой амфиболитовой до гранулитовой фации — в других. В противоположность Нелидовской синформе, дугообразные очертания поясов Южно-Прибалтийского сектора обращены выпуклостью в восточном направлении, а границы и внутренние структурные элементы поясов характеризуются центриклинальным погружением в западных румбах.

На западе Южно-Прибалтийский сектор срезан Трансевропейской сутурной зоной (зоной Торнквиста-Тейссейра), отделяющей его от герцинских структур Восточной Европы. Ось симметрии сектора протягивается в северо-восточном направлении на 1200 км, ширина сектора достигает 800 км. Восточная граница имеет сложную конфигурацию, которая определяется структурными соотношениями между тектоническими поясами в смежных частях Южно-Прибалтийского и Среднерусского секторов

Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена. Площадь Южно-Прибалтийского сектора, приближенно равная 1000 000 км^2, лишь незначительно уступает суммарной площади Лапландско-Кольско-Беломорского и Среднерусского секторов и Карельской области архейской коры, огибаемой структурами палеопротерозойского коллизионного орогена.

3.3.3.1. Гранулито-гнейсовые и мигматит-амфиболит-гнейсовые пояса восточной части Южно-Прибалтийского сектора

Старая Русса — Южно-Финляндский гранулито-гнейсовый пояс — крайний с востока в последовательности поясов Южно-Прибалтийского сектора. Он протягивается вдоль северного побережья Финского залива, затем через Северное Приладожье и далее на юг в район оз. Ильмень и города Старая Русса. В плане пояс представляет собой дугу, обращенную выпуклостью на восток, т.е. навстречу замыканию Нелидовской синформы Среднерусского сектора (прил. I-2 и IV-1). Пояс достаточно четко маркируется цепью пространственно совмещенных аномалий гравитационного и магнитного полей. Наиболее четко отграничена положительными аномалиями Δg и ΔT внешняя зона дуги. Протяженность пояса вдоль внешней границы в пределах территории, показанной на геолого-тектонической карте, составляет 800 км при максимальной ширине порядка 200 км. Общая протяженность пояса, включая его северную ветвь, протянувшуюся в субширотном направлении через Южную Финляндию, достигает 1200 км.

Последовательность дугообразных гранулито-гнейсовых поясов на территории Прибалтики, обращенных выпуклостью на восток, ранее была представлена на схематических картах в публикациях С.В. Богдановой с соавторами (см., например: [Claesson et al., 2001; Bogdanova, Gorbatschev et al., 2001]). Южная и центральная части пояса, который мы выделяем здесь под названием «Старая Русса — Южно-Финляндского», показаны на схематической карте, приведенной в [Claesson et al., 2001, Fig. 1]. Однако в своей северной части этот пояс (в трактовке С.В. Богдановой с соавторами), как нам представляется, искусственно оторван от своего Южно-Финляндского продолжения и присоединен к Балтийско-Псковскому поясу, восточная часть которого показана на картах прил. I-2, IV-1.

Впервые Старая Русса — Южно-Финляндский пояс в принятом нами объеме был выделен и обозначен на карте тектонического районирования Восточно-Европейского кратона М.В. Минцем с соавторами [Минц и др., 2005; Минц, 2007б]. Проблема однако же заключена в том, что северная (Южно-Финляндская) ветвь этого пояса на протяжении, возможно, всей истории геологического изучения Финляндии выделялась в качестве непременной составляющей собственно Свекофеннского орогена в традиционном понимании — под названиями «Южно-Финляндский осадочно-вулканогенный комплекс», «пояс Уусимаа — составляющая Южно-Свекофеннской субпровинции», «Позднесвекофеннская гранит-мигматитовая зона» и т.п. (см., например, в [Korsman et al., 1999; Väisänen et al., 2000; Lahtinen et al., 2005; Korja et al., 2006b]. При этом, в работах финских исследователей породы, слагающие пояс, рассматривались и рассматриваются в качестве осадочно-вулканогенных ассоциаций, интрудированных «позднеорогенными» гранитоидами (см., например: [Rämö et al., 2001], тогда как метаморфические преобразования зачастую воспринимаются скорее как «осложняющее» обстоятельство, затрудняющее диагностику исходного состава пород. В последние годы, начиная с [Kähkönen et al., 1994], обычно предполагается, что породы пояса, по крайней мере частично, сформированы в обстановке задугового бассейна зрелой островной дуги.

Исследование особенностей региональных физических полей с учетом результатов глубинного картирования фундамента в пределах Московской синеклизы позволило трассировать структурно-вещественные ассоциации Южно-Финляндского пояса через Северное Приладожье в юго-восточном направлении под чехлом Восточно-Европейской платформы и в итоге выделить Старая Русса — Южно-Финляндский пояс в качестве самостоятельного тектонического подразделения [Минц и др., 2005; Минц, 2007б].

В строении внешней дуги Старая Русса — Южно-Финляндского пояса участвуют гиперстеновые гранулито-гнейсы, эндербиты, гиперстеновые граниты, амфиболиты, парагнейсы и мигматиты (*скв. Крестцы* и материалы исследований в Северном Приладожье [Ранний докембрий..., 2005]). В пределах этой зоны размещены тела высокомагнитных пород, отмеченных также и значительными гравитационными аномалиями (до 25–30 мГал), которые, вероятно, представляют собой мафитовые интрузивы.

Следующая к западу дугообразная зона охарактеризована положительным гравитационным и отрицательным магнитным полями. В ее строении, очевидно, преобладают кондалиты (гранат-кордиерит-графитовые гнейсы и граниты), плагиограниты с гранатом, кордиеритом и графитом (Северное Приладожье и *скв. Старая Русса*) [Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе; А.В. Постников с коллегами, 2001 г. (неопубликованные материалы)].

В строении Южно-Финляндской ветви пояса участвуют метаграувакки, кремнистые сланцы, метапесчаники, слюдяные сланцы, графит- и/или сульфид-содержащие сланцы, парагнейсы, включения амфиболитов.

На территории к северо-западу от Ладожского озера, где субширотное простирание пояса, характерное для Южной Финляндии, меняется на юго-восточное, метаосадочный-метавулканогенный комплекс представлен амфиболитами, амфиболовыми и двупироксен-плагиоклазовыми сланцами, биотитовыми, биотит-гранатовыми, биотит-кордиеритовыми, биотит-силлиманит-кордиеритовыми гнейсами, сформированными по породам, подобным перечисленным выше [Geological Map..., 2001; Ранний докембрий..., 2005] (прил. I-1, I-2, III-1 и IV-1).

Анализ трехмерной магнитной модели, геологической карты и данных о строении аналогичных поясов в западной части сегмента позволяют рассматривать Старая Русса — Южно-Финляндский пояс в качестве последовательности тектонических пластин (чешуй), погружающихся к западу и юго-западу и, соответственно, перемещенных в восточном и северо-восточном направлении (прил. IV-11). Внешняя граница пояса, где гранулито-гнейсовые комплексы перекрывают слабо и умеренно метаморфизованные породы восточного и северо-восточного обрамления, представляет собой надвиг. В Северном Приладожье, где эта граница получила название «Мейерский надвиг», установлено, что породы автохтона подверглись метаморфизму сверху — со стороны быстро перемещенной с глубины тектонической пластины [Ранний докембрий..., 2005; Балтыбаев и др., 2006].

Геохронология метаморфизма. Породы Южно-Финляндской ветви датированы в интервале ~1.95–1.87 млрд лет, возможно участие более древних образований; кислые–средние вулканиты и осадки преимущественно имеют возраст 1.91–1.88 млрд лет [Geological map..., 2001; Ранний докембрий..., 2005]. Впрочем, если следовать непосредственной характеристике горно-породной ассоциации, приведенной в [Väisänen et al., 2000], эти наименования и датировки отражают особенности протолитов, сами же породы представлены сланцами и гнейсами гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Исследования метаморфизма в районе Северного Приладожья, имеющие многолетнюю историю, связаны с именами Н.Г. Судовикова, Ю.В. Нагайцева, В.А. Глебовицкого, В.И. Шульдинера, в последние годы — Ш.К. Балтыбаева.

В Северном Приладожье пиковые параметры метаморфизма, датированного 1.88–1.85 млрд лет, снижаются от 950–840°С при 6.4 кбар основании покрова до 860–780°С при 4.8 кбар выше по разрезу. Последующему метаморфическому событию, 1.80–1.78 млрд лет назад, отвечают значения от 680–600°С при 5.5 кбар до 560–620°С при 3.2 кбар. При этом в породах парааутохтона наблюдается инвертированная метаморфическая зональность, характеризующаяся параметрами метаморфизма от 550°С при 3 кбар непосредственно ниже гранулитового покрова до 450°С при 1 кбар в удалении от него (наша интерпретация данных, приведенных в [Балтыбаев, 2005; Балтыбаев и др., 2000, 2006; Ранний докембрий..., 2005]).

В пределах Южно-Финляндской ветви высокотемпературные-низкобарные гранулиты широко распространены в трех районах: Сулкава, Западном Уусимаа и Турку [Väisänen et al., 2000 и ссылки в этой работе]. Гранулиты окружены мигматизированными породами высокой амфиболитовой фации. Предполагается, что высокотемпературный метаморфизм проявился дважды: в амфиболитовой фации —1.89–1.87 млрд лет назад («главная орогенная стадия») и в гранулитовой фации — 1.83–1.81 млрд лет назад («позднеорогенная стадия»). Пиковые параметры, отвечающие второму из перечисленных событий и достигнутые одновременно во всех трех районах, равны ~800°С при 5 кбар.

Нетрудно заключить, что полученные оценки параметров и возраста метаморфических преобразований в Приладожье и в Южной Финляндии вполне сопоставимы. В пределах погрешности полученные датировки практически совпадают: 1.88–1.85 и 1.89–1.87 млрд лет для более раннего термального события, 1.80–1.78 и 1.83–1.81 млрд лет — для более позднего события, соответственно. Однако им придается различная петрологическая «нагрузка»: пиковые параметры метаморфизма в Северном Приладожье связываются с более ранней датой, а в Южно-Финляндской ветви — с более поздней.

Специальное исследование с целью сравнения и сопоставления особенностей гранулитового метаморфизма в соседних областях — в пределах гранулито-гнейсового комплекса Северного Приладожья и в составе комплекса Сулкава, разделенных государственной границей, было выполнено совместно российскими и финскими геологами [Балтыбаев и др., 2006]. Исследователи пришли к заключению, что наблюдаемые различия в составе минеральных ассоциаций в обоих комплексах определяются различиями в составе осадочных протолитов: породы комплекса Сулкава относительно обогащены K и Al. Оценки возраста пикового метаморфизма по силлиманиту с использованием Pb-Pb метода с последовательным выщелачиванием и по монациту — U-Pb методом, оказались равными 1.80±0.02 млрд лет для комплекса Сулкава и 1.88±0.01 (1.878±0.007) млрд лет для Приладожья, соответственно. Эти данные подтверждают существующие представления о различной эволюции метаморфизма в соседних областях, которые в нашем понимании принадлежат единой структуре — гранулито-гнейсовому поясу.

Наш опыт изучения гранулито-гнейсовых комплексов и, прежде всего, Лапландского пояса (см. раздел 3.3.1.6) позволяет предполагать, что имеющиеся геохронологические данные, скорее всего, характеризуют нисходящую линию метаморфической эволюции, что и установлено в районе Северного Приладожья. Если наше предположение верно, пиковый метаморфизм во всех участках Старая Русса — Южно-Финляндского пояса следует датировать интервалом 1.88–1.87 (1.89–1.85) млрд лет, тогда как второе событие, возможно, связано с началом коллизионного процесса ~1.80–1.78 (1.83–1.78) млрд лет назад.

Геохронологи интрузивного магматизма. Значительное место в строении Южно-Финляндской ветви пояса занимают гранодиориты, диориты, частью — гиперстенсодержащие, и их метаморфизованные аналоги, датированные 1.91–1.88 млрд лет. Однако главную роль играют более молодые интрузии гранитов, монцонитов, сиенитов и монцодиоритов и их метаморфизованные аналоги [Geological Map..., 2001]. Считается, что разнообразные по составу и возрасту гранитоиды интрудировали в связи с последовательными стадиями тектогенеза. Плоскостные структуры, которые, как предполагается, формировались во время коллизии, сопровождавшейся надвигообразованием с перемещением тектонических пластин в северном направлении, пересекаются синтектоническими раннеорогенными гранитоидами. С коллизионным утолщением коры и прогревом до максимальных температур связано появление огромных объемов анатектических расплавов, варьирующих по составу от монцодиоритов до лейкогранитов, значительно обогащенных Fe, P, Ti, F, ЛРЗЭ и другими некогеррентными элементами. Кислые разности представлены гранатсодержащими глиноземистыми гранитами S-типа.

Возраст этой серии обычно оценивается интервалом от ~1.88–1.87 млрд лет [Geological Map..., 2001], имеются и более молодые оценки — на уровне 1.82 млрд лет [Väisänen et al., 2000 и ссылки в этой работе]. Термобарометрические данные свидетельствуют о размещении интрузивов на глубине не менее 15 км, высокие температуры расплавов отвечают «сухим» условиям гранулитовой фации. Иными словами, эти интрузии в определенном смысле когенетичны с метаморфическими породами рамы.

В современных публикациях финских авторов дискутируются *модели геодинамических обстановок*, *определивших источник тепла*, *необходимый для гранулитового метаморфизма* в Южной Финляндии: модели обстановки транспрессии [Ehlers et al., 1993] и утолщения коры в результате коллизии [Ранний докембрий..., 2005] противопоставляются модели обстановки растяжения [Korja, Heikkinen, 1995; Nironen, 1997; Väisänen et al., 2000]. Кроме того, были предложены модели, где инициирующая роль отводилась андерплейтингу и интрузиям горячих мафитовых магм. Согласно модели Дж.Шреурса [Schreurs, 1986], первопричиной мощного теплового потока при низкой активности воды был андерплейтинг мафитовых магм, сопровождавшихся притоком CO_2–содержащих флюидов, которые совместно создали условия для гранулитового метаморфизма в пределах Южно-Финляндского пояса. Дж.А. Ван-Дуин и К.П. Ниман [Van-Duin, Nieman, 1993 по Väisänen et al., 2000] предложили модель, согласно которой андерплейтинг мафитовых мантийных расплавов был первопричиной плавления нижней коры и формирования чарнокитовых магм, далее эти магмы, поднимаясь в коре, стали источником тепла для гранулитового метаморфизма.

Модели Дж. Шреурса, Дж.А. Ван-Дуина и К.П. Нимана, в которых гранулитовый метаморфизм рассматривается вне связи с субдукционными и/или коллизионными обстановками, более или менее близки модели гранулитового метаморфизма Лапландского пояса, охарактеризованной выше (см. раздел 3.3.6.1). Стоит заме-

тить, что особенности распределения температур в коре в условиях гранулитового метаморфизма (см. рис. 3.15) предполагают быстрый (по глубине и по латерали) переход между условиями гранулитовой и амфиболитовой фации, подобно тому, как это многократно зафиксировано в Южной Финляндии и в Северном Приладожье в большинстве перечисленных выше публикаций.

Ильменьозерский мигматит-амфиболит-гнейсовый пояс непосредственно контактирует в запада со Старая Русса — Южно-Финляндским поясов (прил. I-2, IV-1). В пределах территории, охваченной геолого-тектонической картой, серповидный в плане Ильменьозерский пояс достигает протяженности 300 км при максимальной ширине около 100 км. Как и в предыдущем случае, дуга обращена выпуклостью на восток. Пояс образован низкомагнитными породами и особенно контрастно выделяется на карте эффективных значений намагниченности. Плотность пород — среднего уровня (2.70–2.75 г/см^3). Магнитными и плотностными характеристиками определяется принадлежность пород петрофизическим классам 10, 28 и 33. Скважинные материалы по этой территории отсутствуют, петрофизические характеристики с учетом места пояса в геологической структуре позволяют предполагать, что в его строении преобладают породы мигматит-амфиболит-гнейсовой ассоциации.

Полого залегающие Витебский и Торопецкий гранулито-гнейсовые аллохтоны (тектонические покровы) расположены в юго-восточной части Южно-Прибалтийского сектора (см. прил. I-2 и IV-1). Витебский аллохтон (Витебский гранулитовый домен, согласно [Claesson et al., 2001; Fig. 1]) приблизительно треугольной формы в плане с высотой около 200 км расположен близ южной границы сектора. Торопецкий аллохтон изометричных очертаний около 100 км в поперечнике размещен между границей Среднерусского сектора и Витебским аллохтоном. Оба аллохтона выделяются и уверенно оконтуриваются по комплексным положительным аномалиям магнитного поля и поля силы тяжести (см. прил. IV-2 и IV-3). Изометричные контуры аллохтонов и «размазанный» характер геофизических аномалий указывают на пологое залегание аномалообразующих объектов. Фрагмент Витебского аллохтона перекрывает вулкано-плутонические комплексы Осницко-Микашеичского пояса.

Породы, слагающие аллохтоны, по петрофизическим характеристикам отвечают классам 1–5 (плотность — 2.77–2.90 г/см^3 и более). Скважинами (*Рудня*, *Смоленская-1*, *Смоленская-2*) вскрыты габбро-диориты и габбро, а также бластокатаклазиты и бластомилониты. Измеренная высокая плотность значительной части образцов — вплоть до 2.94–3.0 г/см^3) согласуется с оценками эффективных петрофизических параметров. Области с максимальными оценками эффективной плоскости могут соответствовать телам *эклогитизированных габбро-анортозитов*. В пределах южной окраины (т.е. в основании) аллохтона преобладают породы, отличающиеся умеренными значениями эффективной намагниченности и плотности (около 2.70 г/см^3), которые с определенной долей условности проинтерпретированы как эндербито-гнейсы. Эта интерпретация находит подтверждение в данных, полученных *скв. Стругова Буда*, пробуренной в краевой зоне южного фрагмента аллохтона. В керне присутствуют эндербиты, пироксеновые гранулиты, биотитовые, биотит-гранатовые и биотит-гранат-амфиболовые гнейсы.

Геохронология. По данным А.В. Самсонова с колегами [2003 г. (неопубликованные материалы)], изотопный состав Sr в габбро-диорите из Смоленской скважины превышает «мантийные значения» при возрасте не древнее 2.0 млрд лет, что может служить оценкой максимально возможного времени его образования.

3.3.3.2. Гранулито-гнейсовые и мигматит-амфиболит-гнейсовые пояса центральной и западной частей Южно-Прибалтийского сектора

Преобладающая по площади северная половина Южно-Прибалтийского сектора (см. рис. 0.1, *Б*) образована последовательностью чередующихся дугообразных (серповидных) гранулито-гнейсовых (ГГП) и мигматит-амфиболит-гнейсовых (МАГП) поясов. С запада на восток: Западно-Литовский ГГП, Латвийско-Восточнолитовский МАГП, Белорусско-Прибалтийский ГГП. Далее на восток эта последовательность продолжается охарактеризованными в предыдущем разделе Ильменьозерским МАГП и Старая Русса — Южно-Финляндским ГГП. Контуры перечисленных поясов обращены выпуклостью на восток, ограничения и внутренние структурные элементы характеризуются центриклинальным погружением в западных румбах. С учетом намеченного продолжения поясов, перекрытого акваторией Балтийского моря, их протяженность варьирует приблизительно в интервале

800–1500 км при ширине от 100 до 300 км в наиболее широкой центральной части. Не вполне понятную позицию в этой последовательности занимает небольшой Балтийско-Псковский ГГП, который может быть фрагментом Старая Русса — Южно-Финляндского ГГП.

3.3.3.3. Эволюционные и возрастные соотношения поясов Южно-Прибалтийского сектора

Протолиты пород, слагающих пояса обоих типов, характерных для Южно-Прибалтийского сектора, были представлены осадочными и вулканогенными породами. С опорой на геохимические и изотопно-геохимические характеристики предполагается [Bogdanova, Gorbatschev et al., 2001], что эти породы были сформированы в островодужных обстановках, частично — в задуговых и междуговых бассейнах в тесной взаимосвязи с формированием горно-породных ассоциаций Свекофеннского аккреционного орогена. Однако выявленные нами закономерности строения и состава гранулито-гнейсовых комплексов (см. раздел 3.3.1.6) позволяют предполагать, что представления о внутриконтинентальном осадконакоплении и вулканизме, проявленных в связи с тектонотермальными событиями плюмового типа, могут более корректно соответствовать имеющимся данным. Наша точка зрения в определенной мере близка представлениям Н.В. Аксаментовой с соавторами (в [Розен и др., 2006]).

Геохронология. Магматические процессы в Южно-Прибалтийском секторе стартовали несколько раньше, чем в пределах Свекофеннского орогена: вулканические и интрузивные комплексы формировались в течение интервала от 2.1 до 1.80 млрд лет, постепенно омолаживаясь к западу. Метаморфизм гранулитовой фации при температурах до 900°С и давлениях 8–10 кбар [Skridlaite, Motuza, 2001; Taran, Bogdanova, 2001] связан с двумя сближенными во времени событиями: 1.82–1.80 и 1.79–1.78 млрд лет. Более древние оценки, 2.0–1.9 млрд лет, получены для Центрально-Белорусского и Витебского поясов. Для гранулитового метаморфизма также характерна тенденция к омоложению в западном направлении. Наиболее позднее метаморфическое событие, 1.63–1.61 млрд лет, по-видимому, сопутствует анорогенному магматизму. Терригенные протолиты гранулитовых ассоциаций включали детритовые цирконы с возрастами от 2.45 до 1.98 млрд лет при незначительной примеси популяций архейского возраста (до 2.67 млрд лет) [Claesson et al., 2001]. Примечательно, что часть детритуса сформировалась за счет относительно древнего палеопротерозойского источника, не обнаруженного в пределах региона. Летопись термальных событий включает также признаки термального воздействия 1.55–1.45 млрд лет назад в связи с импульсом анортозит-рапакивигранитного магматизма [Bogdanova, Page et al., 2001]. Признаки присоединения ювенильного (как считают авторы статей в [Bogdanova, Gorbatschev et al., 2001]) Южно-Прибалтийского террейна к главной части Свекофеннского орогена фиксируются несколько ранее 1.96 млрд лет [Claesson et al., 2001].

Структурные и возрастные соотношения тектонических поясов, насколько их можно оценить по соотношению границ и взаимным пересечениям поясов (см. рис. 0.1, *Б*), в целом согласуются с возрастными характеристиками метаморфических процессов. Внешнее обрамление синформной структуры Южно-Прибалтийского сектора образовано поясами с относительно более древними проявлениями высокотемпературного метаморфизма: Витебский ГГП и Центрально-Белорусский МАГП сложены породами, подвергшимися метаморфизму 2.0–1.9 млрд лет назад, возраст главных метаморфических событий Старая Русса — Южно-Финляндского и Ильменьозерского поясов — 1.89–1.85 и 1.83–1.78 млрд лет. В свою очередь, последовательность, образованная Белорусско-Прибалтийским ГГП, Латвийско-Восточнолитовским МАГП и Западно-Литовским ГГП, границы которых срезают все ранее перечисленные структуры, сложена породами, которые подверглись гранулитовому метаморфизму не ранее 1.82–1.78 млрд лет назад. Эти соотношения позволяют предполагать, что в каждом случае процессы надвигообразования непосредственно следовали за процессами высокотемпературного метаморфизма.

3.3.3.4. Структурные и возрастные соотношения Южно-Прибалтийского сектора со Свекофеннским орогеном и с Нелидовской синформой

Как следует из предыдущего изложения, процессы надвигообразования в пределах Южно-Прибалтийского сектора завершились вслед за

формированием структурно-вещественных ассоциаций Свекофеннского аккреционного орогена и, по-видимому, Среднерусского сектора внутриконтинентального орогена, т.е. в позднеколлизионную стадию. Действительно, Южно-Финляндская ветвь гранулито-гнейсового пояса отчетливо надвинута и несогласно перекрывает тектонические пояса, принадлежащие Свекофеннскому орогену.

В свою очередь, структурный рисунок, характеризующий соотношения Южно-Прибалтийского и Среднерусского секторов свидетельствует о встречном движении тектонических покровов, которое можно объяснить продольным выдавливанием материала в субширотном направлении при коллизионных напряжениях, ориентированных в этой области преимущественно в меридиональном направлении. Латеральное выдавливание привело к структурному перекрытию краевой области Южно-Прибалтийского сектора перемещавшимися на запад структурно-вуществеными ассоциациями Нелидовской синформы.

Следует специально подчеркнуть, что коль скоро гранулитовый метаморфизм и надвигообразование завершились не ранее 1.82–1.78 млрд лет назад, следует принять что эти процессы безусловно «коллизионного типа» **следовали за размещением** так называемых посткинематических гранитоидов в пределах Центрально-Финляндского гранитоидного комплекса и сопредельных структур, датированным 1.89–1.87 млрд лет назад [Rämö et al., 2001]. Верхняя возрастная граница размещения тектонических покровов отмечена датированием «постколлизионных» гранитов S-типа, внедрившихся как в породы Южно-Финляндского пояса, так в его обрамлении около 1.82 млрд лет назад [Väisänen et al., 2000].

3.3.3.5. Геодинамическая интерпретация

Как видно из предыдущего изложения, оценки условий и геодинамических обстановок, предлагаемые в данной работе и в публикациях С.В. Богдановой с соавторами, заметно различаются. Позиция названных авторов и ее обоснование очень четко и, вместе с тем, кратко изложены в тезисах, предваряющих публикацию [Claesson et al., 2001]. Мы полностью приводим текст этих тезисов в переводе на русский язык, добавив в скобках отдельные слова, необходимые для связности русского текста.

«Докембрийский фундамент в западной части Восточно-Европейского кратона (ВЕК) образован серией дугообразных тектонических поясов, метаморфизованных в амфиболитовой и гранулитовой фациях. Они отделены один от другого разрывами сквозькорового ранга преимущественно ССВ–ЮЮЗ простирания. Совместно с ранее опубликованными Sm-Nd и U-Pb изотопными данными, результаты, приведенные в статье, показывают, что фундамент (области) между Балтийским и Украинским щитами имеет палеопротерозойский возраст. Он был сформирован между 2.1 и 1.8 млрд лет назад. Изверженные породы различных поясов преимущественно характеризуются положительными значениями ε_{Nd} между +1 и +3. Следовательно, они представляют собой ювенильные породы, включающие незначительную примесь материала, заимствованного из более древней континентальной коры. Большинство метаосадочных пород, напротив, включают явные компоненты, заимствованные из более древней континентальной коры. Это демонстрируется инициальными значениями ε_{Nd} в интервале от –1 до –3 и результатами U-Pb исследования, в том числе в единичных зернах (SIMS) детритовых цирконов.

Древнейшие проявления магматической активности в регионе отмечены 2.1–2.0 млрд лет назад в его юго-восточной части, вдоль границы с архейским протоконтинентом Сарматия. Два следующих вулканических эпизода в тектонических поясах далее к западу датированы около 2.0 и 1.87 млрд лет по цирконам с использованием U-Pb метода. Следовательно, протерозойские вулканические породы по мере удаления от Сарматии в северо-западном направлении имеют все более молодой возраст. Их возраст изменяется от 1.95 до менее 1.79 млрд лет.

Имеющиеся данные находят наилучшее объяснение в рамках аккреционной (модели) тектоники плит. Она (модель) включает повторявшиеся эпизоды генерации ювенильной континентальной коры вдоль и в удалении от окраины архейского кратона Сарматии. Геодинамическая обстановка андийского типа между 2.1 и 2.0 млрд лет сменилась формированием нескольких островных дуг, их аккрецией и надвиганием на (окраину) древнего континента между 2.0 и 1.8 млрд лет. Последовавшее сжатие новообразованной коры продолжалось приблизительно до 1.7 млрд лет» [Claesson et al., 2001, p. 1].

Предполагается, что высокотемпературный метаморфизм был связан с обстановками задугового и/или постколлизионного растяжения.

Вместе с тем, как зафиксировано в той же публикации, «Высокоградный метаморфизм, который отражает коллизионные или постколлизионные метаморфические события также омолаживается в западном и северо-западном направлении, от 1.95 млрд лет в Витебском гранулитовом домене до ~1.79 млрд лет в Белорусско-Балтийском гранулитовом поясе и еще моложе в ЗЛГ (Западно-Литовских гранулитах)» (там же).

В целом, в этой и других публикациях С.В. Богдановой с соавторами, пояса в фундаменте ВЕП в пределах Беларуси и стран Балтии рассматриваются как часть палеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена [Gorbatschev, Bogdanova, 1993].

Комплексный анализ геофизических данных (грави- и магниторазведка, сейсморазведка ГСЗ) позволяют представить Белорусско-Прибалтийский ГГП как систему вложенных гранулитовых пластин («блоков» линзовидной формы), выполаживающихся на уровне глубин порядка 20 км и подстилаемых какой-то иной корой [Bogdanova, Page et al., 2001b, Fig. 2; Аксаментова и др., 1994; Kozlovskaya et al., 2001]. В свою очередь, сочетание микроконтинентов и островных дуг в пределах собственно Свекофеннского орогена рисует значительно более сложную картину. Данные сейсмопрофилирования МОГТ свидетельствуют, что средний и нижний уровни коры Свекофеннского орогена (в традиционном понимании) образованы последовательностями наклонных тектонических пластин, прослеживаемых до раздела кора-мантия.

Подчеркнем сходство и отличия геологической ситуации рассматриваемого района и собственно Свекофеннского орогена.

Сходство. Структурно-вещественные комплексы обоих регионов:

— образованы ювенильными средне- и позднепалеопротерозойскими горно-породными ассоциациями с незначительной примесью раннепалеопротерозойского и неоархейского материала;

— сформировались приблизительно в одно и то же время; в обоих случаях изотопно-геохимические данные не фиксируют сколько-нибудь значимых признаков коровой контаминации мантийных магм.

Эти особенности однозначно интерпретируются С.В. Богдановой с соавторами как доказательство отсутствия древней континентальной коры в фундаменте осадочно-вулканогенных и гранулито-гнейсовых поясов.

Различия. Структурно-вещественные комплексы обоих регионов:

— кардинально различаются уровнем метаморфизма (как было показано в разделе 3.3.1.6, гранулитовый метаморфизм в пределах мощных разрезов коры предполагает участие внекорового, т.е. мантийного, источника тепла);

— строение верхней части коры Южно-Прибалтийского сектора можно представить себе как последовательность вложенных (последовательно перемещавшихся) синформных тектонических покровов, подстилаемых корой иного строения и, возможно, иного состава, происхождения и возраста; главный структурный мотив Свекофеннского орогена — это последовательность тектонических пластин, прослеженных от уровня дневного среза до границы кора-мантия и монотонно погружающихся под окраину Карельского кратона; в верхней части эта картина дополнена пакетом пластин, надвинутых на Карельский кратон (см. раздел 3.3 и 4.4.3).

На наш взгляд, состав и строение Южно-Прибалтийского сектора в несравненно большей степени подобно составу и строению коры остальных секторов Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского внутриконтинентального коллизионного орогена. Сходство включает не только возраст, но и в полной мере состав и уровень метаморфизма пород, а также синформное строения гранулито-гнейсовых поясов. Напомним, что в разделе 3.3.1.6 было показано, что положительные «ювенильные» оценки ε_{Nd} при определенных условиях, свойственных формированию гранулито-гнейсовых поясов, могут быть получены для магм, перемещавшихся сквозь континентальную кору, избегая ассимиляции коровых пород.

Следует добавить, что дугообразную морфологию поясов невозможно представить как унаследованную конфигурацию островных дуг и междуговых бассейнов, последовательно причленявшихся к Сарматии, как это предполагается в [Claesson et al., 2001], поскольку в этом случае закономерность изменения возраста от внутренней дуги к внешней должна иметь прямо противоположный характер.

Из сказанного следует также, что гранулито-гнейсовые пояса Южно-Прибалтийского сектора, весьма вероятно, подстилаются архейской или ранне-палеопротерозойской корой неизвестного континентального образования, которое можно обозначить как «Прибалтика».

3.4. Поздне-палеопротерозойский Северо-Воронежский внутриконтинентальный коллизионный ороген

Северо-Воронежский ороген расположен вдоль границы между северной (в современных координатах) континентальной массой, объединяющей Фенноскандию, Волго-Уралию и кору Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского внутриконтинентального орогена, с северо-восточной частью Сарматии (см. прил. I-2 и IV-1). В строении этого орогена участвуют Рязанский осадочно-вулканогенный и Калужский вулкано-плутонический пояса, а также взбросо-надвиговый ансамбль, образованный породами (гнейсами, амфиболитами и гранито-гнейсами) кратона Хопёр предположительно архейского возраста. С Северо-Воронежским орогеном структурно и генетически связаны породы вулкано-плутонической ассоциации Тульско-Тамбовского пояса, разместившегося на окраине неоархейского Курского кратона. Юго-восточное завершение орогена перекрыто осадочной толщей Прикаспийской впадины. Северо-западное окончание можно представить как ответвление Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена.

Протяженность Северо-Воронежского орогена составляет 1000 км, ширина варьирует от 70 до 200 км. Максимальной ширины ороген достигает в области сопряжения с Тульско-Тамбовской активной окраиной и в сочетании со взбросо-надвиговым ансамблем, образованным метаморфическими породами кратона Хопёр.

Рязанский осадочно-вулканогенный пояс играет главную роль в строении Рязано-Саратовского орогена. Эта структура, исключительно четко выраженная в физических полях и на петрофизических картах, к сожалению, не вскрыта ни одной скважиной, что создает неизбежную неопределенность в ее интерпретации. Эффективные оценки петрофизических параметров свидетельствуют о том, что Рязанский пояс представляет собой пластинообразное тело с шириной выхода около 30 км при протяженности до 500 км, образованное высокоплотными (до значений, превышающих 2.95–3.0 г/см^3) и высокомагнитными породами. Сечения трехмерных магнитной и плотностной моделей показывают, что эта пластина надвинута в северо-восточном и погружается в юго-западном направлении. Ее северо-западное выклинивание несогласно перекрыто (вероятно, тектонически) комплексом пород Серпуховского пояса. По своим петрофизическим параметрам породы, слагающие пластину, могут быть основными гранулитами или породами мафитового и ультрамафитового состава вулканического и/или интрузивного происхождения. Хотя сейсмический разрез пересекает лишь область выклинивания, пояс достаточно отчетливо прослеживается на глубину, вплоть до раздела кора–мантия (см. прил. VI-3; см. ниже рис. 4.21 и 4.22). Опираясь на перечисленные данные и в особенности учитывая выдержанность по мощности и значительную протяженность при относительно небольшой мощности, а также пограничное положение как в плане, так и в разрезе и, наконец, нарушение границы кора-мантия при достижении этой границы тектонической пластиной Рязанского пояса, авторы приняли второй вариант интерпретации. Это позволяет рассматривать *Рязанский пояс в качестве сутуры*, в строении которой существенную роль играют мафиты и ультрамафиты палеопротерозойской океанической коры.

Калужский вулкано-плутонический пояс в виде узкой (порядка 50 км шириной) ленты следует параллельно Рязанскому поясу на протяжении почти 1000 км (см. прил. I-2 и IV-1). Калужский пояс образован породами с аномально низкой намагниченностью, средней и высокой плотностью (от 2.7 до 2.9–3.0 г/см^3), что соответствует петрофизическим классам 10, 16–17, 20, 22–23. В структурном плане пояс представляет собой тектоническую пластину, погружающуюся на юг под кору Воронежского орогена (прил. VII-3; см. ниже рис. 4.21 и 4.22). Пояс образован биотит-амфиболовыми и биотит-пироксеновыми плагиогнейсами, плагиогранитами, гранитами, гранодиоритами, пироксеновыми диоритами (габбро-анортозитами?), кварцевыми диоритами и аплитами, в его состав входят также габбронориты, микроамфиболиты и диабазы (*скв. Якшуновская*, *Калуга*, *Ясногорская*, *Венев-1*, *Осетровская*, *Тульская*).

Суммируя информацию, полученную в результате изучения керна Калужских скважин [А.В. Самсонов и др., 2003 г. (неопубликованные материалы)], можно получить схематичную картину пространственных соотношений вскрытых этими скважинами типов пород. В верхней части разреза и, по-видимому, только в пределах положительных форм погребенного рельефа, вскрыты кали-натровые мафитовые вулканиты: андезито-базальты с переходами к

субщелочным плагиофировым базальтам зеленосланцевой фации метаморфизма. Вулканиты «подстилаются» и, вероятно, прорваны гранитоидами, участвующими в строении крупного, глубже залегающего массива (плутона). В его строении участвуют биотит-пироксеновые диориты (габбро-анортозиты?), роговообманково-биотитовые кварцевые диориты и гнейсовидные гранодиориты. Характер взаимоотношений между отдельными типами гранитоидов остался невыясненным. Судя по характеру тектонической переработки, более ранние син- или позднетектонические интрузивные фазы представлены гранодиоритами и аплитами, в то время как пироксеновые диориты (габбро-анортозиты?) и генетически сопряженные с ними кварцевые диориты, возможно, представляют оторванные во времени более поздние интрузии. Аплиты, по-видимому, представляют собой анатектические выплавки из глубже залегающих пород трондьемитового и гранодиоритового состава.

Геохронология. Согласно неопубликованным материалам А.В. Самсонова с соавторами (2003 г.), результаты Rb-Sr изотопных исследований пород, вскрытых Калужскими скважинами, фиксируют три разновозрастных события. Наиболее ранние из датированных пород, плутонические гранодиориты, внедрялись 1.87 млрд лет назад. Их исходные расплавы имели «мантийные» изотопные метки, указывающие также на небольшую добавку более древнего корового материала. Одновременно или чуть позже, ~1.84 лет назад, внедрились жилы гранит-аплитов, в источнике которых доминировал древний коровый субстрат. Внедрение габбро-норитов 1.51 млрд лет назад сопровождалось интенсивной контаминацией базитовых расплавов кислым коровым материалом и переплавлением последнего с образованием гибридных диоритов.

Размещение палеопротерозойских (1.87–1.84 млрд лет) гранитоидов вероятно можно связывать с формированием вулкано-плутонического пояса окраинно-континентального типа. Эти даты могут маркировать время окончательного объединения Сарматии и композитного континента Фенноскандии — Волго-Уралии. Внедрение габбро-норитов коррелирует с формированием габбро-анортозит-рапакивигранитной формации.

Геодинамическая интерпретация. Положение Калужского пояса в глубинной структуре, где он представлен в виде тектонической пластины, размещенной между Рязанским сутурным поясом и более древними комплексами пород ВКМ (рис. 4.21, 4.22), свидетельствует о том, что при коллизии породы вулкано-плутонической ассоциации были тектонически перекрыты структурно-вещественными комплексами Курской ГЗО, надвигавшимися в северном направлении.

Тульско-Тамбовский вулкано-плутонический пояс на северной окраине неоархейского Курского кратона структурно и генетически связан с Северо-Воронежским орогеном. В плане этот пояс напоминает изогнутую линзу длиной 450 и максимальной шириной 130 км. Границы пояса прослеживается вполне отчетливо благодаря геофизическим и петрофизическим характеристикам, которые контрастно отделяют вулкано-плутонический комплекс от Калужского пояса на севере и Курской ГЗО на юге (см. прил. IV-1–IV-12).

Для вулкано-плутонического комплекса характерны пониженная плотность (2.65–2.73 г/см^3) и варьирующая намагниченность пород, соответствующие классам 8, 13–15, 19, 26. Внутренняя чешуйчато-надвиговая структура пояса успешно прочитывается по морфологии локальных аномалий намагниченности и, отчасти, плотности.

В строении вулкано-плутонического комплекса участвуют преобладающие на поверхности фундамента микроклиновые и плагиомикроклиновые граниты, граносиениты, кварцевые сиениты, кварцевые диориты (*скв. Плавская-1*, *Мясоедовская*, *Новобасовская*, *Новомосковская*, *Горлованская*, *Ряжская-1*, *Новосиль*, *Данко*, *Тамбовская-опорная*). Вмещающий комплекс образован метатуфами, базальтовыми афиритами, амфиболитами, мигматизированными амфибол-биотитовыми плагиогнейсами (*скв. Краинская*, *Ефремовская*, *Чаплыгинская*).

Геодинамическая интерпретация. Ассоциация пород, перечисленных выше, в целом, похожа на комплексы пород активных окраин Андийского типа. Как показано на глубинном разрезе (см. прил. VI-3 и VII-3), породы Тульско-Тамбовского пояса размещены непосредственно над погружающейся в южном направлении тектонической пластиной Рязанского сутурного пояса. Подошва вулкано-плутонического комплекса достигает глубины 15 км. Эта дает основание предполагать, что формирование пород Тульско-Тамбовского пояса явилось результатом субдукционных процессов, непосредственно предшествовавших поздне-палеопротерозойской коллизии, завершившей объединение Фенноскандии (Балтии), Волго-Уралии и Сарматии и определившей современные структурные особенности коры Восточно-Европейского кратона.

3.5. Поздне-палеопротерозойский Свекофеннский аккреционный ороген

Свекофеннский аккреционный ороген занимает центральную часть Фенноскандинавского щита — трапециевидную в плане область протяженностью 900–1000 и шириной 400–600 км. Возникновению орогена непосредственно предшествовало формирование шельфа и континентального склона вдоль пассивной юго-западной окраины Карельского кратона.

Мы рассмотрим только юго-восточную часть орогена, непосредственно примыкающую с юго-запада к древнему Кольско-Карельскому континенту (см. рис. 0.1, *Б*; прил. III-1). Непосредственно с Карельским кратоном соседствуют пояс Саво, области Оутокумпу и Саимаа. Далее к юго-западу располагается Центрально-Финляндский гранитоидный комплекс (ЦФГК), охватывающий преобладающую часть Южной Финляндии. С запада с ЦФГК граничит пояс Похянмаа, с юго-запада — пояса Тампере и Пирканмаа. Юго-западная окраина Финляндии занята поясом Хамеелина. Существенная особенность обоснованного и принятого нами в данной работе тектонического районирования состоит в том, что структурно-вещественные комплексы Свекофеннского аккреционного орогена не пересекают государственную границу Финляндии и полностью отсутствуют на территории России: комплексы пород Северного Приладожья, которые принято соотносить со Свекофеннским орогеном [Ранний докембрий..., 2005 и многочисленные ссылки там же] принадлежат принципиально иному тектоническому подразделению, формировавшемуся в иных условиях — Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийскому внутриконтинентальному коллизионному орогену. С учетом этого обстоятельства и в интересах сокращения объема работы характеристика рудных объектов Свекофеннского орогена в книге не приводится.

3.5.1. Поздне-палеопротерозойская Свекофеннская пассивная окраина Кола-Карельского континента

Раннедокембрийский фундамент в пределах южного склона Фенноскандинавского щита (и одновременного — северного борта Московской синеклизы) в тектоническом отношении является продолжением Карельского кратона, южная окраина которого перекрыта неравномерно метаморфизованными вулканогенно-осадочными комплексами, первоначально сформированными на шельфе и континентальном склоне пассивной окраины неоархейского континента. В период формирования Свекофеннского аккреционного орогена эти комплексы в преобладающей части были тектонически перемещены (надвинуты) в северо-восточном направлении — на окраину кратона. По-видимому, лишь незначительная часть пород в основании разреза сохранилась в автохтонном залегании. На карте районирования (см. прил. IV-1) комплексы пород пассивной окраины размещены в составе Ладожско-Ботнического, Вепско-Андогского и Кубенско-Вологодского поясов.

Ладожско-Ботнический пояс протягивается вдоль юго-западной окраины Карельского кратона, отделяя его от структур, принадлежащих собственно Свекофеннскому аккреционному орогену. Пояс протягивается в юго-восточном направлении от района Оутокумпу до Рыбинского водохранилища (прил. I-1, I-2, III-1 и IV-1). Его длина — около 600 км, ширина — 20 км. Более сложная структура характерна для северо-западного окончания пояса, обрамляющего район Оутокумпу. Юго-восточное окончание пояса, размещенное в своеобразном «структурном окне», достигает 50 км в ширину. Одной из типичных черт Ладожско-Ботнического пояса является присутствие многочисленных выходов архейского фундамента в виде обрамленных гранито-гнейсовых куполов, сформированных в результате реоморфизма пород фундамента.

В строении пояса участвуют палеопротерозойские образования, начиная с ятулийского уровня. *Ятулий-людиковиийские отложения* фрагментарно распределены вдоль границы с Карельским кратоном. В разрезе нижнего ятулия преобладают кварциты и кварцито-песчаники с конгломератами и гравелитами в основании, нередко залегающими непосредственно на архейском фундаменте. Верхний ятулий образован пестроцветными доломитами и известняками с подчиненными песчаниками и сланцами. В разрезе людиковия преобладают биотит-кварцевые сланцы и филлиты, нередко сульфид- и углеродсодержащие, при ограниченном участии карбонатных пород и кварцитов. В районе Сортавалы предположительно ятулийские и людиковийские породы участвуют в строении мантий окаймленных куполов [Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе].

Следующее стратиграфическое подразделение Ладожско-Ботнического пояса — поздне-

палеопротерозойская *сортавальская серия* (*ливвий*). Наиболее характерны выходы сортавальской серии в обрамлении окаймленных куполов, образованных породами архейского основания. В разрезе сортавальской серии выделяются две толщи. Нижняя толща мощностью до 2000 м образована метаморфизованными толеитами и их туфами (амфиболитами) при участии метавулканитов андезитового и дацитового состава (биотитовые, биотит-гранатовые гнейсы). Верхняя толща варьирующей мощности, максимально достигающей 600–700 м, образована доломитовыми и кальцитовыми мраморами, кальцифирами, амфиболитами, амфиболовыми, слюдяными, слюдяно-кварцевыми сланцами и кварцитами, нередко обогащенными сульфидами и графитом. Часть пород преобразована в скарны. Серия дополнена многочисленными дайками и силлами метабазитов. Геохимические характеристики метабазитов указывают на принадлежность типу континентальных толеитовых базальтов. Кроме того, встречаются разности, близкие офиолитовому комплексу Оутокумпу (см. ниже).

Геохронология. Возраст метабазальтов (U-Pb по циркону [Ранний докембрий..., 2005]) охарактеризован приближенными оценками в интервале 1.99–1.95 млрд лет.

Следующий уровень представлен мощной (первые тысячи метров) *ладожской серией* (*калевий*), в составе которой преобладают терригенные метаосадки турбидитного типа — преимущественно андалузит-ставролитовые, силлиманит-двуслюдяные и кордиеритовые гнейсы (метапесчаники и метаалевролиты с различным участием глинистого материала). В основании разреза встречаются прослои метавулканитов основного и среднего состава [Ранний докембрий..., 2005]. Уровень метаморфизма повышается с приближением к тектоническому покрову, образованному гранулито-гнейсовым комплексом Старая Русса — Южно-Финляндского пояса (см. раздел 3.3.3).

Геохронология. Возраст ладожской серии с учетом данных по детритовым цирконам [Huhma et al., 1991] и геологических соотношений оценивается ~1.91 млрд лет.

Принято считать, что Карельский кратон и Свекофеннский аккреционной ороген разделены *Раахе-Ладожским швом* северо-западного простирания, который прослеживается по геологическим и геофизическим признакам из района Северного Приладожья вдоль восточной границы пояса Саво (см. ниже) в район Шелефтео в Северной Швеции. Раахе-Ладожский шов представляется в качестве крутопадающей право-сдвиговой зоны. Новейшие данные о глубинном строении (см. рис. 4.18 и 4.20) свидетельствуют о более сложной структуре пограничной зоны, где собственно крутопадающие правосдвиговые нарушения в преобладающей степени являются относительно поздними и наложенными.

Кратко охарактеризованные выше стратиграфические особенности Саво-Ладожского пояса собраны по фрагментарным данным. При этом как непосредственные наблюдения, так и соображения общегеологического порядка указывают на то, что «разрез» в значительной или в преобладающей степени является тектоностратиграфическим, оформленным в процессе чешуирования и перемещения тектонических пластин в северо-восточном направлении на окраину Карельского кратона.

Ятулий-людиковийские отложения практически ничем не отличаются от отложений этого возраста во внутренней области кратона. Напротив, сортавальская серия (ливвий) имеет определенную специфику и с достаточным основанием может рассматриваться в качестве отложений на шельфе пассивной окраины. Наконец, ладожская серия, преимущественно образована турбидитными осадками, характерными для подножия континентального склона пассивной окраины. Размещение ладожской серии поверх сортавальского разреза практически однозначно указывает на тектонические перемещения взбросо-надвигового типа.

Оруденение проявляется следующим образом.

1. Среди мафитовых подушечных лав и туфов сортавальской серии в обрамлении Питкярантского гнейсо-гранитного купола размещены редкометалльные (Li, Ta, Nb) пегматитовые жилы мощностью от 2 до 4–5 м при протяженности более 100 м [Металлогения Карелии, 1999]. Рудные минералы представлены цинвальдитом, лепидолитом, колумбитом-танталитом. Тип и происхождение этих образований, по-видимому, сходны или идентичны с архейскими редкометалльными пегматитами пояса Колмозеро-Воронья на Кольском полуострове (см. раздел 2.1.2).

2. В ладожских сланцах (район Импилахти) известны зоны сульфидной вкрапленности, а также проявления золото- и платинометалльного оруденения [Металлогения, 1999].

Стоит отметать, что хорошо известная металлогеническая скудость дорапакиви-гранитных ассоциаций Северного Приладожья, как будто бы контрастирующая с металлогенической насыщенностью свекофеннских комплексов

соседней Финляндии, вполне согласуется с нашей трактовкой тектонического районирования региона: в Северном Приладожьи отсутствуют структурно-вещественные ассоциации Свекофеннского аккреционного орогена.

Размещенные в Северном Приладожье рудные формации, образовавшиеся в связи с габбро-анортозит-рапакивигранитным магматизмом, в нашей работе не рассматриваются.

Вепско-Андогский и Кубенско-Вологодский пояса образуют перекрытое осадочным чехлом юго-восточное продолжение Саво-Ладожского пояса, которое прослеживается по геофизическим материалам, но не вскрыто буровыми скважинами. Геофизические материалы свидетельствуют о размещении пород, близких по составу породам Саво-Ладожского пояса непосредственно поверх архейского комплекса Карельского кратона (см. прил. I-2 и IV-1).

В строении Вепско-Андогского и Кубенско-Вологодского поясов преобладают кварциты, метапесчаники, метаалевролиты, серицит-биотитовые сланцы, иногда с силлиманитом, по крайней мере частично, — аналоги ладожской серии (*скв. Кубенская*, *Вологодская*, *Покровская-1*). По данным А.В. Самсонова с соавторами [2003 г. (неопубликованные материалы)], геохимические особенности песчаников, вскрытых *Кубенской скважиной*, определялись особенностями состава магматических пород, послуживших источником сноса. В качестве таких пород можно предполагать тоналит-трондьемитовые гранитоиды, широко представленные в коре Карельского кратона. Заметно повышенные концентрации MgO, Cr и Ni свидетельствуют о вероятной добавке терригенного материала из пород типа коматиитовых базальтов, также характерных для Карельского кратона. Протолитом мусковит-силлиманитового гнейса, поднятого *Вологодской скважиной*, как следует из петрогеохимических данных А.В. Самсонова, вероятно, служили зрелые терригенно-осадочные породы типа глин. Резкое обогащение Al_2O_3 (до 22%) и K_2O и обеднение CaO, Na_2O и Sr при низком содержании SiO_2 (55%) указывают на глубокое химическое выветривание исходного материала. По оценке А.В. Самсонова, процессы денудации источников сноса и осадконакопления могли происходить не ранее 2.0–1.9 млрд лет назад, что сопоставимо со временем формирования ладожской серии.

Геодинамическая интерпретация. Приведенные выше данные позволяют сделать вывод о том, что осадконакопление на шельфе активной окраины, маркирующее ее возникновение, стартовало около 2.0 млрд лет назад и продолжалось до ~1.91 млрд лет, тогда как уже 1.93 млрд лет назад на некотором удалении от пассивной окраины началось формирование островодужного комплекса пояса Саво (см. следующий раздел).

3.5.2. Свекофеннский аккреционный ороген

Пояс Саво в северной части Свекофеннского орогена в пределах территории Финляндии протягивается в север–северо-западном направлении вдоль границы с Карельским кратоном в виде полосы длиной около 200 и шириной 60–70 км (см. прил. I-1 и II-1). Пояс образован толщами переслаивающихся слабо и умеренно метаморфизованных граувакк, кремнистых сланцев и песчаников, в участках более интенсивного метаморфизма — слюдяными, графит- и/или сульфидсодержащими сланцами и парагнейсами, вмещающими прослои мафитов (амфиболитов), кислых и средних вулканитов, датированных 1.93–1.92 млрд лет. Около половины площади пояса Саво занято интрузивными массивами гранитоидов (гранодиоритов, диоритов, гранитов-гранодиоритов, монцонитов и сиенитов), сформированных в течение двух главных интервалов магматической активности: 1.91–1.88 и 1.88–1.87 млрд лет. Пояс Саво принято рассматривать в качестве фрагмента примитивной островной дуги [Suomen kallioperäkartta, 1997; Korsman et al., 1999; Lahtinen et al., 2005].

Области Оутокумпу и Саимаа (см. прил. I-1 и II-1) выделяются в пределах приблизительно овальной территории около 100 км в поперечнике, образующей юго-восточное продолжение пояса Саво. Они сложены тем же комплексом пород, что и пояс Саво, однако роль гранитоидов здесь ниже, а роль метаосадков — существенно выше (осадки резко преобладают). Ограниченно распространенные мафитовые вулканиты, ассоциированные с серпентинитами, играют важную индикаторную роль. Они рассматриваются в качестве офиолитового комплекса Оутокумпу, обдуктированного на окраину Карельского кратона. С офиолитами Оутокумпу связано месторождение сульфидных золотосодержащих Cu-Co-Zn руд, сформированное в породах мантийной составляющей офиолитового комплекса [Kontinen, 1998; Sorjonen-Ward et al., 2004].

Предполагается, что офиолитовый комплекс Оутокумпу был сформирован в результате за-

дугового рифтинга и последовавшей субдукции литосферы узкого задугового бассейна (океаническая кора поверх субконтинентальной мантии) в западном направлении (в современных координатах — т.е. «от континента»). Затем при коллизии островной дуги офиолитовый комплекс был выдавлен в западном направлении на окраину Карельского кратона [Lahninen et al., 2005]. Для габбро, ассоциированного с серпентинитами Оутокумпу, был получен возраст 1.97±0.02 млрд лет [Huhma, 1986].

***Центрально-Финляндский гранитоидный комплекс* (*ЦФГК*)** занимает преобладающую по площади центральную часть Южной Финляндии. В плане комплекс имеет форму треугольника с закругленными вершинами, приблизительно 270 км в основании и около 200 км по высоте (около 40 000 км^2 — см. прил. I-1 и II-1). В результате геологической интерпретации сейсмического образа коры вдоль профиля FIRE-1 было установлено, что комплекс имеет небольшую вертикальную мощность и, по существу, представляет собой пологолежащее силлообразное тело [Korja, Lahtinen, Hekkinen et al., 2006].

ЦФГК представляет собой важную, однако все еще недостаточно изученную часть коры Свекофеннского орогена. Изотопно-геохронологические данные фиксируют в гранитоидах ЦФГК свидетельства корового источника с возрастом ~2.1–2.0 млрд лет [Lahtinen, Huhma, 1997; Rämö et al., 2001].

В составе комплекса преобладают «синорогенные» известково-щелочные гранодиориты, тоналиты, граниты, монцониты и сиениты и их метаморфизованные аналоги, датированные 1.89–1.87 млрд лет [Lahtinen, Huhma, 1997 и ссылки в этой работе]. Их подразделяют на «синкинематические» (~1.89–1.88 млрд лет) и «посткинематические» (~1.88–1.87 млрд лет) группы, различающиеся геологическими соотношениями, геохимическими и петрографическими особенностями [Nironen et al., 2000]. Посткинематические гранитоиды демонстрируют признаки бимодальной (мафитовой–фельзической) магматической ассоциации, типичной для гранитоидов, формирующихся в обстановках растяжения (стоит напомнить, что обстановка растяжения и условия гранулитового метаморфизма были характерны для восточной части Южно-Прибалтийского сектора — см. раздел 3.3.3). Результаты петрологических [Elliott et al., 1998] и геохимических [Nironen et al., 2000] исследований свидетельствуют, что посткинематические кварц-монцонитовые и гранитные тела кристаллизовались из относительно высокотемпературных «сухих» магм А-типа и чарнокитового типа и во многих отношениях напоминают более молодые граниты-рапакиви.

***Пояс Похянмаа* (*Пюхасалми*)** в юго-западной Финляндии (см. прил. I-1 и II-1) представляет собой депрессию приблизительно овальной формы размером около 180 км по длинной и 70–80 км по короткой оси. Депрессия преимущественно выполнена метаосадками: граувакками, кварцитами, песчаниками, слюдяными сланцами, графит- и/или сульфидсодержащими сланцами и парагнейсами с линзами и прослоями амфиболитов (мафитовых метавлуканитов). В периферической части депрессии, то есть в основании разреза, участие мафитовых метавулканитов возрастает. Возраст оценивается в интервале 1.90–1.87 млрд лет. Литологические и геохимические характеристики предполагают формирование толщи в обстановке островной дуги или, вероятнее — задугового или междугового бассейна [Koistinen et al., 1996; Geological Map..., 2001; Lahtinen et al., 2005].

Пояс Тампере — субширотный пояс протяженностью немного более 100 км при максимальной ширине 25 км примыкает к южному краю ЦФГК (см. прил. I-1 и II-1). В строении пояса приблизительно в равных долях участвуют метаосадки и метавулканиты островодужного типа — кислого, основного и среднего состава, датированные 1.90–1.89 млрд лет [Geological Map..., 2001; Lahtinen et al., 2005]. Нижняя часть разреза образована мафитовыми лавами, изверженными в рифтогенной или задуговой обстановке не позднее 1.90 млрд лет, поскольку они перекрыты гракваккими с включением детритовых цирконов, датированных 1.91 млрд лет [Huhma et al., 1991; Lahtinen et al., 2002], и лавами, датированными 1.90 млрд лет [Kähkönen, 1989].

Осадочно-вулканогенная толща прорвана телами гранитоидов в значительной части непосредственно связанных с Центрально-Финляндским массивом.

Пояс Пирканмаа можно рассматривать в качестве южного «расширения» пояса Тампере (см. прил. I-1 и II-1). Протяженность пояса достигает 175 км при максимальной ширине около 50 км. В отличие от пояса Тампере здесь преобладают метаосадки (метаграувакки, метакремнистые сланцы, метапесчаники, слюдяные сланцы, графит- и сульфидсодержащие сланцы), метавулканиты играют подчиненную роль.

Наш анализ сейсмического образа коры вдоль профиля FIRE-2 (опубликованного в [Finnish re-

flection..., 2006]), свидетельствует о том, что вулканогенные и осадочные толщи поясов Тампере и Пирканмаа согласно погружаются в северных румбах под южную окраину ЦФГК (в книге [Finnish reflection..., 2006] приведена интерпретация сейсмического образа только для верхней части коры, которая практически не характеризует строение коры, подстилающей пластинообразное тело ЦФГК).

Пояс Хамеелинна занимает следующую к югу (юго-западу) позицию, непосредственно соседствуя с поясом Пирканмаа. Этот пояс имеет в плане треугольную (клиновидную) форму. Его длина (высота треугольника, обращенная на восток) достигает 200 км, ширина основания вдоль береговой линии Ботнического залива — около 130 км. Клиновидная форма пояса непосредственно определяется перекрытием его юго-восточной части тектоническим покровом Южно-Финляндского гранулито-гнейсового пояса (см. прил. I-1 и II-1). Пояс Хамеелинна образован мафитовыми вулканитами, прорванными массивами гранитоидов и небольшими телами габбро, диоритов, ультрамафитов. В верхней части возрастает роль метаосадков.

Строение западной части пояса осложнено наложенной впадиной, с которой сопряжен массив гранитов-рапакиви Лаитила.

Глубинное строение, геодинамическая интерпретация. Разработанные в течение последних 20 лет модели формирования Свекофеннского аккреционного орогена предполагают, что возникновение орогена стало результатом аккреции как минимум двух островодужных комплексов, датированных 1.92–1.89 млрд лет, перемещавшихся с запада и с юга (в современных координатах) и небольших фрагментов досвекофеннских (1.93 млрд лет) образований к архейскому континенту. Согласно существующим геохронологическим данным, аккреция состоялась между 1.91 и 1.87 млрд лет [Gaál, Gorbatschev, 1987; Lahtinen, 1994; Nironen, 1997; Väisänen et al., 2000]. Кроме того, результаты датирования детритовых цирконов указывают на участие коры с возрастом около 2.0 млрд лет [Claesson et al., 1993; Lahtinen, Huhma, 1997]. Мощным проявлением коллизионных событий считается внедрение обширного Центрально-Финляндского батолита, образованного породами I типа, ~1.88 млрд лет назад. За формированием батолита практически немедленно последовали условия растяжения, сопровождавшиеся внедрением небольших интрузивных тел гранитоидов A- и C-типа [Ehlers et al., 1993; Lahtinen, 1994;Väisänen et al., 2000]. В качестве островной дуги субширотного простирания рассматривалась упоминавшаяся в разделе 3.3.1 «Позднсвекофеннская гранит-мигматитовая зона», которая, в нашей интерпретации, представляет собой Южно-Финляндскую ветвь внутриконтинентального гранулито-гнейсового пояса.

В недавние годы, с появлением новых данных (петрологических, геохимических, геохронологических, геофизических) эта модель подверглась значительной модернизации [Lahtinen et al., 2005]. На смену идее более или менее последовательной и непрерывной эволюции пришла модель, где предполагается ряд последовательных, частью перекрывающихся во времени «орогенезисов». Участниками сценария стали архейские кратоны (Карелия, Кола и Норботтен), палеопротерозойские (> 2.0 млрд лет) микроконтиненты (Кейтеле, Бергслаген и Ботния), островная дуга Киттиля (~2.0 млрд лет) и более молодые (~1.95 млрд лет) островные дуги (Саво, Кнафтен, Инари, Терская), столкновениями которых и определяются последовательные «орогенезисы».

В юго-восточной части Свекофеннского орогена, рассматриваемой в нашей работе, этой моделью предполагается важная роль микроконтинента Кейтеле, который рассматривается в контуре Центрально-Финляндского гранитоидного массива (напомним: 200–270 км в поперечнике). Главным аргументом в пользу идеи о существовании этого микроконтинента являются упоминавшиеся выше изотопно-геохимические признаки вклада в состав гранитоидов вещества среднепалеопротерозойской (~2.1–2.0 млрд лет) коры.

Предполагается, что как минимум часть островодужных систем, преобразованных в рассмотренные выше осадочно-вулканогенные пояса, могла быть сформирована в процессе субдукции, хотя ясные признаки сутурных зон до настоящего времени не установлены. Предполагается, в частности, что породы островной дуги Саво, датированные 1.93–1.92 млрд лет, были присоединены к микроконтиненту Кейтеле не позднее 1.92 млрд лет. Несколько позднее к южной окраине этого микроконтинента была аккретирована островная дуга Тампере, образованная породами, сформированными 1.90–1.89 млрд лет назад. Последнее событие связано с аккрецией южного мигматитового пояса, который интерпретируется в качестве аккреционного клина. Существование скрытого от прямого наблюдения микроконтинента Кейтеле, как отмечено в [Lahtinen et al., 2005], подкреплено данными геоэлектрики (наличие проводящих уровней в коре) и результатами ин-

терпретации потенциальных полей. Модель финских исследователей не подверглась изменениям после отработки системы сейсмических профилей по проекту FIRE [Finnish reflection..., 2006].

Материалы и модельные разработки, приведенные в предыдущих разделах, и прежде всего принципиальная переоценка происхождения и строения гранулито-гнейсовых поясов Восточно-Европейского кратона, включая Южно-Финляндский пояс, побуждают нас по-иному взглянуть на некоторые положения охарактеризованной выше эволюционной модели. Дополнительные основания для обсуждения приходят из нашего анализа и геологической интерпретации сейсмических образов коры Свекофеннского аккреционного орогена, полученных в рамках проекта FIRE.

Однако, поскольку исследование строения и эволюции Свекофеннского орогена (как и преобладающая часть территории орогена) выходит за рамки нашей работы, мы ограничимся несколькими замечаниями.

1. В гранитоидах Центрально-Финляндского массива зафиксирована примесь корового материала, образовавшегося ~2.1–2.0 млрд лет назад; вулканическая и плутоническая активность в юго-восточной части Свекофеннского орогена в зоне, пограничной с Карельским кратоном отмечена 1.97 млрд лет назад; вся последующая магматическая и тектоническая активность, включая созидание и аккрецию островных дуг, задуговых и междуговых образований связана с коротким интервалом между 1.93 и 1.87 млрд лет.

2. Геологический разрез, составленный финскими коллегами вдоль сейсмического разреза по профилю FIRE-1, простирается пока лишь до глубин, приблизительно соответствующих границе верхней и средней коры [Korja, Lahtinen, Hekkinen et al., 2006]. Выполненная М.В. Минцем геологическая интерпретация сейсмического образа (картины сейсмических отражений) на полную мощность коры вдоль того же профиля (базирующаяся на сейсмических разрезах, опубликованных в [Finnish reflection..., 2006]), свидетельствует о том, что кора, подстилающая пластообразный Центрально-Финляндский массив мощностью не более 10–12 км, образована непрерывной последовательностью тектонических пластин, монотонно погружающихся к северному концу профиля (см. ниже рис. 4.18 и 4.20). Оценки мощности отдельных пластин варьируют в интервале 5–20 км. Часть пластин может быть прослежена к поверхности в области поясов Тампере и Пирканмаа, что позволяет предполагать осадочно-вулканогенный тип пород, слагающих эти пластины. Какие-либо признаки «доостроводужного» микроконтинента Кейтеле разрез не обнаруживает.

3. На том же разрезе (см. ниже рис. 4.20) пояс Саво выглядит как некая депрессия, также расположенная поверх вышеупомянутого ансамбля наклонных тектонических пластин.

4. Южно-Финляндский пояс принадлежит Южно-Прибалтийскому сектору внутриконтинентального коллизионного орогена, его формирование не связано с процессами тектоноплитного типа. Надвигание гранулито-гнейсового комплекса произошло ~1.80–1.78 млрд лет назад — позднее завершения аккреционно-коллизионных процессов и структурного оформления Свекофеннского орогена.

5. Формирование позднеколлизионных гранитоидов Южной Финляндии, вероятно, связано с участием мантийного источника плюмового типа.

3.6. Поздне-палеопротерозойский поздне-и постколлизионный гранитоидный и щелочной магматизм

Коллизионные процессы в пределах Свекофеннского аккреционного орогена и в структурах раннедокембрийского фундамента, перекрытого осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы, завершились в конце позднего палеопротерозоя размещением гранитоидов, которые по положению в региональных структурах условно разделены на поздне- и постколлизионные. Помимо гранитоидов известны постколлизионные дайки лампроитов в пределах Порьегубского поля на Кольском полуострове.

Коллизионные гранитоиды на юго-востоке Свекофеннского аккреционного оргена. Аккреционные процессы в юго-восточной части Свекофеннского орогена (с учетом предлагаемой в этой книге модели происхождения Южно-Финляндского пояса — см. раздел 3.3.3), в основном завершились около 1.90–1.89 млрд лет назад.

В разделе 3.5 было показано, что в составе Центрально-Финляндского гранитоидного массива и в его обрамлении преобладают «синорогенные» известково-щелочные гранодиориты, тоналиты, граниты, монцониты и сиениты, относящиеся по геохимическим характеристикам к I типу, датированные 1.89–1.87 млрд лет [Lahtinen, Huhma, 1997 и ссылки в этой рабо-

те]. Их подразделяют на «синкинематические» (~1.89–1.88 млрд лет) и «посткинематические» (~1.88–1.87 млрд лет) группы, различающиеся геологическими соотношениями, геохимическими и петрографическими особенностями [Nironen et al., 2000].

После короткого перерыва, 1.84–1.81 млрд лет назад последовало внедрение многочисленных интрузивных тел позднеорогенных гранитов, преимущественно относящихся к S-типу, которые сопровождались небольшим количеством мафитовых интрузивов. Эти интрузивы имеют широкое распространение к северу от Южно-Финляндского пояса — в пределах Южно-Финляндского массива, а также в его обрамлении [Elliot et al., 1998; Rämö et al., 2001]. Их формирование связывается с коллизионным скучиванием и утолщением коры [Väisänen, Hölttä, 1999]. Далее последовали мелкие штокообразные тела, образованные шошонитовыми магмами — посторогенные (постколлизионные) интрузивы, внедрившиеся 1.81–1.77 млрд лет назад, как предполагается, в обстановке растяжения [Väisänen et al., 2000 и ссылки в этой работе]. (На геолого-тектонической карте (см. прил. I-1) поздне- и посторогенные интрузивы не показаны.)

Последние проявления магматизма в Южной Финляндии — внедрение гранитов-рапакиви 1.65–1.47 млрд лет назад начинают новый цикл тектонической и магматической активности, рассмотрение которого выходит за рамки этой книги.

Коллизионные и постколлизионные гранитоиды в структурах раннедокембрийского фундамента, перекрытого чехлом Восточно-Европейской платформы. Анализ особенностей региональных физических полей, распределения оценок эффективных петрофизических характеристик и данных глубокого бурения позволил оконтурить области значительного развития гранитоидов и выделить отдельные гранитоидные массивы (см. прил. I-2 и IV-1). Главным петрофизическим признаком размещения гранитных тел в фундаменте является наличие более или менее четко ограниченных контуров пород с низкими значениями эффективной плотности. Они могут характеризоваться как повышенными, так и пониженными значениями эффективной намагниченности. Данные бурения свидетельствуют о наличии плагиомикроклиновых и существенно плагиоклазовых разностей гранитоидов. Изометричные области, отвечающие породам с особенно низкой эффективной плотностью в пределах зоны северо-западного простирания с известными массивами гранитов-рапакиви (Салминский, Выборгский), предположительно выделены в качестве массивов того же типа. Среди остальных гранитоидов по петрофизическим признакам выделяются высоко- и умеренномагнитные с особо низкой и с пониженной плотностью и низкомагнитные разности, которые совместно или по отдельности участвуют в строении массивов. Секущие соотношения выделенных таким образом гранитоидных массивов со структурно-вещественными ассоциациями рамы позволяют интерпретировать их в качестве поздне- или постколлизионных образований. В пределах территории, представленной на геолого-тектонической карте фундамента центральной и восточной частей ВЕП (см. прил. I-2 и IV-1), этими гранитоидами образованы несколько крупных массивов, размещенных в пределах южной окраины Карельского кратона и Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена: Белозерский, Тарногский, Карныш-Пыщугский, Тверской и Старо-Торопский, сопровождаемых рядом относительно небольших интрузивов.

Карныш-Пыщугский массив (см. прил. I-2 и IV-1) расположен в северо-восточной части Среднерусского сектора Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена, где структуры орогена разворачиваются от северо-восточного к субмеридиональному простиранию, а сам ороген несколько расширен. Можно предположить, что деформации, связанные с разворотом структуры, способствовали возникновению условий растяжения и, в свою очередь, парциальному плавлению и мигматизации коры и размещению гранитоидных тел. Размеры интрузива — 800 км в длину при максимальной ширине около 150 км.

В строении массива выделяется четко ограниченное центральное овальное ядро, образованное гранитоидами с повышенной намагниченностью (петрофизические классы 14–15, эффективная плотность — 2.63–2.72 г/см^3). Подобные характеристики могут указывать на формирование гранитов в результате гранитизации (мигматизации) мафитовых гранулитов, отличающихся повышенной намагниченностью. Внешние зоны массива образованы породами с варьирующими значениями плотности и намагниченности (классы 8, 17–18, 26; плотность — 2.65–2.75 г/см^3), образованные, вероятнее всего, породами гранит-мигматитового комплекса. Граниты с аналогичными характеристиками вскрыты скважинами (*скв. Гагаринская-1, Карнышская-1*).

Белозерский массив в южной части Карельского кратона (см. прил. I-2 и IV-1) преимущественно пересекает породы архейского гранито-

гнейсового комплекса Карельского кратона, а также палеопротерозойские комплексы Вепсско-Андогского и Кубенско-Вологодского поясов. Массив, достигающий 200–250 км в поперечнике, имеет сложные очертания. Его западная часть образована магнитными низкоплотными породами (петрофизические классы 14, 18, 26, эффективная плотность — 2.60–2.68 г/см^3) восточная — менее магнитными породами несколько более высокой плотности (классы 8, 17–18, эффективная плотность — 2.68–2.75 г/см^3). Скважины, достигавшие фундамента в пределах массива, к сожалению, отсутствуют.

Тарногский массив, также в южной части Карельского кратона (см. прил. I-2 и IV-1), прослеживается вдоль границы кратона с Тотьминским осадочно-вулканогенным поясом на протяжении 350 км при ширине от 50 до 100 км. Массив имеет сложные извилистые очертания с многочисленными апофизами и заливами, пересекающими, помимо архейского гранито-гнейсового комплекса, палеопротерозойские образования: гранулито-гнейсовый комплекс Соловецкого пояса и осадочно-вулканогенный комплекс Тотьминского пояса. Массив образован низкомагнитными гранитоидами (петрофизические классы 8, 16–18 и 26, преобладающий по объему класс низкоплотных пород: эффективная плотность — 2.60–2.72 г/см^3). Скважины, достигавшие фундамента в пределах массива, отсутствуют.

Тверской массив, точнее — группа массивов, «выстилающих» основание Тверского (Тверь-Букаловского) мигматит-гнейсо-амфиболитового пояса в области его центриклинального замыкания (см. прил. I-2 и IV-1). Протяженность дугообразной цепочки выходов гранитов к поверхности фундамента составляет около 400 км. Массивы образованы низкомагнитными гранитоидами (петрофизические классы 18–19 и 26, эффективная плотность — 2.60–2.68 г/см^3). Судя по керну близ расположенной *скважины Редкино-II*, Тверской массив может быть образован плагиогранитами.

Старо-Торопский массив в пограничной области Среднерусского и Южноприбалтийского секторов прорывает породы Торопецкого гранулито-гнейсового тектонического покрова и Старая Русса — Южно-Финляндского пояса (см. прил. I-2 и IV-1). Массив имеет сложные очертания, в значительной степени подчиненные структуре вмещающих гранулито-гнейсовых комплексов. Протяженность массива, вытянутого в северо-восточном направлении, достигает 200 км, ширина — 100 км.

В строении массива преобладают умеренно магнитные гранитоиды, принадлежащие петрофизическому классу 8 (эффективная плотность 2.68–2.72 г/см^3). Среди них размещены овальные массивы, как правило, около 20 км в поперечнике, породы которых принадлежат петрофизическому классу 14, изредка — соседнему классу 26. Это особенно высокомагнитные и одновременно низкоплотные (> 2.60–2.68 г/см^3) породы. Массив подобного типа, вскрытый *Нелидовской скважиной*, образован еще менее плотными породами — микроклиновыми гранитами. Этот тип массивов можно назвать «Нелидовским». Аналогичные массивы встречаются и в других областях Среднерусского сектора (см. прил. I-2 и IV-1).

Постколлизионные лампроиты Порьегубского дайкового поля. Дайковые поля, известные в южной части Кольского полуострова и в Северной Карелии, включает щелочные породы двух возрастных групп, различающиеся по возрасту, составу и условиям образования. Преобладающие по количеству дайки палеозойской группы (380–360 млн лет) сложены в основном мелилититами и биотитовыми нефелинитами. Дайки поздне-палеопротерозойской группы, образующие уникальное Порьегубское поле, представлены оливин-диопсид-флогопитовыми и диопсид-флогопит-калишпатовыми лампроитами — умеренно- и высококалиевыми (K/Na более 3) кальциевыми низкотитанистыми, реже переходными и высокотитанистыми породами, богатыми фосфором и РЗЭ [Моралев, Самсонов, 2004; Богатиков и др., 2006]. Оценка возраста лампроитов, полученная Rb-Sr и Sm-Nd методами, составила 1.72±0.01 (1.719±0.008) млрд лет [Никитина и др., 1999].

Субщелочные породы с возрастом 1800-1750 млн лет известны также в Северном Приладожье [Кононова и др., 2002].

Геодинамическая интерпретация. Как видно из представленной краткой характеристики, в пределах Свекофеннского аккреционного орогена возможно выделение двух главных типов поздне- и постколлизионных гранитоидных комплексов: 1) сформированных исключительно в результате коллизионного утолщения и за счет парциального плавления коры и 2) возникших при взаимодействии мантийного и корового источников в обстановке растяжения (коллапса коллизионного орогена?) и, возможно, при участии процессов плюмового типа.

Гранитоиды, перекрытые осадочным чехлом, охарактеризованы крайне скудно, на современном уровне изученности их интерпретация остается за рамками возможного.

Глава 4
Глубинный геологический разрез по опорному профилю 1-ЕВ и профилю-рассечке 4В: объемные модели строения раннедокембрийской коры

В 1995–2008 гг. на территории Восточно-Европейской платформы в рамках Федеральной программы по созданию Государственной сети опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин был реализован крупнейший российский проект по изучению глубинного строения земной коры и верхней мантии методом отраженных волн в модификации общей глубинной точки (МОВ-ОГТ, далее для краткости — МОГТ) вдоль опорного профиля (геотраверса) 1-ЕВ. Профиль протянулся с севера на юг от Кольской сверхглубокой скважины до Астрахани (см. рис. 0.1), его протяженность составила 4080 км. На территории Карелии геотраверс 1-ЕВ сопровождается профилем-рассечкой 4В протяженностью 270 км.

Данные, полученные МОГТ, обладающим высокой разрешающей способностью, выявили существенно более сложное и в значительное степени иное строение земной коры, чем предполагалось ранее. При интерпретации данных, полученных с использованием преломленных волн (ГСЗ, МОВЗ) за основу, как правило, принимаются горизонтально-слоистые и слоисто-блоковые модели геологического строения земной коры (см., например, [Гизе, Павленкова, 1988; Краснопевцева, Щукин, 2000; Павленкова, 1999; и ссылки в этих работах]). Предполагается, что блоки ограничены зонами глубинных разломов, рассекающими кору или отдельные ее «слои», обусловливая тем самым дискретность структуры коры в горизонтальном направлении.

Результаты исследований этими методами свидетельствуют, что раздел (поверхность) Мохо представляет собою наиболее выдержанную сейсмическую границу, на которой образуются отраженные, преломленные и обменные волны, имеющие разную степень устойчивости. В то же время известно, что эта поверхность не является непрерывной — часто даже в пределах одного профиля. Установлено, что раздел Мохо во многих местах имеет сложное строение и включает серию отдельных поверхностей, совместно образующих зону мощностью 4–5 км.

Постоянно предпринимаются попытки выделения региональных границ внутри земной коры (типа границы Конрада или Форша). Однако эти границы всегда оказываются невыдержанными и малопротяженными, а подходы к их геолого-геофизической интерпретации остаются недостаточно обоснованными.

Исследования МОГТ показали, что в коре повсеместно наблюдаются полого- и относительно круто погружающиеся границы, а также объекты разнообразного облика. Вместе с тем, субгоризонтальные сейсмические границы региональной протяженности, которые также выделяются на сейсмических разрезах МОГТ в различных частях земной коры, связаны с конкретными геологическими объектами. Принципиально важно, что, в отличие от границ, выделяемых на разрезах ГСЗ-МОВЗ,

многие сейсмические границы на разрезах МОГТ достигают уровня дневной поверхности. Основные оси синфазности, как правило, имеют горизонтальные размеры соизмеримые с первой зоной Френеля и могут рассматриваться как фрагменты многочисленных отражающих поверхностей, имеющих сложный рельеф. Было установлено, что различные комплексы пород различаются характером составляющих их локальных неоднородностей.

Взятые в совокупности, данные МОГТ [Берзин и др., 2000; Глубинное строение..., 2001], материалы сверхглубокого бурения [Кольская сверхглубокая, 1984], глубоких поисково-разведочных скважин, физического моделирования и анализ геологического строения [Минц и др., 1996] продемонстрировали исключительно высокую гетерогенность земной коры Фенноскандинавского щита. Из этих данных следует, что ранее принимавшаяся аппроксимация строения коры слоисто-блоковыми моделями чрезмерно упрощает ситуацию и не соответствует реальному геологическому строению среды. В то же время, данные ГСЗ-МОВЗ предоставляют информацию о скоростных характеристиках не только верхнего и среднего, но и нижнего уровня коры и верхней мантии, где апертуры МОВ явно недостаточны для таких определений. Эти соображения указывают на необходимость комплексирования обоих методов — с использованием и отраженных и преломленных волн.

С целью оптимизации процесса исследования, при отработке профиля 1-ЕВ объединение «Спецгеофизика» в экспериментальном порядке на отдельных участках профиля начало применять технологию комбинированной сейсморазведки, которая предполагает совместное использование перечисленных технологий [Берзин и др., 2004].

4.1. Методические особенности сейсмопрофилирования

Глубинные сейсмические исследования по опорному профилю 1-ЕВ, за исключением начального этапа работ, выполненных в 1995 г., были проведены с применением телеметрической регистрирующей системы и группы вибраторов повышенной мощности с пиковым усилием на грунт 60–75 т. Применялась симметричная система наблюдений с длиной расстановки 18 км и шагом пунктов наблюдений 50 м.

На первом этапе глубинные сейсмические исследования кристаллической части коры методом МОВ-ОГТ проводились по технологии, разработанной в нефтяной сейсморазведке. Однако первые результаты потребовали существенной корректировки параметров систем наблюдений, регистрации и возбуждения. На центральном участке профиля были проведены исследования по реальному комбинированию метода отраженных волн МОВ-ОГТ и метода преломленных волн МПВ-ГСЗ. В эксперименте была использована группа из пяти вибраторов для МОВ-ОГТ и групповые взрывы в скважинах глубиной 25–30 м по 20 кг тротила в каждой для МПВ-ГСЗ. Суммарный заряд менялся от 20 до 10000 кг в зависимости от удаления (0–250 км). В рамках единого проекта по профилю 1-ЕВ были также выполнены: профильная высокоточная гравиметрическая съемка с шагом 200 м и магнитотеллурические зондирования в трех модификациях — АМТЗ, МТЗ, ГМТЗ. Шаг измерений по профилю — 1–3 и 10–15 км, соответственно [Сулейманов, Берзин, 2007]. Эти дополнительные материалы продолжают обрабатываться (см., например [Сулейманов, Заможняя, Павленкова, 2007]) и использованы в данной книге лишь в небольшой части.

4.1.1. Методика полевых сейсмических исследований

Полевые исследования в преобладающей части профиля 1-ЕВ были выполнены с использованием 500–1000-канальных телеметрических станций I/O-2 и I/O-4 с сейсмоприемниками GS-20DX и виброисточниками повышенной мощности с пиковым давлением на грунт 60–75 т. Сейсмические наблюдения проводились вдоль автомобильных трасс по системе 90-кратного профилирования. Методика исследований по профилю 4В имела небольшие отличия, которые зафиксированы в табл. 4.1.

Типичный характер волнового поля приведен на рис. 4.1. Сейсмические волны, идентифицируемые как продольные (*p*-волны) отраженные и преломленные, имеют разнообразный вид. Наблюдаются как простые формы колебаний, образованные на контактных поверхностях, так и сложные волновые пакеты, формируемые на средне-мелкомасштабных элементах гетерогенной среды. Следует отметить высокое качество

Таблица 4.1. Основные параметры сейсмического эксперимента

Характеристики сейсмического эксперимента	**1-ЕВ**	**4В**
Параметры возбуждения		
Граничные частоты и длительность свип-сигнала	10–60 Гц, 20–24 с	12–60 Гц, 20 с
Схема возбуждения сигнала	8–10	
Пиковое давление на грунт	60–75 т	50 т
Система управления и контроля вибраторов	PELTON, Advance II VCE	
Расстановка		
Система наблюдений	Симметричная	Встречно-фланговая
Количество активных каналов	362	100 + 100
Кратность суммирования	90	50
Минимальный продольный вынос	25 м	100 м
Максимальный продольный вынос	9025 м	10025 м
Группирование вибраторов	4–5 на базе 50 м	
Группирование сейсмоприемников	12 на базе 44 м	
Расстояние между сейсмоприемниками	50 м	
Параметры записи		
Формат	IEEE SEG D, SEG-Y	IEEE SEG D
Длительность записи после корреляции	25 с	
Шаг квантования	4 мс	
Предварительное усиление	48 дБ	
Режекторный фильтр	Выключен	
Редактор подавления помех	BURST + DIVERSITY	

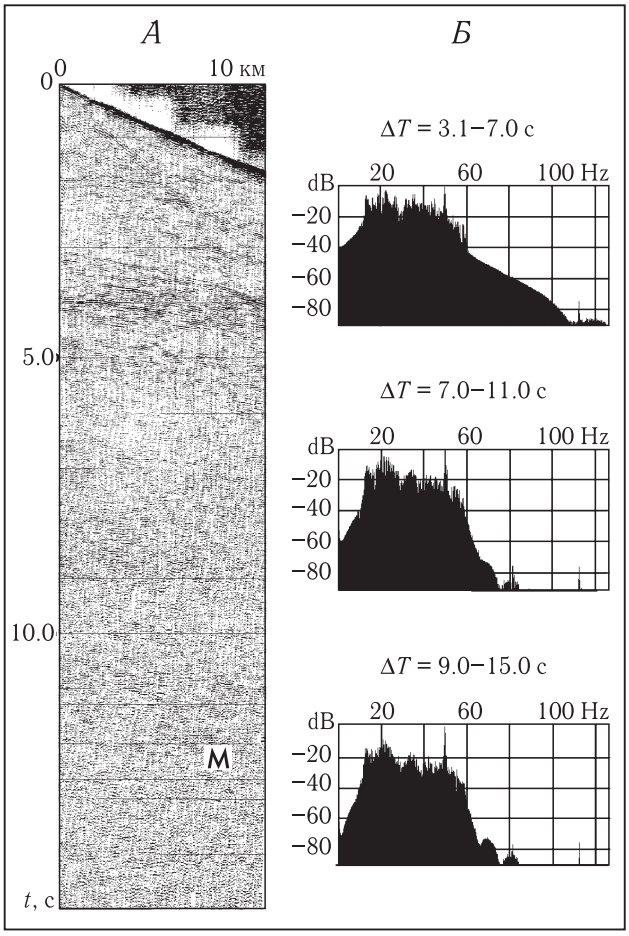


Рис. 4.1. Типичный пример полевой записи (профиль 4В, пк 38.5 км)

А — корреляционная сейсмограмма; *Б* — частотный спектр

сейсмической информации, получаемой на больших удалениях и глубинах при использовании мощных виброисточников. Высокое отношение сигнал/помеха и относительно широкий диапазон частот (до 2–2.5 октав), охватывающий среднюю часть спектра от 15 до 60 Гц, позволяют существенно детализировать сейсмические построения в верхних и средних частях земной коры. Характеристики волновых полей регулярных волн и помех подробно рассмотрены в отчетах о проведенных исследованиях (ОП «Спецгеофизика») и в ряде публикаций [Берзин и др., 2000, 2001]. Результаты изучения верхней части разреза методами преломленных волн были использованы для расчета априорных статических поправок.

4.1.2. Обработка сейсмических данных

Исходные сейсмические данные обработаны на ЭВМ по стандартным технологиям, а также по специальным методикам, учитывающим особенности геологического строения раннедокембрийской коры. К таким особенностям сле-

дует отнести чрезвычайно сложное строение среды, обусловленное складчатостью, перемещениями по крутопадающим и пологим разломам и преобразованием состава пород в результате регионального метаморфизма и мигматизации. Сейсмогеологические характеристики такой геологической среды резко дифференцированы по всем направлениям и имеют дискретный характер, что заставляет относить ее к классу «сложно-построенных сред». Поля отраженных волн, формируемые в таких средах, чрезвычайно разнообразны и значительно отличаются от волновых полей, наблюдаемых в субгоризонтально залегающих макрослоистых толщах фанерозойских осадочных бассейнов. Обработка сложных волновых полей требует специального методического подхода, специфична и геологическая интерпретация сейсмических материалов.

Сейсмические материалы обрабатывались по следующей технологической схеме:

1) стандартная обработка МОГТ;

2) специальная обработка по методике дифференциальной сейсморазведки (МДС);

3) обработка преломленных волн.

Основные технологические средства цифровой обработки сконцентрированы в головном вычислительном центре объединения «Спецгеофизика» в пгт Поварово Московской области на базе комплекса ULTRA-SPARC-2 (обрабатывающая система PROMAX) и в партии специализированной машинной обработки (ПСМО) в г. Санкт-Петербурге на ПЭВМ Р5-3 с применением программно-вычислительных комплексов SDS-PS и MDS-2.

Стандартная обработка МОГТ проводились с учетом сейсмогеологических особенностей среды, к которым, в первую очередь, относятся:

— гетерогенность среды, определяющая флуктуации сейсмических параметров по всем направлениям;

— дифференцированность скоростной характеристики разреза и размещение высокоскоростных объектов в различных частях коры.

Граф обработки данных МОГТ включал следующие процедуры:

— инсталляцию геометрии профиля, ввод данных о координатах и высотах точек профиля,

— сортировку трасс для суммирования по ОГТ с учетом истинного положения глубинных точек в плане (бинирование) в связи с криволинейностью профиля;

— восстановление амплитуд и нормализация трасс;

— выбор процедур регулировки амплитуд для сохранения максимальной динамической выразительности записи;

— режекцию высокоскоростных помех;

— деконволюцию исходных и суммарных трасс;

— определение скорости оптимального суммирования по ОГТ;

— ДМО-преобразование сейсмограмм ОГТ;

— выполнение интерактивной автоматической коррекции статических поправок для каждого этапа корреляции кинематических поправок;

— уточнение скоростей суммирования после ДМО;

— полосовую фильтрацию;

— миграцию временно́го разреза (постэкмиграцию);

— пересчет временно́го разреза в линейный масштаб глубин.

В процессе типовой обработки основное внимание было уделено решению таких вопросов, как:

— выбор процедур регулировки амплитуд для сохранения максимальной динамической выразительности записи;

— определение скоростей оптимального суммирования;

— автоматическая коррекция статических поправок.

Основной проблемой при построении сейсмического разреза МОГТ был подбор скоростей для проведения процедуры миграции. Был выполнен непрерывный анализ скоростей по профилю, включавший получение вертикальных спектров скоростей и сканирование с шагом 300 м/с (рис. 4.2).

Как свидетельствуют результаты анализа вертикальных спектров скоростей и сейсмограмм ОГТ, полученных на постоянных скоростях, разрез коры дифференцирован по скорости как по латерали, так и по глубине. Наибольшие вариации скорости регистрируются в самой верхней части разреза в интервале до 1.0 с, где продольные скорости заключены в интервале от 5.5 до 6.1 км/с. Для интервала 1.0–5.0 с характерен низкий градиент нарастания скорости с глубиной, от 6.1 до 6.4 км/с. В нижней части разреза (> 8 с) изменение расчетных скоростей в интервале 7.0–8.5 км/с лишь незначительно влияет на рисунок волнового поля. Вертикальные спектры скоростей в диапазоне 7–13 с имеют «расплывчатый» амплитудный максимум. Это связано, по-видимому, как с недостаточной длиной годографа для кинематического анализа,

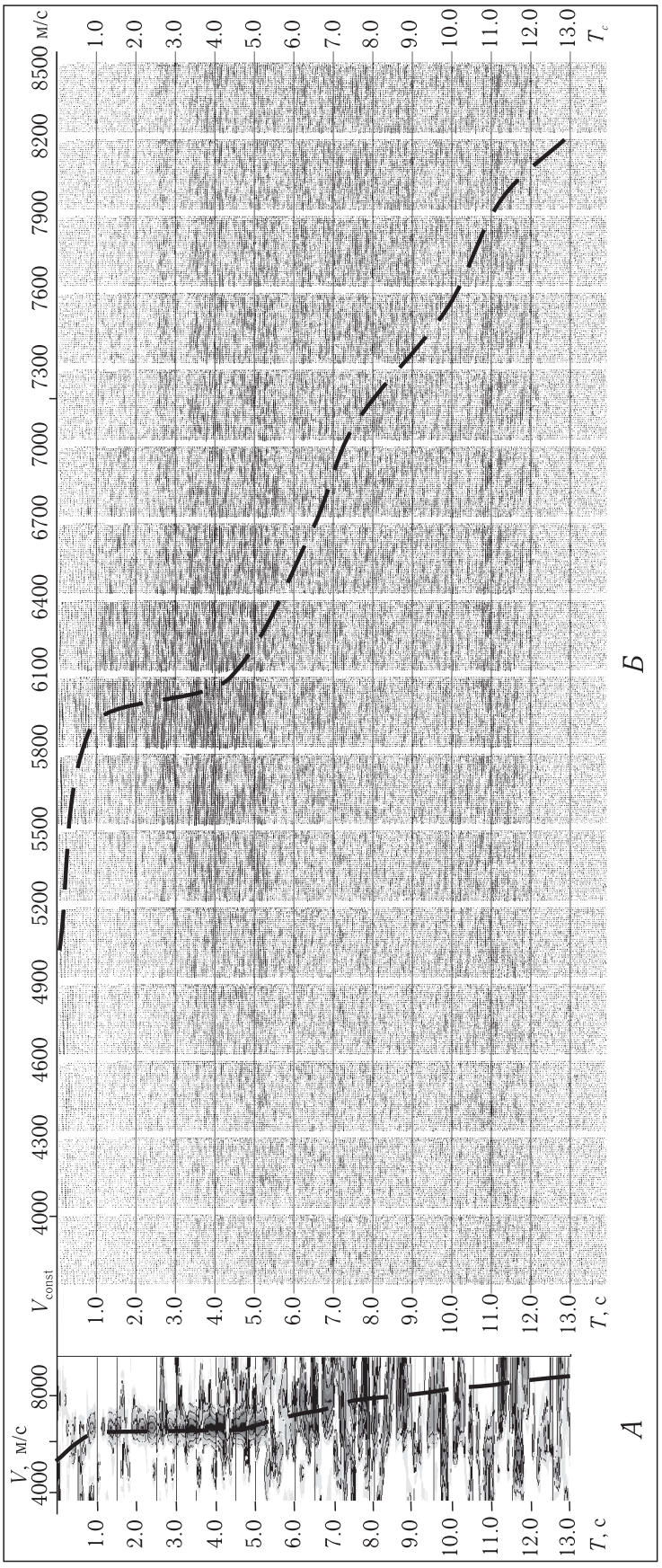


Рис. 4.2. Пример непрерывного анализа скоростей продольных волн по профилю 4В
А — вертикальный спектр скоростей; *Б* — результаты сканирования скоростей с шагом 300 м/с в интервале 4000–8500 м/с

так и со сложным характером интерференции волн различного типа. В нижней части коры нарастание скорости происходит постепенно. Примечательно отсутствие четкой скоростной границы между корой и мантией на значительных интервалах. При подборе скоростей в качестве главных критериев были приняты наибольшая выразительность отражающих элементов на временно́м разрезе и максимальная и устойчивая насыщенность протяженных осей синфазности (см. рис. 4.2). В итоге, миграция была проведена с использованием наиболее типичного варианта изменения скорости с глубиной. Принятый граф стандартной обработки позволил получать мигрированные разрезы МОГТ с динамически выраженной структурой отражающих границ во всем исследованном временно́м интервале. Для создания скоростной модели использовались данные КМПВ, ГСЗ по профилю, скоростные разрезы для верхней части земной коры по данным ВСП, МОВ, МПВ, МДС и скорости МОГТ (подробнее см. [Берзин и др., 2001]).

Итоговым результатом обработки материалов являются временно́й и глубинный разрезы в масштабе 1:500 000, представляющие фактологическую основу для проведения геологической интерпретации.

Методика дифференциальной обработки (МДС). Для обработки данных по методике дифференциальной сейсморазведки требуется предварительная подготовка полевых материалов. Полевые записи были демультиплексированы, переведены в импульсную форму, сформированы согласно геометрии полевых наблюдений и в необходимой степени отредактированы.

Программно-методический комплекс МДС содержит наиболее эффективные компоненты методов РНП, ОГТ и τ-p-преобразования. Физико-математической базой МДС является способ взаимных точек, позволяющий наиболее полно и однозначно решать обратную двумерную задачу сейсморазведки при любой форме отражающих границ [Интерпретация..., 1990]. Для решения обратной задачи вполне достаточно пары функционалов: t (взаимное время) и $\mathrm{d}t/\mathrm{d}x$ (производная годографа), определенных во взаимных точках. Математические преобразования этих функционалов позволяют рассчитать значения эффективных скоростей $V_э$, углов наклона сейсмических границ, местоположение отражающих элементов x, z. Физико-математические аспекты МДС более подробно освещены в специальных публикациях [Васильев, Урупов, 1978; Новые методы..., 1992; Ступак, 2000].

Первым и главным этапом обработки МДС является дифференциальная параметризация сейсмограмм (ДПС). Параметризация осуществляется в заданных граничных условиях, определяемых реальной физикой изучаемой среды (например, скорость — не более 8.0–9.0 км/с, частота — в диапазоне излучателя, запрет на кратные волны и т.д.). Такой подход позволяет сократить объем исходной информации, не «вписывающейся» в реалистическую физико-геологическую модель, на 50–80%. В результате, разрезы дифференциальной сейсморазведки существенно «чище» и менее запутаны, чем некоторые разрезы МОГТ, что во многих случаях делает их более удобными для расшифровки строения верхней части земной коры.

Первым результатом дифференциальной обработки является глубинный структурный разрез МДС (*S*-разрез), который отображает характер распределения отражающих элементов (площадок, границ, точек) в изучаемой среде.

МДС позволяет анализировать кинематические и динамические характеристики сейсмических волн, что, в свою очередь, позволяет перейти к оценке петрофизических свойств геологического разреза. Для построения *разреза эффективной акустической жесткости* (*квазиакустическая жесткость*, *A-разрез*) используются значения амплитуд отраженных сигналов. Амплитуды интерполируются по всему полю разреза, затем сглаживаются в необходимой степени по вертикали и горизонтали и выводятся в цветокодированном виде на плоскость разреза *X-H*. Хорошо известна взаимосвязь амплитуд A отраженных волн с акустической жесткостью $\alpha = \sigma \cdot v$ контактирующих породных комплексов:

$$A = f(\sigma v),$$

где σ — плотность пород, v — скорость сейсмических волн.

A-разрезы эффективно используются в процессе геологической интерпретации для выявления и оконтуривания контрастных и даже умеренно контрастных по физическим свойствам геологических объектов. В ряде случаев *A*-разрезы предоставляют более удобную для интерпретации структурную информацию по сравнению с картинами сейсмических отражений благодаря непрерывности отображения геологической среды.

МДС позволяет получать оценки ряда дополнительных параметров, геологическая «нагрузка» которых нуждается в уточнении. *Параметр*

квазипоглощения (*F*) является функцией частоты принимаемого сейсмического сигнала и используется для выявления зон высокой и низкой консолидации горных пород, зон высокого поглощения («темное пятно»). Свою петрофизическую нагрузку несут разрезы *средней и интервальной скоростей* (*V*-, *I*-*разрезы*), характеризующие петроплотностные литологические различия крупных региональных блоков. Следует отметить, что геологическая информативность *V*- и *I*-разрезов весьма невысока. *Эффективная скорость V*, даже если она близка к средней, дает лишь некоторое интегрированное опосредованное представление о смене геологической ситуации по вертикали и вдоль профиля. *Интервальные скорости I*, рассчитанные по формуле Урупова-Дикса для горизонтально-слоистой среды, в условиях сложнопостроенных сред существенно искажены, причем искажения увеличиваются с глубиной по мере уменьшения градиента скоростной характеристики $V_э(H)$. Корректное использование этих данных при геологической интерпретации затруднительно, тем не менее, скорость сейсмических волн является главным параметром сейсморазведки и его геологическое значение по-прежнему остается ключевым.

Все рассмотренные выше параметры используются совместно с данными других геолого-геофизических методов для создания физико-геологической и структурно-геологической моделей коры.

4.2. Методические подходы к геологической интерпретации сейсмических образов коры (картин сейсмических отражений), характеризующих глубинное строение раннедокембрийской коры

4.2.1. Источники сейсмических отражений в кристаллической коре и геологическая интерпретация сейсмических образов

Возможности современных методов глубинных исследований континентальной литосферы ограничены. Привязка сейсмических отражений во внутренней области коры к реальным природным объектам осуществлена только в небольшом количестве сверхглубоких (Кольская, Германская и другие) и глубоких (хребет Блю-Ридж в Аппалачах) скважин. Эта привязка охватывает лишь 6–12 км верхней коры. Большинство предположений о природе, морфологии и размерах геологических объектов, являющихся источниками отражений, основывается на анализе моделей геологического строения и эволюции исследованных регионов (решается обратная задача), или исходя из теоретических представлений (в той иной мере подтвержденных экспериментальными данными) о поведении и свойствах горных пород в различных *PT*-условиях.

Систематизация сейсмических образов коры для различных типов тектонических структур разного возраста приводит к следующим заключениям.

1. Контрасты акустической жесткости, которые являются единственным источником сейсмических отражений, не связаны напрямую с геологической, тектонической или практической значимостью тех или иных объектов в коре. Картины сейсмических отражений «безразличны» в отображении главных и второстепенных с точки зрения геологов объектов. На огромном по протяженности сечении раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона (более 4000 км) единственный яркий образ региональной тектонической границы отвечает границе Карельского кратона и Беломорского пояса на профиле 4В (рис. 4.3, см. цв. вкл.) [Минц, Берзин, Сулейманов и др., 2004; Минц, Берзин, Андрющенко и др., 2004]. Прочие не менее значимые границы выявляются на картинах отражений только в результате тщательного анализа рисунка и сопоставления с данными других методов и прежде всего со строением коры на уровне дневной поверхности или поверхности фундамента. *Исследователям следует «примириться» с тем, что контрасты акустической жесткости, которые являются единственным источником сейсмических отражений, не связаны напрямую с существующими представлениями о геологической и/или тектонической значимости тех или иных объектов.*

2. В большинстве случаев геологи интерпретируют рисунок сейсмических отражений в коре и верхней мантии непосредственно — в стиле и в рамках существующих геологических представлений. Прямое сравнение структурного ри-

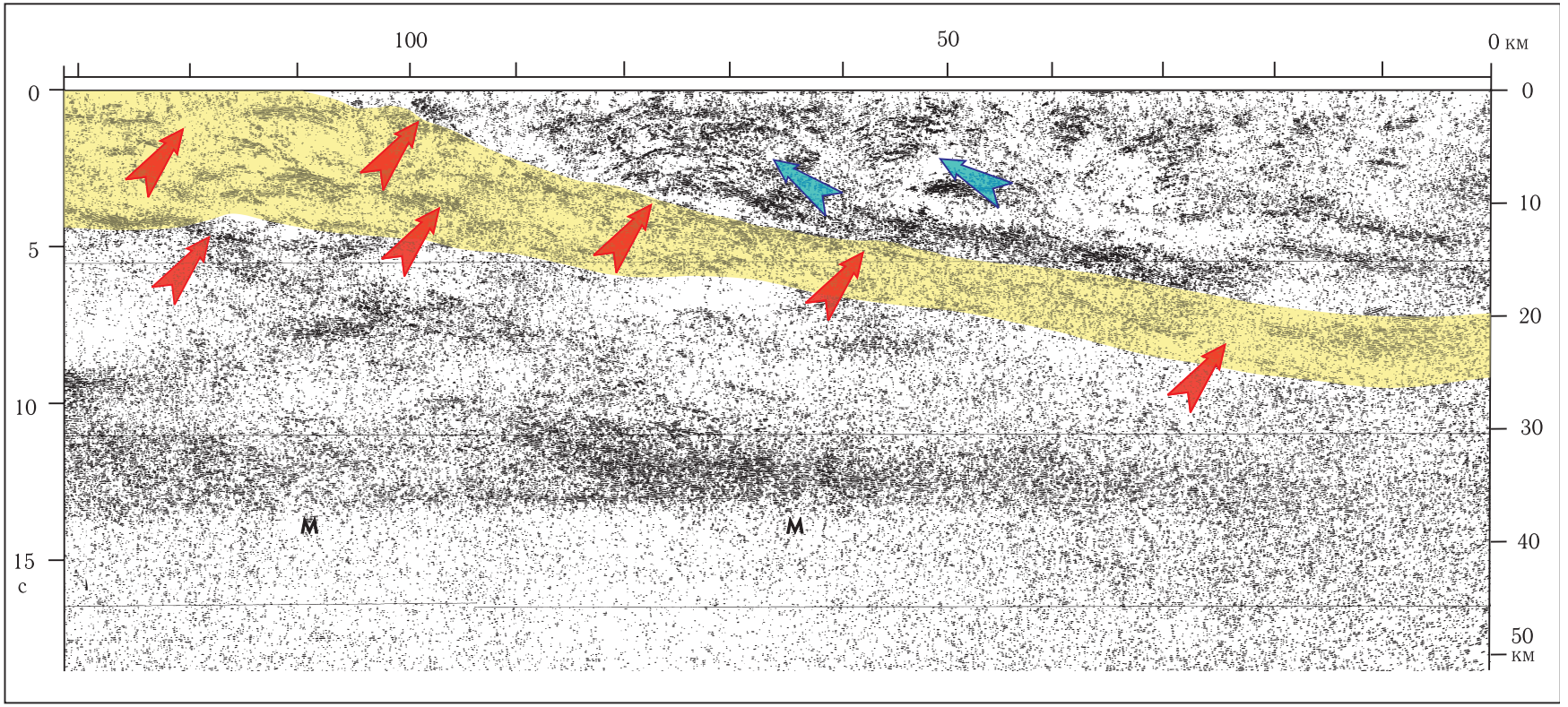


Рис. 4.3. Сейсмический образ палеопротерозойской тектонической границы между архейскими структурами — Беломорским и Карельским аккреционно-коллизионными орогенами (фрагмент профиля 4В)

Детально проработанная картина сейсмических отражений позволяет уверенно выделить (отдешифрировать) тектоническую зону, погружающуюся к восточному концу профиля. Пограничная тектоническая зона, подчеркнутая желтой закраской, уверенно выделяется благодаря срезанию структурного рисунка в висячем крыле. Геологическое строение коры в сечении по профилю 4В представлено на рис. 4.17: висячее крыло тектонической зоны образовано породами Беломорского орогена, лежачее — породами Карельского орогена. В пределах тектонической зоны, варьирующей по мощности от 5 до 10–12 км, в разрезе и на уровне дневной поверхности наблюдается тектоническое переслаивание пород архейского гранит-зеленокаменного и палеопротерозойского вулканогенно-осадочного комплексов. Структурные элементы в пределах пограничной тектонической зоны (красные стрелки) в целом конформны структуре лежачего крыла. Отчетливо наблюдаемые асимметричные складки набегания в висячем крыле (обозначены синими стрелками) свидетельствуют о взбросо-надвиговом типе тектонических перемещений. Коро-мантийная граница (М) четко фиксируется сменой интенсивного рисунка отражений в нижней коре на преимущественно акустически прозрачную мантийную область

сунка, наблюдаемого в обнажениях, и сейсмических образов коры стало, в частности, одной из отправных точек геологической интерпретации профилей FIRE-3 и FIRE-3a в Финляндии [Sorjonen-Ward, 2006]. Правомерность такого подхода в принципе обоснована результатами сейсмостратиграфических исследований разбуренных осадочных бассейнов, сейсмическими образами коры современных орогенов и, в ряде случаев, сопоставлением сейсмических образов с геологическим представлением хорошо изученных раннедокембрийских структур. Примерами последних являются Печенгская структура, разрез которой пересечен Кольской сверхглубокой скважиной (рис. 4.4, см. цв. вкл.) и Лапландский гранулитовый пояс (рис. 4.5, см. цв. вкл.). В обоих случаях разрез образован последовательностями полого наклонных пластинообразных тел (неважно — стратиграфического, тектонического или иного происхождения), которые достаточно успешно «прочитываются» на картинах сейсмических отражений.

Однако при изучении сложно построенных и, в особенности, недоступных прямому геологическому изучению областей коры (например, нижней коры), правомерность подобного подхода далеко не очевидна.

Как известно, волновое поле (сейсмический образ, картина сейсмических отражений) — суммарный результат интерференции и дифракции отражений от многих источников, в том числе — расположенных за пределами профиля. Существующие программные комплексы позволяют лишь в некоторой степени очистить мигрированные разрезы от неизбежных искажений получаемого сейсмического образа. Соответствующие эффекты достаточно хорошо исследованы на разного рода геометрических объектах, принимаемых в качестве «неоднородностей» в разрезе земной коры. Результаты моделирования в принципе вообще могут поставить под сомнение правомерность анализа рисунка отражения, сведя задачу интерпретации данных МОГТ к анализу распределения более сложных волновых параметров (например, в [Караев и др., 2003 и литературные ссылки в этой работе]) или, напротив, к анализу только (или почти только) интенсивности поля отражений. Любопытно, что, в конечном итоге, преобразованные и значительно упрощенные тем или иным способом («очищенные» в ходе преобразований) сейсмические образы, как и непосредственные картины сейсмических отражений на мигрированных разрезах, поступают в распоряжение геологов-интерпретаторов, которые трактуют их в очевидной зависимости от своих теоретических предпочтений и практического опыта. При этом результат получается прямо противоположным ожидавшемуся: чем более разгружена сейсмическая «картинка», тем больше места для геологических идей (прекрасный пример свободного полета геологической мысли продемонстрирован в работе [Караев и др., 2003]).

Проблема ограничений при интерпретации картин отражений, безусловно, более чем серьезна. Вызывает, однако же, сомнение перспективность ограничения модельных конструкций геологической среды сочетаниями чисто геометрических «неоднородностей», весьма далеких от реальных геологических тел, тем более, что весьма сходные рисунки на картине отражений могут быть получены в результате самых разнообразных сочетаний геометрических и физических «неоднородностей». Грандиозный опыт геологических исследований на уровне дневной поверхности и на небольших глубинах позволяет значительно сузить теоретическое многообразие вариантов природных неоднородностей «локального» ранга и, в то же время, оценить петрофизическое своеобразие крупных структурно-тектонических подразделений. Существенно, что сейсмические исследования на опорных профилях преследуют именно цель выявления крупных подразделений в структуре коры, тогда как выявление локальных особенностей остается задачей более детальных исследований.

В этой связи, представляет интерес моделирование ситуаций, «приближенных» к реальным геологическим объектам.

4.2.2. Моделирование сейсмического отклика среды, подобной реальным геологическим объектам

К.А. Харич и С.Б. Смитсон [Hurich, Smithson, 1987] создали модель сейсмического образа нижней коры на основе реального геологического объекта — зоны Иврея в Альпах, Эта зона представляет собой фрагмент нижней коры, выведенный тектоническими про-

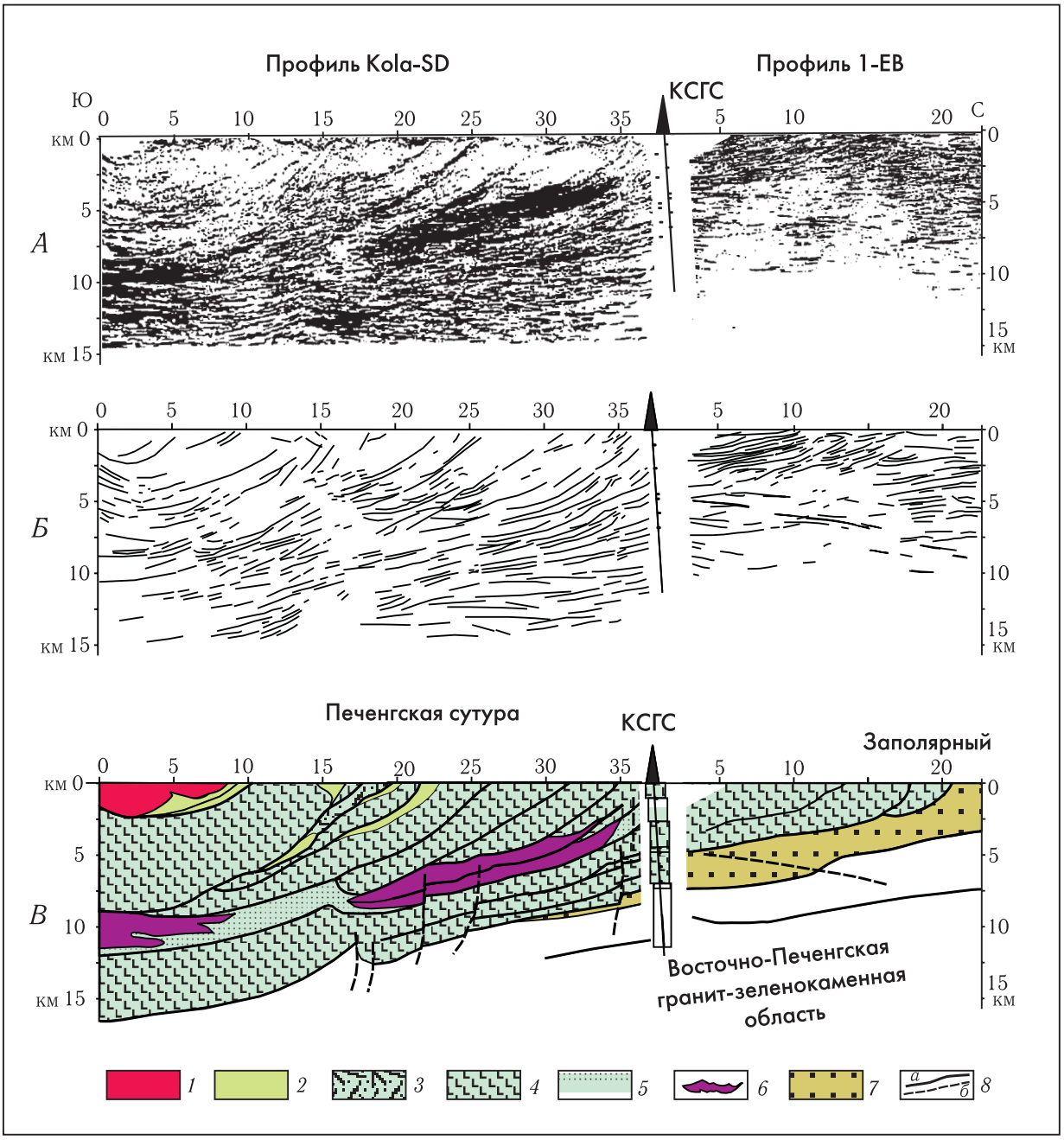


Рис. 4.4. Сейсмический образ палеопротерозойского осадочно-вулканогенного пояса — разрез верхней части коры вдоль профиля Kola-SD и отрезка профиля 1-ЕВ (Печенгская сутура, Восточно-Печенгская ГЗО). Пояс образован последовательностью пологонаклонных тектонических пластин, образованных частично нарушенными стратиграфическими разрезами. Поверхности срыва в целом следуют поверхностям напластования

А — сейсмический разрез в обработке МДС; *Б* — структурный разрез, полученный в результате «ручного дешифрирования» картины сейсмических отражений; *В* — геологический разрез.

1–8 — палеопротерозой: *1* — гранит-мигматитовые и гранито-гнейсовые купола; *2–6* — Печенгская структура (*2* — субвулканические тела андезито-дацитов, *3* — туффиты, туфогенно-осадочные породы, *4* — мафитовые вулканиты, *5* — вулкано-терригенные осадки с будинами габбро-верлитов и габбро-диабазов («продуктивная толща»), *6* — предполагаемые силлоподобные тела габбро-верлитов); *7* — неоархей, метатерригенные породы (зеленокаменный пояс); *8* — тектонические нарушения: *а* — главные (преимущественно надвиги), *б* — второстепенные (преимущественно сбросы и сбросо-сдвиги)

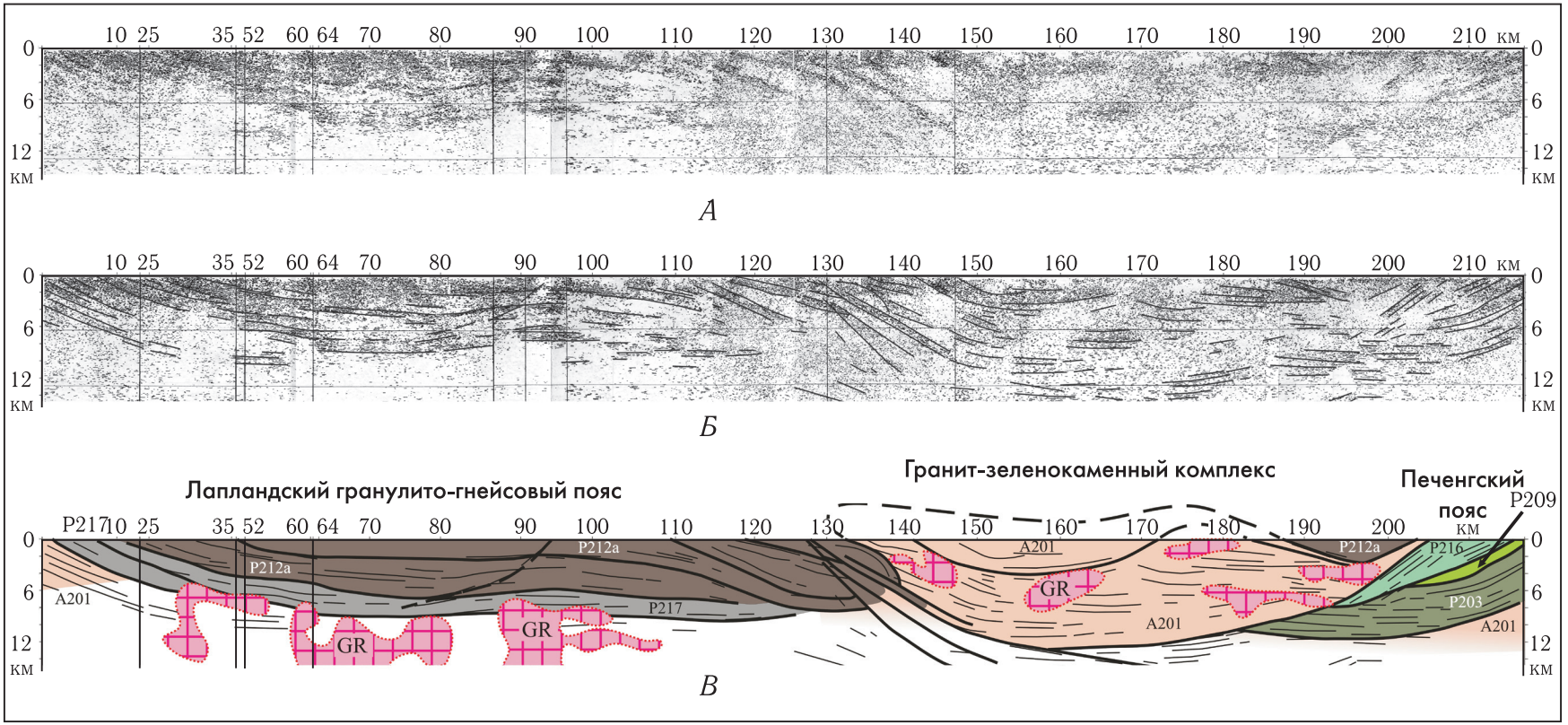


Рис. 4.5. Сейсмический образ коры и верхней мантии палеопротерозойского Лапландского гранулито-гнейсового пояса (профиль ЭГГИ)
А — сейсмический образ, *Б* — сейсмический образ коры с наложенными линиями корреляции, *В* — геологический разрез
Условные обозначения к геологическому разрезу см. в прил. I-3

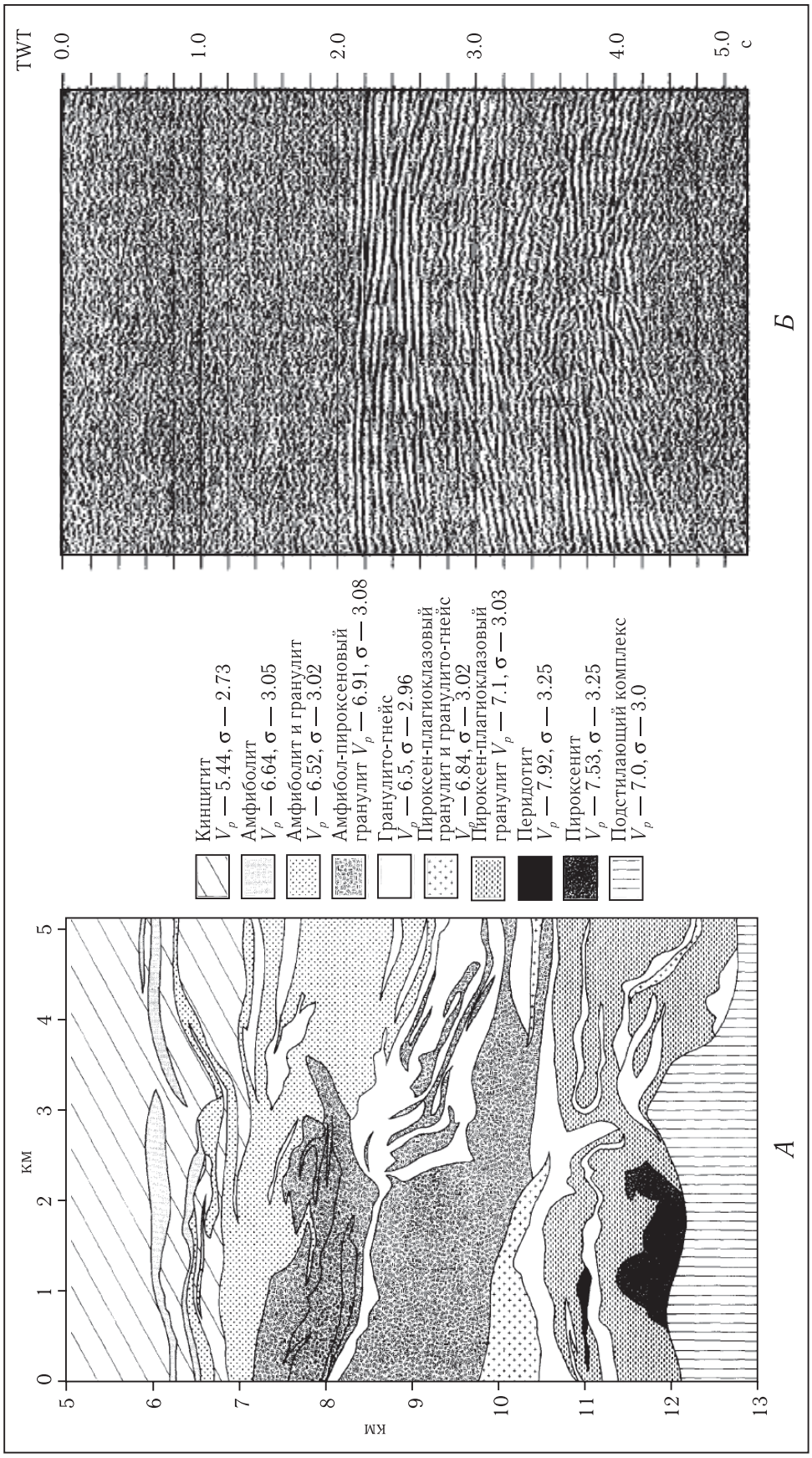


Рис. 4.6. Фрагмент нижней коры (*А*), принятый в качестве геологической модели (на основе данных геологического картирования зоны Ивреа, Альпы), и модельный сейсмический образ этого фрагмента (*Б*), по [Hurich, Smithson, 1987]

V_p — скорости *p*-волн, км/с; σ — плотность, г/см^3

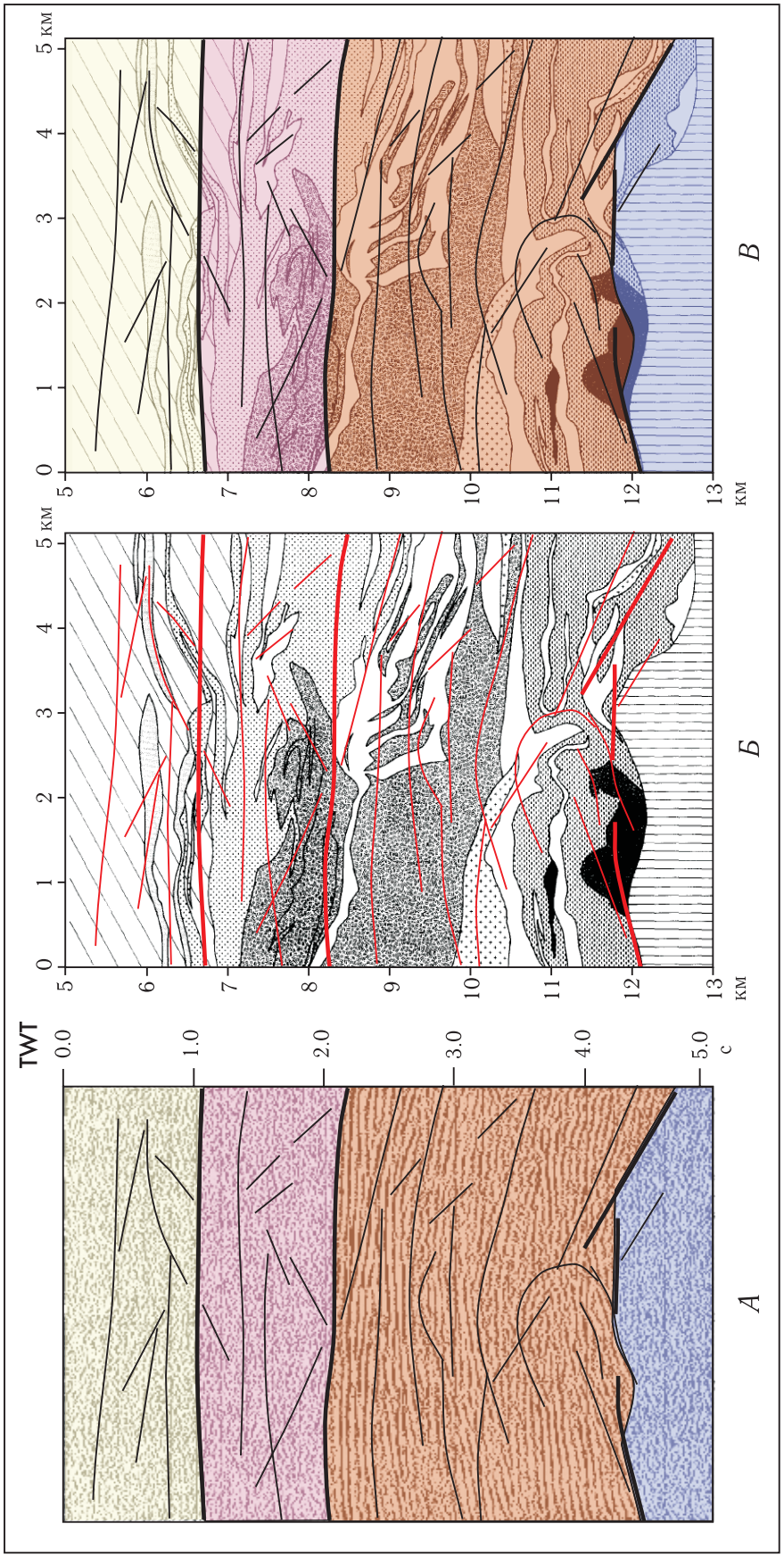


Рис. 4.7. Геологическая интерпретация модельного сейсмического образа, представленного на рис. 4.6, выполненная М.В. Минцем

А — границы структурных доменов (тонкие линии) и коровых «слоев» (толстые линии); *Б* — размещение интерпретационных границ на модельном фрагменте коры; *В* — сравнение интерпретационной геологической модели с модельным фрагментом коры

цессами к дневной поверхности и сохраняющий связь с собственно нижней корой [Fountain, 1976]. На рис. 4.6 хорошо видна далеко неполная адекватность сейсмического образа и исходной модели. Картина отражений дает существенно упрощенный образ модели деформированной среды, вмещающей интрузивные тела различного размера и морфологии; полностью исчезли круто залегающие границы, границы вещественной расслоенности получили очевидную тенденцию к выполаживанию (рис. 4.7, см. цв. вкл.). Впрочем, эта последняя особенность, по-видимому, в большой степени связана с малыми латеральными размерами модели. Вместе с тем, сейсмический образ модели весьма близко напоминает известные образы «интенсивно отражающей расслоенной» нижней коры («зоны рефлективити»). Использование реальной геологической структуры в качестве исходной модели избавляет от необходимости искать объяснение сейсмической картинки среди чисто гипотетических феноменов, таких как необычайно выдержанная вещественная расслоенность или наличие в нижней коре тонких трещин, заполненных неизвестным флюидом.

Анализируя картину волнового поля и природу сейсмических отражений в пределах архейского комплекса, пересеченного Кольской сверхглубокой скважиной, Ю.В. Ганьшин с коллегами высказывают предположение о том, что малопротяженные оси синфазности могут быть связаны с изменениями «амфиболитонасыщенности» разреза [Сейсмогеологическая модель..., 1997].

Результаты исследований природы отражений в пределах комплексов, образованных породами от зеленосланцевой до гранулитовой фации были опубликованы в ряде работ зарубежных исследователей [Fountain et al., 1984; Hurich et al., 1986; McDonough, Fountain, 1988; Wang et al., 1989]. Эти результаты, в частности, свидетельствуют о важной роли относительно маломощных прослоев пород, характеризующихся высокой акустической жесткостью, в создании достаточно ярких уверенно фиксируемых отражений в континентальной коре. Возникновение таких отражений определяется интерференцией отраженных волн. Н.И. Кристенсен [Christensen, 1989] высказал предположение, что сейсмические свойства маломощных прослоев в составе расслоенных геологических комплексов могут быть более существенными для генерации отражений в глубинных частях коры, чем контакты между крупными геологическими подразделениями, картируемыми на дневной поверхностями.

Сейсмические отраженные волны (обычно исследуются продольные или *p*-волны) образуются на поверхности раздела сред, имеющих различное волновое сопротивление или акустическую жесткость

$$\alpha = \sigma \cdot v,$$

где σ — плотность горных пород, v — скорость сейсмических волн. Сейсмические отражения, генерируемые контрастами акустической жесткости в геологической среде, возникают при мощности геологических тел, соизмеримой с длиной волны акустического сигнала. С мощными пластами (телами, пластинами) связаны отдельные отражения от кровли и подошвы. Отраженные волны от кровли и подошвы изолированного тонкого слоя интерферируют, при этом амплитуда отраженной волны зависит от мощности слоя.

Теоретические проблемы, связанные с кратностью отражений в тонкослоистых пачках, подробно разработаны применительно к слоистым и, в том числе тонкослоистым толщам, выполняющим нефтеносные осадочные бассейны [Берзон, 1976; Сейсморазведка, 1981]. Было показано, что интерференция отраженных волн от тонкослоистых пачек может быть одной из основных причин формирования сильных отражений. Амплитуда отраженной волны максимальна в случае, когда мощность слоя равна $\lambda/4$ (где λ — длина волны), превышая при этом амплитуду отражения от рефлектора, образованного слоем большой мощности.

При работах в принятом интервале частот 12–60 Гц и скорости 6.0 км/с, λ равна 100–500 м, соответственно мощности слоев, обеспечивающих максимальное проявление интерференции, заключены в интервале 25–125 м. С уменьшением мощности слоя-рефлектора амплитуда отраженной волны уменьшается приблизительно линейно относительно мощности. Для циклически расслоенных пачек отклик оказывается более сложным и зависит от ряда факторов [Ji et al., 1997]: 1) числа и типа литологических разностей; 2) геометрических особенностей распределения тонких прослоев; 3) мощности прослоев, границы которых являются рефлекторами, и мощности разделяющих их пород; 4) мощности и типа чередования расслоенных

пачек. Результирующие отражения, записываемые на поверхности, являются результатом интерференции между отражениями от тонких слоев и расслоенных пачек. Были выдвинуты также предположения, что причиной отражений может быть анизотропия свойств горных пород.

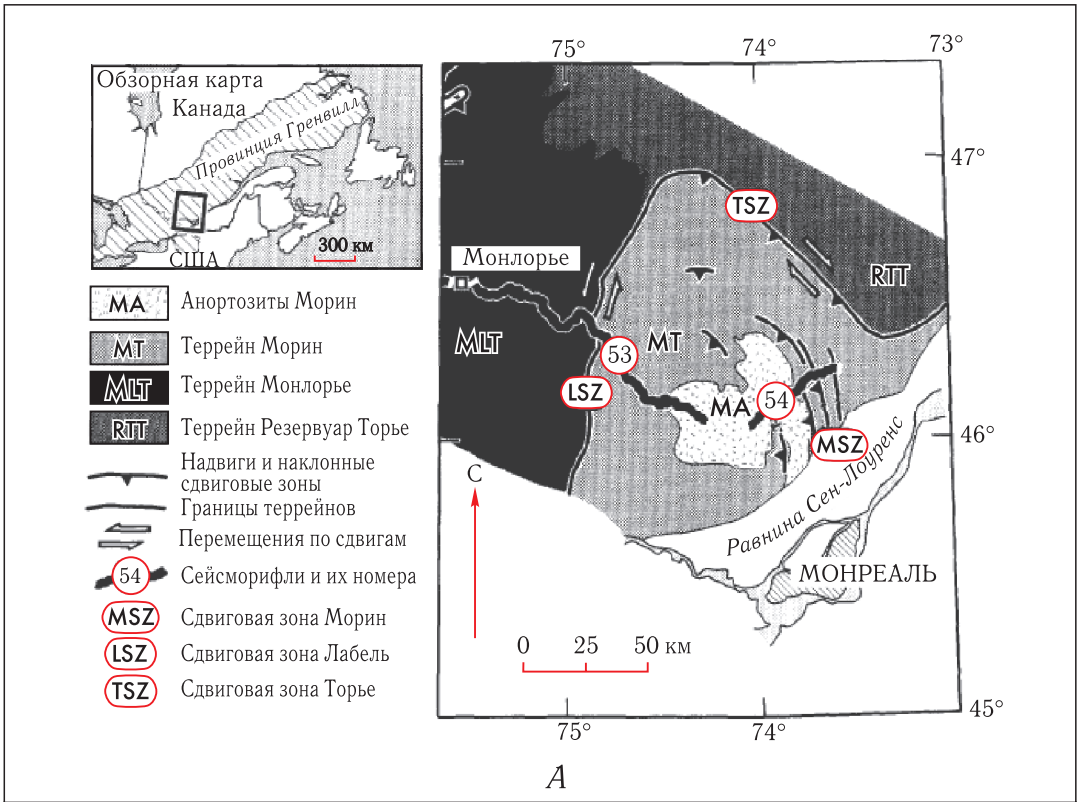
Аналогичные проблемы в отношении метаморфизованных пород, в том числе таких, как гнейсо-амфиболитовые, гранулито-гнейсовые и мигматитовые комплексы, формирующие значительно преобладающую по объему часть коры кристаллических щитов, в отечественной литературе пока не обсуждались.

Пример моделирования сейсмического отклика от тонко расслоенного сложно деформированного метаморфического комплекса (зоны смятия Морин в пределах гранулитового пояса Гренвилл Канадского щита) рассмотрен работе [Ji et al., 1997] (рис. 4.8). Яркие отражения, зафиксированные в разрезе зоны Морин в непосредственной близости от ее выхода к поверхности (рис. 4.9; см. рис. 4.8) не могли быть вызваны достаточно мощными слоями-отражателями, поскольку таковые в разрезе отсутствуют.

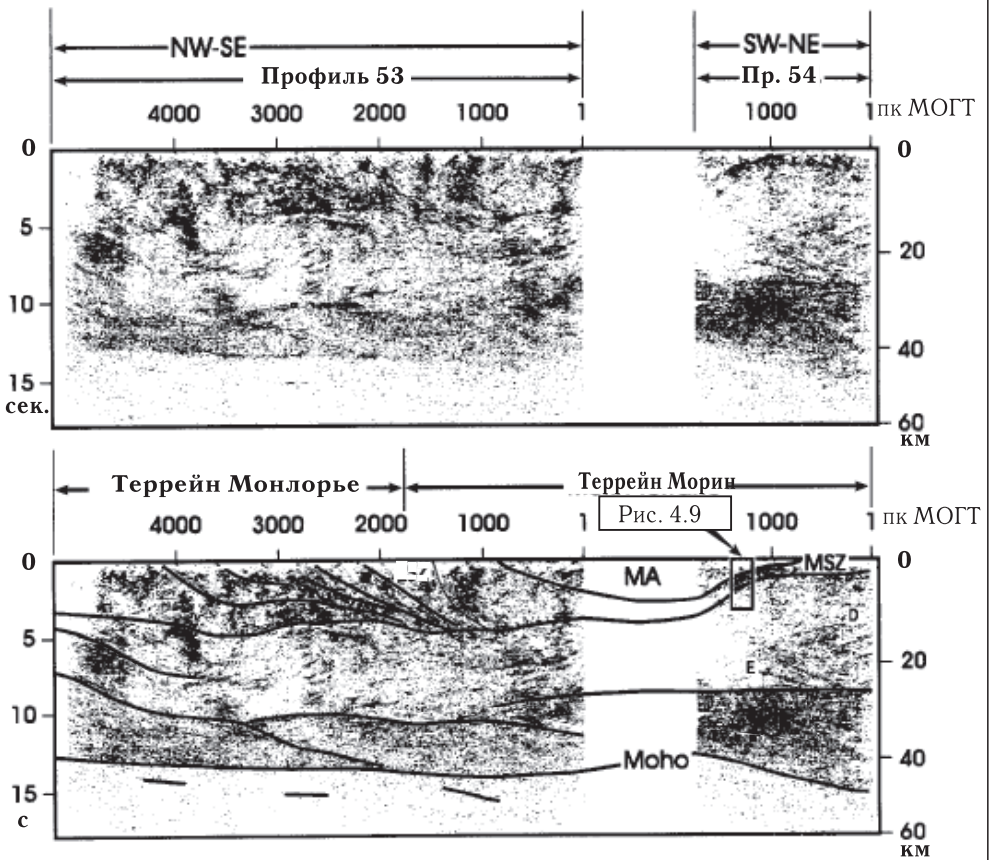
Было показано, что в случае расслоенных пачек с циклическим повторением пород с контрастными акустическими характеристиками сейсмические отражения являются результатом интерференции между отражениями от тонких слоев и от расслоенных пачек. Выводы С.Джай с соавторами [Ji et al., 1997] базируются на петрофизических исследованиях пород, участвующих в строении зоны смятия, в интервале давлений от 20 до 600 МПа и на сейсмическом моделировании. Охарактеризованы сейсмические отражения, возникающие в среде, которая образована сериями тонко расслоенных пачек (кластеров) мощностью от 30 до 60 м, неравномерно распределенных внутри преобладающих по объему гранитных милонитов (рис. 4.10). Эти пачки, в свою очередь, образованы тонкими прослоями (20–40 см) кварцитовых, гранитных и чарнокитовых милонитов, мафитовых гранулитов и гранатсодержащих кварцитов. Отдельные разности отделены одна от другой резкими контактами, постепенные переходы между ними, как правило, не наблюдались. Доля мафитовых гранулитов, контакты которых с остальными компонентами разреза являются эффективными отражателями, составляет 4–9%. В соответствии с расчетами, значения коэффициентов отражения (K_o) варьируют от 0 до 0.12. Эти значения слабо зависят от давления, наблюдается лишь слабая тенденция к проявлению несколько более высоких значений при низких давлениях. Известно, что значения $K_o = 0.1$ соответствует сильному отражателю, тогда как слабым отражениям отвечают значения $K_o = 0.04$. В соответствии с этим, источником сильных отражений являлись границы между мафитовыми гранулитами и гранитными милонитами ($K_o = 0.10$); умеренные отражения свойственны границам между анортозитами, с одной стороны, и мафитовыми гранулитами, кварцитовыми, чарнокитовыми или гранитными милонитами — с другой, а также между парагнейсами и гранитными, кварцитовыми и чарнокитовыми милонитами. Полученные расчетные сейсмограммы представлены на рис. 4.11. Как показали авторы, интерференция от тонко расслоенных пачек действительно в состоянии создать яркие отражения.

Принято считать, что максимальный эффект в результате интерференции отраженных волн достигается при мощности высокоскоростных слоев порядка 25–125 м, что соответствует $^1/_4$ длины волны. Принципиально важно, что результат, полученный С.Джай с коллегами, позволил объяснить появление ярких отражений присутствием в разрезе прослоев мафитовых гранулитов, мощность которых составляет несколько дециметров, т.е. примерно $^1/_{100}$–$^1/_{300}$ длины волны. Иными словами, сейсмические свойства маломощных прослоев в составе расслоенных геологических комплексов могут быть более существенными для генерации отражений в глубинных частях коры, чем контакты между крупными геологическими телами. Определяющее значение в создании отражений могут играть исключительно тонкие прослои пород с высокой акустической жесткостью, размещенные среди пород с низкой жесткостью.

Для выяснения природы сейсмических отражений в гнейсо-амфиболит-мигматитовом комплексе было выполнено моделирование отражений в архейском комплексе, вскрытом Кольской сверхглубокой скважиной [Минц, Ступак, 2001] (рис. 4.12). Были получены синтетические сейсмограммы (временные разрезы вдоль центрального луча) вдоль оси Кольской сверхглубокой скважины (рис. 4.13). В качестве основы для расчетов послужили ранее выполненные непосредственные измерения плотности и скорости прохождения сейсмических


Обзорная карта
Канада
Провинция Гренвилл
США
300 км
MA Анортозиты Морин
MT Террейн Морин
MLT Террейн Монлорье
RTT Террейн Резервуар Торье
Надвиги и наклонные сдвиговые зоны
Границы террейнов
Перемещения по сдвигам
54 Сейсморифли и их номера
MSZ Сдвиговая зона Морин
LSZ Сдвиговая зона Лабель
TSZ Сдвиговая зона Торье
75°
74°
73°
47°
46°
45°
Монлорье
TSZ
RTT
MLT
MT
53
LSZ
MA
54
MSZ
С
Равнина Сен-Лоуренс
МОНРЕАЛЬ
0 25 50 км

А


NW-SE
Профиль 53
SW-NE
Пр. 54
4000 3000 2000 1000 1
1000 1
пк МОГТ
0
5
10
15
сек.
20
40
60
км
Террейн Монлорье
Террейн Морин
Рис. 4.9
MA
MSZ
D
E
Moho
15
с

Б

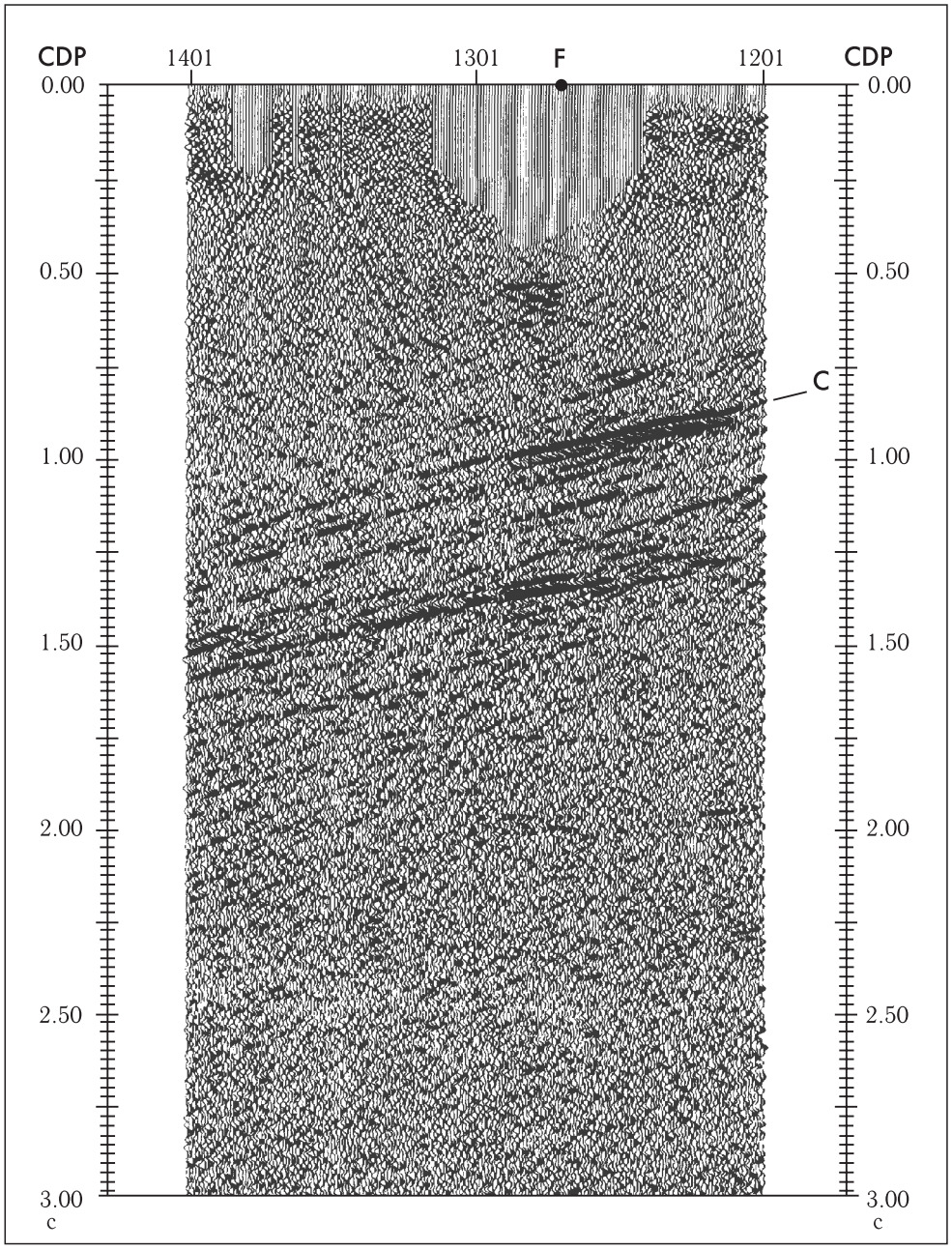


Рис. 4.9. Фрагмент сейсмического разреза по профилю 54, демонстрирующий пакет интенсивных отражений вдоль погружающейся границы зоны смятия Морин (ЗСМ) (по [Ji et al., 1997])

Верхняя и нижняя границы пакета отражений интерпретируются в качестве границы между комплексами 2 и 3 и комплексами 3 и 4, соответственно. Буквой С отмечена верхняя граница ЗСМ

⇐

Рис. 4.8. Географическая и геологическая позиции природного объекта, использованного для оценки роли тонко расслоенных пачек в создании интерференционных пакетов интенсивных сейсмических отражений (по [Ji et al., 1997])

А — геологическая карта района зоны смятия Морин, демонстрирующая размещение сейсмических профилей 53 и 54 и главные структурные особенности региона; карта на врезке показывает позицию района в пределах провинции Гренвилл (Канада); *Б* — сейсмические профили 53 и 54, литопроба (МОГТ): разрез коры террейна Морин, интерпретация по [Martignole, Calvert, 1996]

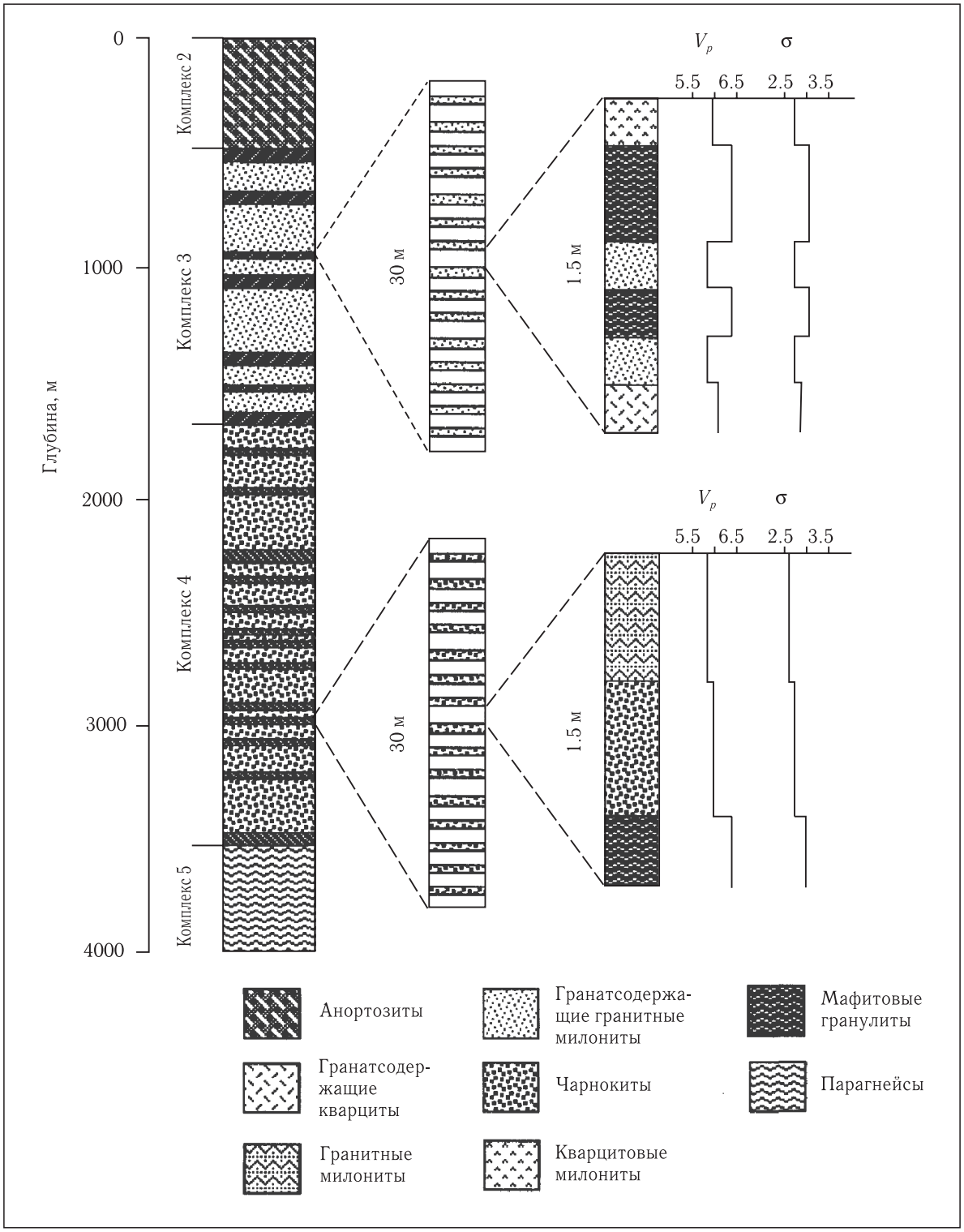


Рис. 4.10. Разрез зоны смятия Морин в районе точки F на рис. 1.6.5 (из [Ji et al., 1997])

Литологическая колонка: для каждой литологической разности приведены значения плотности (σ) и скорости (V_p), измеренные в образцах в направлении, перпендикулярном кристаллизационной сланцеватости (Z) при давлении 200 МПа. Разрез включает тонко расслоенные пачки (кластеры), которые чередуются с относительно однородными «прослоями», образованными гранатсодержащими гранитными милонитами и чарнокитами. Комплекс 1, не участвующий в строении моделируемого разреза, на колонке не показан

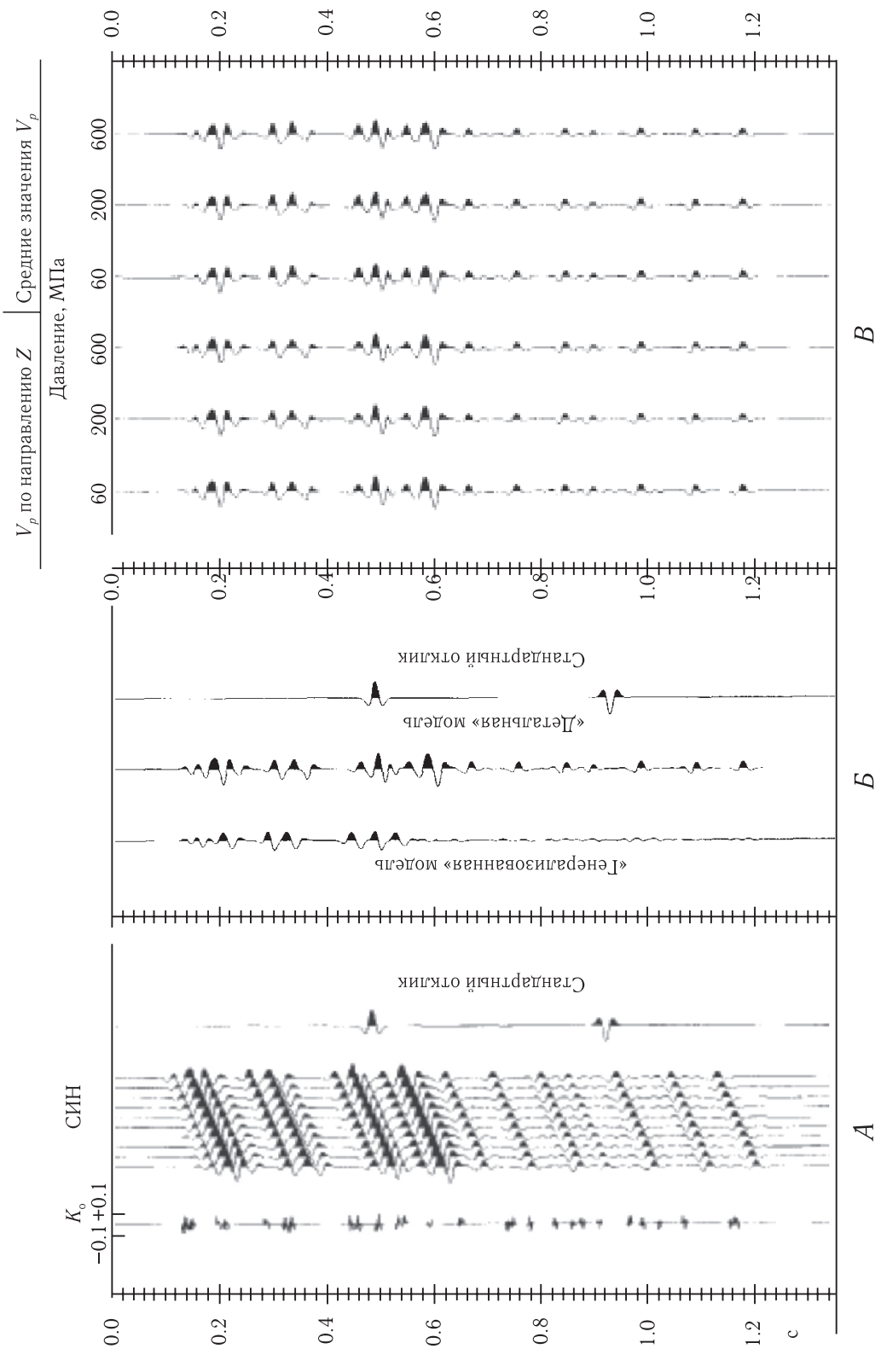


Рис. 4.11. Синтетические сейсмограммы для отраженных волн, отвечающие зоне смятия Морин (по [Ji et al., 1997], пояснения см. в тексте)

А — синтетическая сейсмограмма (СИН), образованная десятью идентичными трассами, полученными с последовательным временным сдвигом. При расчетах использованы скорости, измеренные в образцах в направлении, перпендикулярном кристаллизационной сланцеватости при общем давлении 200 МПа. K_o — коэффициенты отражения, соответствующие литологической колонке, показанной на рис. 4.10; показаны положительный или отрицательный характер соотношений значений акустической жесткости на контакте соответствующих литологических разностей и тонкорасслоенных пачек. *Б* — синтетические сейсмограммы, рассчитанные для генерализованного и детального литологических разрезов через ЗСМ. *В* — синтетические сейсмограммы, рассчитанные для детально расчлененной литологической колонки с использованием значений скорости, измеренных в образцах в направлении, перпендикулярном сланцеватости (*Z*) и для средних скоростей относительно измерений в направлениях *X*, *Y* и *Z*, полученных при общем давлении 60, 200 и 600 МПа

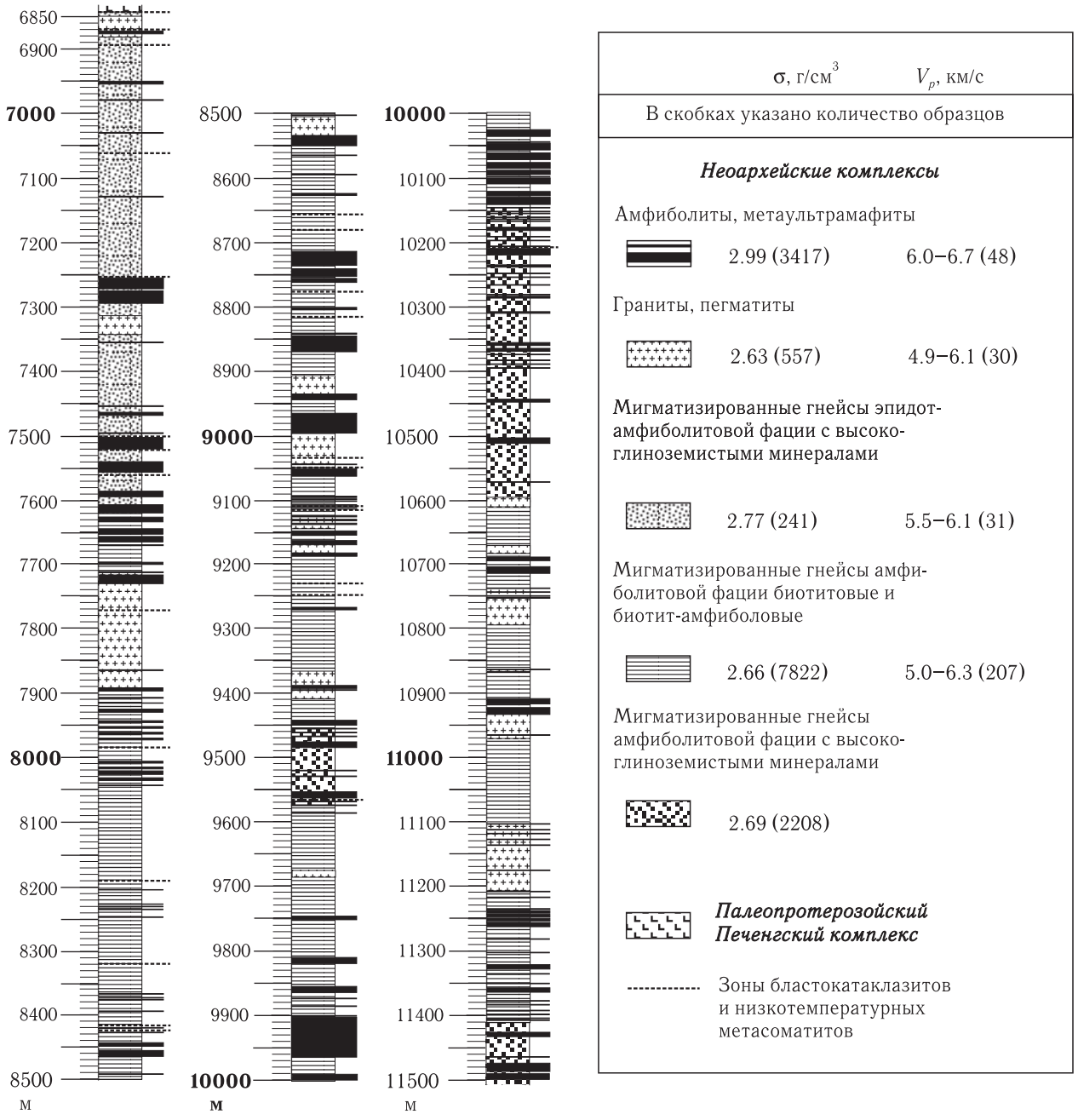


Рис. 4.12. Геолого-петрофизический разрез неоархейского гнейсо-амфиболит-мигматитового комплекса Восточно-Печенгской ГЗО в Кольской сверхглубокой скважине. Использованы неопубликованные материалы В.С. Ланева, Э.Б. Наливкиной, В.В. Вахрушевой, М.С. Русанова, Ю.П. Смирнова (Фонды НПЦ «Кольская сверхглубокая», 1983 г.) и В.Е. Чудиновой (М.В. Минц и др. 1985 г., Фонды НПЦ «Кольская сверхглубокая»)

волн в образцах керна, результаты которых суммированы на рис. 4.12. Полученные сейсмограммы, как и в предыдущем примере, свидетельствуют о решающей роли интерференции от маломощных прослоев при формировании картины отражений. Роль расслоенных пачек осталась неясной. Вполне очевидно, что наблюдаемые отдельные отражения не соответствуют конкретным маломощным прослоям амфиболитов. Вместе с тем, сопоставление синтетической сейсмограммы, полученной для среднего усиления сейсмического сигнала, с картиной отражений в околоскважинном пространстве указывает на то, что формирование

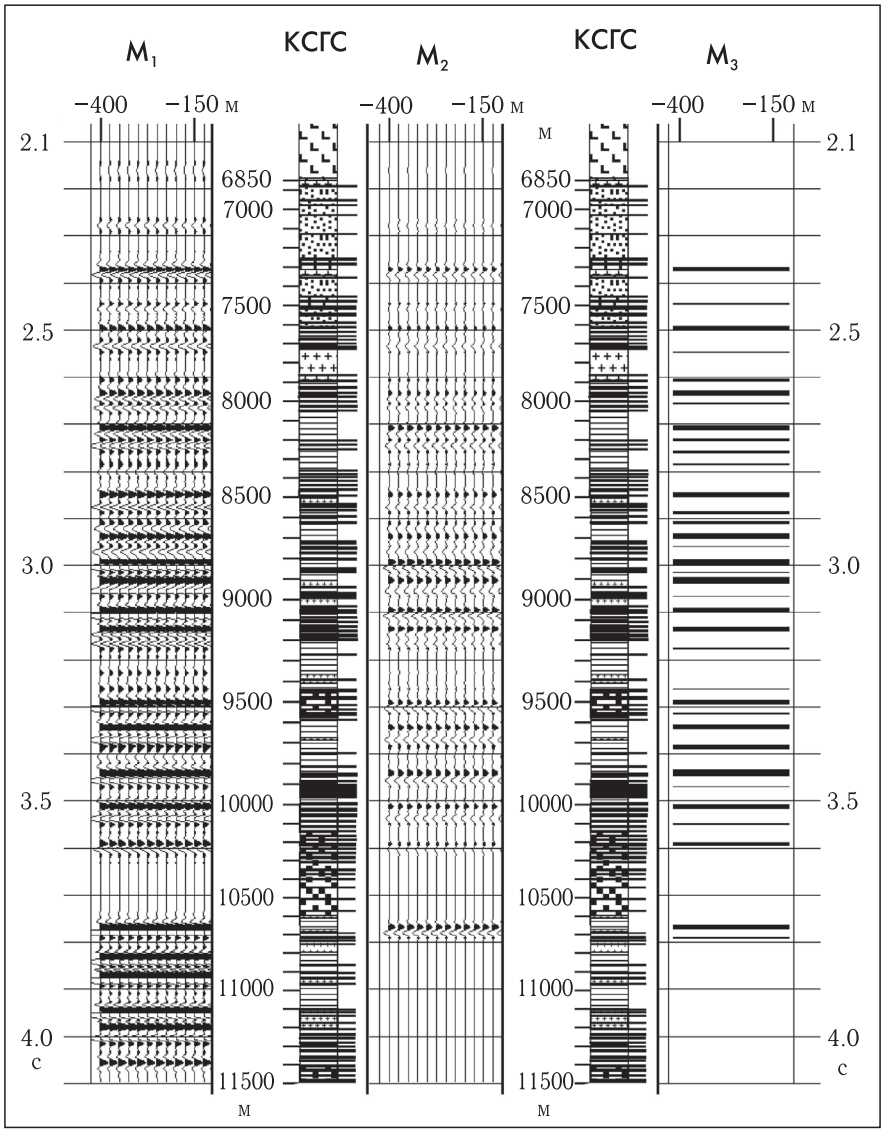


Рис. 4.13. Нижняя часть геолого-петрофизического разреза по Кольской сверхглубокой скважине и синтетические сейсмограммы, рассчитанные для условий большого (М1) и среднего (М2) усиления сейсмического сигнала; приведен также разрез, полученный по синтетическим сейсмограммам методом переменной площади (М3) [Минц, Ступак, 2001]

Условные обозначения см. рис. 4.12

картины отражений в целом, несомненно, связано именно с интерференцией отраженных волн от сгруппированных в пачки маломощных прослоев (рис. 4.14). В свою очередь, этим определяется структурное подобие рисунка отражений структуре исследованной геологической среды.

Таким образом, моделирование сейсмических образов модельных объектов, приближенных к геологической реальности, является важным и перспективным направлением методических разработок в интересах обеспечения достоверной интерпретации сейсмических образов раннедокембрийской коры. Соответственно, дешифрирование сейсмических образов коры с целью выявления известных типов геологических объектов и, в особенности, трассирование границ подобных объектов от поверхности дневного среза или от поверхности кристаллического фундамента представляет собой правомерный и, возможно, один из наиболее продуктивных методов распознавания геологических объектов, «закодированных» в сейсмических образах коры.

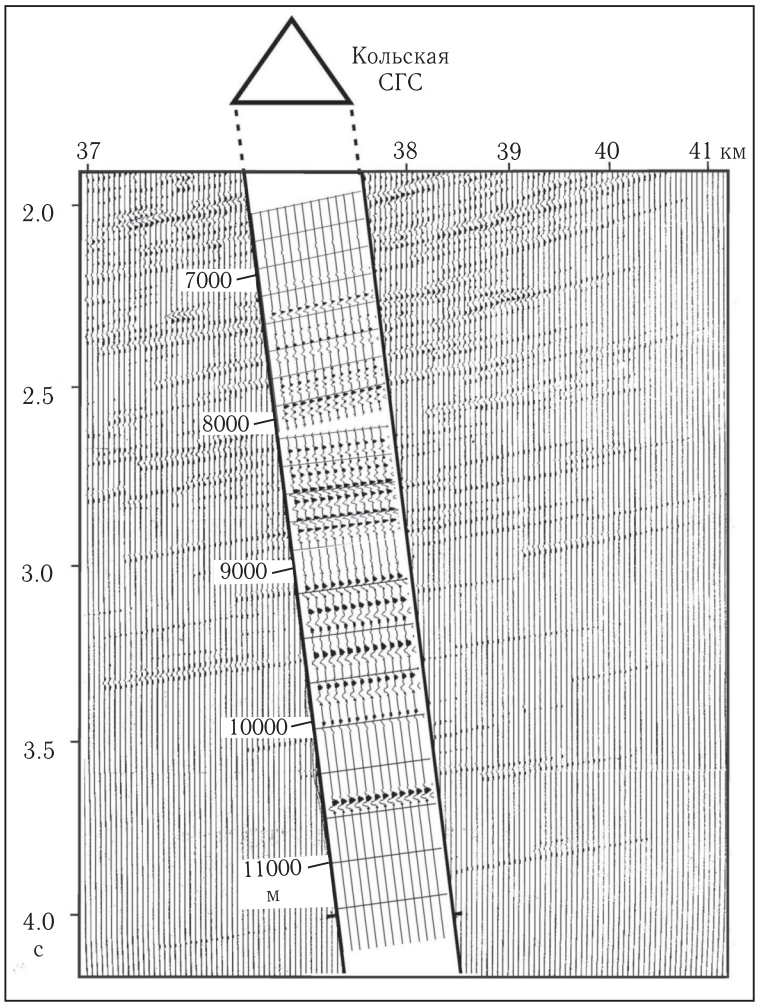


Рис. 4.14. Сопоставление результатов сейсмического моделирования по стволу Кольской СГС (при среднем усилении сейсмического сигнала) и результатов сейсмопрофилирования МОГТ по профилю Kola-SD (по [Минц, Ступак, 2001])

4.2.3. Геологическая интерпретация сейсморазведочных данных, представленных сейсмическими образами (картинами сейсмических отражений) коры

Исследование глубинного строения раннедокембрийской коры ВЕП, результаты которого представлены ниже, было выполнено на основе временно́го и мигрированного разрезов МОГТ, а для части профилей в пределах Фенноскандинавского щита дополнительно были использованы разрезы верхней части коры, полученные методом дифференциальной сейсмики.

Результаты сейсморазведочных исследований являются одним из главных источников информации, необходимой для понимания глубинного строения, структурных особенностей и эволюции континентальной коры, образованной преимущественно породами гранито-гнейсового или гранулито-гнейсового состава. Подчиненную роль играют слабо или умеренно метаморфизованные вулканогенно-осадочные комплексы. Сейсмические образы последних достаточно хорошо изучены в результате исследований платформенных чехлов и осадочных бассейнов; методы их интерпретации в целом известны. Напротив, интерпретация картин отражений, формирующихся в толщах высокометаморфизованных пород, представляет собой сложную задачу, методы решения которой не вполне определены и требуют специального обсуждения.

Поскольку контрасты акустической жесткости, которые являются источником сейсмических отражений, не имеют универсального происхождения, обычно трудно оценить реальную природу отражательной способности конкретных разрезов коры.

Сейсмические отражения генерируются акустическим контрастами в геологической среде,

возникающими в результате одной из следующих причин или их комбинации. Они возникают, в частности, на границах:

1) чередующихся (в частном случае — переслаивающихся) литологических разностей пород, характеризующихся различной акустической жесткостью при мощности геологических тел, соизмеримой с длиной волны акустического сигнала;

2) как было показано выше, переслаивающихся тонко расслоенных пачек, включающих контрастные по акустическим свойствам породы;

3) погружающихся под умеренными углами зон смятия или зон милонитизированных и/или гидротермально измененных пород с их немилонитизированными и/или неизмененными протолитами;

4) областей размещения свободных водных флюидов или расплавов.

Разнообразие перечисленных вариантов создает значительные сложности при интерпретации отражений в кристаллической коре. Для решения этой задачи необходима дополнительная информация, прежде всего, данные бурения и результаты изучения геологических комплексов, обнаженных на поверхности в полосе сейсморазведочного профиля. Для выяснения природы отражений в глубинных частях коры особое значение имеет исследование геологическими и сейсморазведочными методами геологических комплексов, сформированных на глубинных уровнях коры и затем выведенных к поверхности в результате последующих тектонических процессов. В тех случаях, когда отражающие поверхности могут быть трассированы непосредственно к земной поверхности, создаются наиболее благоприятные условия для прямых исследований природы отражений.

Вместе с тем, очевидно, что первостепенное значение для достоверной интерпретации данных сейсморазведки МОГТ имеет корректное представление исследуемой геологической среды.

4.2.4. Геолого-петрофизическая характеристика раннедокембрийской коры на примере восточной части Фенноскандинавского щита

При обсуждении геолого-петрофизических моделей раннедокембрийской континентальной коры целесообразно выделить два класса таких моделей: 1) для верхней части коры, в пределах которой возможна экстраполяция (с учетом известных закономерностей изменения состояния среды с глубиной) свойств и взаимоотношений горных пород, доступных непосредственному наблюдению на поверхности и исследованию с применением бурения; 2) для глубинных уровней, где прямые наблюдения полностью исключены. Оценка глубины, отвечающей этим классам, может варьировать в зависимости от степени изученности региона, расчлененности рельефа, особенностей геологической структуры и других факторов.

Для Кольско-Карельского региона эту границу можно соотносить с глубинами от первых километров до, максимально, 10–12 км (глубина, достигнутая Кольской сверхглубокой скважиной). Таким образом, второй класс включает модели нижней, средней и, отчасти, верхней коры. Геолого-петрофизические модели второго класса базируются на геофизических данных, а также на сведениях о реальном составе пород нижних частей коры и верхней мантии, доставляемых нижнекоровыми и верхнемантийными ксенолитами, вынесенными к уровню эрозионного среза интрузиями кимберлитов и щелочных пород. Эти интрузии, среди которых особую роль играют кимберлитовые трубки, могут рассматриваться в качестве «самых глубоких скважин».

Другим источником информации являются гранулито-гнейсовые и эклогитсодержащие пояса, в пределах которых в результате тектонических процессов выведены к поверхности фрагменты средней и нижней коры, а в отдельных случаях — и верхней мантии.

В этом разделе мы ограничимся рассмотрением геолого-петрофизической модели верхней части коры. Наиболее значительные по протяженности отрезки профилей 1-ЕВ и 4В пересекают мигматит-гранитный комплекс пород Карельской гранит-зеленокаменной области (ГЗО) и гнейсо-амфиболит-мигматитовые комплексы, обнажающиеся в пределах Беломорской провинции. В рассматриваемом аспекте необходимо учитывать следующие особенности этих комплексов, создающих геологический и петрофизический облик геологической среды.

1. Оба комплекса образованы чередованием «полос» (линз, невыдержанных по простиранию прослоев) контрастных по петрофизическим свойствам пород: низкоплотных и низкоскоростных гнейсов и гранитоидов (в поверхностных условиях, плотность σ = 2.6–2.8 г/см^3, про-

дольная скорость V_p = 5.0–6.3 км/с) и значительно уступающих по объему высокоплотных и высокоскоростных амфиболитов (соответственно σ = 2.8–3.2 г/см^3, V_p = 6.0–7.0 км/с). Мафитовые гранулиты, эклогитоподобные породы, в ограниченном количестве участвующие в строении Беломорской области, характеризуются близкими амфиболитам или несколько более высокими значениями плотности и скорости.

2. В абсолютно преобладающей части, высокоплотные и высокоскоростные компоненты «разреза» образуют относительно маломощные (от нескольких сантиметров до первых метров) и линзовидные тела и невыдержанные по мощности «слои» и прослои, протягивающиеся на десятки и сотни метров, реже — до первых километров. В некоторых случаях амфиболитами образованы более значительные по мощности свиты и пачки — мощность отдельных пачек достигает первых километров. Однако и в этом случае амфиболиты чередуются с гнейсами и гранитами, а мощности индивидуальных тел, как правило, также составляют первые метры или, максимально, — первые сотни метров, причем преобладают тела, мощность которых не превышает первых десятков метров.

3. Породы метаморфических и мигматитовых комплексов всегда сложно деформированы. При этом генеральная структура этих комплексов обычно формируется относительно протяженными крупными изоклинальными складками. Эта особенность геологической структуры особенно детально исследована применительно к беломорской серии [Миллер, Милькевич, 1995; и др.]. Метаморфическая и мигматитовая полосчатость в крыльях крупных складок, в первом приближении, имеет выдержанное простирание, чем создается подобие внутренней «стратификации» толщи в целом. Не случайно, на протяжении многих лет метаморфические комплексы картировались аналогично осадочным толщам с выделением свит, подсвит и пачек. Генеральная ориентировка полосчатости, а также параллельных ей гнейсовидности и сланцеватости пород сохраняют свое направление или плавно изгибаются, подчиняясь контурам крупных тектонических структур, таких как тектонические ограничения гранит-зеленокаменных областей и покровно-надвиговых ансамблей гранулито-гнейсовых поясов. Для внутренней структуры Карельской ГЗО характерны близпараллельное размещение зеленокаменных поясов и согласованное с ним и с контурами гранит-мигматитовых куполов и сводов простирание главных структурных элементов гранито-гнейсовых и мигматитовых комплексов. Эта относительно простая картина значительно усложняется в замковых частях складок и в участках развития разнообразных складок более высоких порядков.

4. Метаморфические и мигматитовые комплексы рассечены разломами и зонами смятия, образованными гнейсами-бластомилонитами. Мощность зон смятия, образованных тонким чередованием параллельных пластинообразных тел гнейсов, гранитов и амфиболитов, варьирует от первых сантиметров до десятков и сотен метров и более. В некоторых зонах смятия наблюдаются хлоритовые или слюдяные сланцы. При высокой концентрации названных минералов породы характеризуются анизотропией скоростных характеристик.

Представительное сечение такой геологической среды было получено в результате бурения Кольской сверхглубокой скважины (см. рис. 4.12). В интервале глубин от 6842 м до забоя на глубине 12262 м скважина пересекла неоархейский гнейсо-амфиболит-мигматитовый комплекс, принадлежащий Восточно-Печенгской ГЗО [Минц, Ступак, 2001]. На рис. 4.12 представлен разрез этого комплекса до глубины 11500 м. Фактические данные заимствованы из описания геологического разреза по Кольской сверхглубокой скважине (неопубликованные материалы В.С. Ланева, Э.Б. Наливкиной, В.В. Вахрушевой, М.С. Русанова и Ю.П. Смирнова, 1983 г., НПЦ «Кольская сверхглубокая») и результатов петрографического исследования керна во всем названном интервале, выполненного В.Е. Чудиновой (неопубликованные материалы М.В. Минца и др., 1985 г., «Аэрогеология»). Петрофизическая характеристика компонентов разреза базируется на данных, приведенных в книгах: [Кольская сверхглубокая, 1984; Сейсмогеологическая модель..., 1997].

В разрезе преобладают мигматизированные гнейсы и граниты. Значения плотности и скорости акустических волн для этих пород в значительной степени перекрываются. Измеренные в образцах керна средние значения плотности отвечают интервалу 2.63–2.77 г/см^3, значения скорости равны 4.9–6.3 км/с. Эти породы составляют 80% разреза и образуют матрицу геологической среды. В разрезе неравномерно распределены прослои относительно плотных высокоскоростных пород, амфиболитов и метаультрамафитов. Значения параметров составляют: средняя плотность — 2.99 г/см^3, скорость —

6.0–6.7 км/с. На долю этих пород приходится примерно 20% объема. Они неравномерно распределены в разрезе при мощности отдельных прослоев от первых метров до 15–25 м, в единственном случае — 65 м.

Границы высокоскоростных прослоев с породами, образующими матрицу, в большинстве случаев резкие. Прослои небольшой мощности преимущественно сгруппированы и образуют пачки мощностью 150–280 м. Наиболее мощная пачка в основании исследованного разреза охватывает интервал 400 м и, вероятно наращивается на глубине. В интервале глубин 9850–10400 м размещено несколько крупных тел амфиболитов, включая наиболее мощный прослой, вскрытый в интервале протяженностью 65 м. Маломощные (не более первых метров) зоны бластокатаклазитов и низкотемпературных метасоматитов характерны для верхней части исследованного интервала, до глубины 9250 м. Значительная часть их приурочена к контактам тел амфиболитов с гнейсами и гранитами. Глубже 9250 м такие зоны почти исчезают.

Интервалу глубин, пройденному Кольской скважиной в пределах неоархейского основания Печенгской структуры, отвечает область многочисленных интенсивных отражений, под умеренными углами погружающихся к южному концу профиля. Сопоставление картины отражений с приведенным выше разрезом свидетельствует, во-первых, о том, что разрез, казалось бы, лишенный эффективных отражателей, отвечает среде, охарактеризованной многочисленными субпараллельными отражениями; во-вторых, об отсутствии в картине отражений каких-либо ярких линий, которые можно было бы сопоставить с крупными телами амфиболитов или пачками, насыщенными маломощными прослоями амфиболитов в разрезе скважины. Интервал глубин, характеризующихся развитием бластокатаклазитов и низкотемпературных метасоматитов, отвечает расположению зоны сгущения субгоризонтальных отражающих площадок на профиле МОВ-ОГТ, отработанного в предшествующие годы [Литвиненко, 1984]. Приблизительно тот же интервал, 6200–8900 м, был оценен как аномальный по напряженному состоянию и соответствующий сечению границы Конрада Кольской сверхглубокой скважиной [Минц и др., 1987 а,б]. Вместе с тем, системы субгоризонтальных отражений на профиле Kola-SD не обнаруживают связи с этим интервалом глубин.

С учетом характеристик раннедокембрийских комплексов, исследованных в различных регионах, *генерализованный применительно к рассматриваемой задаче образ геологической среды*, сформированной высокометаморфизованными породами гнейсо-амфиболитовых, гранулито-гнейсовых и мигматитовых комплексов, может быть описан следующим образом.

Среда характеризуется внутренней вещественной расслоенностью и может рассматриваться как сочетание низкоскоростной матрицы (гранито-гнейсовой или гранулито-гнейсовой), неравномерно насыщенной линзовидными и протяженными субпараллельными, относительно плавно изгибающимися прослоями высокоскоростных пород (амфиболитов или основных гранулитов) мощностью от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Высокоскоростные прослои, как правило, группируются в пачки мощностью в первые сотни метров. Субпараллельное расположение этих прослоев нарушается в замковых частях изоклинальных складок и в местах напряженной складчатости высоких порядков. В участках интенсивной гранитизации расслоенность полностью или частично исчезает. Расслоенная среда пересекается разломами и зонами смятия, которые могут разделять фрагменты среды, различающиеся ориентировкой расслоенности. Зоны смятия, мощность которых варьирует в широких пределах, характеризуются особенно тонкой расслоенностью и параллельностью отдельных прослоев. Породы зон смятия могут характеризоваться значительной скоростной анизотропией.

4.2.5. Принципы и подходы к геологической интерпретации сейсмических образов раннедокембрийской коры ВЕП

Из приведенного обзора с очевидностью следует, что картины отражений на профилях МОГТ, которые пересекают кристаллическую кору, сформированную высокометаморфизованными породами гнейсо-амфиболитовых, гранулито-гнейсовых и мигматитовых комплексов, характеризуются следующими особенностями:

1) варьирующая насыщенность сейсмическими отражениями (короткими и протяженными площадками и точками), при этом степень насыщенности разреза отражениями не имеет прямой связи с количеством и размерами геологических тел, петрофизические параметры

которых обеспечивают генерацию эффективных отражений на их границах;

2) прозрачные участки коры, которые могут отвечать как относительно гомогенным областям (интрузивным массивам, областям интенсивной гранитизации), так и объемам коры, где в результате интенсивной складчатости нарушена параллельность маломощных слоев-отражателей и, тем самым, ограничены возможности генерации высокоамплитудных отражений, возникающих в результате интерференции;

3) размещение и пространственные соотношения пакетов отражений, которые непосредственно связаны с особенностями геологической структуры коры.

Главной задачей геологической интерпретации картины сейсмических отражений является создание моделей строения коры, описываемых в геологических терминах «состав» и «структура». Охарактеризованные выше особенности формирования сейсмических отражений свидетельствуют о том, что сейсмический образ среды, получаемый МОГТ, является эффективным инструментом изучения структуры коры. Однако для выяснения состава коры необходимы дополнительные данные, как геологические, так и геофизические.

Сопоставление сейсмических разрезов, пересекающих геологические структуры восточной части Фенноскандинавского щита, с разрезами, например, осадочных бассейнов свидетельствует не только о более сложном строении первых, но и о существенно большей неоднозначности выделения «главных» структурных линий среди множества подобных линий, рисуемых сейсмическими отражениями. В практическом и методическом плане решающее значение имеет прослеживание геологических границ и зон тектонических нарушений, выделяемых по картине сейсмических отражений, к уровню эрозионного среза и их сопоставление с геологическими структурами, откартированными на поверхности.

В то же время, это — задача с обратной связью: как и следовало ожидать, совместный анализ сейсморазведочной и геологической информации, прежде всего, геологических карт, однозначно свидетельствует о том, что существующие карты должны быть откорректированы с учетом новых данных о глубинном строении. Повышению достоверности геологической интерпретации сейсморазведочных данных должно способствовать получение оценок петрофизических параметров, характеризующих вещественный состав геологической среды на различных глубинах. Применительно к сложно построенным геологическим структурам, характерным для раннедокембрийских комплексов, подходы к решению этой задачи во многом остаются недостаточно разработанными. Несмотря на использование разнообразных, как правило, сложных и трудоемких, способов обработки волновых полей, получаемые образы геологической среды зачастую не могут быть достоверно проинтерпретированы в геологических терминах. Как показано выше, большей надежностью отличается структурный образ (модель), базирующийся на анализе геометрических (морфологических) особенностей картины сейсмических отражений.

Сопоставление геометрических особенностей картины сейсмических отражений по профилям 1-ЕВ и 4В с реально наблюдаемыми геологическими объектами в восточной части Фенноскандинавского щита позволило принять в качестве главной рабочей гипотезы представление о том, что рисунок отражений следует направлениям структурной неоднородности горных пород. Они соответствуют генеральным направлениям вещественной расслоенности гранит-мигматитовых и гнейсо-амфиболитовых комплексов, совпадающим с ориентировкой гнейсовидности и кристаллизационной сланцеватости метаморфических пород и мигматитовых комплексов. В слабо и умеренно деформированных породах они приблизительно совпадают с ориентировкой первичной слоистости. В сложно деформированных толщах эти направления обычно совпадают с ориентировкой полосчатости (вещественной расслоенности) в крыльях сжатых изоклинальных складок и соответственно с ориентировкой осевых поверхностей этих складок, в свою очередь, слабо или умеренно деформированных в результате относительно поздних тектонических процессов. Опыт изучения метаморфических толщ свидетельствует о том, что главнейшие тектонические нарушения обычно следуют тем же направлениям.

Таким образом, задача геологической интерпретации сейсмических разрезов распадается на следующие части:

— выделение пластообразных и линзовидных геологических тел и их границ (толщ, отдельных пластов и линз, тектонических пластин различного ранга);

— выделение изометричных тел, представленных преимущественно интрузивами и образова-

ниями типа гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов;

— выделение сущих и субсогласных тектонических зон;

— выделение дайковых поясов и отдельных наиболее крупных даек и дайкоподобных тел.

Последовательность решения этой задачи была сформулирована следующим образом:

— выделение (дешифрирование), корреляция и трассирование структурных линий и их фрагментов по картине сейсмических отражений; для решения этой задачи были использованы следующие способы: 1) визуальный просмотр сейсмограмм и ручное трассирование и корреляция отражений с использованием возможностей увеличения и улучшения качества изображения современных компьютерных программ; 2) автоматическое трассирование и взаимная корреляция отражений с использованием соответствующих программных средств;

— классификация структурных линий по направлению и морфологии и предварительная оценка соотношений линий различных типов с теми или иными элементами геологического строения коры;

— выделение областей различной суммарной интенсивности отражений;

— трассирование зон разрыва корреляций структурных линий и структурного рисунка в целом;

— последовательное сопоставление полученного структурного («скелетного») рисунка с геологической картой и идентификация границ геологических тел и тектонических нарушений;

— выделение границ структурно квазиоднородных областей (структурных доменов), идентифицируемых в качестве простых или, в некоторых случаях, — сложных геологических тел различной морфологии, их пространственная и структурная корреляция;

— контроль и коррекция полученного разреза с использованием данных других геофизических методов;

— окончательная взаимная увязка разрезов и геологической карты;

— интерпретация с общих позиций глубинных частей разреза коры и верхней мантии;

— создание модели геодинамической эволюции региона на базе разработанной модели глубинного строения и комплекса независимых данных геологического, геохимического и геохронологического содержания, а также с использованием возможных аналогий с глубинным строением типовых в отношении геодинамических обстановок регионов.

В большинстве случаев остается неясным, как интерпретировать участки повышенной акустической прозрачности. Как показано выше, часто предлагаемое истолкование таких участков, как места размещения массивных однородных тел интрузивного происхождения, не может быть признано единственным. Причиной отсутствия отражений могут быть также выклинивания тонко расслоенных пачек слоев-отражателей, а также существенные нарушения параллельности залегания чередующихся «слоев» и пачек, порождающих яркие отражения. Такие нарушения могут отвечать участкам разворота структур, проявлениям интенсивной мигматизации и куполообразования.

Анализ ситуации в целом свидетельствует о том, что в случае коры Карело-Кольского региона значительная часть отражений тем или иным способом связана с неоднородностями, сформированными в результате деформаций: зонами разломов и/или интенсивного рассланцевания, проявлениями гнейсовидности, секущими зонами интенсивной раздробленности пород и т.п. В общем случае, подобные отражения нередко оказываются более яркими, по сравнению с отражениями, инициированными «нормальными» границами пород различного состава. Вместе с тем, природа отражений, фиксирующих крупные тектонические нарушения, вероятнее всего, связана с тонко чередующимися последовательностями пород разного состава, которые в процессе тектонического транспорта были «расплющены» и растянуты параллельно нарушениям и, в конечном счете, образуют зоны смятия.

Следует отметить, что использование перечисленных выше способов выделения (дешифрирования), корреляции и трассирования структурных линий и их фрагментов по картине сейсмических отражений, во-первых, показало, что выделяемые элементы глубинной геологической структуры сохраняют свои главные особенности вне зависимости от применяемого способа трассировки и корреляции отражений. Во-вторых, решение этой задачи всегда остается не вполне однозначным. Добавим, что в конкретной ситуации и прочие задачи из числа перечисленных выше, как правило, не дают однозначного решения и не все наблюдаемые на разрезах элементы удалось сопоставить с теми или иными геологическими объектами.

4.2.6. Основные выводы, касающиеся условий и особенностей геологической интерпретации сейсмических образов раннедокембрийской коры

1. Раннедокембрийская континентальная кора, образованная преимущественно низкоскоростными породами гранито-гнейсового или гранулито-гнейсового состава, характеризуется внутренней расслоенностью, связанной с участием в разрезах количественно подчиненных линз и прослоев высокоскоростных пород — амфиболитов и мафитовых гранулитов. Подчиненную роль играют слабо или умеренно метаморфизованные вулканогенно-осадочные комплексы.

2. В пределах коры, образованной комплексами гранито-гнейсового и гранулито-гнейсового типов, источником отражений являются границы между высокоскоростными породами (амфиболитами и мафитовыми гранулитами) с породами, образующими низкоскоростную матрицу (гнейсами и гранито-гнейсами). В относительно редких случаях отражения генерируются границами небольших по размерам интрузивных тел, образованных породами основного и ультраосновного состава.

3. Картина отражений формируется суммой отражений от единичных объектов достаточной мощности (соизмеримой с длиной волн в применяемом диапазоне) и интерференционными пакетами, возникающими в результате отражений от расслоенных участков коры, включающих переменное количество маломощных и невыдержанных по простиранию отражающих объектов.

4. Единичные отражения и отражения в составе интерференционных пакетов в принципе сохраняют ориентировку отражающих объектов. Поэтому ориентировка отражений (опять-таки в принципе) следует главным структурным направлениям в коре. Вместе с тем, единичные отражения не могут рассматриваться в качестве «следов» контактов конкретных геологических тел.

5. Насыщенность картины отражениями (отражательная способность или «отражательность» среды) зависит от многих причин и не может рассматриваться как основание для оценки состава пород в той или иной части коры. Акустически прозрачные области могут появляться в участках развития однородных по составу пород (интрузивные тела и области интенсивной гранитизации), но также и в областях, где отсутствуют эффективные отражатели (амфиболиты, основные гранулиты), вне зависимости от участия в разрезе и типа чередования пород, близких по акустическим свойствам (гнейсы разного состава, мигматиты и т.п.). Акустически прозрачные области могут соответствовать также участкам нарушения условий интерференции — участкам интенсивных деформаций и сложной складчатости.

6. Крупные тектонические нарушения, в связи с которыми сформированы зоны смятия, характеризующиеся тонким чередованием параллельно ориентированных «прослоев», в том числе, образованных высокоскоростными породами, выделяются на картине отражений четкими протяженными интерференционными пакетами.

7. Из предыдущего следует, что наиболее надежная информация может быть получена в отношении структурных особенностей коры, пересеченной профилем. Метод создания структурной модели коры можно назвать дешифрированием (по аналогии с дешифрированием аэрофото- и космических снимков). Получению однозначно достоверных структурных моделей препятствуют прерывистость и невыдержанность картины отражений, наличие пересекающихся направлений и т.п.

8. Достоверная оценка состава пород достижима только при условии надежной корреляции элементов разреза с геологическими объектами на уровне эрозионного среза. Трассирование этих объектов на глубину неизбежно сопряжено с потерей достоверности. Для ее повышения необходим контроль разрабатываемых моделей глубинного строения другими геофизическими методами.

4.3. Объемная модель глубинного строения Кольско-Лапландской области Фенноскандинавского щита: интерпретация сейсмических образов коры по профилям 1-ЕВ (0–450 км), ЭГГИ и FIRE-4-4a

Фрагмент опорного профиля 1-ЕВ в интервале 0–450 км был отработан на начальной стадии проекта. У исполнителей, как геофи-

зиков, так и геологов, в то время недоставало опыта подобных исследований. Позднее сейсмические разрезы были переобработаны и их информативность была существенно повышена. Это позволило представить модель глубинного строения раннедокембрийской коры и верхней части мантии в пределах Кольского и Беломорского коллизионно-аккреционных орогенов. Определенная проблема возникла в связи с тем, что условия миграции в рассматриваемом интервале профиля и в последующих интервалах несколько различались. Это привело к «нестыковке» глубинных границ в районе пикета 650 км, прежде всего, кровли и подошвы «нижней коры» и, соответственно, коро-мантийной границы. Для устранения этой проблемы было выполнено некоторое «сжатие» нижней части мигрированного разреза в интервале 0–650 км.

4.3.1. Опорный профиль 1-ЕВ

Разрез МОГТ (см. прил. V-1 и V-2). В интервале 0–50 км опорный профиль 1-ЕВ пересекает северный край палеопротерозойской Печенгской структуры и ее северное обрамление. Далее трасса профиля поворачивает под прямым углом и меняет направление с северо-восточного на юго-восточное. Сейсмический образ коры в этом интервале характеризуется умеренным количеством отражений, которые лишь в отдельных участках группируются в непротяженные пакеты. Наиболее протяженный пакет подобного рода в верхней части коры, погружающийся в юго-западном направлении, отвечает окраине Печенгской структуры. Количество пакетов отражений, полого погружающихся к северо-восточному концу интервала, несколько возрастает на глубинах 15–20 км. «Нижняя кора» намечена несколько более интенсивными субгоризонтальными отражениями в интервале глубин от 30 до 35–37 км и отделяется от подстилающей более прозрачной (мантийной?) области диффузной границей. Верхняя часть мантийного интервала (35–45 км) характеризуется повышенным (относительно подстилающей части акустически прозрачной мантии) количеством субгоризонтальных и полого наклонных отражений.

В интервале от 50 до 350 км (Кольский ороген) картина отражений — более отчетливая. Преобладающая часть разреза охарактеризована умеренным уровнем «отражательности» — неравномерно распределенными и неотчетливо ориентированными короткими отражениями, иногда группирующимися в непротяженные пакеты. Наряду с этим, выделяются изометричные акустически прозрачные области, достигающие в немногих случаях дневной поверхности, а по глубине — интервала 15–25 км. Акустически прозрачные области меньшего размера наблюдаются также и в нижней части коры.

Области со специфическими особенностями сейсмического образа размещены в верхней (до 10–12 км по глубине) и в нижней (в интервале глубин 35–40 км) частях коры. В интервале 200–350 км по профилю 1-ЕВ основание верхней области коры погружается до 18–20 км. В верхнем интервале, до 10–12 км по глубине, видны полого изогнутые пакеты интенсивных параллельных отражений протяженностью от 7–8 до 15– 60 км при мощности 1–2 км, которые мы рассматриваем в качестве «структурных доменов» коры.

Изгиб отдельных пакетов обращен выпуклостью вверх, других — вниз. Некоторые из них незначительно нарушены, в этом случае разделенные фрагменты пакетов смещены друг относительно друга на несколько сотен метров по вертикали. Нижнекоровая умеренно отражающая область выделяется достаточно отчетливо на всем протяжении рассматриваемого интервала профиля. Мощность этой области составляет 2–3 км в интервале 50–200 км, затем скачкообразно увеличивается до 10 км, далее — до 15 км в районе пикета 350 км.

Следует отметить, что интервал 300–350 км по профилю 1-ЕВ, в пределах которого расположен ряд крупных интрузивных массивов, включая рудоносный Мончегорский мафит-ультрамафитовый массив, не отличается какой-либо спецификой сейсмического образа. Особенно невыразителен рисунок отражений в самой верхней части коры.

В интервале 350–450 км опорный профиль 1-ЕВ пересекает структуры Беломорского орогена.

Сейсмический образ коры в интервале 350–480 км по профилю 1-ЕВ и в предыдущих интервалах в целом сходны: преобладающая часть коры заполнена относительно редкими, частично ориентированными полого наклонными отражениями, иногда группирующимися в малопротяженные пакеты. Более значительные по интенсивности и размерам пакеты отражений наблюдаются в верхней части разреза коры

в интервале глубин от поверхности до 5–10 км. В основании коры, в интервале глубин 25–35 км наблюдается протяженная область, заполненная короткими, субгоризонтально ориентированными отражениями. Верхняя часть мантии до глубин 45 км также характеризуется неравномерной «отражательностью», и граница раздела кора–мантия, преимущественно располагающаяся на глубинах около 40 км, может быть прослежена с достаточной условностью.

Структурно-геологическая интерпретация (см. прил. V-2 и V-3) сейсмического образа коры базируется на согласовании структурного рисунка коры с результатами геологического картирования.

В интервале от 0 до приблизительно 30 км по профилю 1-ЕВ пересечена часть северного крыла Печенгской структуры. Тектонические пластины, образованные палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными комплексами, размещены в верхней части разреза (см. рис. 4.4).

Во всем интервале от 0 до 355 км в строении коры преобладает комплекс пород, образованный четко выраженными структурными доменами и относительно слабыми отражениями, заполняющими пространство между ними. В отдельных участках умеренно отражающая кора становится преимущественно прозрачной. Этот комплекс достигает дневной поверхности в интервале 255–300 км по профилю 1-ЕВ, что позволяет уверенно отождествить его в этом интервале с неоархейской Инари-Кольской гранит-зеленокаменной областью (микроконтинентом), представленной в этом интервале своим Оленегорским фрагментом (Оленегорской ГЗО). В согласии с результатами геологического картирования, северная граница Оленегорской ГЗО погружается в северном направлении и перекрывается тектоническими покровами, сложенными гранулито-гнейсовыми комплексами Центрально-Кольского пояса. При этом пакеты интенсивных отражений можно соотнести с осадочно-вулканогенными комплексами неоархейских зеленокаменных поясов, включающих тела и месторождения железистых кварцитов Оленегорского района. Умеренно отражающие области коры, пространственно связанные с зеленокаменными поясами, также по аналогии с Оленегорским районом, соотносятся с тоналит-трондьмит-гранодиорито-гнейсовым комплексом гранит-зеленокаменной области. Прозрачные области, по аналогии с Оленегорским районом, сложены относительно массивными гранитоидами.

Дополнительное сечение гранит-зеленокаменного комплекса профилем 1-ЕВ на дневной поверхности отвечает интервалу 80–95 км, где изгиб трассы ненадолго «заводит» профиль в Титовскую ГЗО.

Модельная оценка плотности гранит-зеленокаменного комплекса в целом заключена в интервале 2.7–2.8 г/см^3 (см. главу 5).

Верхняя часть разреза, перекрывающая «гранит-зеленокаменную» кору в интервале 50–250 км по профилю 1-ЕВ, охарактеризована невыразительным рисунком сейсмических отражений. Опираясь на данные картирования, эту область можно сопоставить с неоархейским Центрально-Кольским гранулито-гнейсовым комплексом. Сейсмический разрез впервые позволяет достоверно оценить мощность покровно-надвигового ансамбля этого пояса, которая не превышает 5–6 км. Примечательно, что гранитный массив, принадлежащий Лицко-Арагубскому комплексу и пересеченный профилем в районе пикета 110 км, никак не отразился в картине сейсмических отражений.

Область средней коры, приблизительно отвечающая интервалу глубин от 20 до 35 км, не имеет четкой границы с вышележащей «гранит-зеленокаменной» корой и, возможно, представляет собой более глубокий уровень того же комплекса. Однако высказанному предположению противоречит модельная оценка плотности этой области коры: 2.8–2.9 г/см^3 или несколько более (см. главу 5). Подобные оценки более отвечают представлению о «нижней коре». Судя по оценке плотности, в составе комплекса предположительно участвуют тоналит-трондьемит-гранодиоритовые (ТТГ) гнейсы, амфиболиты, эндербито-гнейсы и мигматизированные гранулиты.

Отражающая «нижняя кора», характеризующаяся той же оценкой плотности, образует небольшой по мощности интервал (2–4 км) и в отдельных участках сопровождается небольшими прозрачными объемами, которые предположительно можно интерпретировать как тела основных–ультраосновных пород.

В интервале 300–360 км Оленегорская ГЗО подстилает пологозалегающие тела палеопротерозойских габбро-анортозитов, входящие в состав массива Главного хребта. В соответствии с данными геологического картирования, этот массив представляет собой лополитообразное тело, подошва которого в сечении профилем 1-ЕВ располагается на максимальной глубине около 4 км.

В интервале 215–350 км нижняя кора резко увеличена по мощности (до 10 км), напротив, охарактеризованная выше средняя область коры быстро выклинивается. Как и в пределах предыдущего интервала обе области охарактеризованы близкими оценками модельной плотности: 2.8–2.9 г/см^3 (см. главу 5).

Во всем интервале от 0 до 350 км локальные разрывы корреляции сейсмоотражений (осей синфазности) и усложнения охарактеризованной выше структуры коры достаточно успешно коррелируются с системами субмеридиональных нарушений палеопротерозойского–палеозойского возраста. Эти нарушения имеют крутое залегание в верхней части коры и постепенно выполаживаются к уровню нижней коры и коро-антийной границе.

В интервале 355–450 км и далее до пикета 750 км (см. следующий раздел) опорный профиль 1-ЕВ проходит вдоль по простиранию структуры неоархейского Беломорского аккреционно-коллизионного орогена, представляющего собой сложный структурный ансамбль, в строении которого выделяются Хетоламбинский и Ковдозеро-Пебозерский микроконтиненты (гранит-зеленокаменные области) и Чупинский синформный тектонический покров, образованный породами гранулито(амфиболито)-гнейсового комплекса. Трассирование малопротяженных пакетов отражений (структурных доменов) и корреляция структурного рисунка с геологической картой позволили выделить на разрезе фрагменты относительно мощной (до 10–15 км) Хетоламбинской пластины (гнейсо-амфиболитовый комплекс) и Чупинской пластины мощностью 1–2 км (мигматизированные кианит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы).

Средняя часть коры может рассматриваться в качестве основания Хетоламбинского микроконтинента. «Среднекоровый» комплекс достигает дневной поверхности в ограниченном интервале 520–530 км. Это позволяет коррелировать состав средней части коры с породами, характерными для Нотозерского комплекса и его обрамления — мигматизированными тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми гнейсами, мафитовыми гранулитами, эндербитами и гиперстеновыми диоритами. Модельная плотность «среднекорового» комплекса — 2.75–2.85 г/см^3 заметно ниже по сравнению со средней корой Инари-Кольского микроконтинента, что, очевидно, указывает и на более значительную роль пород гранитоидного состава. Последнее предположение находит некоторое подтверждение в постоянном присутствии на среднем уровне коры акустически прозрачных объемов, которые охарактеризованы плотностью < 2.75 г/см^3 и могут быть представлены в качестве плутонов гранитоидов (см. главу 5).

Подошва коры располагается на глубине около 35 км. Выше этой границы размещен выдержанный по мощности (порядка 10 км) комплекс пород «нижней коры» плотностью порядка 2.95 г/см^3. Подстилающая часть мантии до глубины 45 км, характеризующаяся относительно повышенной «отражательностью», может рассматриваться в качестве «коро-мантийной смеси».

Систематический анализ разрывов в корреляции пакетов отражений в сопоставлении с геологической картой позволил выделить на глубинном разрезе ряд систем более молодых тектонических нарушений, вплоть до мезо-кайнозойских, связанных с формирование Кандалакшского рифта.

4.3.2. Объемная модель глубинного строения Кольско-Лапландской области Фенноскандинавского щита

Объемная модель глубинного строения (рис. 4.15, см. цв. вкл.) отстроена на базе тщательной корреляции структурно-вещественных комплексов, представленных на геолого-тектонической карте со структурными подразделениями, выделенными в результате анализа (дешифрирования) сейсмических образов коры, и трассирования на глубину границ этих комплексов. Помимо геологического разреза по профилю 1-ЕВ в модель включены разрезы по малоглубинному профилю ЭГГИ (см. рис. 4.5) [Минц и др., 1996; Mints et al., 2007] и по профилю FIRE-4-4a (рис. 4.16, см. цв. вкл.), пересекающему западную часть моделируемой области на территории Финляндии. Геологическая интерпретация сейсмического образа коры и верхней части мантии выполнена М.В. Минцем на основе материалов, опубликованных в [Finnish reflection..., 2006]. Версия М.В. Минца, вложенная в объемную модель, в главных чертах согласуется с моделью глубинного строения верхней части коры, представленной в [Partison et al., 2006].

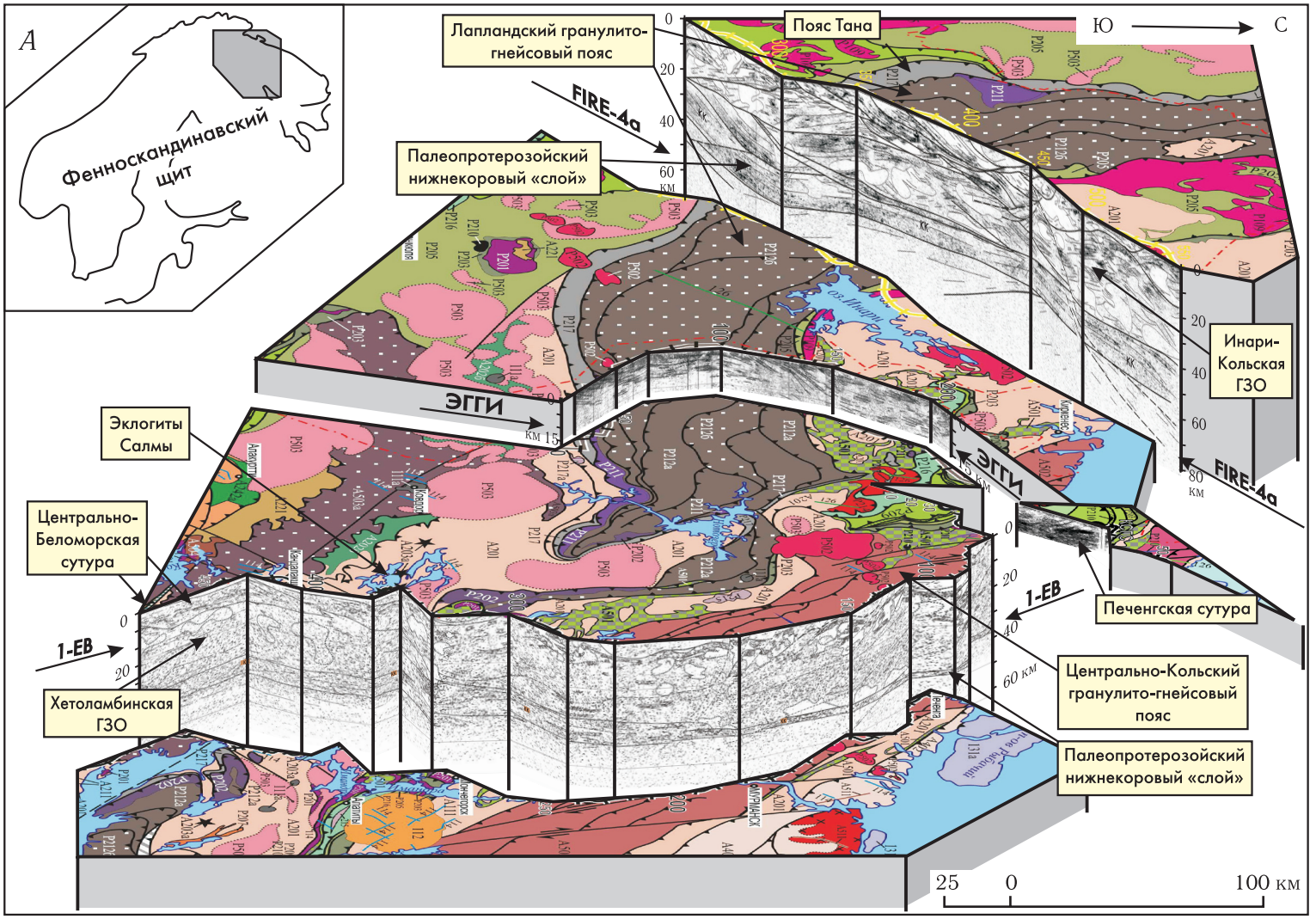


Рис. 4.15. Объемная модель (блок-диаграмма) земной коры в северо-восточной части Фенноскандинавского щита. Отмечены наиболее важные структурные подразделения — преимущественно те, которые пересечены сейсмическими профилями

А — соотношения геологических структурно-вещественных комплексов на дневной поверхности и картин сейсмических отражений (сейсмических образов) в сечениях коры вдоль профилей МОГТ (на разрезы вынесены границы структурных доменов и разломы); *Б* — геологическая интерпретация сейсмических образов коры, совмещенная с геологической картой.

Условные обозначения см. в прил. I-3

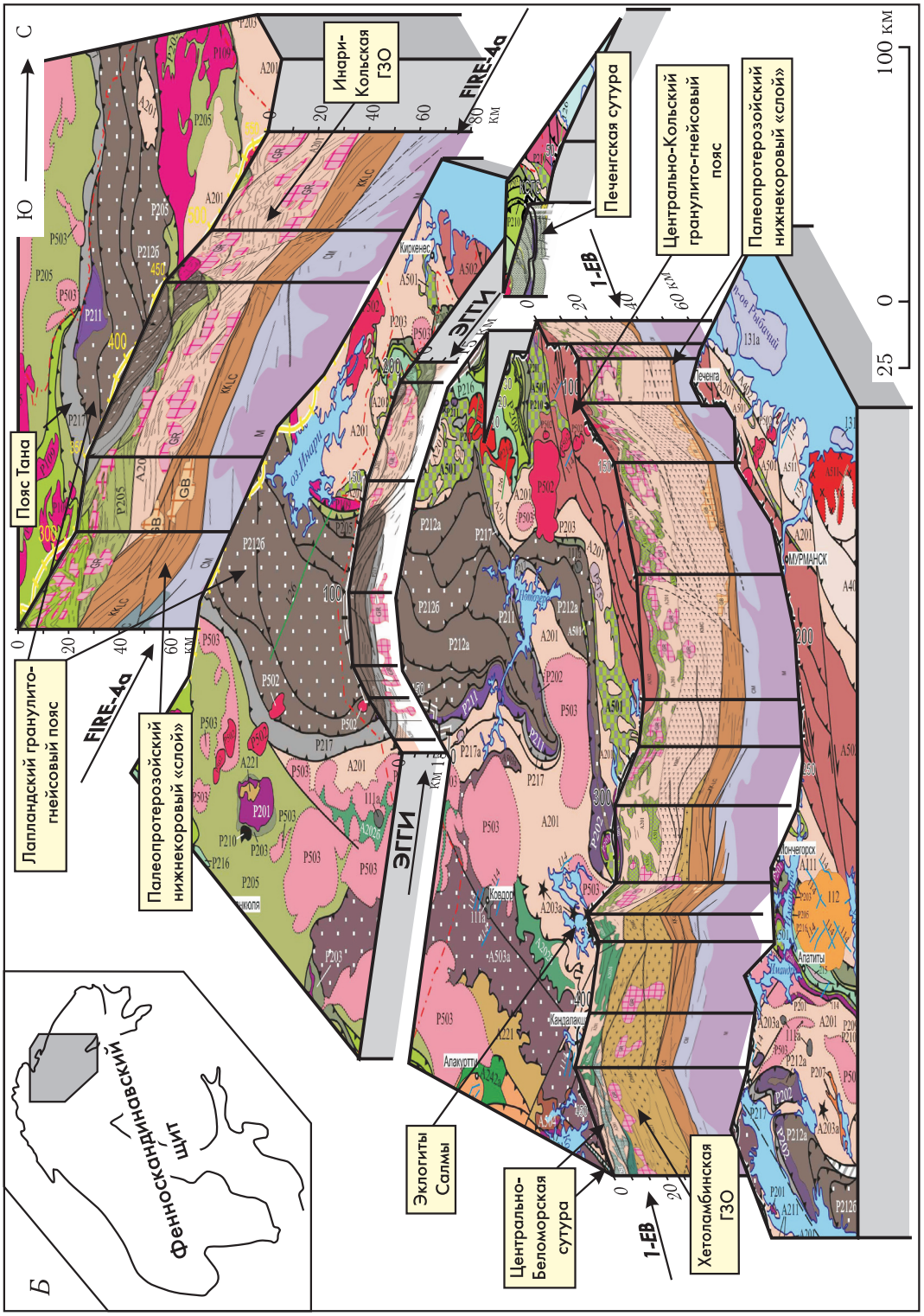


Рис. 4.15. Окончание

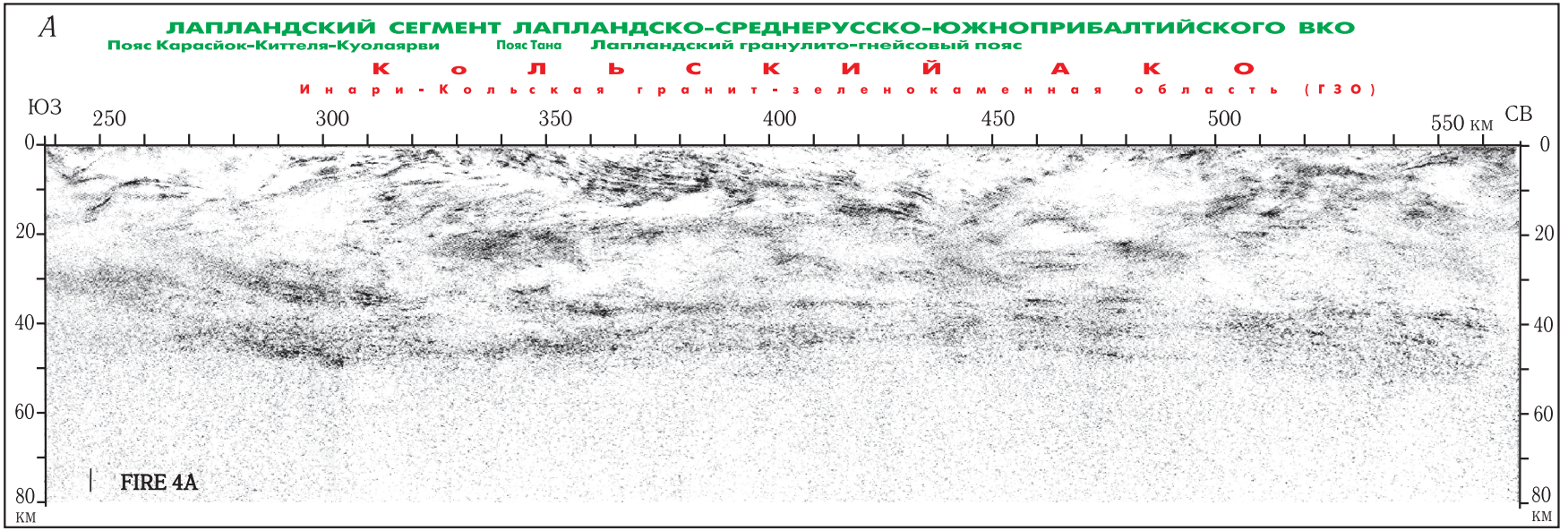


Рис. 4.16. Профиль FIRE-4a: геологическая интерпретация сейсмического образа коры и верхней части мантии выполнена М.В. Минцем на основе материалов, опубликованных в [Finnish reflection..., 2006]

Над разрезом показано положение главных тектонических подразделений, пересеченных профилем: красным цветом подписаны архейские, зеленым — палеопротерозойские тектонические структуры. Обозначения геологических структур и горно-породных ассоциаций использованы в соответствии с принятой в данной работе системой условных обозначений (см. прил. I-3).

А — сейсмический образ коры и верхней части литосферной мантии (мигрированный разрез) — по [Finnish reflection..., 2006]; *Б* — главные структурные элементы в разрезе коры и верхней части литосферной мантии: сейсмический образ коры (мигрированный разрез) с наложенными границами структурных доменов и геологическими границами; *В* — геологический разрез коры и верхней части литосферной мантии



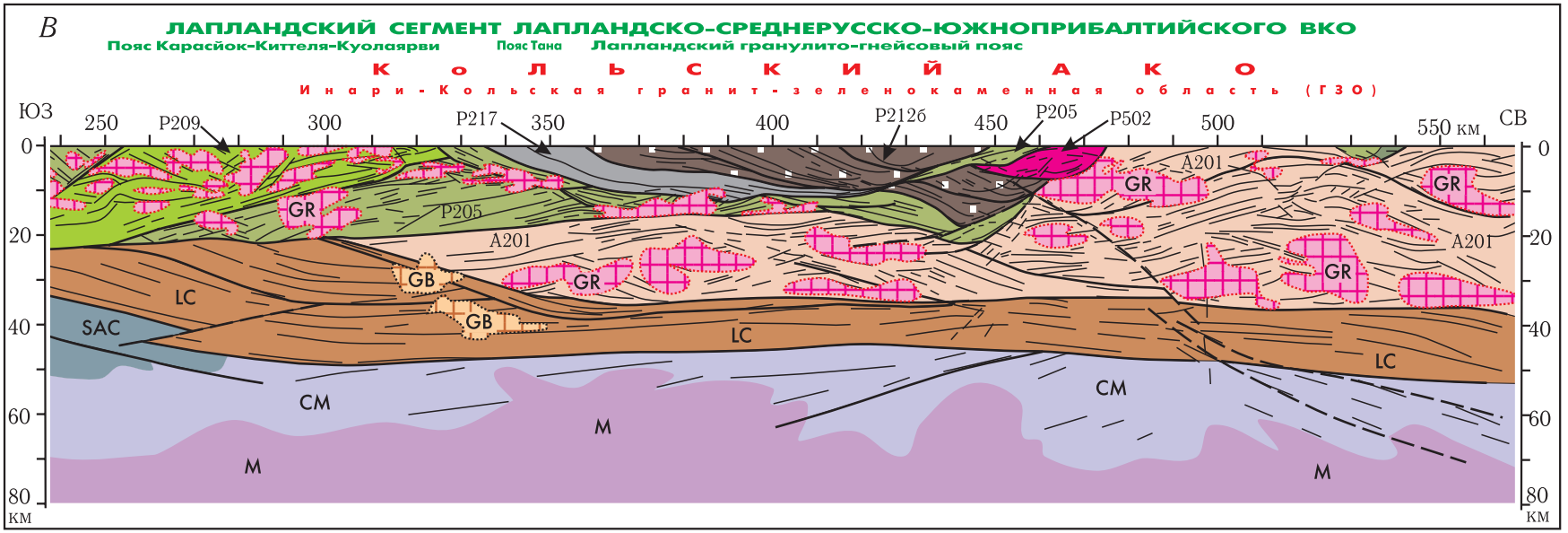


Рис. 4.16. Окончание

Палеопротерозойские тектонические структуры

Структурные и эволюционные соотношения Лапландского гранулитового пояса (ЛГП) с гранулитами в нижней коре. Известно, что ЛГП представляет собой тектонический покров, перекрывающий породы более низкого уровня метаморфизма. Структурно-вещественные комплексы ЛГП формировались в течение длительного интервала времени — с 2.5 до 1.87 млрд лет, однако скоротечная последовательность «решающих» событий началась позже — внедрением габбро-анортозитов второй генерации ~2.0–1.95 млрд лет назад. Тектонический покров деформирован и представляет собой асимметричную синформу с пологим южным и более крутым и частично запрокинутым северным крылом (см. рис. 4.15, 4.16 и 4.5). Предполагаемые аналоги лапландских гранулитов представлены глубинными ксенолитами в девонских трубках взрыва [Ветрин, 2006; Ветрин и др., 2009]. Сечение ЛГП вдоль профиля FIRE-4a свидетельствует об отсутствии (или полном исчезновении) структурных связей ЛГП с акустически расслоенной нижней корой. Эта особенность показывает, что Лапландский гранулито-гнейсовый комплекс не является «простым отторженцем» протяженного комплекса пород нижней коры.

Строение и тектоническая позиция пояса Тана. Пояс Тана и его аналоги, обрамляющие ЛГП, включают палеопротерозойские и архейские породы низкой и умеренной степени метаморфизма, а также фрагменты пород ЛГП. Сечения пояса Тана профилями ЭГГИ и FIRE-4a (см. рис. 4.5, 4.16) демонстрируют неразрывную структурную взаимосвязь этого пояса и ЛГП. Низко и умеренно метаморфизованные палеопротерозойские породы в составе пояса Тана, вероятно, формировались в окраинной части бассейна и в результате коллизионных процессов были перекрыты высокометаморфизованными комплексами внутренних частей того же бассейна.

Глубинное строение Печенга-Имандра-Варзугского осадочно-вулканогенного пояса (ПИВП) и структурные соотношения ПИВП и ЛГП. Глубинное строение пояса и его структурные соотношения остались слабо изученными, так как все глубинные сейсмопрофили пересекли ПИВП в малоинформативных участках (см. прил. I-1 и V-4). Для ПИВП характерно моноклинальное строение с погружением тектонических пластин в южных румбах. В полученных сечениях отсутствуют явные признаки, которые позволили бы интерпретировать ПИВП в качестве сутуры, т.е. указывающие на его формирование на месте закрывшегося океана. Геохимические и геологические свидетельства такого рода известны практически только для вулканогенно-осадочного выполнения Печенгской структуры, глубинное строение которой до основания коры остается слабо изученным. Возможно, рифтогенная структура ПИВП эволюционировала поразному в разных участках, разрывы континентальной и формирование океанической коры были характерны для ограниченных отрезков пояса — типа Печенгской структуры.

Архейские тектонические структуры

Строение Центрально-Кольского гранулитового пояса (ЦКГП). В течение длительного времени предполагалось, что ЦКГП представляет древнейший в регионе «Кольско-Норвежский блок» континентальной коры. Впервые получены очевидные свидетельства, что этот пояс представляет собой эрозионный фрагмент деформированного тектонического покрова, мощность которого в сечении профилем 1-ЕВ не превышает 7–8 км (см. прил. V-4; рис. 4.15).

Гранит-зеленокаменные области. Ниже ЦКГП в разрезе коры на всем протяжении профиля 1-ЕВ размещены породы гранит-зеленокаменной ассоциации, принадлежащие *Инари-Кольской гранит-зеленокаменной области*. Разрезы по профилям 1-ЕВ и FIRE-4a (см. прил. V-4; рис. 4.15) с очевидностью свидетельствуют, что все гранит-зеленокаменные комплексы этого региона (Варангер, Восточно-Печенгский, Титовский, Оленегорский, Инари-Аллареченский и Стрельнинский, а также, по-видимому, и Лявозерский) принадлежат единой области архейской коры. Частичное фрагментирование Инари-Кольского микроконтинента, видимо, произошло в результате палеопротерозойского рифтогенеза, однако в большинстве мест масштабы этого разделения были ограничены.

Структурные соотношения, местоположение и природа границы Кольского кратона и Беломорского аккреционно-коллизионного орогена длительное время эти проблемы остаются одним из невыясненных коренных вопросов геологии Кола-Карельского региона. Долгое время считалось, что преобладающая часть коры Беломорского орогена принадлежит Керетьскому и Хетоламбинскому гранит-зеленокаменным террейнам (микроконтинентам в нашей трак-

товке) и Чупинскому гнейсовому поясу, последовательно погружающимся в северном направлении под Инари-Кольский микроконтинент (см. прил. V-4; рис. 4.15). Однако, как показано в разделах 2.1.5 и 2.1.6, граница между Хетоламбинским и Инари-Кольским микроконтинентами обладает специфическими особенностями. Эти микроконтиненты в плане и в разрезе разделены цепочкой зеленокаменных структур, в строении которых участвуют породы офиолитового типа (Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс, см. разделы 2.1.5 и 2.1.6), что позволяет рассматривать названную зону в качестве офиолитовой сутуры. Гранито-гнейсы, размещенные поверх сутуры, вмещают тела эклогитов, которые, согласно геохимическим характеристикам, были сформированы по породам архейской океанической коры. Эти особенности можно интерпретировать следующим образом: Керетьский микроконтинент представляет собой нижнюю область коры активной окраины неоархейского Кольского континента, выдавленную в ходе коллизионного процесса. Для решения этого вопроса необходимы специальные геохронологические исследования всех пород — участников возможных сценариев тектонической эволюции.

4.4. Объемная модель глубинного строения Карело-Беломорской области Фенноскандинавского щита: интерпретация сейсмических образов коры по профилю 1-ЕВ (250–1250 км), 4В и FIRE-1

В этом разделе охарактеризованы главные результаты исследований глубинного строения Карело-Беломорской области в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Рассмотрены внутренние структурные взаимоотношения, а также соотношения с соседними тектоническими единицами — архейским Кольским кратоном, палеопротерозойским Свекофеннским аккреционным орогеном и внутриконтинентальными палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными поясами (см. рис. 0.1). В качестве основы для разработки объемной модели глубинного строения использованы, помимо профилей 1-ЕВ (интервал от 250 до 1250 км) и 4В (протяженностью около 270 км) в пределах Российской территории, сейсмические образы коры вдоль профиля FIRE-1 в Финляндии [Минц, Берзин, Сулейманов и др., 2004; Минц, Берзин, Андрющенко, 2004; Finnish reflection..., 2006; Korja, Lahtinen, Heikkinen et al., 2006; Mints et al., 2009].

Профиль-рассечка 4В пересекает Карело-Беломорскую область вкрест простирания главных структурных направлений, что делает его особенно информативным — в том числе по сравнению с опорным профилем 1-ЕВ (см. прил. I-1). Поэтому характеристику глубинного строения этого района удобно начать с описания профиля 4В.

4.4.1. Профиль-рассечка 4В

Профиль 4В пересек значительную часть Карельского кратона, его границу с Беломорской областью, а также структуры Шомбозеро и Калевала-Чирка-Кемь, принадлежащие палеопротерозойским Восточно-Карельскому поясу и Калевала-Онежскому поясам, соответственно (см. прил. II-1, III-1 и III-2). При геологической интерпретации наиболее важная информация была получена в результате анализа мигрированного разреза МОГТ и разреза эффективной акустической жесткости для верхней части коры.

Разрез МОГТ. Детальная картина сейсмических отражений (рис. 4.17, *А*, см. цв. вкл.) характеризует кору и верхнюю мантию непосредственно от земной поверхности до глубины, превышающей 60 км (более 20 с). Плотность отражений варьирует в широких пределах, закономерного изменения отражательной способности при переходе от верхней к средней коре не наблюдается.

Нижняя кора характеризуется интенсивными субпараллельными отражениями протяженностью до 3–5 км, незначительно погружающимися в восточном направлении. Верхняя граница области нижнекоровых отражений у западного конца профиля располагается на глубине около 15 км и погружается в восточном направлении. Согласно данным ГСЗ, скорость продольных волн (V_p) в нижней коре возрастает от ~6.7 км/с в верхней части до 7.0 км/с около раздела Мохо [Берзин, Павленкова, 2001].

Субгоризонтальный раздел кора–мантия на глубине 36–37 км, фиксируемый резким сни-

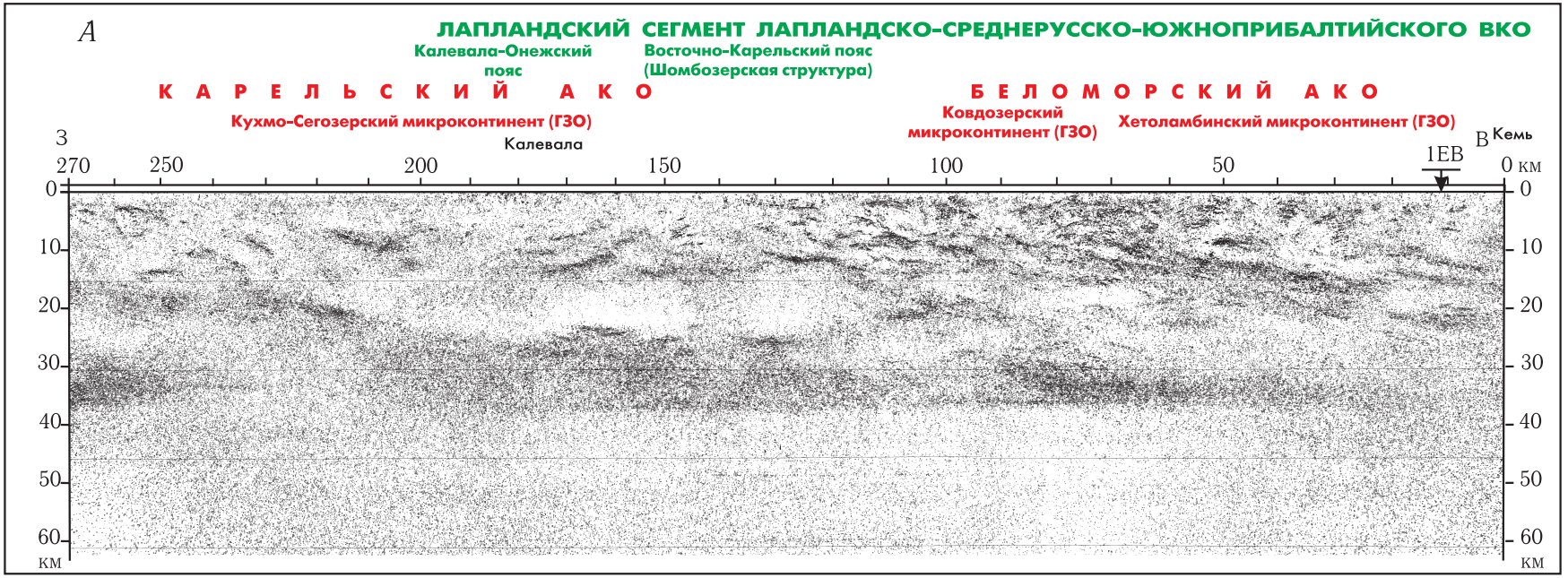


Рис. 4.17. Профиль-рассечка 4В

Над разрезом показано положение главных тектонических подразделений, пересеченных профилем: красным цветом подписаны архейские, зеленым — палеопротерозойские тектонические структуры. Обозначения геологических структур и горно-породных ассоциаций использованы в соответствии с принятой в данной работе системой условных обозначений (см. прил. I-3).

А — сейсмический образ коры и верхней части литосферной мантии (мигрированный разрез). Составили: Н.Г. Заможняя («Спецгеофизика») и М.В. Минц (ГИН РАН, «Спецгеофизика») по материалам ФГУ ГНПП «Спецгеофизика». *Б* — разрез эффективной акустической жесткости верхней коры). Составил: В.М. Ступак («Спецгеофизика») по материалам ФГУ ГНПП «Спецгеофизика». *В* — совмещенные сейсмический образ коры и верхней части литосферной мантии и разрез эффективной акустической жесткости верхней коры. Составили: Н.Г. Заможняя, В.М. Ступак («Спецгеофизика») и М.В. Минц (ГИН РАН, «Спецгеофизика») по материалам ФГУ ГНПП «Спецгеофизика». *Г* — главные структурные элементы в разрезе коры и верхней части литосферной мантии: сейсмический образ коры (мигрированный разрез) с наложенными границами структурных доменов и геологическими границами). Составили: Н.Г. Заможняя («Спецгеофизика») и М.В. Минц (ГИН РАН, «Спецгеофизика») по материалам ФГУ ГНПП «Спецгеофизика». *Д* — геологический разрез коры и верхней части литосферной мантии: геологическая интерпретация сейсмических образов. Составил: М.В. Минц (ГИН РАН, «Спецгеофизика») по материалам ФГУ ГНПП «Спецгеофизика»

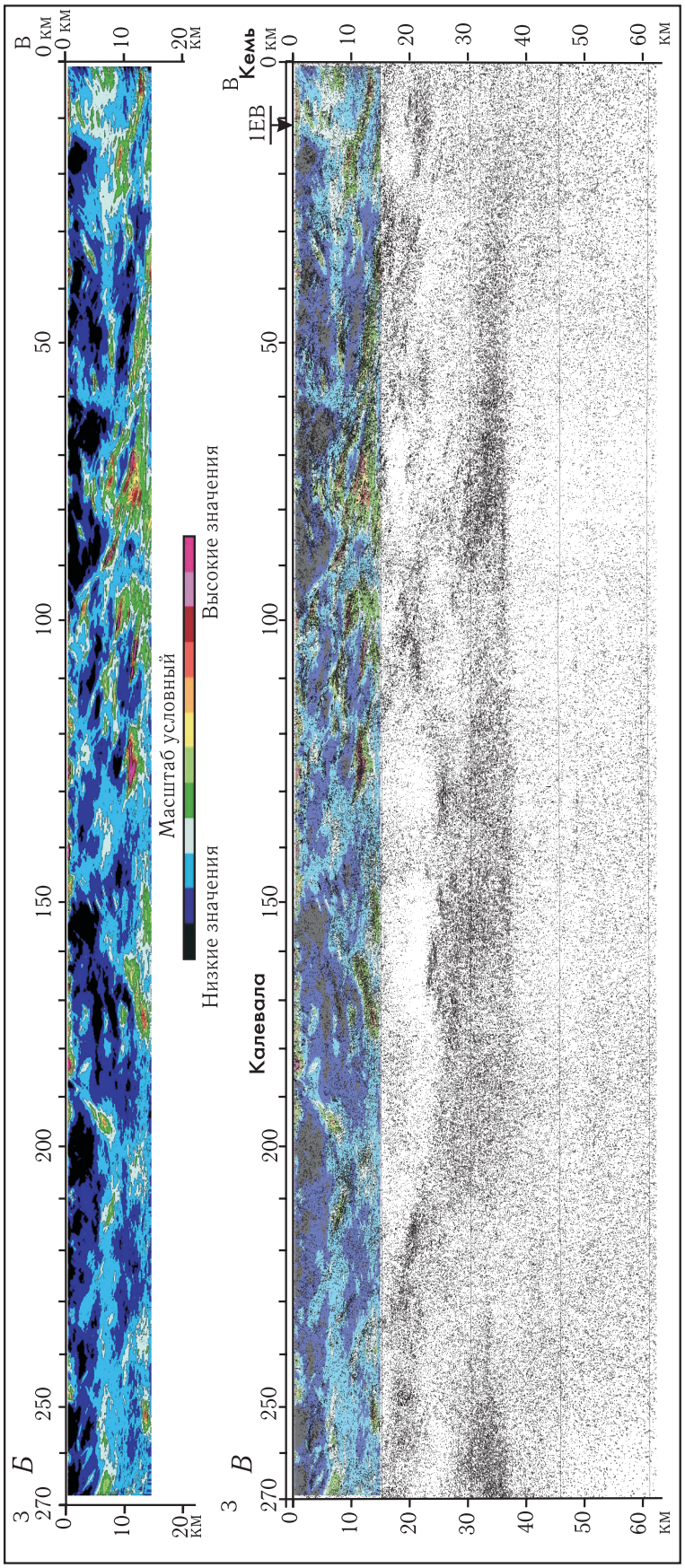


Рис. 4.17. Продолжение

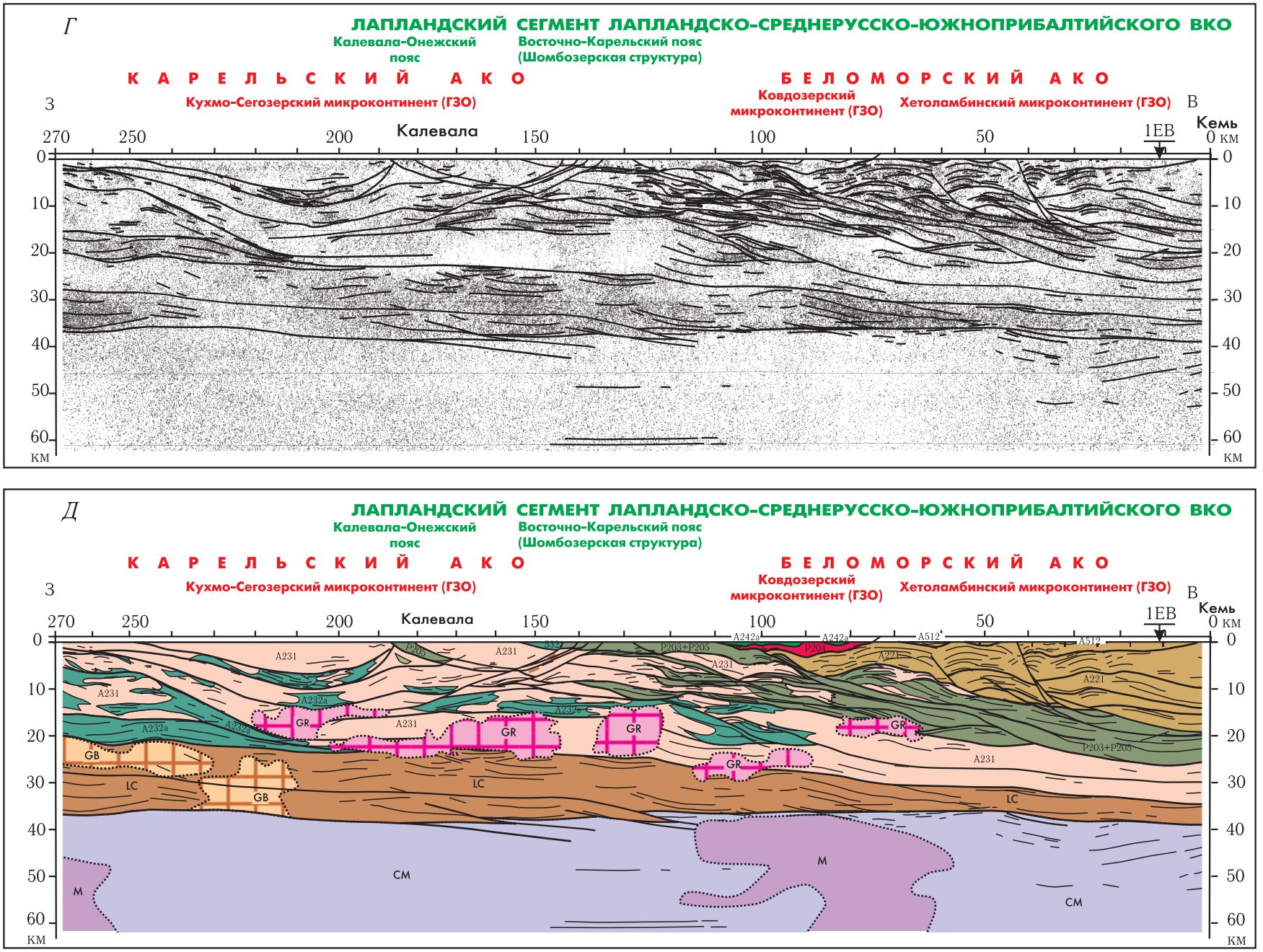


Рис. 4.17. Окончание

жением числа и протяженности отражений, незначительно погружается к восточному концу профиля, достигая глубины 39–40 км. Близкие оценки получены методом ГСЗ: в центральной части профиля раздел кора–мантия расположен на глубине 39 км, около восточного конца погружается до глубины 40 км. Раздел фиксирует увеличение скорости с 7.0 км/с в нижней коре до 8.0 км/с в пограничной части мантии, т.е. совпадает со скоростным разделом Мохо. На участках, где нижняя кора характеризуется повышенной прозрачностью, раздел кора–мантия разорван или плохо различим. Для мантийного уровня характерны относительно редкие малопротяженные отражения, преимущественно группирующиеся в пределах субгоризонтальной зоны на глубине 20 с. С утонением нижней коры связано возрастание числа и протяженности отражений в прилегающей части мантии. Слабо проявленный рисунок отражений позволяет трассировать в мантию коровые структуры.

В средней и верхней части коры отражения отчетливо сгруппированы, с некоторыми перерывами фиксируя полого наклонные структурные домены протяженностью от 10 до 100 км при мощности от 1 до ~4 км. В центральной части профиля, в интервале 150–85 км, в промежутках между плавно изгибающимися линейными доменами заключены прозрачные или полупрозрачные области овальной и линзовидной формы протяженностью от 10 до 30 км при мощности 1.5–3 км, которые заполнены хаотически ориентированными или частично упорядоченными короткими отражениями. В западной части профиля (270–210 км) аналогичные области размещены в нижней части коры на глубине от 20 до 36 км, где одна из подобных областей непосредственно продолжается в акустически прозрачную верхнюю мантию. Области коры в восточной и западной частях профиля разделены зоной протяженных интенсивных отражений, которая трассируется с небольшим перерывом от дневной поверхности (интервал 120–110 км) до глубины 20–23 км. Далее она обрезается восточным концом профиля. Сейсмический образ коры над этой зоной (интервал 110–0 км) образован плавно изгибающимися пакетами отражений при незначительном участии заключенных между ними полупрозрачных областей.

Разрез эффективной акустической жесткости от дневной поверхности до глубины 15 км (см. рис. 4.17, *Б*, *В*) демонстрирует сочетание овальных или линзовидных областей, характеризующихся низкими значениями жесткости, и относительно маломощных полос с повышенными и высокими значениями. Полосы повышенной акустической жесткости, как правило, отвечают четко выраженным пакетам отражений. Напротив, области низкой жесткости обычно связаны с участками повышенной прозрачности, хотя отдельные хорошо выраженные пакеты отражений заключены также и внутри подобных областей. Отмеченной выше зоне протяженных интенсивных отражений отвечает полоса пород высокой акустической жесткости. Близповерхностные объекты, характеризующиеся повышенной жесткостью, сопоставляются с закартированными телами амфиболитов и базальтов, а также с локальными аномалиями магнитного и, менее отчетливо, гравитационного поля. В свою очередь, области пониженной жесткости коррелируются с полями гранитоидов, гранито-гнейсов и мигматитов.

Структурно-геологическая интерпретация. В основу модели глубинного строения коры были положены взаимосвязи между особенностями картины сейсмических отражений и распределением акустической жесткости в сечении коры по профилю 4В и геологическими объектами на дневной поверхности (см. рис. 4.17, *Г*, *Д*), что позволило трассировать границы региональных тектонических на значительную глубину — вплоть до коро-мантийной границы. Главная особенность исследованного разреза коры состоит в том, что он демонстрирует отчетливую расслоенность коры как по уровню «прозрачности–отражательности», так и по характеру структурного рисунка. Большинство слоев, несколько варьируя по мощности, постепенно погружается к восточному концу профиля.

Интенсивно отражающая нижняя кора значительно утоняется в восточном направлении, приблизительно от 20 до 5 км. Перекрывающая нижнюю кору тектоническая пластина мощностью ~6 км у западного конца профиля в интервале между пикетами 185 и 115 км образует раздув мощности до 10 км. Акустически прозрачные овальные области, связанные с этим интервалом, вероятно, фиксируют размещение крупных интрузивных тел. Эта пластина полностью выклинивается между 20-м и 30-м километрами профиля. Размещение аналогичных прозрачных областей в нижней части коры также связано с увеличением мощности нижнекоровой пластины. Непосредственная

связь с мантией (интервал 210–230 км) свидетельствует, что эти интрузивные тела образованы расплавами мантийного происхождения, которые внедрились в конце или после завершения палеопротерозойской коллизии, вероятно, в связи с процессами позднеколлизионного или анорогенного магматизма. Учитывая значительные глубины размещения, можно предположить, что они образованы породами эндербит-чарнокитового типа.

Подошва расположенной выше в разрезе пластинообразной области коры, пересекаемой дневной поверхностью между 225-м километром и западным концом профиля, располагается на глубине 14 км. Несколько уменьшаясь в мощности, пластина погружается к восточному концу профиля, где залегает в интервале глубин от 26 до 37 км. На дневной поверхности эта пластина представлена однородными лейкократовыми средне-крупнозернистыми плагиогнейсами (высокоглиноземистыми трондьемитогнейсами).

Таким образом, кора в пределах охарактеризованной части разреза образована сочетанием тектонических пластин, которые, постепенно выполаживаясь, погружаются в восточном направлении. Верхняя пластина образована неоархейскими породами Западно-Карельского гранит-зеленокаменного комплекса. Нижезалегающая пластина, по-видимому, также образована породами гранит-зеленокаменного комплекса и достигает дневной поверхности на территории Финляндии непосредственно к западу от зеленокаменного пояса Кухмо-Суомуссалми.

Четко выделенная наклонная пластина, фиксируемая отмеченной выше зоной протяженных интенсивных отражений, образована породами повышенной и высокой акустической жесткости. Она отделяет Беломорскую провинцию от Карельского кратона и включает серию структурно-однородных доменов суммарной мощностью 5–6 км. На верхнекоровом уровне, начиная с глубины 15 км, структурные домены разделяются, образуя веер из трех-четырех самостоятельных пластин, раскрывающийся в западном направлении.

Верхняя пластина мощностью около 2 км, смятая в пологую антиформную складку, пересечена дневной поверхностью, ее границы совпадают с границами палеопротерозойской Шомбозерской структуры (см. рис. 4.17, *Д*). Эта пластина образована породами палеопротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса. Можно предположить, что расположенные глубже веерообразно расходящиеся тектонические пластины, аналогичные по сейсмическому рисунку и петрофизическим параметрам, образованы породами того же типа. Полевые наблюдения свидетельствуют о преобладании пологих залеганий сланцев и метабазальтов в центральной части Шомбозерской структуры и о погружении под пологими и умеренными углами в северо-восточном направлении в ее восточном крыле. Западное ограничение структуры связано с погружением в западном направлении.

Далее к западу тектонический ансамбль, образованный чередующимися пластинами неоархейских и палеопротерозойских пород, образует синформную структуру, ось которой пересечена около 205-го километра профиля. Структура Калевала-Чирка-Кемь отвечает одной из тектонических пластин этого ансамбля. Переслаивающиеся сланцы, кварцитовидные песчаники и базальты в ее пределах залегают вертикально или под крутыми углами падают на запад. (Кажущееся субгоризонтальным залегание тектонической пластины Калевала-Чирка-Кемь на глубинном разрезе определяется направлением профиля, который при пересечении этой структуры развернулся параллельно ее простиранию.)

Ансамбль, образованный чередующимися тектоническими пластинами неоархейских и палеопротерозойских пород, в целом, мы назвали Восточно-Карельским чешуйчато-надвиговым поясом (ВКЧНП). Неоархейский гранит-зеленокаменный комплекс, фрагменты которого размещены между палеопротерозойскими образованиями, обычно рассматривается под названием «Центрально-Карельского»; как показано в главе 2, он принадлежит окраине Кухмо-Сегозерского микроконтинента (см. прил. II-1). Овальная и линзовидная форма этих фрагментов и их «внедрение» в линейные палеопротерозойские структуры указывают на частичное плавление и перемещение пород гранитоидного состава, сопровождавшееся деформацией палеопротерозойских образований. Породы, принадлежащие одному из фрагментов этого комплекса, обнажены к западу от пояса Калевала-Чирка-Кемь. Гнейсовидность и полосчатость мигматитов круто погружается к юго-западу в согласии с ориентировкой палеопротерозойских поясов, что в целом согласуется с особенностями картины сейсмических отражений. В интервале 225–205 м обнажены крупно- и среднезернистые биотито-

вые и амфибол-биотитовые гнейсы с линзами мелкозернистых биотитовых гнейсов и амфиболитов.

В интервале между 80-м и 60-м километрами профиля на глубине от 3 до 14 км отчетливо наблюдается асимметричная антиформная складка, непосредственно прилегающая к верхней границе тектонического ансамбля Восточно-Карельского пояса. Складка образована породами повышенной акустической жесткости, подобно породам палеопротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса. Шарнир складки воздымается в южном направлении, достигая уровня эрозионного среза. Возможно, расположенная непосредственно к юго-востоку Лехтинская структура представляет собой пересечение дневной поверхностью именно этой складки. Если это верно, то подтверждается ранее выдвинутое предположение В.И. Робонена, К.О. Кратца, В.А. Перевозчиковой об антиформным строении этой структуры [Тектоника..., 1974]. Сечение по профилю 1-ЕВ скорее всего подтверждает представление о синформном строении Лехтинского структуры (рис. 4.18, см. цв. вкл.; см. рис. прил. V-4).

Морфология покровно-складчатой структуры свидетельствует о ее формировании в процессе надвигообразования, сопровождавшегося формированием структурных дуплексов — последовательным «набеганием» и скучиванием перемещавшихся тектонических пластин и их деформацией с образованием антиформных складок.

Верхняя часть коры у восточного конца профиля (95–0 км) принадлежит Хеталамбинскому и Ковдозеро-Тикшеозерскому микроконтинентам Беломорской провинции. Эти микроконтиненты надвинуты на ВКЧНП. Вместе с тем, морфология складчатых структур свидетельствует о последующем проседании коры Беломорской провинции, сопровождавшемся преобразованием надвигов в нормальные сбросы. Анализ картины отражений и разреза эффективной акустической жесткости позволяет наметить в разрезе Беломорской провинции несколько тектонических пластин.

Самая верхняя пластина (Ковдозерская по [Миллер, Милькевич, 1995]), принадлежащая Ковдозеро-Тикшеозерскому микроконтиненту, образована гранит-зеленокаменным комплексом, включающим Тикшеозерский, Керетский, Хизоваарский зеленокаменные пояса и тоналит-трондьемитовые гнейсы. Ковдозерская пластина подстилается Хеталамбинской пластиной, образованной биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. Глубжезалегающие комплексы, не достигающие дневной поверхности, образованы породами пониженной акустической жесткости — предположительно гнейсами, и породами повышенной акустической жесткости — предположительно амфиболитами. Интенсивные отражения, более характерные для пород повышенной жесткости, определяют также их сходство с нижнекоровым (предположительно гранулитовым) комплексом.

4.4.2. Опорный профиль 1-ЕВ

Разрез МОГТ. Сложность геологического строения (см. прил. V-1 и V-2), равно как и дополнительные трудности для геологической интерпретации, связанные с ориентировкой трассы, близкой к простиранию главных геологических структур, потребовали разнообразить арсенал исходных материалов. Были получены и использованы для интерпретации три варианта представления сейсмического разреза: в виде цветного изображения, характеризующего распределение амплитуд отражений; в виде детального тонкого рисунка отражений и в виде контрастной картины отражений с подавлением слабой и выделением более интенсивной компоненты. В каждом случае были применены незначительно различающиеся условия миграции (по характеристикам скоростного разреза и условиям спрямления трассы).

Интервал 250–450 км охарактеризован в предыдущем разделе.

Кора в интервале 450–650 км по профилю 1-ЕВ характеризуется контрастной картиной сейсмических отражений. В верхней части коры, до глубин порядка 10–15 км, прослеживаются многочисленные пакеты интенсивных отражений. Протяженность таких пакетов составляет преимущественно 10–15 км, мощность — от сотен метров до 2 км. Пакеты располагаются полого наклонно, в некоторых случаях отчетливо изогнуты. Центральная область коры заполнена относительно редкими отражениями, иногда группирующимися в непротяженные пакеты. Выделяются изометричные объемы «полупрозрачной» коры. «Нижняя кора», охарактеризованная протяженными субгоризонтальными отражениями, выделяется достаточно отчетливо в интервале глубин приблизительно от 27 до 37 км коро-мантийная граница выделяется достаточно

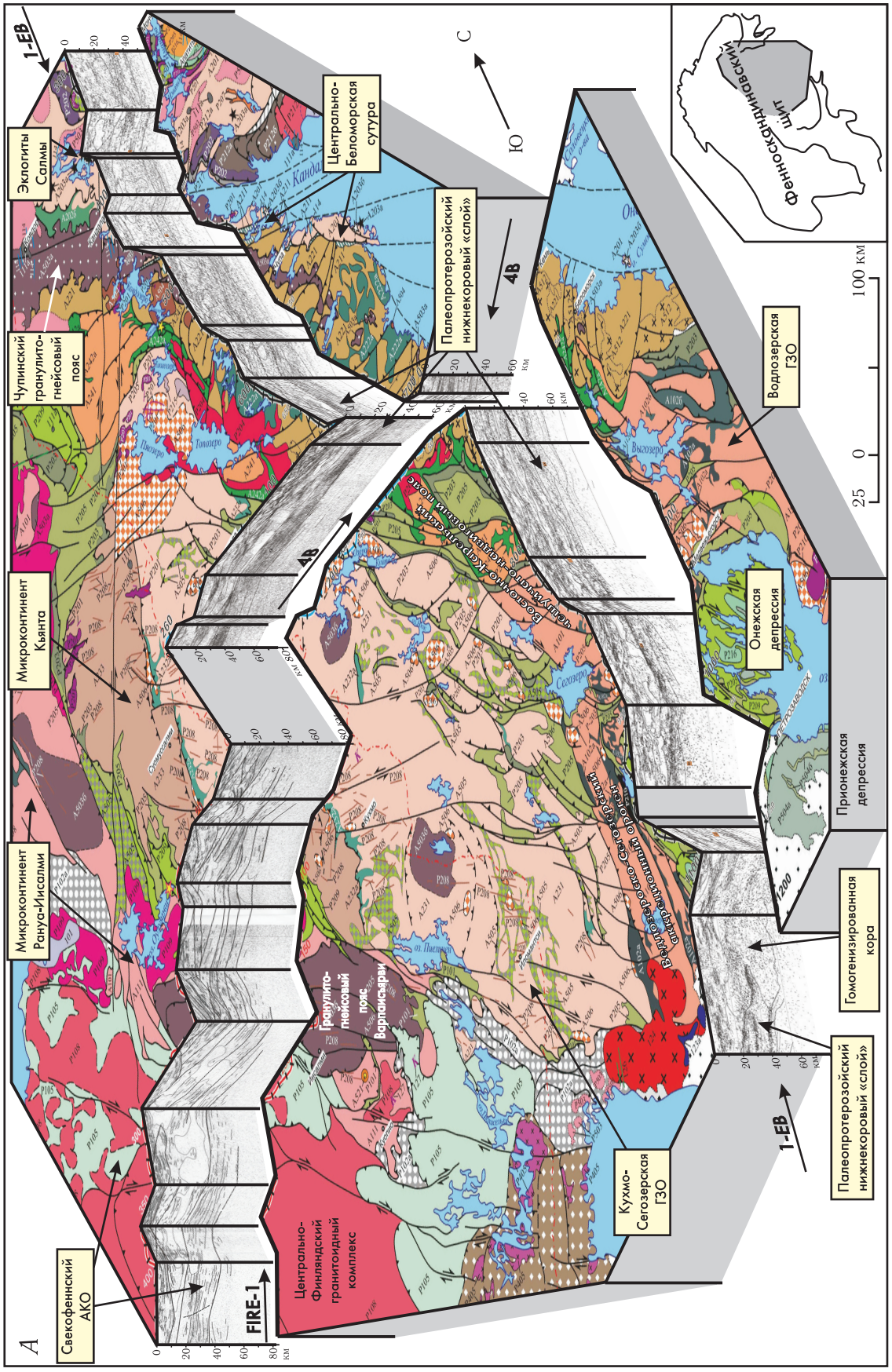


Рис. 4.18. Объемная модель (блок-диаграмма) земной коры юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Отмечены наиболее важные структурные подразделения — преимущественно те, которые пересечены сейсмическими профилями

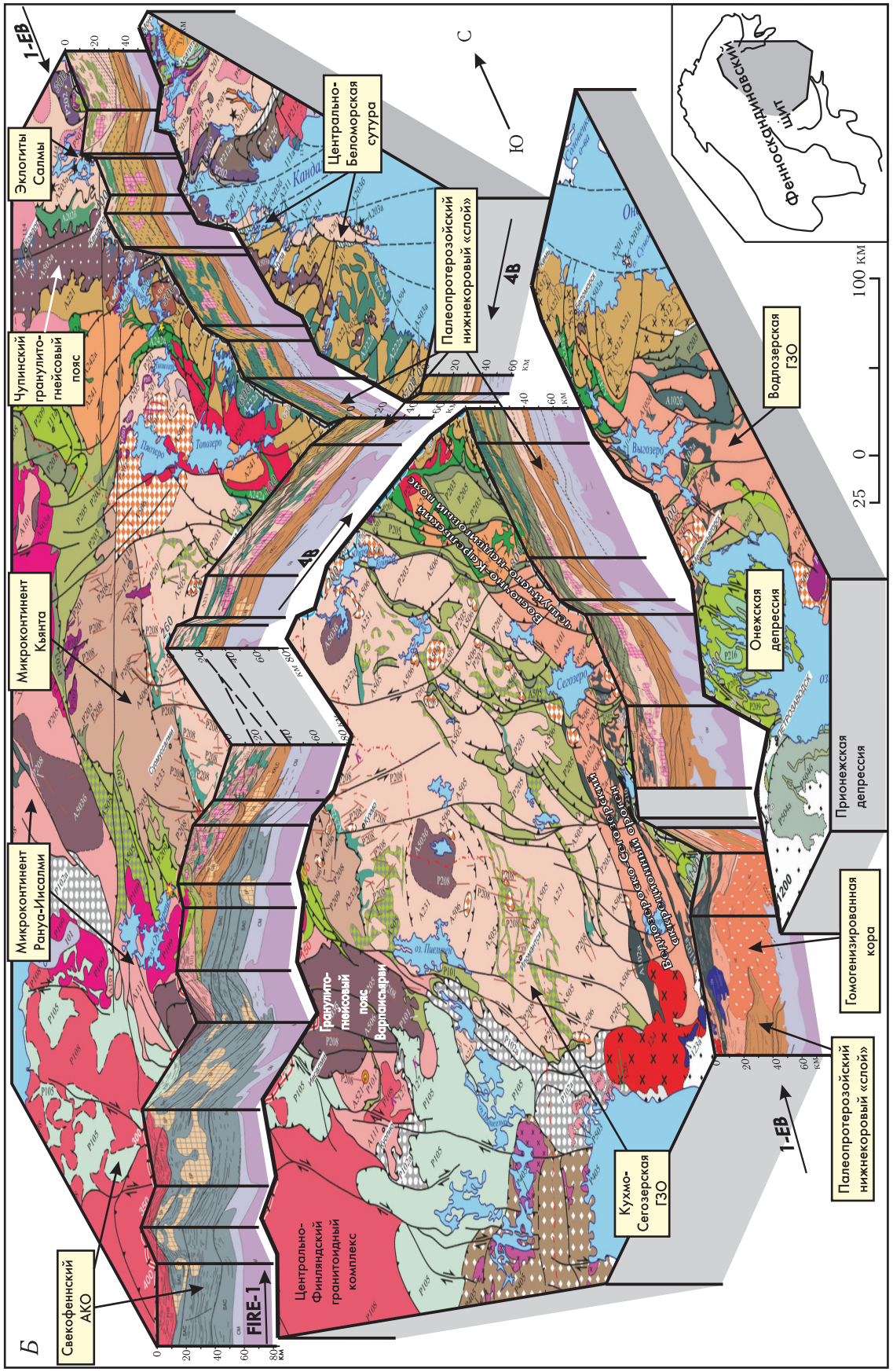


Рис. 4.18. Окончание

А — соотношения геологических структурно-вещественных комплексов на дневной поверхности и картин сейсмических отражений (сейсмических образов) в сечениях коры вдоль профилей МОГТ (на разрезы вынесены границы структурных доменов и разломы); *Б* — геологическая интерпретация сейсмических образов коры, совмещенная с геологической картой.

Условные обозначения см. в прил. 1-3

отчетливо по сокращению числа отражений. Как и в предыдущем интервале, верхняя часть мантии отличается относительно повышенной «отражательностью».

Основание коры четко фиксируется на глубине 40 км в северном, 41–43 км — в центральном и 45–47 км — в южном участках рассматриваемого интервала профиля 1-ЕВ. Плавно изгибающаяся кровля нижней коры прослеживается в интервале глубин 20–30 км. В отличие от профиля 4В, раздел кора–мантия характеризуется гораздо более существенными вариациями как по глубине, так и по строению. На северном участке, в интервале 750–830 км, он представлен четко прослеживаемой горизонтальной поверхностью на глубине 40 км, что согласуется с данными по профилю 4В, с которым профиль 1-ЕВ пересекается в районе пикетов 700–708 км (пикеты 12–20 км по профилю 4В, соответственно). В интервале 980–1070 км коро-антийная граница имеет «зубчатое» начертание и то четко прослеживается, то размывается. В интервале 1230–1300 км и далее на продолжении профиля в южном направлении раздел кора–мантия четко прослеживается на глубине около 45 км, хотя и не достигает высокого уровня резкости, характерного для северного участка профиля. В интервале 1200–1230 км для коро-мантийной границы характерно «зубчатое» начертание, однако, по сравнению с северным участком профиля, эта область — более резкая и компактная. Структурный рисунок картины отражений в нижней коре в интервалах, отвечающих «зубчатому» начертанию раздела кора–мантия, в согласии с конфигурацией этого раздела указывает на погружение в мантию фрагментов нижней коры.

Интенсивно отражающая нижняя кора с перерывами в интервалах 650–750 и 1060–1175 км прослеживается вдоль большей части разреза. Как и по профилю 4В, раздел кора–мантия разорван или плохо различим на участках, где нижняя кора характеризуется повышенной прозрачностью. Наиболее крупная область коры этого типа в интервале 1070–1200 км расположена непосредственно над направленными навстречу друг другу зонами погружения в мантию пластин нижней коры.

Примечательной особенностью коры в пределах этого интервала является ее гомогенизация в терминах «акустическая прозрачность» и «низкая интенсивность и преимущественно неотчетливая ориентированность отражений». Верхняя граница «гомогенизированной» области коры, заместившей и объединившей пластины, слагающие нижний и средний уровни коры, располагается на глубине 15–20 км, нижняя граница, точнее зона плавного перехода в мантию неотчетливо прослеживается на глубине около 55 км.

Подстилающая эту область часть мантии отличается наличием неравномерно распределенных, частью довольно интенсивных отражений. В целом, в пределах рассматриваемого интервала сейсмический образ среды в пределах коры и прилегающей части мантии характеризуется сходством и удивительной однородностью. Понятно, что речь идет об однородности в смысле отсутствия резких градиентов акустической жесткости, что указывает, в свою очередь, на отсутствие резких изменений состава горных пород. Эти особенности не являются свидетельством однотипности состава пород, который может постепенно и направленно или незакономерно изменяться в пределах отмеченного интервала глубин (разрез эффективной акустической жесткости вдоль профиля 1-ЕВ ограничен глубиной 18 км, что не позволяет сделать более определенные заключения).

Второй крупный разрыв коро-мантийной границы в интервале 650–750 км по профилю 1-ЕВ не связан с областью погружения нижней коры в мантию. Однако признаки подобного разрыва были отмечены выше при характеристике восточного окончания профиля 4В в области его пересечения с профилем 1-ЕВ. Там также было отмечено приближение коровых «слоев» к разделу кора–мантия, резкое утонение нижнекорового «слоя» и появление отражений в прилегающей части мантии. Необходимо отметить, что практически повсеместно области разрывов коро-мантийной границы и нижнекорового «слоя» в той или иной степени сопровождаются ростом числа отражений в прилегающей части мантии. Как и на профиле 4В, рисунок отражений позволяет, с определенными оговорками, трассировать в мантию фрагменты коро-мантийного раздела и границы элементов расслоенности коры. Согласованность сейсмических образов, отмеченная наблюдениями по независимо отработанным профилям, является важным свидетельством того, что мы имеем дело с реальным природным явлением, а не с эффектами, так или иначе связанными с технологическими условиями сейсмического эксперимента.

Распределение отражений в средней и верней части коры в целом подобно картине, наблю-

даемой вдоль профиля 4В. Границы структурных доменов рисуют плавно изогнутые линии, фиксируя сложные особенности строения коры. Важной особенностью является наличие протяженных (до первых сотен километров) структурных доменов мощностью от 1–2 до 5–6 км, образованных зонами интенсивных параллельных отражений, которые в отдельных участках группируются в пакеты еще более значительной мощности.

Разрез эффективной акустической жесткости. Как и по профилю 4В, разрез эффективной акустической жесткости (см. прил. V-3) является источником исключительно важной и детальной информации о структуре верхней части коры и составе образующих ее элементов. Особый интерес представляет интервал от 800 до 950 км профиля 1-ЕВ. В этом интервале непосредственно около дневной поверхности размещен «слой» мощностью около 5 км, образованный породами низкой и пониженной жесткости. Он подстилается пакетом пластинообразных объектов высокой и повышенной жесткости мощностью от 0.5 до 1.5 км при суммарной мощности пакета 10–15 км. Оба типа разреза структурно взаимосвязаны. Геологическая интерпретация этой области коры будет предложена ниже.

Структурно-геологическая интерпретация. Нижнекоровый «слой» в тех частях профиля, где он фиксируется (см. прил. V-4), характеризуется мощностью, изменяющейся от 15 до 30 км. В интервалах 980–1070 и 1200–1230 км структурный рисунок свидетельствует об изгибании и наклонном погружении отдельных тонко расслоенных пластинообразных фрагментов коры в мантию, где эти фрагменты достигают глубины 52–55 км. В отдельных случаях удается проследить отражения, фиксирующие отмеченное погружение пластин нижней коры в мантию и их дезинтеграцию и «растворение» в последней до глубины около 60 км. При этом, в северном участке профиля нижняя кора погружается в южном направлении, тогда как в южном конце — в противоположном, северном, направлении. Особенности нижней границы коры указывают на значительные латеральные перемещения вдоль этого раздела, сопровождавшиеся деформациями нижнекоровых и мантийных пород и погружением в мантию расслаивающейся коровой пластины. В интервале 750–850 км профиля 1-ЕВ нижнекоровая пластина включает пластинообразное «прозрачное» тело мощностью 3–4 км. Сопоставление с разрезом по профилю 4В позволяет предполагать, что его можно сопоставить с тектонической пластиной, образованной гранит-зеленокаменным комплексом Кухмо-Суомуссалми, непосредственно перекрывающей нижнюю кору вдоль профиля 4В и постепенно выклинивающейся к восточному концу этого профиля.

В северной и центральной частях рассматриваемого фрагмента профиля нижняя кора перекрыта слабо и умеренно отражающим коровым «слоем», отчетливо ограниченном и сверху, и снизу. Строение ограничений «слоя» позволяют рассматривать его в качестве тектонической пластины. Сейсмический образ этой пластины и положение в разрезе коры позволяют уверенно сопоставить ее с коровой пластиной, образованной породами Западно-Карельского гранит-зеленокаменного комплекса, выделенной на разрезе вдоль профиля 4В. Ее строение характеризуется чередованием участков выдержанной мощности, порядка 7–8 км, и раздувами, где мощность достигает 10–12 км. Нижняя граница пластины полого срезает элементы расслоенности нижней коры, что указывает на тектоническую природу этой границы.

В интервале 930–1300 км в верхней части разреза коры выделяется еще одна пластина, мощностью 15–20 км, постепенно выклинивающаяся к южному концу профиля. Эта пластина сопоставляется с Водлозерским гранит-зеленокаменным комплексом, образованным наиболее древними на Балтийском щите гранито-гнейсовыми и осадочно-вулканогенными ассоциациями. Примечательной особенностью этой пластины является размещение в средней части ее разреза четко очерченной зоны интенсивных отражений, образованной породами повышенной акустической жесткости. С некоторыми осложнениями эта зона прослеживается в интервале 975–1250 км, достигая протяженности 200 км. Она уверенно сопоставляется с Маньгинским зеленокаменным поясом Центрально-Карельской зоны, протягивающимся в субмеридиональном направлении вдоль западной границы палеопротерозойской Онежской структуры на протяжении 100 км и круто погружающимся в восточном направлении. Южное продолжение этого пояса перекрыто осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы.

Необходимо специально подчеркнуть, что пологое начертание зоны отражений на разрезе связано исключительно с расположением профиля под острым углом к преобладающему прости-

ранию зеленокаменных поясов. Сопоставление глубины размещения зоны и удаления линии разреза от ее положения на дневной поверхности позволяет оценить усредненный угол падения зеленокаменных комплексов, который составляет 20°. При этом около поверхности зеленокаменные комплексы залегают более круто и постепенно выполаживаются с глубиной. В интервале 1120–1190 км опорный профиль следует непосредственно вдоль системы зеленокаменных поясов, чем определяется расширение и одновременное расплывание зоны отражений, наблюдаемых в интервале глубин от поверхности до 10 км. Водлозерская пластина погружается к южному концу профиля, скрываясь под образованиями ладожской серии, участвующими в строении Свекофеннского орогена. При этом ее верхняя кромка довольно быстро достигает глубины 15 км.

Строение верхнего уровня коры характеризуется наибольшей сложностью. В северной части профиля 1-ЕВ (пикеты 650–780 км) разрез пересекает структурно-вещественные комплексы Беломорской провинции. В согласии с данными по профилю 4В, на разрезе удается выделить образования, принадлежащие Чупинской и Хеталамбинской пластинам, а также подстилающим комплексам пород, не достигающим уровня дневной поверхности. Сопоставляя особенности залегания пакета пластин и их морфологии на обоих профилях, мы приходим к заключению о северо-западном направлении тектонического транспорта (в современных координатах) в период надвигообразования.

Особый интерес вызывает структура верхней части коры, принадлежащей Восточно-Карельскому чешуйчато-надвиговому поясу, в интервале 800–940 км вдоль профиля 1-ЕВ. Выразительный рисунок сейсмических отражений и разреза эффективной акустической жесткости демонстрирует удивительно отчетливую картину, позволяя идентифицировать отдельные чешуи, образованные породами палеопротерозойского вулканогенно-осадочного и неоархейского гранито-гнейсового комплексов.

Взаимное последовательное перекрытие отдельных чешуй и пакетов, образованных породами обоих комплексов, свидетельствует об их размещении в процессе тектонических перемещений в южном направлении (в современных координатах). Строение верхней части коры в южной части рассматриваемого фрагмента профиля характеризуется покровно-надвиговым строением встречной вергентности. Совмещение обоих направлений тектонического транспорта зафиксировано в районе пикетов 940–945 км, где профиль пересекает две сближенные полосы ятулийских базальтовых лав. В промежутке между ними обнажены гранитоиды и мигматиты неоархейского возраста. Анализ картины сейсмических отражений и разреза эффективной акустической жесткости указывают на размещение обоих полос в области антиклинального перегиба тектонических пластин, перемещавшихся навстречу друг другу. Примечательно, что увеличение мощности верхней коры, непосредственно связанное со скучиванием тектонических чешуй, пространственно совпадает с областью утолщения нижней коры и погружения ее фрагментов в мантию.

Характер и положение границы между Восточно-Карельским поясом и пакетом тектонических пластин Беломорской провинции несколько отличаются от наблюдаемых на профиле 4В. В частности, в субмеридиональном сечении область в основании пакета пластин, принадлежащих Беломорской провинции, выглядит прозрачной, что указывает на проявление наложенных процессов, результатом которых стало изменение и выравнивание состава пород, слагающих эти пластины. Сопоставление особенностей залегания пограничной зоны на обоих профилях, указывает на юго-западное направление тектонического транспорта (в современных координатах) в период надвигообразования. Таким образом, более раннее (неоархейское?) тектоническое событие, результатом которого стало формирование покровно-надвиговой структуры Беломорской провинции, и более позднее (палеопротерозойское) событие, определившее формирование Восточно-Карельского пояса, протекали в существенно различных полях напряжений.

Начиная с 960-го километра и вплоть до 1120-го, профиль пересекает палеопротерозойскую Онежскую структуру, которая традиционно интерпретируется в качестве мульды или рифтогенной впадины, выполненной комплексом осадочных и вулканических пород. К сожалению, опорный профиль был пройден в стороне от осевой части «впадины» — вдоль ее северо-западной и западной окраин. К тому же сложная S-образная трасса создает дополнительные трудности для интерпретации, поэтому участок разворота профиля в интервале 1000–1050 км на геологическом разрезе не показан.

Тем не менее, на разрезе отчетливо фиксируется комплекс пород Онежской структуры, подошва которой по мере удаления от краевой части достигает глубины 5–6 км. Для области коры, непосредственно залегающей под вулканогенно-осадочным комплексом, характерно деление на блоки линзовидного сечения, воздымающиеся в направлении северного конца профиля. Общий структурный рисунок позволяет рассматривать их в качестве сечений тектонических пластин, надвигавшихся к северу или, напротив, погружавшихся к югу.

В целом, геологическая карта и особенности глубинного строения, позволяют предполагать, что осадочно-вулканогенное выполнение Онежской «впадины» на завершающей (коллизионной) стадии палеопротерозойской эволюции оказалось выжатым на борта структуры с преимущественным перемещением материала в север–северо-западном направлении. Единичные покровы образуют своеобразные «языки» или «лопасти» синформного строения, разделенные узкими гребневидными антиклиналями, вдоль оси которых протягиваются сдвиговые нарушения. Таким образом, имеется достаточно оснований для интерпретации Онежской структуры в целом в качестве фрагмента (эрозионного останца) крупного тектонического покрова. Образующие его осадочно-вулканогенные комплексы могли заполнять тектоническую депрессию, но могли также накапливаться в пределах осложненной рифтогенезом пассивной окраины.

Наконец, южный конец профиля, приблизительно от 1190-го километра, пересекает моноклинально погружающиеся в южных румбах вулканогенно-осадочные ассоциации Свекофеннского аккреционного орогена, интрудированные гранитами-рапакиви, которые отчетливо фиксируются низкими значениями акустической жесткости. По мере продвижения в пределы Свекофеннского орогена происходит увеличение мощности палеопротерозойского вулканогенно-осадочного комплекса, подошва которого погружается до глубины 15 км к пикету 1300 км и далее достигает глубины 20 км в районе пикета 1400 км. Параллельно происходит постепенное воздымание нижнекоровой пластины с перемещением раздела кора–мантия с глубины 50–53 км до уровня 45–46 км. В результате, Водлозерская тектоническая пластина к пикету 1400 км полностью выклинивается.

4.4.3. Объемная модель глубинного строения Карело-Беломорской области Фенноскандинавского щита

Тщательная корреляция геологических структур, закартированных на дневной поверхности, и результатов геологической интерпретации сейсмических образов коры по профилям 1-ЕВ и 4В позволили разработать детальную объемную модель строения коры и верхней части мантии Карело-Беломорского региона (см. рис. 4.18). Важную дополнительную информацию доставили недавно опубликованные данные по профилю FIRE-1 в Финляндии [Finnish reflection..., 2006; Korja, Lahtinen, Heikkinen et al., 2006]. Опубликованные сейсмические образы, частично переинтерпретированые М.В. Минцем, создали основу для разработки западной части объемной модели, в частности, позволили охарактеризовать границу Карельского кратона со Свекофеннским аккреционным орогеном [Mints et al., 2009].

Карельский кратон (гранит-зеленокаменная область) слагает клинообразную область коры с максимальной мощностью порядка 30 км, которая достигается близ западной и юго-западной окраин кратона. Область коры, принадлежащей кратону, постепенно утоняется по мере погружения в восточном направлении под Хетоламбинский гранит-зеленокаменный микроконтинент. В свою очередь, этот микроконтинент является одной из главных составляющих области коры, отвечающей Беломорскому орогену («подвижному поясу»), надвинутому в западном направлении на Карельский кратон. Юго-восточная окраина Карельского кратона надвинута на древний Водлозерский микроконтинент. В свою очередь, Хетоламбинский микроконтинент погружается в северо-восточном направлении под окраину Инари-Кольского гранит-зеленокаменного микроконтинента. К сожалению, сейсмический образ коры вдоль границы этих микроконтинентов не слишком выразителен.

Как показали исследования недавних лет, направленные на изучение Беломорской провинции и эклогитсодержащих ассоциаций Салмы и Гридино (см. раздел 2.1.6), граница между названными микроконтинентами зафиксирована Центрально-Карельской сутурной зоной. Структурно выше залегает гранит-зеленокаменный комплекс, который на протяжении длительного времени было принято рассматривать

в качестве Керетской тектонической пластины, расположенной в верхней части надвиго-поддвигового ансамбля Беломорского орогена. Гранит-зеленокаменная ассоциация включает неоархейские надсубдукционные эклогиты и эклогитизированные мафитовые дайки. Полученные к настоящему времени геохронологические данные свидетельствуют о субдукции океанической литосферы ~2.82 млрд лет назад под окраину Кольского кратона (см. раздел 2.1.6). Анализируя геологическую ситуацию в целом, можно заключить, что граница между Хетоламбинским и Инари-Кольским микроконтинентами одновременно является северной (в современных координатах) границей Беломорского аккреционного орогена, *сформированного вдоль юго-восточной окраины Кольского кратона*, а не вдоль окраины Карельского кратона, как это ранее предполагалось. Неоархейская коллизия завершилась столкновением и объединением Кольского и Карельского кратонов и заключенного между ними Беломорского аккреционного орогена, пододвинутого под Кольский и выдавленного на Карельский кратон. Гранитогнейсовый комплекс, которые принято соотносить с Керетской пластиной в составе Беломорского орогена, в свете новых данных, более логично интерпретировать в качестве активной окраины Инари-Кольского микроконтинента и Кольского орогена в целом.

Как неоднократно упоминалось выше, палеопротерозойская эволюция включала формирование Свекофеннского аккреционного и Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского внутриконтинентального коллизионного орогенов. Последний оказался наложенным на структуры неоархейского Беломорского орогена и на сопредельные области Кольского и Карельского кратонов. В пределах Карело-Беломорского региона расположена юго-восточная пограничная зона Лапландского сектора коллизионного орогена. Она представлена структурным ансамблем Восточно-Карельского чешуйчато-надвигового пояса, образованного чередованием тектонических пластин, сложенных архейскими гранит-зеленокаменными и палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными ассоциациями. Основанием пояса является поверхность тектонического срыва (детачмент), размещенная в современной структуре преимущественно на глубине 10–15 км и погружающаяся до глубины 27 км в месте пересечения профилей 1-ЕВ и 4В.

Представляет интерес характеристика глубинного строения коры, подстилающей окраины Онежской и Прионежской структур (см. интервал 1060–1240 км по профилю 1-ЕВ, показанный в прил. V-1; увеличенный фрагмент разреза приведен на рис. 4.19, см. цв. вкл.). Над погружающимися навстречу друг другу пластинами нижней коры размещена акустически гомогенная слабо отражающая область. Область захватывает интервал глубин от 15 км до диффузной коро-мантийной границы на глубине около 50 км. Скоростные оценки по данным ГСЗ (Павленкова, ИФЗ РАН, устное сообщение) в этой области относительно повышены, особенно в ее нижней части. Оценки плотности также относительно повышены — до 2.9–2.95 г/см^3 (Михайлов, Тихоцкий, ИФЗ РАН). Преобразование коры могло быть связано с мантийными процессами плюмового типа, в связи с которыми возникли обе депрессии (см. разделы 3.3.1.3 и 3.3.1.7). В пользу этой трактовки свидетельствуют близкие особенности строения коры и коро-мантийной границы в пределах Волго-Уральского гранулито-гнейсового ареала (геотраверс ТАТСЕЙС, см. раздел 2.4.6.2; рис. 2.15–2.17) и в фундаменте Прикаспийской впадины (см. главу 7; прил. VIII-2 и VIII-3).

С формированием Свекофеннского аккреционного орогена вдоль юго-западной окраины Карельского кратона связывается возникновение пограничных структур типа «крокодил» или «пасть крокодила»: субдукция коры Свекофеннского океана под окраину Карельского кратона сопровождалась надвиганием островодужных и окраинно-континентальных комплексов на ту же окраину (например, [BABEL..., 1990, 1993; Öhlander et al., 1993; Abramovitz et al., 1997]). Аналогичная трактовка была предложена и авторами данной главы [Mints et al., 2009]. Сейсмический образ коры по профилю FIRE-1 (Appl. 2 и 3 в [Finnish reflection..., 2006; Kontinen, Paavola, 2006; Korja, Lahtinen, Heikkinen et al., 2006]) свидетельствует о том, что тектонические пластины, образованные островодужными и/или океаническим и задуговыми комплексами, могут быть непосредственно прослежены от дневной поверхности в районе г. Киурувеси (пк 275 км) до г. Кухмо, где они достигают раздела кора–мантия и последовательно погружаются и «растворяются» в мантии. Суммарная мощность скученной нижней коры в этой области превышает 30 км.

При подготовке данной главы было выполнено повторное исследование разреза по профилю FIRE-1, которое позволило детализировать прежнюю модель. Составленный М.В. Минцем интерпретационный геологический разрез (рис. 4.20, *В*, см. цв. вкл.) показывает, что про-

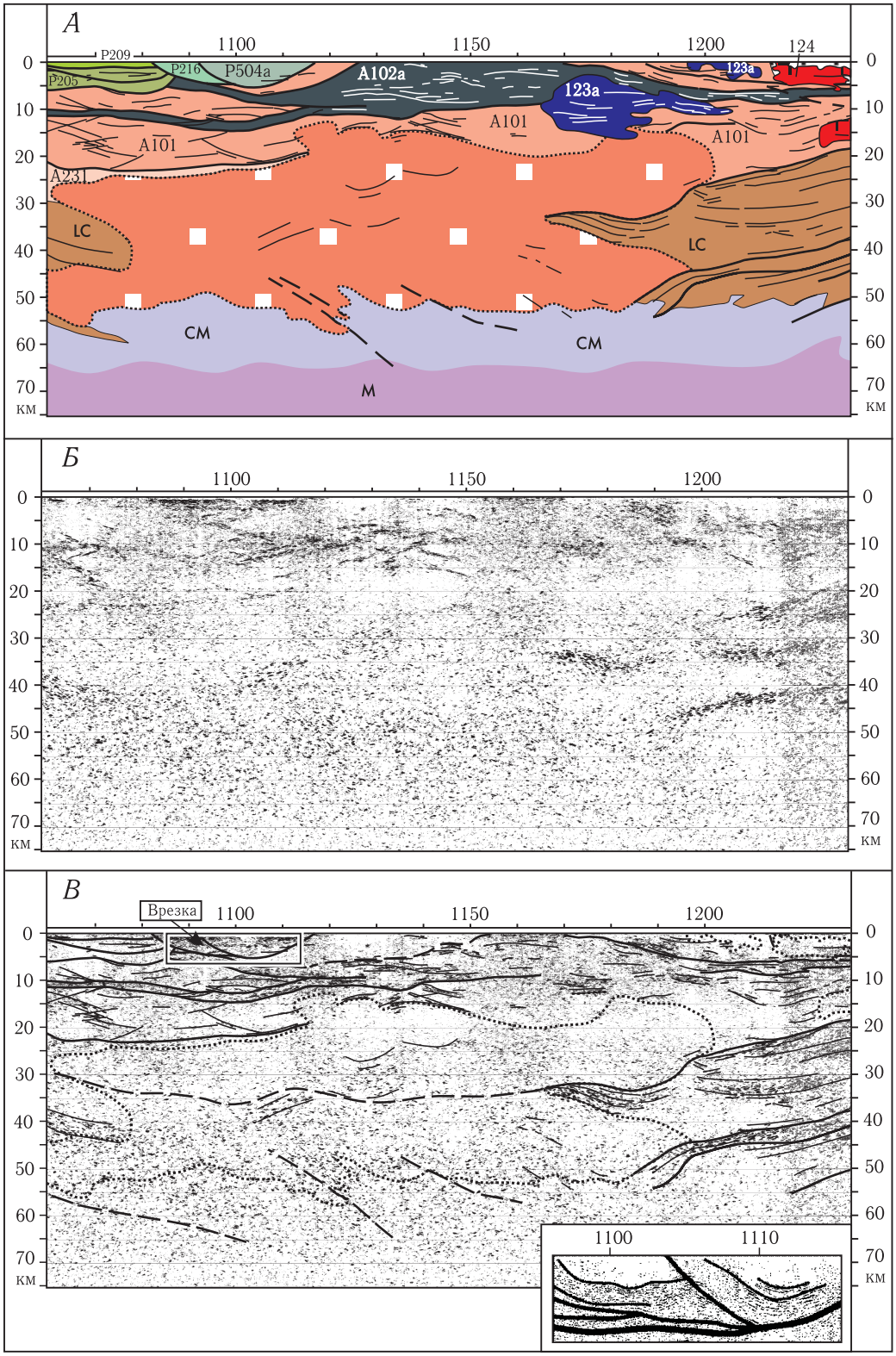


Рис. 4.19. Сейсмический образ коры и верхней мантии архейского Карельского кратона по границе с палеопротерозойским Свекофеннским аккреционным орогеном (фрагмент опорного профиля 1-ЕВ, 1060–1240 км)

А — геологический разрез (условные обозначения см. в прил. I-3); *Б* — сейсмический образ; *В* — сейсмический образ коры с наложенными границами и линиями корреляции (врезка демонстрирует несогласное налегание толщи кварцитов на подстилающие отложения (стратиграфическое, но вероятнее — тектоническое) в южной части Онежской структуры)

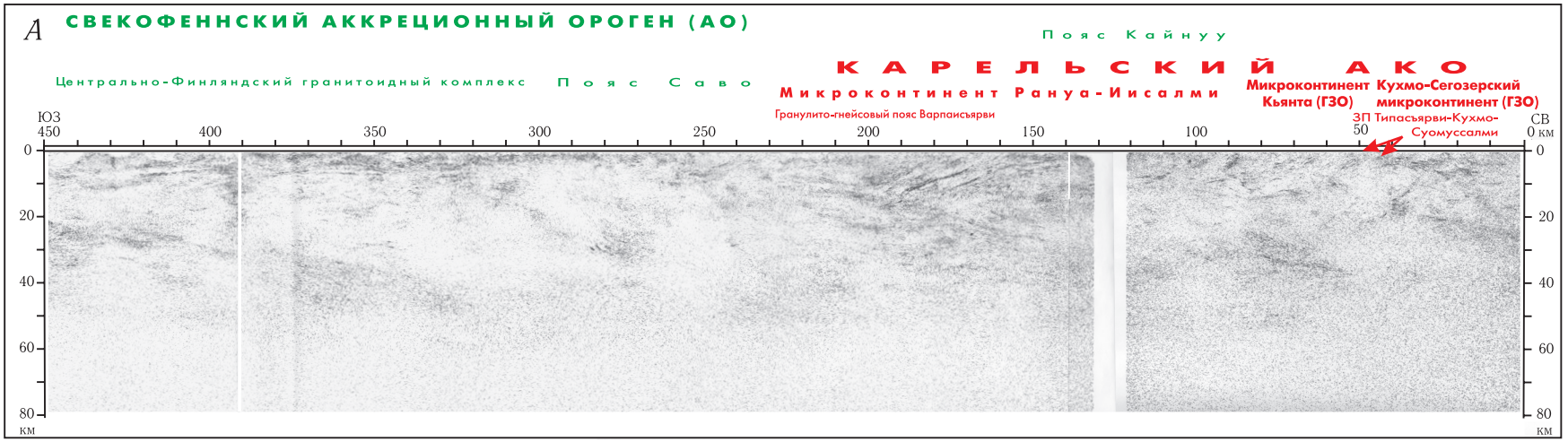


Рис. 4.20. Профиль FIRE-1: геологическая интерпретация сейсмического образа коры и верхней части мантии выполнена М.В. Минцем на основе материалов, опубликованных в [Finnish reflection..., 2006]

Над разрезом показано положение главных тектонических подразделений, пересеченных профилем: красным цветом подписаны архейские, зеленым — палеопротерозойские тектонические структуры. Обозначения геологических структур и горно-породных ассоциаций использованы в соответствии с принятой в данной работе системой условных обозначений (см. прил. I-3).

А — сейсмический образ коры и верхней части литосферной мантии по геотраверсу FIRE-1 (мигрированный разрез) по [Finnish reflection..., 2006]; *Б* — главные структурные элементы в разрезе коры и верхней части литосферной мантии: сейсмический образ коры (мигрированный разрез) с наложенными границами структурных доменов и геологическими границами; *В* — геологический разрез коры и верхней части литосферной мантии

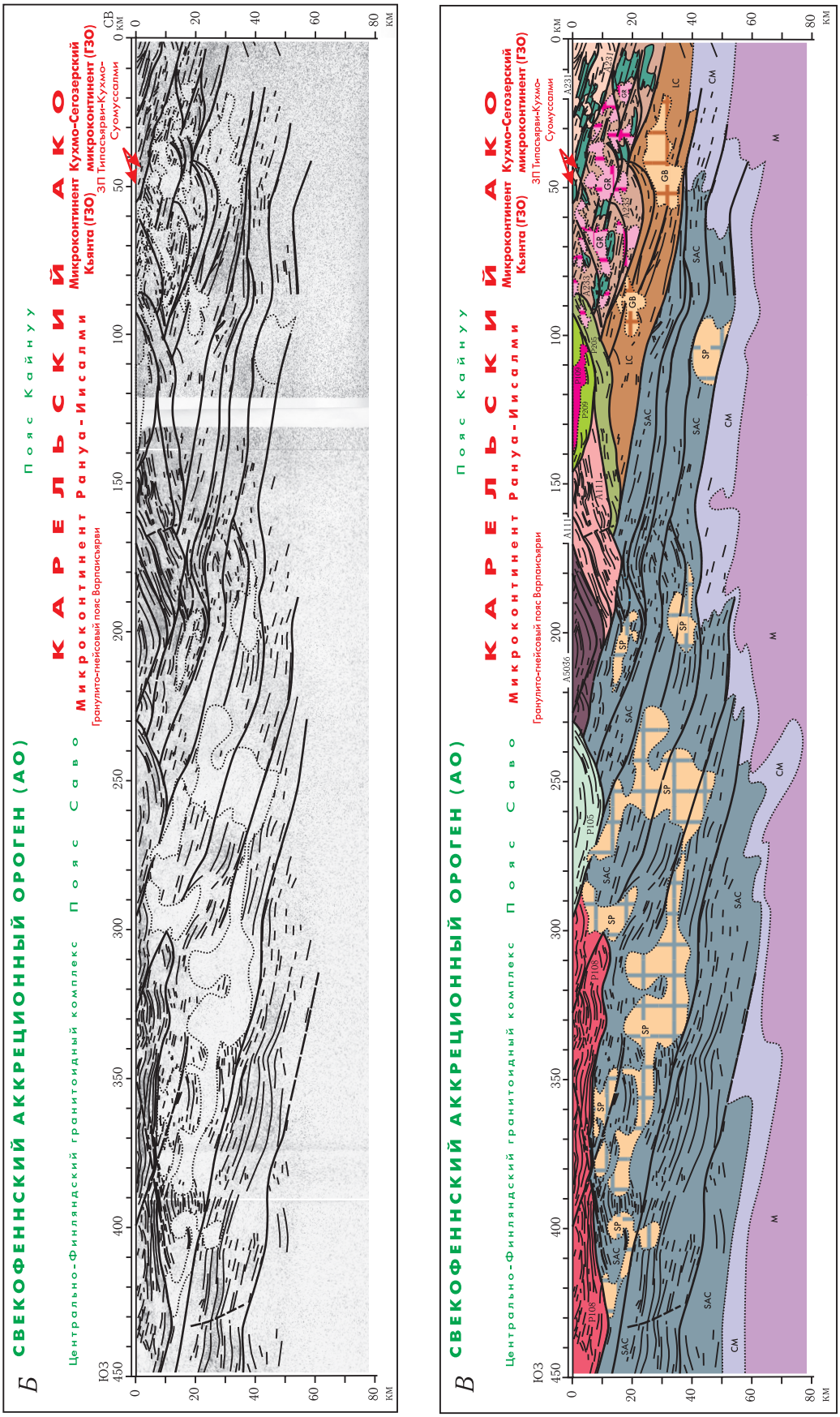


Рис. 4.20. Окончание

филь FIRE-1, начиная с пикета 230 км и далее в юго-западном направлении, пересекает структуры Свекофеннского АО и Центрально-Финляндский массив — один из крупнейших гранитоидных массивов Фенноскандинавского щита. На сейсмическом разрезе отчетливо видно, что массив представляет собой субгоризонтально залегающее пластообразное тело, образованное структурно (а, возможно, также и вещественно) расслоенным комплексом пород, максимальная мощность которого не превышает 10–12 км в сечении профилем FIRE-1.

Массив скрывает от наблюдателя, исследующего ситуацию на уровне дневной поверхности, собственно аккреционный комплекс — серию тектонических пластин мощностью от 10 до 20 км которые последовательно погружаются в северо-восточном направлении под углом 10–12°, формируя разрез коры вплоть до коро-мантийного раздела на глубине до 65 км. Под окраиной Карельского кратона аккреционный комплекс прослеживается более чем на 150 км. Аккреционный комплекс можно рассматривать как «нижнюю челюсть крокодила». По сравнению с нею, «верхняя челюсть» имеет более скромные размеры. Незначительная часть аккреционного комплекса, надвинутая в северо-восточном направлении на окраину Карельского кратона, принадлежит поясу Саво (см. прил. III-1), который, судя по положению в разрезе, может представлять собой выжатое на борта (как на северо-восточный, так и на юго-западный) выполнение задугового бассейна. Вместе с тем, на разрезе хорошо видно, что окраина Карельского кратона раздроблена и его фрагменты, в том числе микроконтинент Рануа-Иисалми и палеопротерозойский пояс Кайнуу перемещены в северо-восточном направлении.

Главной особенностью интенсивно отражающей нижней коры Карело-Беломорской области, которая лишь локально прерывается акустически прозрачными участками, является закономерное изменение ее мощности. Максимальная мощность скученных тектонических пластин, слагающих нижнюю кору — до 25–30 км (профиля 1-ЕВ и FIRE-1, см. рис. 4.20), характерна для пограничной со Свекофеннским орогеном области Карельского кратона. Мощность нижней коры закономерно сокращается по мере удаления от этой области вглубь Карельского кратона и далее к северо-востоку под тектоническими покровами Беломорского орогена. В районе границы с Инари-Кольским микроконтинентом мощность нижней коры составляет лишь 8–10 км.

Анализ сейсмического образа коры позволяет заключить, что перекрывающая нижнюю кору тектоническая пластина, образованная гранит-зеленокаменной ассоциацией, подверглась тектоническим перемещениям и заняла наклонное положение уже после формирования изометрических и грибообразных акустически прозрачных областей, которые, вероятно, отвечают гранитоидным плутонам. Их формирование естественно связать с завершением неоархейской эволюции. Эта особенность, как и закономерное изменение мощности нижней коры, в свою очередь, ведет к предположению, что современная нижняя кора образована аккретированными палеопротерозойскими океаническими и островодужными комплексами. Альтернативно, она могла быть сформирована в неоархее, но подверглась значительному наращиванию, скучиванию и деформациям в палеопротерозое. Наконец, возможна еще одна версия: нижняя кора могла быть сформирована в начале палеопротерозоя в результате процессов мантийно-плюмового типа. Более подробно происхождение нижней коры обсуждается в главе 8 с учетом информации по всей исследованной области Восточно-Европейского кратона. Забегая вперед, можно сказать, что именно последняя версия кажется наиболее предпочтительной.

4.5. Объемная модель глубинного строения фундамента Московской синеклизы: интерпретация сейсмических образов коры по профилю 1-ЕВ (1200–2700 км)

Разрез МОГТ, структурно-геологическая интерпретаци, объемная модель глубинного строения. Глубинный геологический разрез раннедокембрийской коры (фундамента) в северной части Московской синеклизы (рис. 4.21, см. цв. вкл.; см. прил. VI-1–VI-3) является непосредственным продолжением разреза коры Карельского кратона, охарактеризованного в предыдущем разделе. Интервал 1050–1350 км размещен на глубинном разрезе коры для обеспечения непрерывности и преемственности модели при переходе от территории щита к фундаменту ВЕП, перекрытому осадочным чехлом.

В интервале 1200–1350 км опорный профиль 1-ЕВ пересекает Ладожско-Ботнический

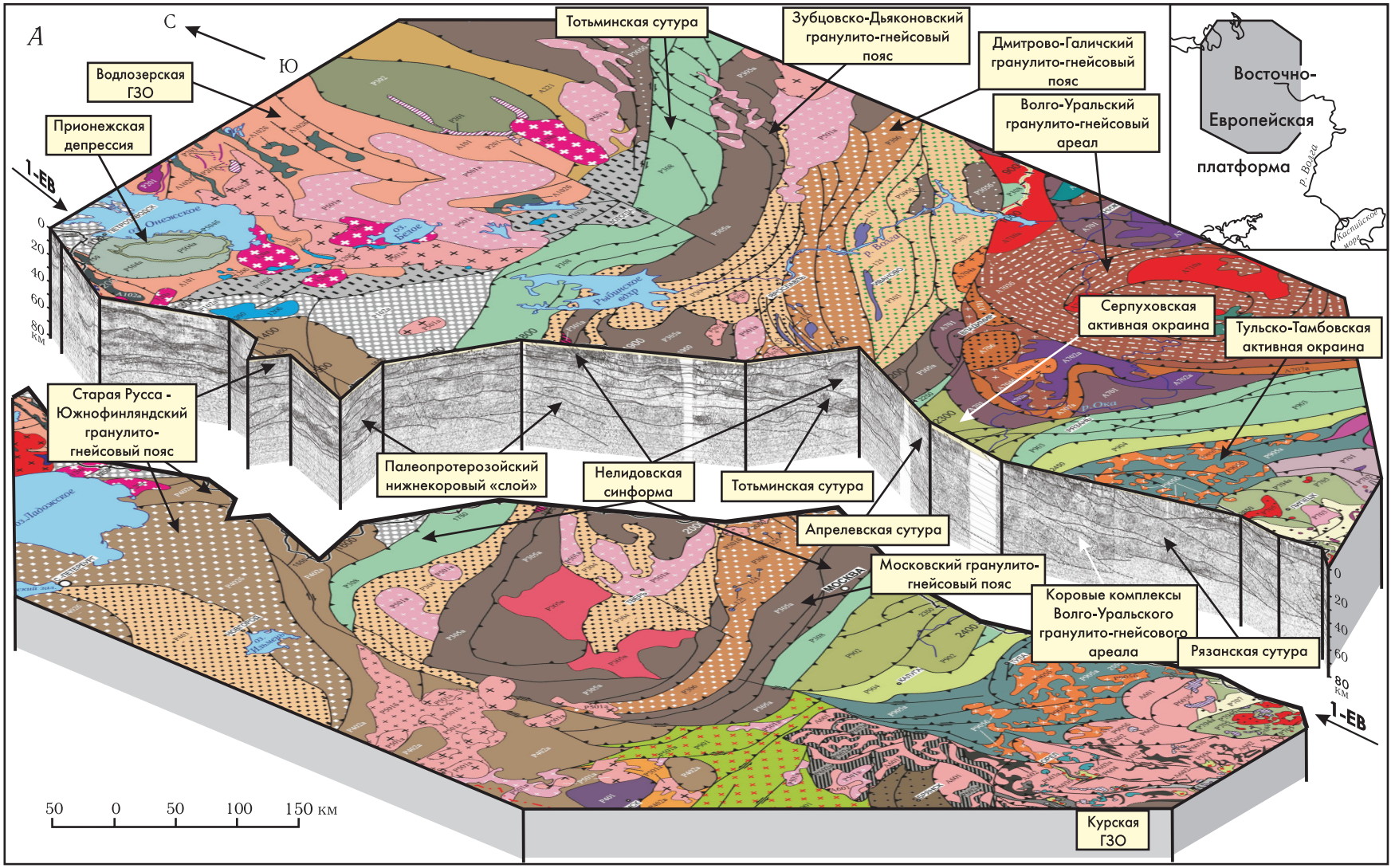


Рис. 4.21. Объемная модель (блок-диаграмма) земной коры в фундаменте Московской синеклизы Восточно-Европейской платформы. Отмечены наиболее важные структурные подразделения — преимущественно те, которые пересечены сейсмическим профилем

А — соотношения геологических структурно-вещественных комплексов на дневной поверхности и картин сейсмических отражений (сейсмических образов) в сечениях коры вдоль опорного профиля 1-ЕВ (на разрез вынесены границы структурных доменов и разломы); *Б* — геологическая интерпретация сейсмических образов коры, совмещенная с геологической картой.

Условные обозначения см. в прил. I-3

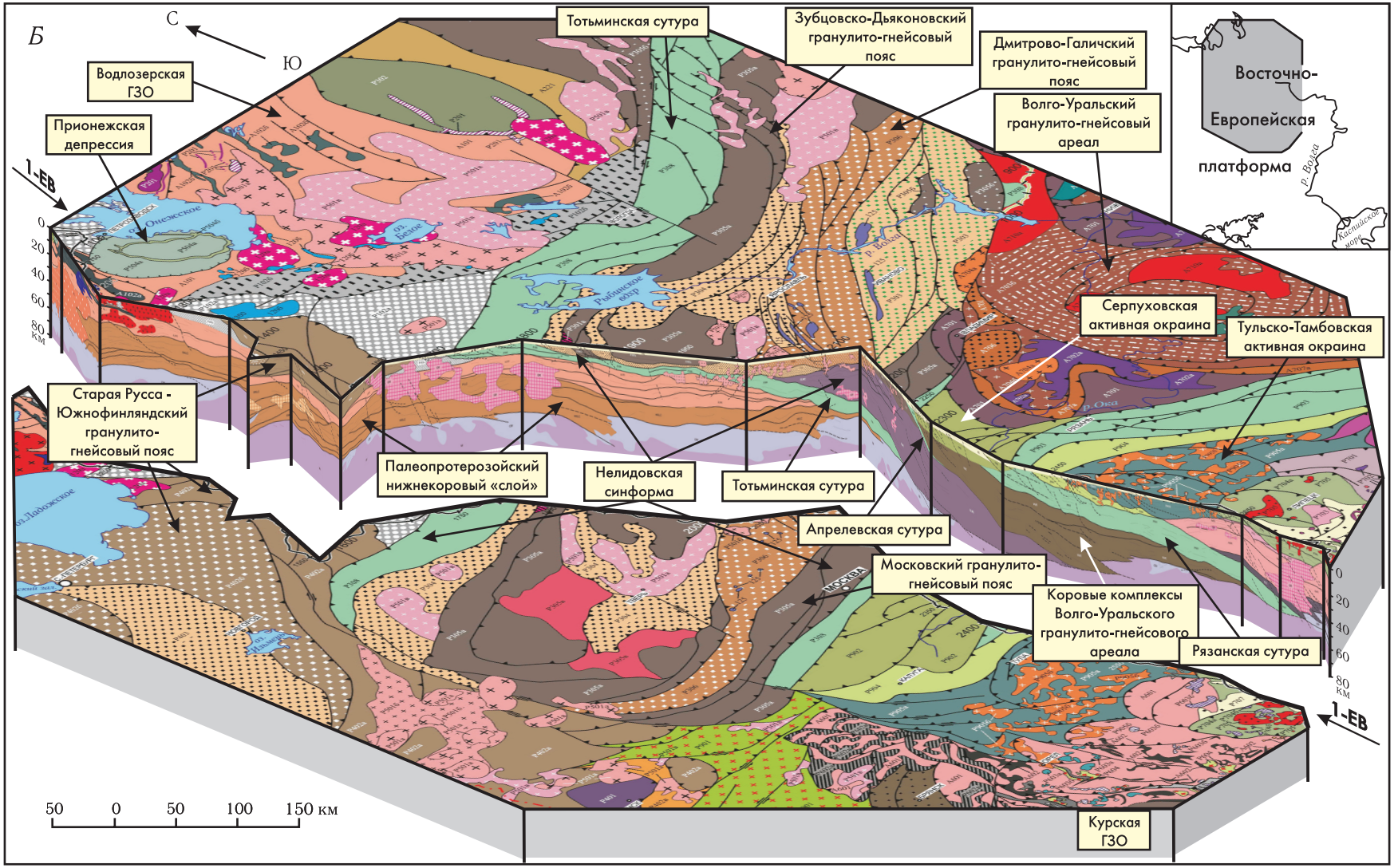


Рис. 4.21. Окончание

осадочно-вулканогенный пояс — палеопротерозойскую пассивную окраину Карельского кратона, которая, как можно себе представить, далеко вдавалась в восточном направлении в глубь континента. В ходе последовавших коллизионных событий северо-западная часть этого пояса была включена в структуру Свекофеннского аккреционного орогена (см. прил. I-2 и IV-1). Преобладающая часть коры в пределах рассматриваемого интервала прорисована большим количеством закономерно ориентированных отражений. Подошва вулканогенно-осадочного комплекса в верхней части коры, судя по выдержанной ориентировке отражений, постепенно погружается к южному концу профиля. Его граница с подстилающим гранито-гнейсовым комплексом, принадлежащим Карельскому кратону, непосредственно не выделяется. Однако эту границу удается протрассировать от северного конца профиля, где находящийся собственно в пределах Карельского кратона гранито-гнейсовый комплекс легко выделяется благодаря повышенной «прозрачности» и невысокой плотности — около 2.75 г/см^3 (см. ниже табл. 5.1: комплекс 10; рис. 5.3). Этот комплекс располагается в интервале глубин 20–30 км и постепенно полностью выклинивается к югу.

В основании разреза размещен интенсивно, хотя и неравномерно, отражающий комплекс пород нижней коры. Благодаря обилию отражающих элементов, границы этого комплекса легко трассируются. В его строении участвуют как минимум две пластины: верхняя, в интервале глубин 25–38 км и нижняя — 38–48 км. Сейсмический образ пластин одинаков. Модельная плотность обеих пластин — 2.88–2.91 г/см^3 (см. ниже табл. 5.1: комплекс 10; рис. 5.3), что соответствует породам основного состава независимо от уровня метаморфизма. Верхняя пластина «следует» своему уровню глубин, тогда как нижняя изгибается, обнаруживая тенденцию к пересечению раздела кора–мантия и погружению в мантию (в районе пк 1200 км). Граница кора–мантия выражена вполне четко по смене интенсивно отражающей нижней коры почти «прозрачной» мантией. В нижней части коры отражения следуют рельефу раздела кора–мантия, за исключением района пк 1200 км, где нижняя кора и подстилающая мантия практически прозрачны или охарактеризованы незначительным количеством отражений.

В интервале 1350–1580 км профиль 1-ЕВ пересекает Старая Русса — Южно-Финляндский гранулито-гнейсовый пояс, следуя в значительной части интервала его простиранию. Поэтому строение пояса практически не удается распознать на картине отражений. Размещение границ отдельных тектонических пластин, выделенных на поверхности фундамента, скорее угадываются, чем прочитывается. Модельная плотность пород гранулито-гнейсового комплекса — 2.60–2.67 г/см^3, что неплохо согласуется с составом пород, вскрытых единичными скважинами (гиперстеновые гнейсы, эндербиты, эндербито-гнейсы, гиперстеновые граниты, амфиболиты, парагнейсы, мигматиты, гранат-кордиерит-графитовые гнейсы и граниты), хотя первоначально предполагались более высокие значения плотности (см. ниже табл. 5.1; рис. 5.3).

В районе пк 1400 км отмеченные выше нижнекоровые пластины подстилаются еще одной или даже двумя аналогичными по акустическим свойствам пластинами, которые также пересекают раздел кора–мантия и погружаются в мантию в направлении северного конца профиля. Эти пластины размещены в интервале глубин 35–50 км, соответственно не только суммарная мощность нижнекорового «слоя», но и глубина коро-мантийной границы здесь несколько возрастают. Далее в южном направлении эти пластины (а точнее — пакет пластин, выделяемых по неравномерному распределению отражений) непосредственно перекрывают границу кора–мантия, но в районе пк 1870–1880 км круто изгибаются и снова пересекают коро-мантийную границу, погружаясь в мантию — но уже в направлении южного конца профиля. При достаточном увеличении хорошо видно, как цепочки отражающих площадок как бы растворяются в мантии. В области погружения коры мантия выглядит не вполне прозрачной: в ней неравномерно распределены группирующиеся в небольшие кластеры короткие отражения, как бы продолжающие направления погружения океанической коры в мантию. Можно предположить, что в этой области мантия реально представляет собой «коро-мантийную смесь» — т.е. образована сочетанием мантийных перидотитов с эклогитами, формирующимися в результате высокобарного метаморфизма за счет пород основного состава.

В верхней части разреза в интервале приблизительно от 1850 до 2000 км расположены синформно изогнутые тектонические пластины чередующихся в разрезе гранулитов и пород гнейсо-амфиболитового и гранит-мигматитового комплексов. Самая верхняя часть разреза «забита» кратными отражениями, однако, начиная с глубины 4–5 км, картина сейсмических отражений вполне отчетлива и позволяет корректно

отметить отдельные составляющие последовательности тектонических пластин. Прозрачные и отражающие области в коре распределены неравномерно, однако выдержанные направления отражающих площадок позволяют распознавать главные структурные направления даже в относительно «прозрачных» участках коры.

После погружения в мантию нижних пластин в разрезе нижнекорового «слоя» располагающаяся выше пластина прослеживается горизонтально, непосредственно над границей коры и мантии. Однако в районе пк 2100 км она изгибается и также погружается в мантию. Особенности структурного рисунка, создаваемого сейсмическими отражениями, в принципе аналогичны описанным выше. Двукратное погружение каждой из «нижнекоровых» пластин к северному и южному концам профиля, вероятнее всего, вызвано кривизной трассы профиля, который после поворота на 90° в районе пк 1570–1580 км вторично пересекает те же самые области погружения.

В интервале пк 2030–2230 км примечательным элементом строения коры является хорошо выраженная область интенсивных отражений мощностью около 10 км, которая с небольшими перерывами прослеживается с уровня верхней коры (кровля пластины в районе пк 2030 км находится на глубине 10 км) до раздела кора–мантия в интервале 2180–2230 км. Тщательное трассирование этой пластины, относительно полого с плавными изгибами воздымающейся к северу, в верхней части коры показывает, что ее возможный выход к поверхности фундамента приходится на интервал 1700–1770 км. В этом интервале профиль пересекает Тотьминский пояс, который в своей северной части образован высокоплотными и одновременно — высокомагнитными породами (см. прил. IV-9–IV-11; рис. 4.21). Однако в месте пересечения пояса профилем 1-ЕВ он образован значительно менее плотной ассоциацией пород: можно предполагать участие в разрезе средних и кислых метавулканитов, метаосадков и, возможно, мигматитов. Тем не менее, поскольку, судя по керну расположенной в северной части пояса Тотьминской скважины, значительную роль в строении пояса играют основные лавы и, учитывая признаки погружения пластинообразного тела, отвечающего Тотьминскому поясу, в мантию, этот пояс может рассматриваться в качестве вероятной сутурной зоны. Для проверки этого предположения потребуются дополнительные исследования. Оценка средней плотности пород Тотьминского пояса в сечении профилем 1-ЕВ по результатам плотностного моделирования — 2.72 г/см^3 — более низкая по сравнению с окружающими породами, вероятно, несколько занижена.

Таким образом, при пересечении профилем центральной части Среднерусского сектора палеопротерозойского внутриконтинентального коллизионного орогена отчетливо выделяется верхняя группа тектонических пластин, в значительной части сложенных гранулито-гнейсами, которые образуют серию пологозалегающих и смятых в пологие складки тектонических пластин. Хотя часть из них сложена «глубинными» по уровню метаморфизма породами — гранулитами, непосредственная структурная связь с нижней корой в сечении опорным профилем 1-ЕВ не устанавливается. Средняя кора, напротив, сложена более круто наклоненными пластинами, которые систематически погружаются в южном направлении, последовательно достигая уровня раздела кора–мантия.

Далее в южном направлении кора в целом характеризуется повышенной «отражательностью», что позволяет с большей уверенностью трассировать границы отдельных коровых пластин, монотонно погружающихся к южному концу опорного профиля. В интервале 2260–2410 км последовательность наклонных пластин перекрыта крайне слабовыраженным пологозалегающим мафитовым комплексом Серпуховского вулканоплутонического пояса плотностью 2.87 г/см^3 (см. ниже табл. 5.1: комплекс 19; рис. 5.3). Он перекрывает мощное (25–30 км) пластинообразное тело, которое следится благодаря выраженным пакетам параллельных отражений вплоть до коро-мантийного раздела в интервале пикетов 2470–2600 км. Оценка средней плотности пород в пределах этого тела составила 2.91 г/см^3 (см. ниже табл. 5.1: комплекс 20; рис. 5.3). Объемное моделирование позволяет рассматривать эту область коры как продолжение и выклинивание Волго-Уральского кратона (см. рис. 4.21).

Еще одна тектоническая пластина, образованная на поверхности высокоплотными и высокомагнитными породами, выделенная в качестве Рязанского пояса (верхняя часть комплекса 20 с модельной плотностью 2.91 г/см^3), пересекается профилем в районе пикетов 2410–2430 км. Она также погружается в южном направлении, достигая границы кора–мантия в районе пк 2700 км.

Во всем рассмотренном интервале раздел кора–мантия имеет неотчетливое выражение, так как периодически на этот уровень выходят различающиеся характером отражений тектонические

пластины, часть из которых обнаруживает отчетливую тенденцию пересечения коро-мантийной границы и погружения в мантию. Мощность коры резко сокращается после достижения раздела кора–мантия пластиной, которую мы связали с неоархейской корой Волго-Уральского кратона: с 65–70 км до приблизительно 50 км. Достижение границы кора–мантия пластиной, отвечающей Рязанскому поясу, сопровождается погружением этой границы до глубины 55–58 км. При этом увеличение мощности происходит непосредственно в результате размещения в нижней части коры этой тектонической пластины. Рязанский пояс, равно как и Тотьминский, с полным основанием может интерпретироваться в качестве сутуры. Мощность коры после его выклинивания сокращается с 58 до 46–48 км. Именно эта мощность коры характерна для Воронежского кристаллического массива (ВКМ) в сечении профилем 1-ЕВ. Она значительно меньше мощности коры в пределах Среднерусского сектора Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского внутриконтинентального коллизионного орогена, где варьирует в интервале 50–65 км.

Таким образом, в северной части ВКМ, отвечающей Северо-Воронежскому внутриконтинентальному коллизионному орогену, сечение коры, принадлежащей Курскому микроконтиненту, имеет клиновидную форму. Подошва этой области коры достигает поверхности в районе пк 2470 км, где она непосредственно подстилается породами Калужского вулкано-плутонического и Рязанского сутурного поясов. Северное окончание этой области коры занято породами Тульско-Тамбовского вулкано-плутонического пояса, который с полным основанием может рассматриваться в качестве комплекса пород активной окраины. В наиболее глубокой части его подошва располагается на глубине 15 км.

4.6. Объемная модель глубинного строения Воронежского кристаллического массива: интерпретация сейсмических образов коры по профилю 1-ЕВ (2400–3600 км)

Войдя в пределы Воронежского кристаллического массива, опорный геотраверс 1-ЕВ последовательно пересекает палеопротерозойские орогены (см. рис. IV-1): Северо-Воронежский ВКО, в том числе Рязанский, Калужский и Тульско-Тамбовский пояса; далее — Брянско-Курско-Воронежский ВКО, в том числе орогены второго порядка: КМА (включающий архейскую Курскую ГЗО, значительно переработанную в палеопротерозое) и Восточно-Воронежский (в том числе, Липецко-Лосевский и Воронцовский пояса). Основание Воронцовского пояса образовано корой архейского кратона Хопёр.

Разрез МОГТ. По сравнению с областями коры в пределах Фенноскандинавского щита и фундамента Московской синеклизы, разрез коры Воронежского кристаллического массива (см. прил. VII-1), в среднем характеризуется значительно большей насыщенностью отражениями. При этом уровень «отражательности» не обнаруживают сколько-нибудь закономерной зависимости от глубины за исключением относительно коротких интервалов. В отдельных участках наблюдается более или менее отчетливое чередование полого наклоных «слоев», различающихся уровнем «отражательности». Благодаря этой особенности и, как правило, закономерной ориентировке отдельных отражений и интерференционных пакетов, структурный рисунок коры распознается достаточно уверенно. Собственно «прозрачные» и «полупрозрачные» области коры имеют более или менее изометричные очертания и занимают существенное положение относительно структурного рисунка. Повышенная «отражательность» коры в целом позволяет с большей уверенностью, по сравнению с северными участками опорного профиля, трассировать границы отдельных коровых пластин.

Граница (раздел) между отражающей нижней корой и «полупрозрачной» мантией прослеживается в целом достаточно уверенно, демонстрируя сложное строение этого раздела. К коромантийному разделу периодически погружаются наклонные пакеты, различающиеся интенсивностью и рисунком отражений. Некоторые из них обнаруживает отчетливую тенденцию коромантийной границы и погружения в прозрачную мантийную область. В самом начале рассматриваемого отрезка (интервал 2500–2540 км) глубина размещения коро-мантийной границы и соответственно мощность коры резко сокращаются: с 65–70 км (характерная мощность коры в фундаменте Московской синеклизы) до приблизительно 50 км. В этом интервале отдельные отражения в основании нижней коры преимущественно субгоризонтальны, однако нижняя граница области интенсивных отражений имеет

ступенеобразный характер, чем собственно и фиксируется перемещение коро-мантийной границы на более высокий уровень.

Приблизительно в пределах того же интервала (2450–2540 км) рисунок отражений в пределах всей мощности коры характеризуется отчетливой тенденцией к погружению отдельных отражений, пакетов отражений и выделяемых на этой основе границ структурных доменов — к южному концу профиля 1-ЕВ. Верхняя пограничная зона этой области коры фиксируется в интервале 2520–2540 км и отчетливо прослеживается от поверхности фундамента вплоть до коромантийной границы в интервале 2720–2730 км. Наклон этой поверхности в сечении профилем составляет ~15°. В том же интервале от 2540 до 2720 км раздел кора–мантия постепенно погружается от 50 до 55–58 км, но при пересечении с охарактеризованной выше наклонной границей при посредстве небольших ступеней снова перемещается кверху до глубины 47–48 км. Следует заметить, что эта сквозькоровая граница ограничивает с юга протяженную серию тектонических пластин, выделенных в средней части коры в фундаменте Московской синеклизы (начиная с 1750–1800 км) и монотонно погружающихся к южному концу профиля 1-ЕВ.

На уровне поверхности фундамента в интервале 2450–2640 км профиль 1-ЕВ пересекает структуры и комплексы пород, сформированные в конце среднего — начале позднего палеопротерозоя. В названном интервале профиль пересекает Тульско-Тамбовский вулкано-плутонический пояс и далее, начиная с 2640 км, следует приблизительно по простиранию более древнего, среднепалеопротерозойского Липецко-Лосевского пояса — вплоть до пикета 2860 км.

В интервале 2790–2890 км профиль 1-ЕВ проходит вдоль границы этого пояса с архейской Курской гранит-зеленокаменной областью «корового фрагмента» Сарматия. При этом в интервале 2790–2860 км Липецко-Лосевскому поясу принадлежит только маломощное (2–5 км) пластообразное тело граносиенитов Павловского комплекса. Под этим телом размещены архейские гранит-зеленокаменные комплексы. В пределах интервала от 2450 до 2860 км верхний и средний уровни коры сильно, но неравномерно насыщены отражениями, что позволяет трассировать границы отдельных структурных доменов на значительные расстояния. Рисунок этих границ создает общую картину грубо расслоенной коры с волнообразно изгибающимися внутренними границами.

В ее строении выделяются отрицательные структуры (депрессии или синформы) в интервалах 2460–2490, 2490–2540, 2530–2600 и 2650–2700 км, сочетающиеся с положительными структурами (куполами или антиформами) в интервале 2600–2650 км и, менее отчетливо, — в интервале 2700–2750 км, где профиль приближается к границе Липецко-Лосевского пояса. Обращают на себя внимание относительно прозрачные области, тяготеющие к периферии синформных структур. В интервале 2700–2780 км, где на поверхности фундамента закартированы массивы гранитоидов Усманского комплекса, эти области имеют грибообразную форму и могут быть непосредственно сопоставлены с массивами, относящимися к названному комплексу.

Преобладающая по мощности область коры приблизительно в интервале от 2550 до 3350 км характеризуется переменной, но в целом высокой «отражательностью». Насыщенность отражениями незакономерно варьирует вдоль разреза (по латерали). В пределах участков, насыщенных отражениями, последние имеют протяженность 2–4 км и протягиваются субпараллельно, формируя отчетливый структурный рисунок. В районе пикета 2890 км верхняя часть этой области коры достигает поверхности фундамента. Граница между нею и вышерасположенными комплексами пород на геологической карте поверхности фундамента соответствует границе Липецко-Лосевского пояса и Курской гранит-зеленокаменной области. Рисунок отражений в этой части разреза невыразителен, и соответствующая граница на разрезе может быть намечена лишь условно. Суммарная мощность коры в интервале 2860–2950 км, где ее верхняя часть, образованная архейскими гранит-зеленокаменными комплексами, вскрыта на поверхности фундамента, достигает 40–45 км.

К северу и к юго-востоку мощность этой предположительно «гранит-зеленокаменной» коры постепенно сокращается и в районе пикета 2750 км, где она срезана наклонной сквозькоровой границей, составляет примерно 25 км. В районе пикета 3015 км, где кора Курской ГЗО вновь скрывается под образованиями Липецко-Лосевского пояса, ее мощность составляет около 40 км. Далее к востоку она полностью выклинивается за счет погружения верхней и подъема нижней границы в интервале 3150–3250 км.

Структурный образ «гранит-зеленокаменной» области коры, охарактеризованный картиной сейсмических отражений, с определенной условностью позволяет разделить ее на три части:

нижнюю, среднюю и верхнюю. Граница между верхней и средней частями выбрана по смене относительно более сложного структурного рисунка верхней области более «спокойным» в целом субгоризонтальным или полого наклонным рисунком в средней части коры. Структурные направления верхней части относительно выполаживаются в нижней части и как бы «согласуются» с начертанием этой границы. Отмеченная особенность позволяет предположительно рассматривать эту границу в качестве тектонического срыва или «детачмента».

Нижняя часть разреза коры образована относительно маломощным «слоем» (3–10 км), который на значительной части интервала расположен непосредственно поверх коро-мантийного раздела. Необычной особенностью этого «слоя» является его весьма умеренная «отражательность», обычно не свойственная «нижней коре».

Структурный рисунок средней части достаточно простой: границы структурных доменов располагаются на приблизительно равных расстояниях по вертикали, разделяя кору на невыдержанные полого изгибающиеся пластинообразные фрагменты. Мощность этого «слоя» в интервале 2850–3070 км составляет около 20 км. В северном направлении мощность сокращается до 10–15 км, при этом подошва «слоя» на расстоянии около 100 км поднимается на 10 км. Этот подъем, а также антиформный изгиб при срезании наклонной сквозькоровой границей создают впечатление относительного надвигания этого «слоя» к северу вдоль поверхности, сечение которой представлено сквозькоровой границей. Сокращение мощности в направлении противоположного конца профиля начинается приблизительно с пикета 2950 км, т.е. с того места, где профиль 1-ЕВ, совершив поворот на 90°, поворачивает к востоку и далее следует вкрест простирания Липецко-Лосевского пояса и достигает границы Липецко-Лосевского и Воронцовского поясов. В интервале 2950–3070 км этот «слой», сохраняя мощность, воздымается в восточном направлении приблизительно на 15 км, а затем резко выклинивается.

Вышележащий «слой» с почти постоянной мощностью около 20 км характеризуется более сложным и часто более тонким структурным рисунком. Границы структурных доменов, намеченные на основе картины отражений, размещены с неравномерной густотой. Структурный рисунок характеризуется незакономерным чередованием частично «срезающих» друг друга куполовидных структурных форм. Структурные линии, образующие эти формы, обычно выполаживаются к нижней границе «слоя», в некоторых случаях они отчетливо «срезаются» структурными линиями подстилающей области коры. Эти структурные «несогласия» наиболее хорошо выражены в интервалах 2730–2770 и 2860–2880 км. В интервале 2905–2925 км профиль пересекает Волотовскую железорудную «структуру», размещенную в пределах верхнего «слоя». Рисунок отражений позволяет наблюдать здесь неотчетливо выраженную синформную складку.

В интервале 3010–3160 км структурные рисунки всех трех «слоев» рассматриваемой области коры срезаются зонами четких тонких отражений, принадлежащих верхней части разреза коры, образованной в этом интервале породами донской серии. Углы наклона последовательных пакетов отражений, погружающихся к востоку, составляют в сечении профилем 10–15°. Сходная картина наблюдается в интервале 2800–2900 км, где полого наклонные структурные рисунки в верхней части коры разделены зоной частых тонких отражений, достигающей поверхности фундамента около пикета 2900 км. Структурные рисунки с обеих сторон плавно подгибаются к этой зоне, погружающейся к северному концу профиля под углом около 40°.

В основании разреза коры на протяжении от 2680 до 3170 км с перерывами прослеживается еще один слабо отражающий «слой». Он наиболее хорошо выражен в интервале от 2950 до 3130 км. Далее к востоку приблизительно до 3300-го километра профиля этот слой сменяется пакетом сходных по сейсмическому рисунку пластин, воздымающихся к востоку. Этот пакет достигает максимальной мощности 20–25 км в интервале 3180–3300 км. В этом интервале подошва пакета (коро-мантийная граница) располагается на глубине 48 км, кровля — на глубине около 30 км.

В западном направлении мощность этого «слоя» быстро сокращается до первых километров — за счет погружения кровли при субгоризонтальном положении коро-мантийной границы.

В восточном направлении подошва пакета постепенно воздымается, отделяется от раздела кора–мантия пододвинутой с востока пластиной. Рисунок тонких малопротяженных приблизительно параллельных отражений свидетельствует об акустической (возможно, и вещественной) расслоенности коры. Нижние «горизонты» периодически отделяются и погружаются в западном направлении, как бы растворяясь в мантии, чем, собственно, и определяется прогрессирующее утонение этого «слоя».

К северу от пикета 2900 км «слой» разделяется на отдельные фрагменты, погружающиеся то в южном, то — в северном направлении. На всем протяжении подстилающая мантия до 10–15 км по глубине характеризуется повышенным количеством отражений, трассирующих направления погружения фрагментов корового «слоя». При этом глубина коро-мантийного раздела варьирует — от 45 до 50 км.

В интервале 3010–3175 км профиль вновь (после поворота трассы в восточном направлении) пересекает структуры и комплексы пород Липецко-Лосевского пояса. Последние представлены здесь только двумя подразделениями: диорито-гнейсами Донской ассоциации и граносиенитами Павловского комплекса. В этой части разрез коры охарактеризован рисунком отражений, который в принципе подобен разрезу подстилающей «гранит-зеленокаменной» коры. Принятая на разрезе граница протрассирована в соответствии с рисунком от выхода этой границы к поверхности фундамента. В интервале 3150–3300 км картина отражений рисует многочисленные антиформные складки, «набегающие» в западном направлении.

Далее удобно обратиться к анализу сейсмического образа коры в интервале от 3400 до 3580 км. Прежде всего, картина отражений в этом интервале разительно отличается от образа коры в рассмотренном интервале 2700–3150 км. Напомним, что в том интервале умеренная и высокая насыщенность ориентированными отражениями была характерна практически для всей мощности коры. Достаточно выдержанные пакеты отражений прерывались пересекающими их относительно прозрачными областями, занимающими преимущественно субвертикальное положение. Напротив, для интервала 3400–3570 км характерна отчетливая субгоризонтальная (в сечении опорным профилем) расслоенность по уровню «отражательности». В разрезе коры здесь выделяются четыре «слоя»: два относительно прозрачных с ограниченным числом закономерно ориентированных отражений и два других, насыщенных субпараллельными и преимущественно субгоризонтальными отражениями.

Соответственно верхний прозрачный «слой» ограничен подошвой на глубине около 15 км и перекрыт осадочным чехлом, мощность которого в этом интервале достигает 2 км. Сопоставление с картой фундамента позволяет соотносить этот «слой» с комплексом пород воронцовской серии. Расположенный ниже интенсивно отражающий «слой» мощностью около 10 км расположен в интервале глубин от 15 до 25 км. Рисунок редких отражений в пределах верхнего «слоя» позволяет наметить некоторые дополнительные полого секущие направления, которые в немалой степени формируют рельеф поверхности, разделяющей оба рассмотренных слоя. В некоторых случаях полого наклонные отражения пересекают рисунок расслоенности глубже расположенного «слоя» и даже проникают во второй полупрозрачный «слой». Этот глубже расположенный «слой» имеет мощность менее 10 км. Его волнисто изогнутая подошва (она же — кровля нижнего отражающего «слоя») располагается на глубине 32–35 км. Наконец, в нижней части разреза коры расположен «слой», насыщенный многочисленными отражающими площадками протяженностью до 10 км, формирующими типичный сейсмический образ «расслоенной нижней коры». Секущие прозрачные области в этом интервале профиля отсутствуют. Лишь в пределах верхнего «слоя» могут быть выделены небольшие прозрачные линзообразные объемы, протягивающиеся согласно с ориентировкой редких отражений. Подошва нижнего «слоя» (граница кора–мантия) прослеживается очень четко по смене пакетов отражений в нижней коре относительно прозрачной мантийной областью. Горизонтальная поверхность раздела приурочена к глубине 43–45 км. Четкость границы нарушена только в интервале 3460–3470 км, где наблюдаются погружающиеся к западу отражения, переходящие из коры в мантийную область.

В целом, сейсмический образ коры в этом интервале напоминает расслоенную по уровню «отражательности» кору Карельского кратона.

Вернемся к характеристике картины отражений на стыке двух типов глубинного разреза — в интервале примерно от 3150 до 3400 км. Рисунок отражений в этом интервале в полной мере отвечает представлениям о структурах типа «пасть крокодила». Три верхних коровых «слоя» восточного интервала профиля 1-ЕВ воздымаются в западном направлении, надвигаясь на комплекс пород Донской ассоциации. Напомним, что структурный рисунок Донской ассоциации также включает складки, «набегающие» в западном направлении. Верхняя часть коры пересечена наклонными пакетами отражений, вписывающимися в картину общего *надвигания* материала верхней и средней коры *к западу*. Напротив, «расслоенная нижняя кора» восточного интервала *погружается к западу* под пакеты отражений

нижней части разреза «гранит-зеленокаменной» коры — также в согласии с особенностями структурного рисунка вышеописанной области коры. Соответственно, в интервале от 3350 до 3230 км граница коры и мантии погружается с 43 км до глубины 50–52 км и «растворяется» в «коро-мантийной смеси».

Еще один воздымающийся к восточном направлении линзовидный пакет пластинообразных тел, характеризующихся многочисленными короткими субпараллельными отражениями, располагается в нижней части коры в интервале 3100–3400 км. Пластины, образующие этот пакет, однотипны с нижней пластиной, подстилающей на всем интервале «гранит-зеленокаменную» кору. Три нижние пластины, слагающие пакет, на относительно коротком интервале 3130–3200 км последовательно погружаются в мантию. Структурный образ пакета в целом может быть проинтерпретирован в качестве надвиго-поддвигового ансамбля, в разрезе которого одна и та же пластина четырехкратно повторена.

«Расслоенный нижнекоровый слой», отчетливо зафиксирован в интервале 3400–3560 км в пределах глубин от 32–35 до 43–45 км, в интервале 3560–3580 км резко увеличен в мощности в связи с поднятием его кровли до уровня 28–29 км. Мантийная область в рассматриваемом интервале профиля в значительной части от 43 до 75 км по глубине характеризуется довольно многочисленными пакетами наклонных отражений, т.е. в соответствии с принятой нами терминологией, может рассматриваться в качестве «коро-мантийной смеси».

Структурно-геологическая интерпретация, объемная модель глубинного строения. Благодаря тому, что особенности картины отражений успешно сопоставляются с геологической картой поверхности фундамента (см. прил. I-2, VII-2 и VII-3), структурно-геологическая интерпретация (рис. 4.22, см. цв. вкл.) сейсмического разреза в отношении верхней части коры может быть выполнена достаточно уверенно. На разрезе определенно опознаются границы геологических комплексов, известных по данным бурения и интерпретации региональных геофизических материалов. В свою очередь, сопоставление геологической карты с разрезом позволило реально оценить наклоны соответствующих геологических границ, что нашло отражение на прилагаемой геологической карте. Важная для геологической интерпретации плотностная характеристика разреза заимствована из плотностной модели, разработанной В.О. Михайловым и С.А. Тихоцким (ИФЗ РАН) (см. главу 5).

Как показано в предыдущем разделе, нижняя часть коры в интервале 2450–2650 км образована пакетом пластин, погружающихся в южном направлении от уровня верхней коры до коромантийного раздела под углами 7–15° (в сечении опорным профилем 1-ЕВ). Мощность этого пакета с оценкой плотности 2.87 г/см^3 (типичной для гранулитов) достигает 15 км, она устойчиво погружается и достигает уровня коро-мантийной границы в интервале пикетов 2450–2550 км.

Выше по разрезу коры размещена тектоническая пластина, образованная на поверхности высокоплотными и высокомагнитными породами, выделенная нами в качестве Рязанского сутурного пояса (модельная оценка плотности — 2.91 г/см^3). Она пересекается профилем 1-ЕВ в районе пикетов 2200–2300 км и также погружается в южном направлении под углом около 15°, достигая коро-мантийной границы в интервале 2670–2700 км. Мощность этой пластины составляет 15–20 км.

В верхней части разреза пластина Рязанского сутурного пояса, в свою очередь, перекрыта линзообразным телом, выклинивающимся в направлении падения на глубине порядка 15 км, отвечающим Калужскому поясу. Модельная плотность пород этого тела составила 2.73 г/см^3, что указывает на преобладание в его строении гранитоидов и кислых вулканитов — в согласии с данными глубокого бурения.

Преобладающая часть Калужского пояса, в свою очередь, перекрыта породами Тульско-Тамбовского вулкано-плутонического пояса (интервал 2460–2640 км), породы которого вскрыты целым рядом скважин. Сечение этого пояса представляет собой серию частично срезающих друг друга синформных структур с неотчетливой нижней границей, достигающей глубины 18 км. Структурный рисунок этой области коры прерывается серией небольших прозрачных объемов, которые мы рассматриваем в качестве сечений интрузивных тел гранитоидов, преимущественно лейкократовых граносиенитов, широко представленных в пределах этого пояса на поверхности фундамента. Выделенные на разрезе относительно небольшие объемы кислых интрузивных пород и значительная роль основных вулканитов по данным бурения не согласуются с низкой модельной оценкой плотности комплекса в целом — 2.66 г/см^3. По-видимому, эта оценка указывает на возрастание роли гранитоидов (низкоплотных лейкократовых грано-

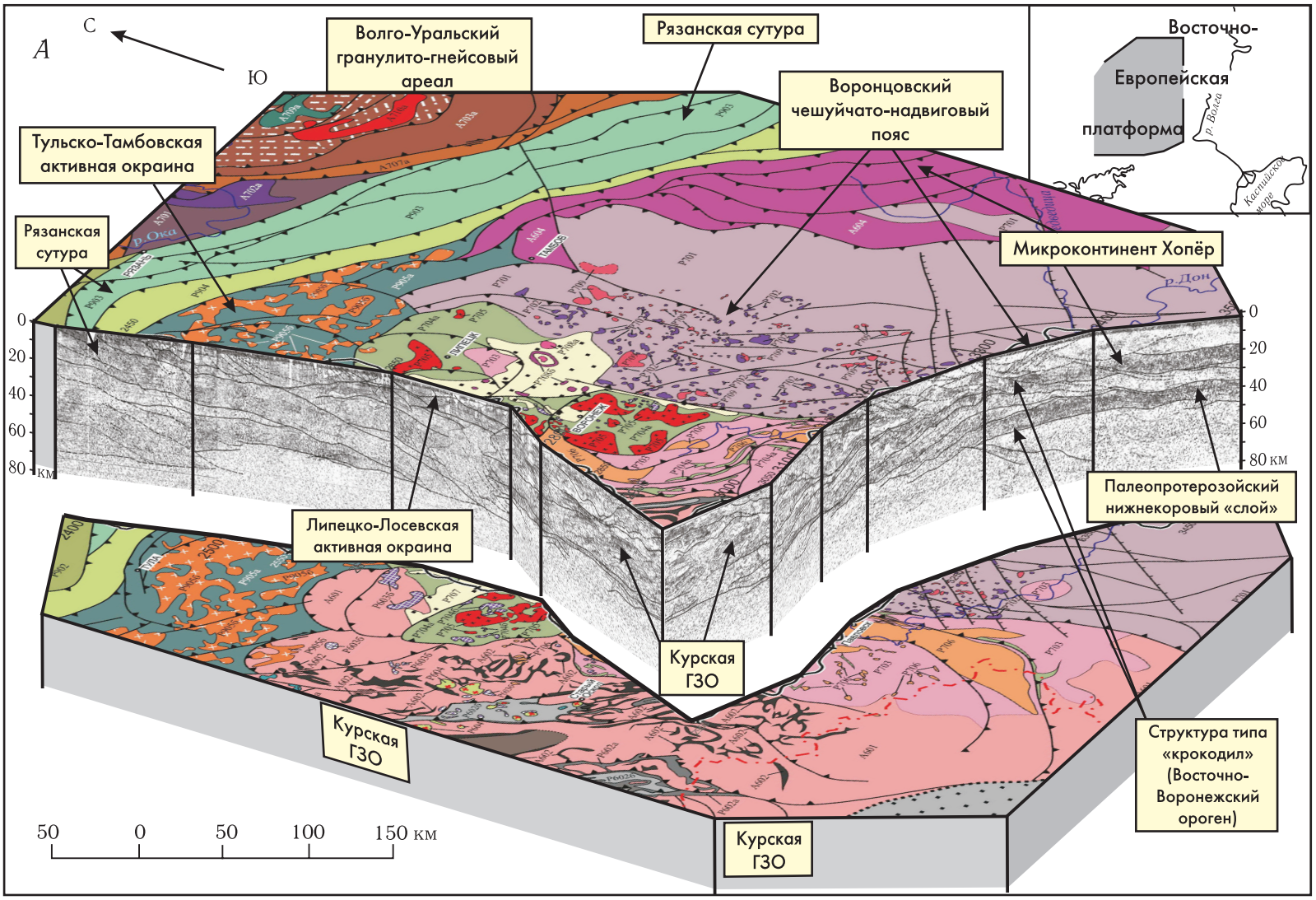


Рис. 4.22. Объемная модель (блок-диаграмма) земной коры в фундаменте Воронежского кристаллического массива Восточно-Европейской платформы. Отмечены наиболее важные структурные подразделения — преимущественно те, которые пересечены сейсмическим профилем

А — соотношения геологических структурно-вещественных комплексов на дневной поверхности и картин сейсмических отражений (сейсмических образов) в сечениях коры вдоль опорного профиля 1-ЕВ (на разрез вынесены границы структурных доменов и разломы); *Б* — геологическая интерпретация сейсмических образов коры, совмещенная с геологической картой.

Условные обозначения см. в прил. I-3

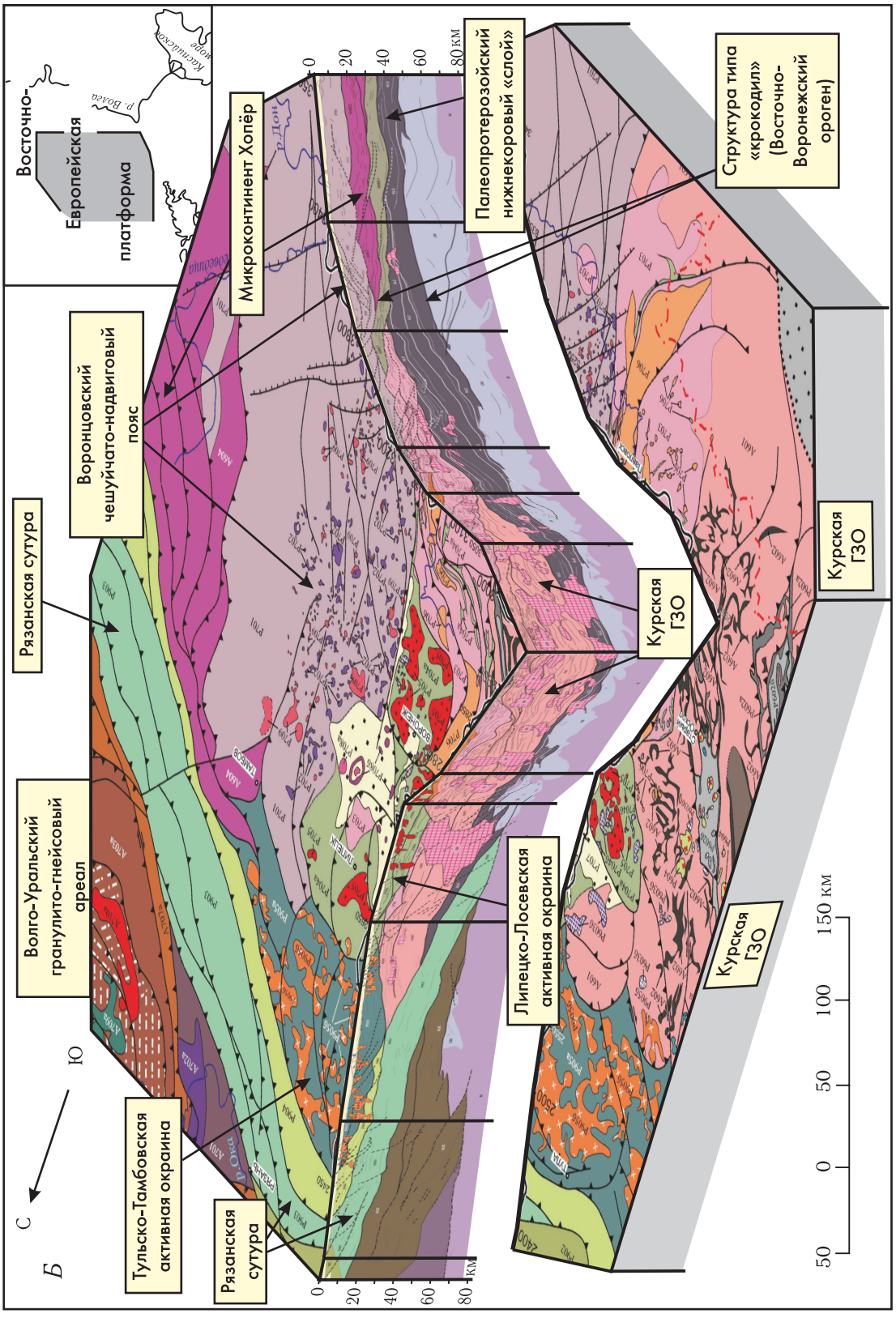


Рис. 4.22. Окончание

сиенитов) с глубиной и на невозможность выделения на сейсмическом разрезе большинства интрузивных тел.

В интервале 2650–2780 км профиль 1-ЕВ пересекает породы Липецко-Лосевского пояса и связанные с ними плагиограниты (трондьемиты) и тоналиты усманского комплекса. Структурный рисунок здесь также указывает на последовательность синформных структур, которые на картине отражений выглядят вполне идентично синформным структурами Тульско-Тамбовского пояса. Они пересекаются небольшими грибообразными прозрачными объемами, которые мы сопоставляем с интрузивами усманского комплекса. (Плотностное моделирование для этого интервала профиля не проводилось).

Следующая составляющая Липецко-Лосевского пояса представлена диорито- и гранодиорито-гнейсами так называемой донской серии, вмещающими пластообразные и частично сущие тела гранитов-граносиенитов павловского комплекса. Модельные плотности диорито-гнейсов и граносиенитов составили 2.70–2.75 г/см^3. Структурный рисунок коры, демонстрируемый картиной сейсмических отражений, указывает на пространственную и структурную связь пород донской серии и павловских гранитоидов. В интервале 3015–3300 км породы этих двух комплексов совместно слагают линзовидный пакет тектонических пластин, надвинутых в западном направлении на подстилающие комплексы Курской гранит-зеленокаменной области. Этот пакет, достигающий максимальной мощности около 30 км, достигает поверхности фундамента в интервале 3015–3175 км и выклинивается в восточном направлении в районе пикета 3300 км на глубине около 18 км. В названном интервале 3100–3200 км профиль 1-ЕВ ориентирован почти вкрест простирания тектонических пластин. При пересечении того же пакета в интервале 2810–2890 км линия профиля, напротив, следует близко к простиранию Липецко-Лосевского пояса. В результате в этом интервале наблюдается косое сечение пакета пластин, имеющее желобообразную форму. Основание пакета достигает здесь глубины около 18 км.

Как отмечено выше, преобладающая по мощности область коры, прослеживаемая в пределах интервала 2550–3100 км, может быть разделена на три части: верхнюю, среднюю и нижнюю. Верхний «слой» мощностью около 20 км вскрыт поверхностью фундамента в интервале 2860–2950 км, где он образован архейскими породами Курского гранит-зеленокаменного комплекса. Характерные для картины отражений куполовидные структурные формы в принципе согласуются с откартированной на поверхности фундамента геологической структурой, образованной незакономерно распределенными гранито-гнейсовыми куполами (обоянская серия) и размещенными в межкупольных синформах осадочно-вулканогенными комплексами зеленокаменных поясов (михайловская серия). Суммирующая модельная плотность этого «слоя» составила 2.77–2.78 г/см^3 в согласии с известным набором пород.

В интервале 2905–2925 км профиль 1-ЕВ пересек Волотовскую структуру, являющуюся юго-восточным продолжением палеопротерозойского Орловско-Тимского железорудного пояса. Прерывающийся рисунок отражений в пределах самой структуры с учетом особенностей строения подстилающего гранит-зеленокаменного комплекса указывает на синформный характер структуры.

Средний «слой» мощностью 10–15 км подобен верхнему в отношении интенсивности и густоты отражений. В этом смысле, его нельзя сопоставить с «традиционным» образом интенсивно отражающей параллельно расслоенной «нижней коры». Сходство картин отражений скорее всего указывает и на сходство геологической природы обоих «слоев». Если это верно, то нижний «слой» также образован породами гранит-зеленокаменного комплекса. Вместе с тем, более спокойный рисунок с полого изгибающимися структурными линиями, в целом параллельными кровле этого «слоя», в определенной степени сближает образ этого «слоя» с образом «гранулитовой нижней коры». Модельная плотность среднего «слоя» оказалась ниже плотности перекрывающих пород и составила 2.70–2.75 г/см^3. Эти значения плотности отвечают породам гранодиорит-тоналитового состава, что не позволяет рассматривать их в качестве гранулитов. Границу между выделенными частями разреза («слоями») коры с определенными допущениями удалось протрассировать. Охарактеризованные выше структурные особенности дают основания рассматривать эту границу в качестве внутрикоровой поверхности срыва (детачмента).

«Гранит-зеленокаменная кора» подстилается относительно маломощным (3–10 км) «слоем», латеральные ограничения которого в принципе совпадают с ограничениями «гранит-зеленокаменной коры». Причиной его специального рассмотрения является пониженная «отражательность» этого слоя. Данные плот-

ностного моделирования указывают на невысокую плотность — 2.76 г/см^3, указывающую на преобладающий гранитоидный состав «слоя». В итоге, можно утверждать, что наблюдаемая картина указывает на принадлежность всех трех последовательно рассмотренных «коровых слоев» Курской гранит-зеленокаменной области.

Наконец, самый нижний слабо отражающий «слой» с повышенной модельной плотностью, 2.85–2.9 г/см^3, может принадлежать малоисследованному Хопёрскому микроконтиненту: этот «слой» протягивается с востока из пределов микроконтинента Хопёр и Воронцовского пояса. Фрагментацию «слоя» в пределах субмеридионального интервала 2750–2900 км можно объяснить латеральной неравномерностью погружения его фрагментов в мантию, которая отчетливо выявлена благодаря следованию профиля параллельно простиранию Восточно-Воронежского орогена.

Четырехслойная кора в интервале 3390–3580 км располагается в пределах Воронцовского аккреционного пояса. Собственно верхний «слой», прослеженный в интервале 3175–3570 км, очевидно, непосредственно принадлежит терригенно-осадочному комплексу пород воронцовской серии с включениями мафит-ультрамафитовых и гранитных интрузивов. Модельная плотность этого комплекса составила 2.78 г/см^3 в соответствии с известным набором и составом пород. Все перечисленные породы вскрыты скважинами как в западной, так и в восточной части интервала. Как было отмечено, этот «слой» достигает максимальной мощности около 15 км в восточной части интервала. Состав трех коровых «слоев», залегающих ниже и не достигающих поверхности фундамента, может быть установлен лишь предположительно, ориентируясь на модельные оценки плотностей. Эти оценки составили: для второго по глубине слоя, насыщенного отражениями, — 2.85 г/см^3; для третьего по глубине, умеренно прозрачного, «слоя» — 2.78 г/см^3; для наиболее нижнего, интенсивно отражающего слоя — 2.8–2.85 г/см^3.

Необходимо отметить, что для этих слоев в модели не были заложены исходные (предполагаемые по геологическим данным) значения плотностей. Результирующие оценки были получены «в автоматическом режиме», учитывающем соотношения наблюденного поля и заданные сейсмическим образом коры конфигурации «слоев». Два слоя, насыщенных отражениями, получили относительно высокие оценки плотности, которые могут отвечать гнейсо-амфиболитовым или мигматизированным амфиболитовым или гранулитовым комплексам. Полученные оценки недостаточны для сопоставления нижнего «слоя» с мафитами океанического типа. Несколько лучше такому предположению мог бы отвечать пакет тектонических пластин, размещенных в нижней части коры в интервале 3100–3400 км, верхняя пластина которого прослежена к северу до пикета 2800 км. Оценка плотности пород этого пакета составила 2.85–2.9 г/см^3. Строго говоря, и эта оценка недостаточно высока. Для более определенного заключения необходимы независимые петрофизические данные, прежде всего, оценки распределения скоростей.

Как было отмечено выше, рисунок отражений в интервале примерно от 3150 до 3400 км отвечает представлениям о структурах типа «пасть крокодила». В рамках предложенной структурно-геологической интерпретации разреза этот структурный образ связан с границей между совмещенными континентами Сарматия (представленной в этой области Курским кратоном) и Хопёр, со сближением и столкновением (коллизией) которых около 2.05 млрд лет назад связано формирование Липецко-Лосевского и Воронцовского поясов. Тектонические структуры названного типа характерны именно для подобных геодинамических ситуаций.

***Воронежская параметрическая скважина* (*ВПС*)** пробурена в районе пикета 3205 км опорного геофизического профиля 1-ЕВ. Цель бурения параметрической скважины состояла в оценке достоверности и повышении эффективности геологической интерпретации данных сейсмопрофилирования. При обсуждении места заложения скважины компетентными специалистами была заявлена и вторая (попутная) цель: придать новый импульс изучению докембрийского фундамента Воронежского кристаллического массива и, в частности, комплекса пород воронцовской серии и размещенных в ее пределах интрузивных тел. При обсуждении места заложения состоялась дискуссия: специалисты, заинтересованные в решении задач, относящихся к главной или дополнительной цели, предлагали разные места заложения скважины.

Специалисты, занятые непосредственной работой по профилю 1-ЕВ, заинтересованные в возможно более полном решении главной задачи, предлагали разместить скважину в поле воронцовской серии — но достаточно близко к западной тектонической границе Воронцовского пояса. Такое размещение скважины позволило бы проверить одно из важнейших достижений

работ в этом районе — вывод о погружении подошвы воронцовской серии в восточном направлении. Этот вывод принципиально меняет предшествующие геологические представления — как собственно о глубинном строении, так и о природе геодинамического процессов в палеопротерозойской истории восточной окраины Сарматии. Подтверждение или опровержение этого вывода контрольным бурением позволило бы скорректировать подходы к геологической интерпретации как этой, так и других тектонических структур, пересеченных опорным профилем 1-ЕВ. При этом необходимость размещения скважины близ западной границы Воронцовского пояса определялось проектной глубиной скважины (3 км) и простыми геометрическими соображениями, опирающимися на намеченный по сейсмическим данным наклон пограничной поверхности.

Специалисты, заинтересованные в изучении воронцовской серии и включенных в ее разрез интрузивных тел, первоначально предлагали разместить скважину в наиболее благоприятном для этой задачи месте, но... на значительном удалении от трассы профиля.

В результате обсуждения была принята «компромиссная» (а фактически — вторая) точка зрения: было принято решение поместить скважину на профиле между пикетами 3200 и 3205 км — в 30 км от «проверяемой» границы, где ее расположение ожидалось приблизительно на глубине 3 км — т.е. на предельной глубине бурения. Фактически это решение означало, что главной задаче параметрического бурения было отдано подчиненное место. В результате бурения эта главная задача оказалась нерешенной: скважина не достигла подошвы воронцовской серии, но при ограниченной точности прогноза и в отсутствие необходимого резерва глубины полученный ответ не является определенным. Расхождение проектного и реального разрезов Воронежской параметрической скважины обусловлено близостью петрофизических свойств интрузивных пород и вмещающих пород воронцовской серии.

Тем не менее, бурение позволило получить интересный с разных точек зрения материал, характеризующий особенности состава и строения воронцовской серии и размещенных в ней интрузивных тел, который в возможно полной мере использован в разделе 3.1 [А.А. Кременецкий и др., 2006 г. (неопубликованные материалы)].

Бурение параметрической скважины сопровождалось отработкой системы взаимно пересекающихся профилей МОГТ, которые позволили осветить особенности строения коры до глубины порядка 6 км. Следует напомнить, что при отработке опорного профиля 1-ЕВ не удалось охарактеризовать внутреннюю структуру воронцовской серии. Эта толща, образованная сложно деформированными тонкопереслаивающимися терригенными осадками, была представлена на картине отражений «серым шумом». Не удавалось обнаружить и залегающие согласно с вмещающими породами субпластовые или линзообразные интрузивные тела.

По существу, первым по глубине объектом в глубинном строении раннедокембрийской коры была граница между воронцовской серией и гранит-зеленокаменным комплексом, корректность выделения которой предполагалось проверить бурением. Отработка системы профилей МОГТ в целом подтвердила ранее установленную закономерность: упомянутая граница и некоторые детали строения окраины Курской гранит-зеленокаменной области были повторно выявлены на сейсмических разрезах. Однако воронцовская серия с вмещаемыми интрузивными телами осталась «немой». Проходка скважины, к сожалению, не открыла новых возможностей для интерпретации разреза в пределах воронцовской серии.

Можно сказать, что результаты бурения Воронежской параметрической скважины были предопределены местом ее заложения.

1. Бурение Воронежской параметрической скважины позволило получить новую, весьма интересную с научной и практической точек зрения информацию, касающуюся состава, строения и возраста воронцовской серии и размещенных в ней интрузивных тел [А.А. Кременецкий и др., 2006 г. (неопубликованные материалы)].

2. Результаты параметрического бурения, касающиеся интерпретации сейсмических образов коры, оказались более чем скромными. Установлено, что возможности интерпретации строения сложно деформированных тонкопереслаивающихся осадочных толщ типа воронцовской серии в принятой для региональных исследований технологии МОГТ — крайне малы (если присутствуют вообще).

3. Реальность глубинного картирования нижней границы воронцовской серии по сейсмическому разрезу осталась неоцененной.

Глава 5
Верификация геологических моделей глубинного строения: сопоставление с плотностными моделями

Как известно и как видно из предыдущего изложения, геологическая интерпретация волнового поля МОВ-ОГТ представляет собой сложную задачу, решение которой, даже с использованием дополнительной геологической информации, принципиально неоднозначно. При интерпретации геолог в значительной степени вынужден опираться на свои субъективные представления об общих закономерностях эволюции коры и соответствующих особенностях глубинного строения. Одним из способов проверки правильности выполненных построений является условие согласования полученной модели с аномальными геофизическими полями, в первую очередь — гравитационным.

Гравитационное-плотностное моделирование было выполнено для двух значительных по протяженности отрезков в центральной (Среднерусской) и южной (Воронежской) частях опорного профиля 1-ЕВ (см. ниже рис. 5.3 и 5.4). Кроме того, были получены оценки плотности некоторых геологических объектов для Кольско-Карельского интервала профиля.

Эти модели позволили в ряде случаев значительно скорректировать первоначальные модельные представления — главным образом, в части реконструкции состава пород глубинных уровней коры и, в меньшей степени, — в расчленении коры и трассировании границ структурно-вещественных комплексов. Ниже приведена характеристика главных методических особенностей моделирования и подробно рассмотрены результаты моделирования для центральной (Среднерусской) части профиля — в пределах фундамента Московской синеклизы. Результаты моделирования второго (Воронежского) участка представлены в графическом виде, необходимые текстовые ссылки на использование результатов моделирования читатель найдет в главе 4.

5.1. Интерпретация аномального поля силы тяжести вдоль опорного профиля 1-ЕВ: теоретические и методические аспекты

Под согласованием геологической модели с аномальным полем силы тяжести следует понимать совпадение (с обоснованной степенью точности) вычисленного гравитационного поля модели с полем наблюдённым, при приемлемых, с петрофизической точки зрения, значениях плотностей структурно-вещественных комплексов (СВК), выделенных геологом-интепретатором. При этом естественно считать, что в пределах одного и того же комплекса плотность (на постоянной глубине) не испытывает значительных вариаций.

На практике процедура верификации геологических моделей строения литосферы вдоль геотраверса означает решение линейной обратной задачи гравиметрии при условии постоянной избыточной плотности в пределах каждого СВК и дополнительных ограничениях на значения плотностей. Для обеспечения адекватности сопоставляемых наблюдённого и модельного

полей необходимо, во-первых, чтобы из аномального поля было предварительно исключено влияние тех неоднородностей, которые не входят в верифицируемую модель литосферы: вышележащих масс осадочного чехла, удаленных литосферных масс (включая массы топографии и изостатической компенсации) и аномальных масс, залегающих ниже подошвы модели. Иначе говоря, требуется выполнить предварительное «геологическое редуцирование» поля, что составляет суть первого этапа интерпретации аномалий силы тяжести.

На втором этапе выполняется собственно решение обратной задачи гравиметрии, т.е. определение плотностей комплексов. Поскольку линия современных геотраверсов, отрабатываемых по технологии МОГТ, далека от прямой и, что наиболее важно, большинство аномалий имеют изометричную форму и зачастую секутся линией профиля вдоль (а не вкрест) изолиний, решение обратной задачи в двумерной постановке ведет к значительным погрешностям. Поэтому нами была специально разработана методика 2.5-мерной (2.5D) интерпретации аномалий силы тяжести, позволяющая учитывать при вычислениях реальную геометрию профиля и значительно уменьшающая погрешности аппроксимации, сравнительно с двумерным моделированием.

Первый этап: предварительное геологическое редуцирование аномального поля. Как известно, аномалии силы тяжести являются интегральным эффектом всех плотностных неоднородностей Земли. Достаточно медленное убывание амплитуды аномалий с расстоянием до источника, с одной стороны, делает интерпретацию аномалий силы тяжести эффективным инструментом изучения глубинной структуры, а с другой стороны — приводит к тому, что даже удаленные на значительное расстояние крупные плотностные неоднородности (такие, как массы пород рельефа, изостатические компенсационные массы, крупные осадочные бассейны) создают заметные фоновые поля, способные исказить результаты интерпретации, ведущейся в терминах только лишь локального строения.

Наиболее сложную задачу представляет изучение структур регионального масштаба (с характерным размером сотни — тысячи километров), поскольку в этом случае нельзя выделить фоновые поля посредством формальной фильтрации (осреднения, аппроксимации гладкими функциями и т.д.): аномалии соответствующих длин волн могут иметь источники как вне изучаемого объема, т.е. действительно являться фоновыми полями, так и внутри объема и быть связанными с достаточно протяженными аномалиями плотности. Поэтому, при изучении строения региональных структур необходимо всегда придерживаться принципа исключения известного (термин В.Н. Страхова): прежде чем переходить к решению обратной задачи относительно плотности изучаемого объема геологической среды (верифицируемой модели), необходимо исключить из наблюдаемых аномалий влияние плотностных неоднородностей, известных из априорной информации. Эта процедура называется редуцированием аномалий силы тяжести. Выбор конкретной редукции зависит от имеющейся информации и специфики решаемой задачи.

Хорошо известно [Артемьев, 1975, 1979; Страхов, 1992; и др.], что редуцирование аномалий силы тяжести должно выполняться с использованием трехмерных данных и на основе решения прямой задачи гравиразведки, учитывающей сферичность Земли. Эффективный алгоритм решения такой задачи приведен в работе В.Н. Страхова и др. [1989]. При расчете поправок за массы топографии и изостатической компенсации необходимо вести расчет по всей поверхности Земли, используя осредненные данные. Более сложная задача — вычисление поправок за влияние масс осадочного чехла в непосредственной близости от точек расчета (линии геотраверса). Для этого необходимо построить региональную плотностную модель, что составляет часть задачи первого этапа интерпретации.

Рассмотрим здесь основные этапы редуцирования аномалий силы тяжести.

Исходным материалом обычно являются осредненные (до масштаба 1:1 000 000 и мельче) аномалии в редукции Буге, в значения которых, согласно инструкции по гравиразведке, уже введена поправка за топографические массы, расположенные на расстоянии $R < 222.6$ км от точки наблюдения. Для целей региональной интерпретации разумно расширить радиус ближней зоны до 5°, для чего дополнительно вводится поправка за влияние топографических масс, расположенных на расстоянии 222.6 км $< R <$ < 556.5 км.

Как неоднократно указывал М.Е. Артемьев [1968, 1975, 1979], при региональных гравиметрических исследованиях необходимо исключать из наблюдённого поля влияние масс топографии и компенсации в дальней зоне. Эти массы

могут создавать высокоамплитудную длиннопериодную помеху, способную исказить результаты интерпретации. В то же время, удаленность этих масс позволяет не принимать во внимание детали их строения и схемы изостатической компенсации.

При вычислении поправок за топографо-изостатические массы в дальней зоне расчеты ведутся раздельно в зоне 1113.0 км > $R \geq$ 556.5 км (средняя зона), где радиус осреднения данных принимается равным 1°×1° и зоне $R \geq$ 1113.0 км (дальняя зона), где данные усредняются по сетке 2°×2°. Вначале вычисляется влияние масс рельефа и водных масс морей и океанов; затем — влияние ундуляций глубины поверхности Мохоровичича. Для этого в средней зоне естественно использовать региональные карты глубин Мохо, составленные с использованием всего объема региональных сейсмических исследований [Geothermal Atlas..., 1992; Белоусов, Павленкова, 1993; Костюченко и др., 2000]. В дальней зоне достаточно использовать осредненные по площадкам 2°×2° значения, обобщенные в общепланетарной модели строения земной коры CRUST2 [Laske et al., 2000]. В ряде случаев колебания глубины поверхности Мохоровичича практически полностью компенсируют нагрузку, создаваемую топографическими массами (схема компенсации по Эри). Однако, как правило, это не так. В последнем случае предполагается, что недостающие компенсирующие массы связаны с аномалиями плотности литосферной части мантии; величина этих аномалий вычисляется из условия локальной изостатической компенсации в каждой ячейке сетки, рассчитывается соответствующая поправка в аномалии силы тяжести.

Путем вычитания из аномалий в неполной топографической редукции влияния топографо-изостатических масс дальних зон получают аномалии Гленни. Эти аномалии отражают строение литосферы в районе исследований (ближней зоне $R <$ 556.5 км), однако глубинное строение в значительной степени маскируется влиянием масс осадочного чехла и полем подлитосферных источников.

Источником ошибок при интерпретации могут стать аномалии силы тяжести, создаваемые аномалиями плотности, залегающими ниже литосферного слоя. Их характерный размер и амплитуды вполне могут быть сопоставимы с размерами и амплитудами аномалий, ожидаемыми от региональных неоднородностей в коре и литосферной мантии.

Для исключения влияния этих неоднородностей может быть использована методика разделения гравитационного поля на составляющие [Tikhotsky, 2003]. Для разделения необходимо использовать изостатические аномалии силы тяжести (см., например: [Kaban et al., 1999]). Технология разделения сочетает метод оптимальной фильтрации по Колмогорову-Винеру и метод истокообразных аппроксимаций. При этом для аппроксимации аномалии от литосферных источников используется набор вертикальных гравитационных диполей, что отвечает представлениям об изостатической компенсации крупномасштабных плотностных неоднородностей. Для аппроксимации поля подлитосферных источников используется набор точечных масс. Глубины залегания источников определяются на основании корреляционного анализа аномального поля. Исключая влияние подлитосферных неоднородностей, получают локальные аномалии Гленни.

Наблюдаемые аномалии силы тяжести платформенных областей являются результатом сложной интерференции влияний аномальных масс консолидированной коры и осадочного чехла. Поэтому прежде чем приступать к моделированию консолидированной коры, необходимо исключить из наблюдённого поля влияние масс осадочного чехла. В пределах Восточно-Европейской платформы осадочный чехол естественным образом разделяется на два комплекса: плитный чехол венд-фанерозойского возраста и рифейские отложения, выполняющие грабены.

Для моделирования влияния плитного чехла был обобщен материал по результатам измерений плотности в скважинах на обширной территории Московского бассейна и смежных впадин. При моделировании плотности осадочного чехла использовались специальная методика и программное обеспечение, позволяющее адекватно имеющимся данным и выбранному масштабу моделировать изменчивость плотности осадков как по латерали, так и по глубине. Гравитационные аномалии вычислялись раздельно для следующих слоев.

1. Осадки, слагающие рельеф. Аномальная плотность принималась равной разности действительной плотности осадков и плотности 2.67 г/см^3, принимаемой при вычислении поправок за топографию.

2. Осадки, слагающие слои на абсолютных глубинах 0–1 км, 1–2 км и 2-километровую поверхность кристаллического фундамента. Ано-

мальная плотность принималась равной разности средней плотности осадков и средней нормальной плотности коры [Картвелишвили, 1982] в указанном интервале.

Достоверных площадных схем развития отложений рифейского возраста, выполняющих грабены в пределах Восточно-Европейской платформы, к настоящему моменту не существует. Одновременно наблюдается очень хорошая корреляция локальных минимумов аномалий, исправленных за влияние плитного чехла, с положением грабенообразных впадин, обнаруженных на профиле 1-ЕВ. Естественно предположить, что именно отрицательные избыточные массы отложений рифея определяют эти аномалии. Плотность же рифейских отложений, представленных рыхлыми песками и другими терригенными отложениями с обилием грубообломочного материала, а также пористыми туфами, может быть ниже средней плотности осадков венд-фанерозойского возраста (2.5 г/см^3). По данным В.А. Цыганова (устное сообщение, 2001 г.), плотность пород этого комплекса может достигать 2.35 г/см^3.

Поэтому поправки за влияние рифейских отложений вычислялись в 2.5-мерном варианте, на основе информации, полученной в результате исследований на геотраверсе 1-ЕВ. На рис. 5.1 сопоставлены аномалии Гленни, дополнительно исправленные за влияние плитного чехла, и модельный эффект рифейских отложений для участка геотраверса 1-ЕВ в пределах Среднерусского сектора Восточно-Европейской платформы. Плотность рифея во всех грабенах принималась равной 2.35 г/см^3. Видно, что плановое положение аномалий практически точно соответствует положению локальных минимумов аномалий в «геологической редукции», однако амплитуда модельных эффектов во многих случаях меньше, что говорит о наличии под некоторыми грабенами разуплотненных зон кристаллической коры.

После вычитания влияния отложений плитного и рифейского осадочного чехла из локальных аномалий Гленни получают аномалии в «геологической редукции». Они свободны от влияния всех плотностных неоднородностей, известных из априорной геолого-геофизической информации, и наиболее точно отражают строение литосферы вдоль геотраверса 1-ЕВ. Поэтому именно эти аномалии далее использовались для решения обратной задачи и построения плотностной модели.

Второй этап: 2.5-мерное моделирование. Как было указано выше, при изучении структур регионального масштаба, только объемное (трехмерное) моделирование, учитывающее реальное положение структур в плане и сферичность Земли, является полностью адекватным способом описания земной коры. Однако на практике этому требованию можно удовлетворить только при создании весьма обобщенных моделей. Для построения детальных трехмерных моделей среды, как правило, недостаточно априорной ин-



Рис. 5.1. Сопоставление влияния рифейских отложений, выполняющих грабены в пределах Среднерусского сектора Восточно-Европейской платформы, с аномалиями силы тяжести

формации. Именно такая ситуация имеет место при изучении структур Восточно-Европейской платформы: здесь имеется лишь незначительное количество профилей ГСЗ, характеризующих строение консолидированной коры. Геотраверс 1-ЕВ является первым профилем, выполненным в этом районе по методике МОГТ, для которого получен разрез на всю мощность коры. Поэтому построение детальной объемной модели, к сожалению, невозможно.

В условиях, когда построение объемной модели невозможно, обычно используют методы двумерного моделирования. При этом линию профиля считают прямой, все структуры — простирающимися вкрест простирания профиля и бесконечными по протяженности в этом направлении. Степень адекватности такого подхода зависит от следующих основных факторов: действительного положения моделируемых структур по отношению к линии простирания профиля и их протяженности и от близости линии профиля к прямой.

По этим параметрам действительная ситуация вдоль геотраверса 1-ЕВ далека от двумерной. Профиль проходит во многих местах вдоль изолиний поля, идет вдоль осей вытянутых аномалий. Поперечные размеры структур, пересекаемых профилем, в большинстве своем не превышают 100–150 км. Еще хуже дело обстоит с линейностью профиля: его линия, следуя за дорожной сетью, изобилует многочисленными изгибами.

Для преодоления указанных сложностей была разработана методика и программное обеспечение для 2.5-мерной интерпретации, которая является компромиссным решением, позволяющим построить детальную плотностную модель вдоль геотраверса при минимальных искажениях. В рамках этой методики аппроксимация аномалий силы тяжести вдоль линии профиля осуществляется полем системы призматических тел конечной протяженности L, вытянутых вкрест линии профиля. Протяженность объектов выбирается исходя из оценки характерного размера реальных геологических структур, пересекаемых профилем. Для геотраверса 1-ЕВ протяженность аппроксимирующих объектов принималась равной 100 км.

Как указано выше, решение обратной задачи гравиметрии направлено на определение постоянной в пределах каждого литосферного комплекса плотности. Такая обратная задача относится к классу линейных некорректно поставленных обратных задач. Ее решение ведется с использованием методов регуляризации.

При решении обратной задачи в 2.5-мерной постановке, аномалии силы тяжести аппроксимируются полем совокупности призм, сечение которых повторяет контуры структурных комплексов земной коры, а их протяженность вкрест профиля ограничена (для геотраверса 1-ЕВ протяженность призм была выбрана равной L = 100 км). Практически эффект каждой из призм рассчитывается как сумма эффектов элементарных ячеек — прямоугольных призм, что позволяет сделать положение модельного объекта всюду перпендикулярным к линии профиля, в том числе, если моделируемый структурный комплекс приходится на излом линии профиля. Размер элементарной прямоугольной призмы выбирается исходя из детальности моделируемого разреза. При моделировании консолидированной коры вдоль геотраверса 1-ЕВ размер призмы был принят равным 5 км по горизонтали и 1.5 км по вертикали.

Обычно решение обратной задачи представляется в терминах избыточных плотностей. Если нормальная плотность предполагается постоянной, то такой подход не вызывает затруднений, однако при моделировании региональных структур, когда нормальная плотностная модель [Картвелишвили, 1982] содержит зависимость нормальной плотности от глубины, возникают сложности с последующей интерпретацией избыточных плотностей и с заданием начальной модели. Например, комплекс с постоянной плотностью 2.80 г/см^3, протягивающийся от поверхности к подошве коры, будет иметь избыточную плотность порядка 0.1 г/см^3 в верхней части коры, нулевую избыточную плотность — в средней коре, и избыточную плотность порядка +0.1 г/см^3 — в низах коры. Более естественно и при задании начальной модели и при интерпретации результатов иметь дело с действительными, а не с избыточными значениями плотностей. В связи с этим, в нашей методике решение обратной задачи ведется в терминах абсолютных значений плотности.

Для проведения такой интерпретации необходимо предварительно добавить к аномалиям силы тяжести модельное поле, рассчитываемое от распределения плотности в нормальной плотностной модели. Эффекты аномалий плотности осадочного чехла уже исключены из используемых при решении обратной задачи аномалий в геологической редукции, а подбор

осуществляется только объектами, расположенными в консолидированной коре. Поэтому при расчете поля нормальной модели ее верхняя кромка совпадает с кровлей кристаллического основания. Очевидно, что расчет поля нормальной модели должен выполняться с использованием того же 2.5-мерного приближения, при тех же значениях горизонтальной протяженности объектов и размеров элементарных аппроксимирующих ячеек (прямоугольных призм), которые затем используются при решении обратной задачи.

В ряде случаев единые в геологическом смысле комплексы могут быть представлены в сечении профиля набором различных (не соединяющихся друг с другом) объектов. Это происходит, например, если ломаная линия профиля несколько раз пересекает единый структурный комплекс или если различные объекты соответствуют хотя и пространственно разделенным, но генетически единым комплексам, например, интрузиям одного возраста. Естественно, что при решении обратной задачи такие объекты объединяются в единый комплекс (группу объектов), для которого ищется общее значение плотности.

В данной постановке решение линейной обратной задачи гравиметрии сводится к минимизации следующего функционала:

$$\Phi(\rho) = \sum_{i=1}^{n}\left[\Delta g_i - \sum_{j=1}^{m} f_{ij}\rho_j\right] + \alpha\sum_{j=1}^{m} c_j^{-1}[\rho_j - \rho_j^0]^2, \quad (5.1)$$

где n — число точек, где заданы аномалии силы тяжести; m — число литосферных комплексов; $\boldsymbol{\rho} = (\rho_1, ..., \rho_m)$ — вектор искомых плотностей комплексов; Δg_i — значения аномалий силы тяжести; f_{ij} — функции влияния комплекса j на точку i (притяжение, создаваемое комплексом с условной единичной плотностью); ρ_j^0 — плотности комплексов в начальной модели; α — параметр регуляризации; c_j — весовые коэффициенты, определяющие степень доверия к каждому значению плотности в начальной модели.

Начальная модель плотности $\boldsymbol{\rho} = (\rho_1, ..., \rho_m)$ задается исходя из геологических представлений о составе выделенных в модели литосферных комплексов, соответствующие весовые коэффициенты c_j — на основе оценки достоверности этих представлений.

Нахождение минимума функционала (5.1) эквивалентно решению системы линейных уравнений:

$$(\mathbf{F}^T\mathbf{F} + \alpha\mathbf{C}^{-1}\mathbf{E})\boldsymbol{\rho} = \mathbf{F}^T\boldsymbol{\rho} + \alpha\boldsymbol{\rho}^0, \quad (5.2)$$

где $\mathbf{F} = \{f_{ij}\}$ — матрица оператора решения прямой задачи, элементами которой являются функции влияния f_{ij}, $\boldsymbol{\rho} = (\rho_1, ..., \rho_m)$ — вектор плотностей начальной модели; $\mathbf{C} = diag\{c_j\}$ — диагональная матрица весовых коэффициентов c_j; $\mathbf{E} = diag\{1\}$ — единичная матрица. Решение системы (5.2) ведется методом SVD [Голуб, Ван Лоун, 1999].

Очевидным образом, получаемое решение зависит от величины параметра регуляризации α. Будем обозначать решение системы (5.2), соответствующее определенному параметру регуляризации α (псевдорешение), через $\rho^\alpha = (\rho_1^\alpha, ..., \rho_m^\alpha)$. При больших значениях параметра это решение оказывается близким к начальной модели $\boldsymbol{\rho}^0$, качество подбора аномального поля при этом может быть невысоким. Уменьшая значения α, получают лучшее качество аппроксимации за счет большего удаления решения от начальной модели. Качество аппроксимации естественно характеризовать невязкой:

$$\eta(\alpha) = \left\|\mathbf{F}\rho^\alpha - \Delta\mathbf{g}\right\|_{L_2} = \sqrt{\sum_{i=1}^{n}\left[\Delta g_i - \sum_{j=1}^{m}\rho_j^\alpha f_{ij}\right]^2}. \quad (5.3)$$

Для определения оптимального значения параметра α используют так называемое правило невязки [Тихонов, Арсенин, 1974]: выбирается то значение α, для которого невязка оказывается равна погрешности исходных данных δ: $\eta(\alpha) = \delta$. Практически, организуют итерационный процесс с последовательно уменьшающимися значениями α_k, $k = 1, ..., K_{max}$, невязка при этом также последовательно уменьшается. На каждой итерации находят решение $\boldsymbol{\rho}^{\alpha_k}$ и за решение обратной задачи принимают то, при котором впервые $\eta(\alpha_k) \le \delta$.

Если полученные в результате решения обратной задачи значения плотностей структурно-вещественных комплексов $\boldsymbol{\rho} = (\rho_1, ..., \rho_m)$ не противоречат доступной геологической информации, а модельное поле аппроксимирует аномалии в геологической редукции с требуемой точностью, то принимается решение о том, что геологическая модель, полученная в результате интерпретации сейсмических данных, не противоречит данным об аномалиях силы тяжести. Плотности $\boldsymbol{\rho} = (\rho_1, ..., \rho_m)$ в этом случае формируют плотностную модель литосферы. В противном случае принимается решение о том, что геологическая модель нуждается в корректировке.

5.2. Верификация геологической модели глубинного строения Среднерусского сектора Восточно-Европейской платформы: сопоставление с аномальным гравитационным полем и построение плотностной модели среды

Как показано в предыдущем разделе, при 2.5-мерной интерпретации положение аппроксимирующих тел в плане можно сделать всюду перпендикулярным профилю, минимизировав, таким образом, погрешности, связанные с изломами линии профиля. Однако для геотраверса 1-ЕВ, линия которого повторяет многочисленные изгибы дорожной сети, бессмысленно пытаться строить аппроксимацию, во всех деталях следующую линии профиля. Для этого пришлось бы использовать очень малый (порядка 100–500 м) горизонтальный размер аппроксимирующего блока, что не отвечает принятому масштабу исследований, который определяется детальностью данных об аномальном поле и характерным размером блоков земной коры, выделяемых на геотраверсе 1-ЕВ. Поэтому при интерпретации аномалий силы тяжести использовалась спрямленная (ломаная) линия профиля, проходящая таким образом, чтобы в целом соответствовать генеральному направлению основных сегментов профиля 1-ЕВ, но содержать минимальное число изломов. Все особенности структуры земной коры, выделяемые по результатам интерпретации сейсмического разреза, переносятся на линию спрямленного профиля путем ортогонального проектирования на ближайший сегмент. На рис. 5.2 приведены схема положения геотраверса 1-ЕВ и спрямленного профиля в пределах Среднерусского сектора, показаны отметки пикетов геотраверса и спрямленного профиля.

Верифицируемая геологическая модель содержит 23 структурно-вещественных комплекса (СВК), описание которых приведено в табл. 5.1, комплексы идентифицированы номерами, обозначенными на рис. 5.3, см. цв. вкл.

В результате решения обратной задачи гравиметрии в целом удалось достичь удовлетворительного соответствия аномалий силы тяжести и расчетного поля модели. Таким образом, предлагаемое в геологической модели разбиение литосферы на структурно-вещественные комплексы не противоречит данным об аномалиях силы тяжести.

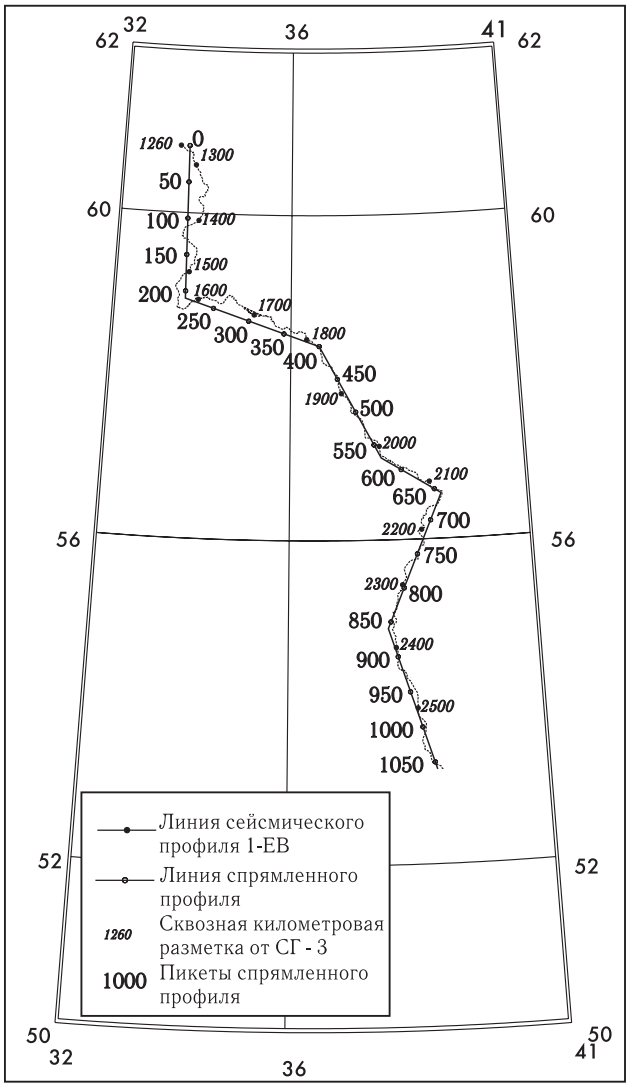


Рис. 5.2. Схема расположения спрямленного профиля, по отношению к геотраверсу 1-ЕВ

Интересно сравнить полученную плотностную модель литосферы (см. рис. 5.3) с априорной моделью и проанализировать совпадения и расхождения. Как видно из табл. 5.1, для многих комплексов, в первую очередь — относящихся к северной части профиля, полученные значения плотностей близки к тем, которые задавались в априорной модели, что подтверждает правильность выдвинутых предположений о составе пород, слагающих эти комплексы. Однако для некоторых комплексов плотности, полученные в результате решения обратной задачи, сущест-

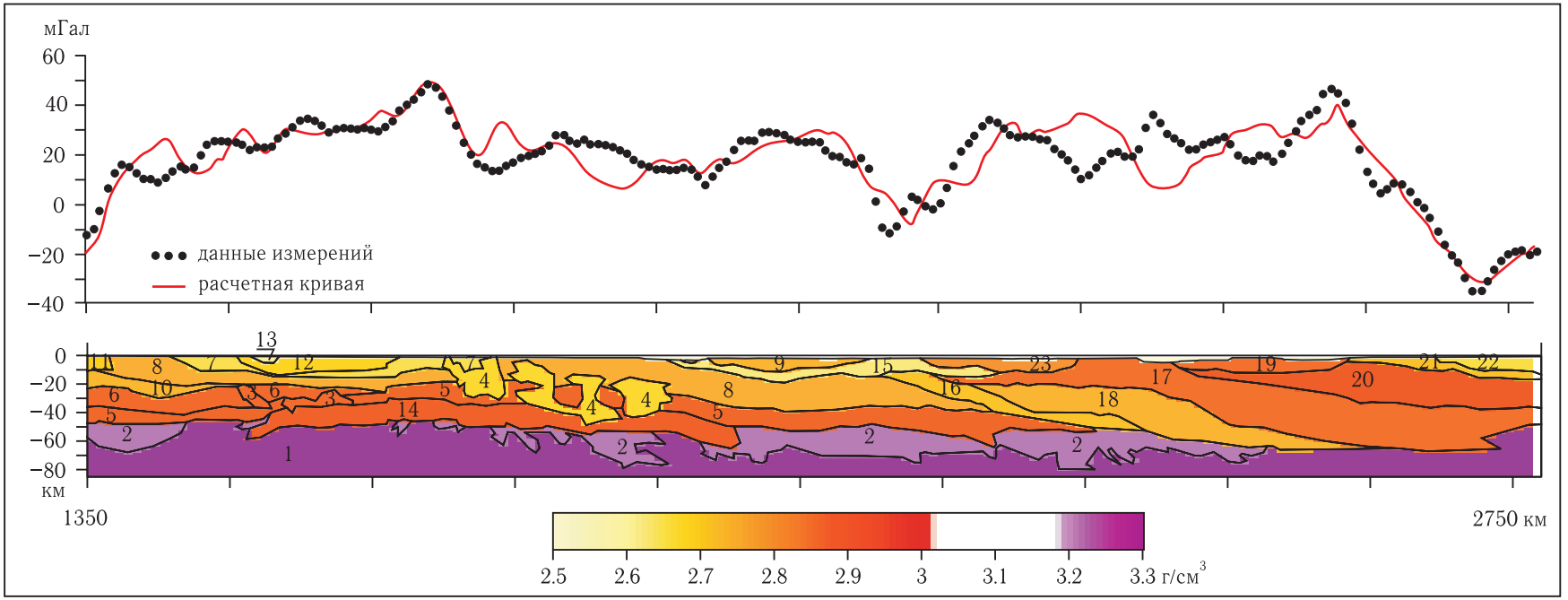


Рис. 5.3. Плотностная модель глубинного строения литосферы вдоль геотраверса 1-ЕВ в пределах Среднерусского сектора (1350–2750 км по профилю 1-ЕВ)

Цифры на профиле — номера структурно-вещественных комплексов в табл. 5.1

Таблица 5.1. Петро-плотностные характеристики СВК, принятые в начальной модели и полученные по результатам моделирования (см. рис. 5.3)

Номер СВК (см. рис. 5.3)	Структурно-вещественные комплексы	Плотность, г/см^3	
		начальной модели (ρ_0)	полученная по результатам решения обратной задачи
1	Гомогенная, акустически прозрачная мантия	3.35	3.30
2	Неравномерно отражающая мантия (коромантийная смесь)	3.25	3.23
3	Глубинный интрузивный комплекс, предположительно габброидного состава	2.85	2.88
4	Глубинный интрузивный комплекс, предположительно гранитоидного состава	2.675	2.67
5	Нижнекоровый(?), интенсивно отражающий комплекс	2.95	2.89
6	Нижнекоровый(?), интенсивно отражающий комплекс	2.90	2.88
7	Палеопротерозойский гранулито-гнейсовый комплекс, образованный преимущественно основными гранулитами, выведенными к поверхности в составе Старая Русса — Южно-Финляндского покровно-надвигового пояса	2.85	2.65
8	Архейский гранито-гнейсовый комплекс Водлозерского микроконтинента	2.75	2.76
9	Палеопротерозойский гранулито-гнейсовый комплекс, образованный преимущественно кислыми гранулитами (метапелитами)	2.775	2.75
10	Архейский гранито-гнейсовый комплекс Водлозерского микроконтинента	2.75	2.75
11	Граниты-рапакиви	2.65	2.70
12	Палеопротерозойский гранулито-гнейсовый комплекс, образованный кислыми и основными гранулитами, выведенными к поверхности в составе Старая Русса — Южно-Финляндского покровно-надвигового пояса	2.775	2.67
13	Палеопротерозойский гранулито-гнейсовый комплекс, образованный кислыми гранулитами (метапелитами), выведенными к поверхности в составе Старая Русса — Южно-Финляндского покровно-надвигового пояса	2.775	2.60
14	Нижнекоровый(?), умеренно отражающий комплекс	2.95	2.91
15	Неоархейский гранито-гнейсовый и гранит-мигматитовый комплексы	2.65	2.63
16	Палеопротерозойский преимущественно мафитовый осадочно-вулканогенный комплекс (Тотьминская сутурная зона)	2.85	2.72
17	Архейский гранулито-гнейсовый комплекс Волго-Уральского кратона, образованный кислыми гранулитами (метапелитами) и основными гранулитами	2.75	2.87
18	Гнейсо-гранулитовый(?) комплекс в средней-нижней коре	2.85	2.75
19	Поздне-палеопротерозойский вулкано-плутонический комплекс (Серпуховский пояс)	2.75	2.87
20	Палеопротерозойский преимущественно мафит-ультрамафитовый осадочно-вулканогенный комплекс (Рязанская сутурная зона)	2.85	2.91
21	Поздне-палеопротерозойские осадочно-вулканогенный и вулкано-плутонический комплексы (Калужский пояс)	2.80	2.73
22	Поздне-палеопротерозойские осадочно-вулканогенный (мафитовый) и плутонический (гранитоидный) комплексы (Тульско-Тамбовский пояс)	2.76	2.66
23	Палеопротерозойский гранулито-гнейсовый комплекс Галичского покровно-надвигового пояса, образованный кислыми гранулитами (метапелитами)	2.775	2.77

венно отличаются от начальных, что предполагает корректировку первоначальной (исходной) геологической модели.

Для комплекса 7, который трактуется как «Палеопротерозойский гранулито-гнейсовый комплекс, образованный преимущественно основными гранулитами, выведенными к поверхности в составе Старая Русса — Южно-Финляндского покровно-надвигового пояса», при ожидаемой плотности 2.85 г/см^3 получено значение 2.65 г/см^3, что говорит о том, что в этом комплексе оценка участия кислых гранулитов и, вероятно, мигматитов, в первоначальной модели была занижена.

Аналогичная ситуация наблюдается и для смежного комплекса 12 («Палеопротерозойский гранулито-гнейсовый комплекс, образованный кислыми и основными гранулитами, выведенными к поверхности в составе Старая Русса — Южно-Финляндского покровно-надвигового пояса»). При ожидаемой плотности 2.78 г/см^3, получено значение 2.67 г/см^3, что опять-таки говорит о большем содержании пород кислого состава. Что касается комплекса 13 «Палеопротерозойский гранулито-гнейсовый комплекс, образованный кислыми гранулитами (метапелитами), выведенными к поверхности в составе Старая Русса — Южно-Финляндского покровно-надвигового пояса», то полученная для него аномально низкая плотность 2.60 г/см^3 может быть следствием неустойчивости, связанной с чрезвычайно малой площадью сечения комплекса в плоскости профиля. Однако гипотеза о кислом составе слагающих пород подтверждается. Следует заметить, что эта часть территории не была охвачена картой распределения эффективных оценок плотности (см. прил. IV-4), поэтому оценка предполагаемой плотности пород опиралась только на крайне ограниченную информацию по керну единичных скважин.

Максимальные отличия результатов решения обратной задачи от априорной модели наблюдаются для южной части профиля. Так, для комплекса 16, трактуемого как Палеопротерозойский преимущественно мафитовый осадочно-вулканогенный комплекс (Тотьминская сутурная зона), при ожидаемой плотности 2.85 г/см^3 получена плотность 2.72 г/см^3, что поставило под сомнение мафитовый состав этого комплекса, слагающего Тотьминскую сутурную зону. Полученная оценка потребовала соответствующей корректировки геологических представлений, что и было сделано (см. раздел 3.3.2.1).

Для комплекса 17 «Архейский гранулито-гнейсовый комплекс Волго-Уральского кратона, образованный кислыми гранулитами (метапелитами) и основными гранулитами» наблюдается обратное взаимоотношение. При ожидаемой плотности 2.75 г/см^3 здесь получено решение 2.87 г/см^3, что указывает на преимущественно основной состав пород и высокую степень их метаморфизма. После получения этой оценки, соответствующий фрагмент геологического разреза был доработан и, в частности, стало понятно, что значительная область коры, которая, как казалось, представляет собой погружение Московского пояса в южном направлении, более вероятно представляет собой краевую область гранулитовой коры Волго-Уральского кратона. Эта версия и представлена в окончательном варианте геологического разреза по профилю 1-ЕВ (см. прил. VI-3) и в объемной модели фундамента Московской синеклизы (см. рис. 4.21, *Б*).

Для комплекса 18, не достигающего поверхности фундамента, который, по первоначальной версии был отнесен к типу «Нижнекоровые гранулиты» получено решение 2.75 г/см^3 (при ожидавшейся плотности 2.85 г/см^3), что заставило откорректировать представления о составе пород этого комплекса.

Значительно, по сравнению с ожидаемым значением 2.75 г/см^3 увеличилась плотность комплекса 19 «Поздне-палеопротерозойский вулкано-плутонический комплекс (Серпуховский пояс)». Для этого комплекса решение обратной задачи гравиметрии дает значение 2.87 г/см^3, что предполагает преимущественно основной состав пород. Эта коррекция также была учтена в окончательном варианте геологической интерпретации (см. раздел 3.2).

Не столь существенно (от 2.85 г/см^3 в априорной модели, до 2.91 г/см^3 в окончательном решении) возросла и плотность смежного комплекса 20, первоначально обозначенного как «Нижнекоровый гранулитовый комплекс». Полученное значение плотности не противоречит предлагавшейся трактовке, одновременно предполагая преимущественно основной состав гранулитов. При дальнейшей проработке геологической модели в разрезе этого комплекса была выделена преобладающая по объему верхняя часть, принадлежащая Рязанскому сутурному поясу, в значительной части образованному мафитовыми и ультрамафитовыми породами особенно высокой плотности (см. раздел 3.4; прил. IV-8 и VI-3; рис. 4.21).

Уменьшилась до 2.73 г/см^3 плотность комплекса 21 «Поздне-палеопротерозойские осадочно-вулканогенный и вулкано-плутонический ком-

плексы (Калужский пояс)», которая в исходной модели была заложена на уровне 2.80 г/см^3. Полученное значение также не противоречит выдвигавшемуся предположению о составе комплекса.

Также уменьшилась, по сравнению с априорной моделью (с 2.76 г/см^3 до 2.66 г/см^3), и плотность комплекса 22 «Поздне-палеопротерозойские осадочно-вулканогенный (мафитовый) и плутонический (гранитоидный) комплексы (Тульско-Тамбовский пояс)». Полученное значение плотности говорит о резко преобладающей роли пород кислого состава (возможно, гранитов) в составе этого комплекса.

Рассматривая полученную картину в целом, следует отметить, что результаты плотностного моделирования подчеркнули покровно-надвиговую структуру древнего кристаллического основания Московской синеклизы. Самая крупномасштабная надвиговая система приходится на интервал пк 600–1000 спрямленного профиля (соответственно, интервал 2000–2500 км по профилю 1-ЕВ), где палеоконтинент Сарматия был, по-видимому, надвинут на комплексы пород, относящиеся к палеопротерозойскому Среднерусскому орогену.

Другой важной особенностью полученного разреза является наличие обширной области аномальной разуплотненной мантии, приходящейся на интервал пк 450–800 спрямленного профиля, т.е. под центральной частью Московской синеклизы и областью развития системы среднерусских авлакогенов. В модели геологической эволюции, охарактеризованной в разделе 3.3.3.3, это явление связывается с палеопротерозойскими процессами субдукционного типа. Возможно и иное толкование: образование аномальной мантии может быть связано с растяжением, имевшим здесь место в позднем рифее — раннем венде, которое привело к образованию авлакогенов и погружению Московского осадочного бассейна.

Аналогичная методика была применена при разработке плотностной модели вдоль южной части профиля в интервале 2800–3500 км по профилю 1-ЕВ (рис. 5.4, см. цв. вкл.). Результаты моделирования и их геологическая интерпретация обсуждаются в разделе 4.6.

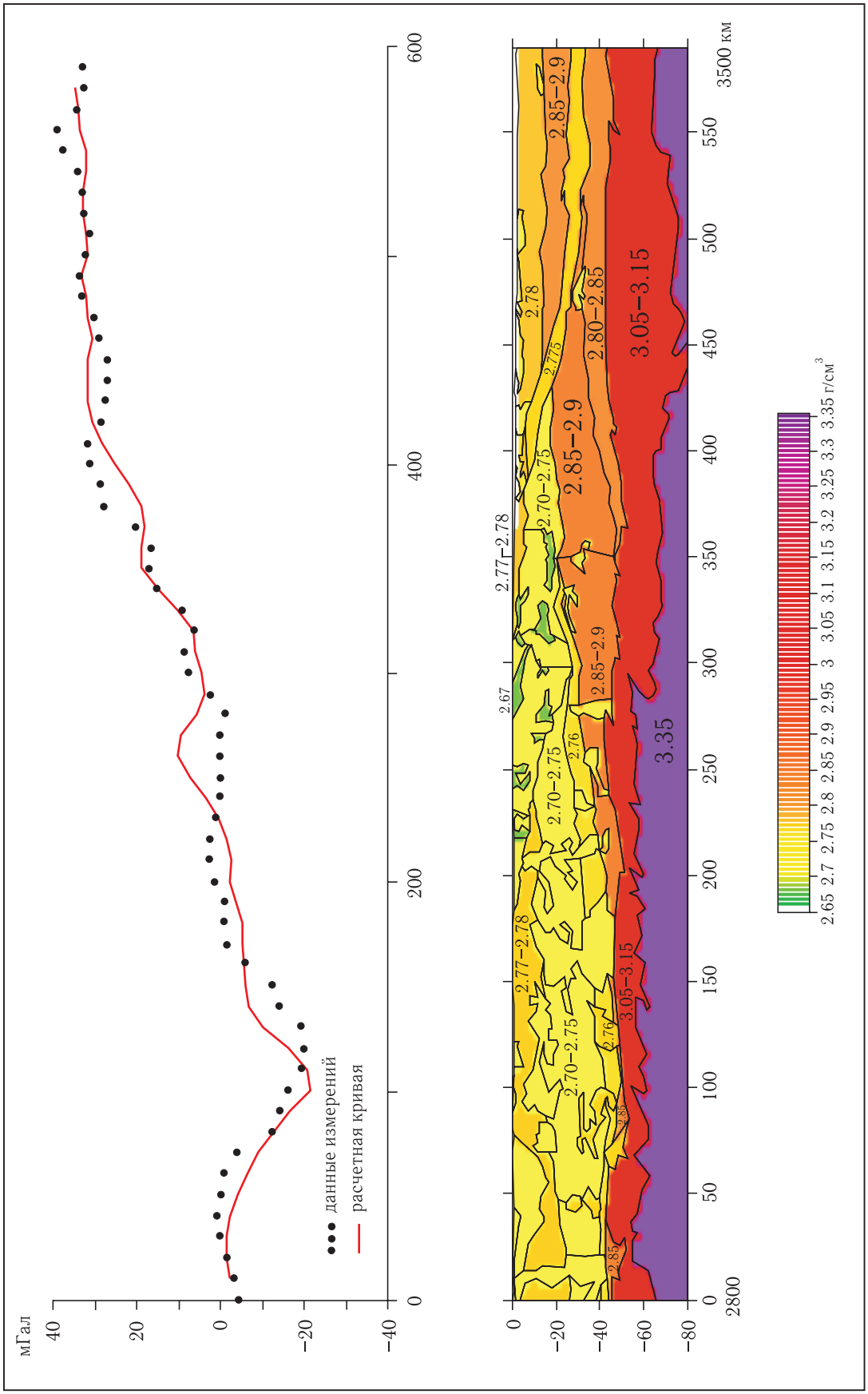


Рис. 5.4. Плотностная модель глубинного строения литосферы вдоль геотраверса 1-ЕВ в пределах Воронежского сектора (2800–3500 км по профилю 1-ЕВ)

Глава 6
Верификация геологических моделей глубинного строения: сопоставление с сейсмическим разрезом, построенным методом однородных функций по данным преломленных волн

Повторим замечание, предваряющее главу 5 — геологическая интерпретация волнового поля МОВ-ОГТ представляет собой сложную задачу, решение которой, даже с использованием дополнительной геологической информации, принципиально неоднозначно. В главе 5 были охарактеризованы результаты верификации и коррекции геологической модели глубинного строения через проверку согласованности полученной модели с полем силы тяжести. В данной главе представлено сопоставление фрагмента геологической модели по профилю 1-ЕВ с особенностями сейсмического разреза, построенного методом однородных функций по данным, полученным с использованием преломленных волн.

Модели глубинного строения Земной коры, построенные по данным ГСЗ, позволяют охарактеризовать скоростную неоднородность среды, которая аппроксимируется рядом версий слоисто-блоковых моделей (см., например: [Павленкова, 1996, 1999 и ссылки в этих работах]). Модели этого типа удается сопоставлять со структурными разрезами коры, полученными МОГТ, далеко не всегда, а если удается, то с большим трудом и лишь в самых общих чертах. Эта проблема пока еще ждет своего решения. Более успешно разрезы МОГТ сопоставляются с разрезами, построенными по данным преломленных волн методом однородных функций. В частности, мы использовали возможность верификации главных структурных направлений, зафиксированных в фундаменте Московской синеклизы по профилю 1-ЕВ, сопоставлением с разрезом ГСЗ по линии Купянск–Тума–Кинешма (профиль КТК), переобработанным методом однородных функций (рис. 6.1, см. цв. вкл.).

Методические аспекты. Хорошо известно, что многие достижения глубинной геологии основаны на количественных данных, полученных методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Преломленные сейсмические волны, регистрируемые при ГСЗ, несут информацию о сейсмических скоростях, которая позволяет судить о свойствах недр на значительных глубинах. Вместе с тем, применение ГСЗ далеко не во всем оказалось успешным [Павленкова, 1999], а геологическая интерпретация данных ГСЗ обычно лишена необходимой детальности.

Перед сейсморазведкой по-прежнему стоит задача прямого вычисления скоростей, а не подбора по наблюденным временам произвольной скоростной функции, зависящей от двух координат разреза. Однако, нужна ли для решения геологических задач аппроксимация разреза произвольной функцией двух координат? Каково главное свойство геологических скоростных разрезов, которое выделяет их из

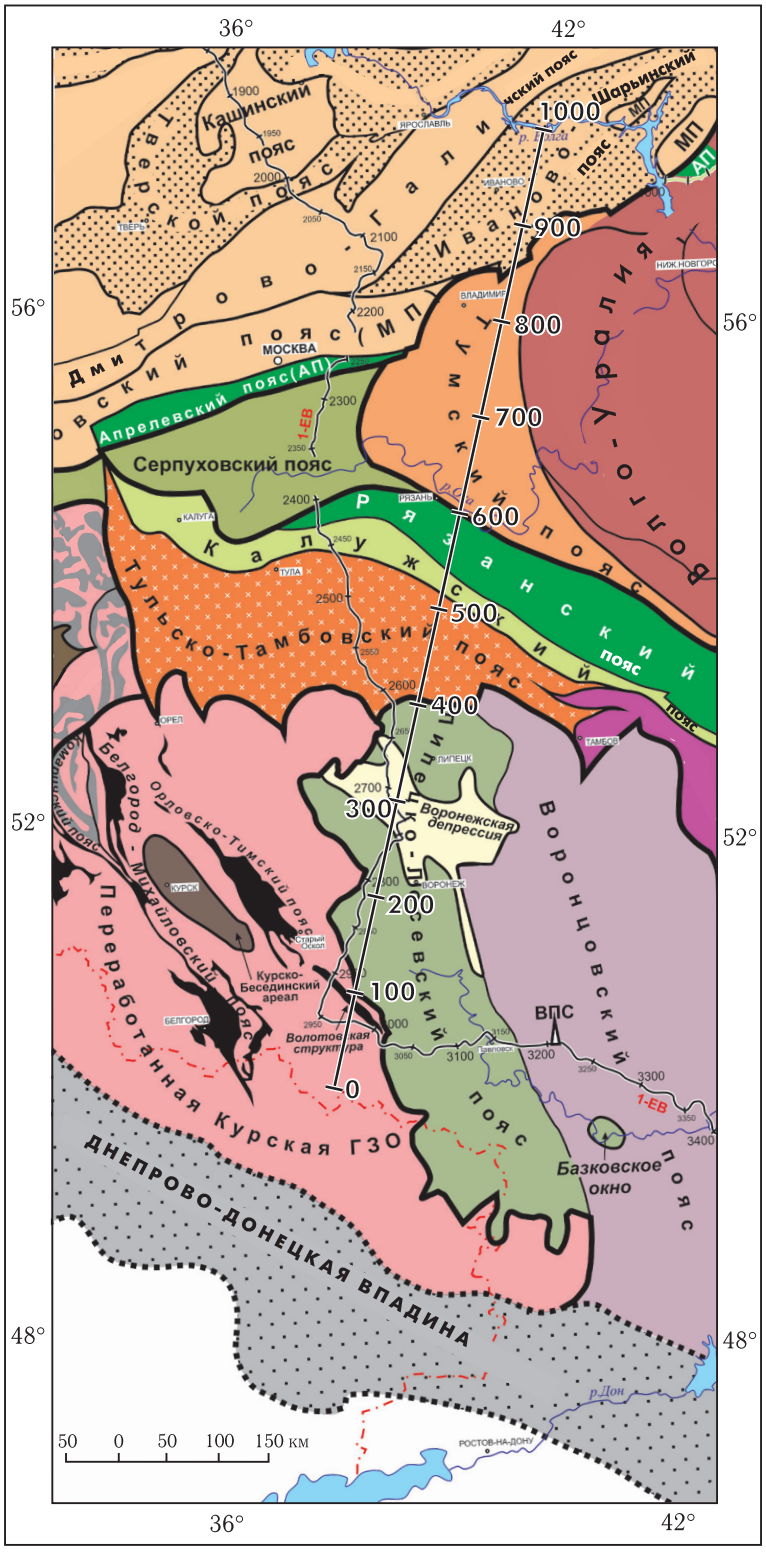


Рис. 6.1. Размещение профилей 1-ЕВ (МОГТ) и Купянск–Тума–Кинешма (ГСЗ)

В качестве основы использован фрагмент карты «Тектоническое районирование раннедокембрийской коры центральной и восточной частей Восточно-Европейской платформы» (см. прил. IV-1)

множества произвольных функций двух координат? Таким свойством является подобие поверхностей раздела. Вспомним вид антиклинальной или синклинальной складки, внутри которых границы раздела подобны друг другу. Геологические формации часто накапливаются в водной среде и первоначально имеют горизонтальное залегание. Последующие деформации нарушают такое залегание, однако, подобие поверхностей раздела сохраняется.

Свойствами, нужными для описания геологических сред, обладают однородные функции двух координат. Их линии равных скоростей подобны друг другу. Важным свойством однородных скоростных функций является следующее. Единственная однородная скоростная функция двух координат устойчиво и однозначно вычисляется по двум встречным годографам первых волн. Теория метода опубликована в работах [Пийп, 1978, 1981, 1982, 1984, 1991; Piip, 2001]. К настоящему времени создана компьютерная технология и программный пакет для интерпретации данных методом однородных функций. Локальное применение аппроксимации сейсмического разреза однородными функциями двух координат позволяет вычислить практически произвольный достоверный скоростной разрез, как правило, вполне объяснимый геологически. Такие разрезы представляют собой скоростное поле, которое представляется сеточной моделью. Это поле включает в себя информацию о границах раздела, крутых и пологих разломах, скоростных аномалиях; таким образом, в скоростном поле может содержаться количественная информация о строении сложных тектонических структур, а также зон субдукции, рифтов и т.п. К сеточным моделям применимы современные методы визуализации разрезов и различные вычислительные процедуры, которые позволяют наиболее полно исследовать полученные разрезы для увеличения извлекаемой геологической информации. Разрезы, построенные методом однородных функций, полностью удовлетворяют современным требованиям к точности построений, принятых международным сообществом. Это подтверждают расчеты теоретических годографов, которые всегда совпадают с наблюдёнными в допустимых пределах. Применение однородных функций для вычисления скоростных разрезов является объективным методом изучения геологических разрезов, так как не требует никаких априорных знаний о разрезе, никаких начальных моделей. Вычисляемый по годографам сейсмических волн разрез является в определенном смысле полностью неожиданным для интерпретатора, так как никакая априорная информация о разрезе не используется.

Метод однородных функций начиная с 90-х годов применяется для сейсмической интерпретации данных метода преломленных волн, главным образом для глубинных и региональных исследований. Имеется значительный опыт применения метода для обращения годографов, рассчитанных для модельных разрезов. В работе В.Б. Пийп [1984] приведено обращение модели с монотонным изменением скорости как по вертикали, так и по горизонтали. В статье [Piip, 2001] содержатся примеры исследования погрешности метода путем обращения годографов для двухмодельных разрезов: модели с синусоидальными изолиниями скорости и двухслойной модели с резким прогибом в верхнем слое. Все эти исследования показали хорошее восстановление модели по рассчитанным годографам.

Контроль разрезов, вычисленных методом однородных функций решением прямой кинематической задачи сейсмики, дает положительные результаты [Пийп, 1984, 2002; Piip, 2001]. Расчеты подтверждают высокую точность восстановления скорости.

Основной областью применения метода однородных функций до настоящего времени являлись глубинные и региональные исследования. Значительный цикл работ посвящен глубинному строению Московской синеклизы [Мелихов и др. 2002; Мелихов, Пийп, 2000, 2001].

Разрез по линии Купянск-Тума-Кинешма (профиль КТК). Сейсмический разрез по профилю КТК [Назарян, Пийп 2006] (см. рис. 6.1) с севера на юг (т.е. формально — от конца профиля к его началу) пересекает ряд тектонических структур фундамента ВЕП, представленных на карте «Тектоническое районирование раннедокембрийской коры центральной и восточной частей Восточно-Европейской платформы» (см. прил. IV-1). Крайний с севера интервал от 1000 до приблизительно 900 км отвечает окраине палеопротерозойского Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена, где профиль пересекает составляющие этого орогена, Иваново-Шарьинский амфиболито-гнейсовый пояс и собственно вдоль границы с Волго-Уралией — фрагментарно проявленный осадочно-вулканогенный Апрелевский пояс (Апрелевскую сутуру). Далее, в интервале 900–600 км,

профиль пересекает западную окраину Волго-Уральского кратона — гранулито-гнейсовые комплексы Тумского пояса. Следующий интервал (приблизительно от 600 до 500 км) — Рязанский осадочно-вулканогенный (сутурный) пояс, образованный высокоплотными-высокомагнитными породами, и далее — Калужский вулкано-плутонический пояс. Пограничная зона Волго-Уралии и Рязанского пояса скрыта под Пачелмским авлакогеном (приблизительно в интервале от 600 до 560–530 км). Следующий интервал 500–400 км отвечает Тульско-Тамбовскому вулкано-плутоническому поясу, который, согласно тектонической модели, представленной в главе 3, сформирован на поздне-палеопротерозойской активной окраине древнего Курского кратона. Далее в интервале 400–70 км профиль КТК почти точно следует линии опорного профиля 1-ЕВ. На протяжении 300 км между пикетами 400 и 100 км профиль пересекает средне-палеопротерозойскую Липецко Лосевскую активную окраину, образованную ассоциацией осадков и вулканитов лосевской серии и гранитоидами Усманского, Павловского и Донского комплексов. В интервале 350–280 км вулкано-плутонический комплекс перекрыт осадочно-вулканогенной толщей, выполняющей позднеорогенную Воронежскую депрессию.

Несмотря на значительные различия в форме представления, невзирая на расхождения, связанные с несовпадением линий профилей, структурное сходство обоих разрезов (рис. 6.2, см. цв. вкл.) совершенно очевидно. Для удобства сравнения генерализованный геологический разрез по профилю 1-ЕВ представлен в виде проекции на профиль КТК: места пересечения границ между перечисленными выше тектоническим подразделениями на обоих профилях совмещены по вертикали (см. рис. 6.2). Отметим наиболее яркие совпадения.

1. В районе пк 2750 км (1-ЕВ) или, что примерно то же самое, пк 250 км (КТК) изменяется глубина раздела кора–мантия: к северу от этого участка она достигает 55–60 км, к югу составляет 55–50 км.

2. Яркой особенностью разреза коры в рассматриваемом интервале является участие в строении коры последовательности пластинообразных тел, которые полого, под углом 13–15°, погружаются в южном направлении (см. рис. 6.2). Мощность этих пластин варьирует от 10 до 40 км. На профиле 1-ЕВ эти пластины были выделены в результате анализа рисунка сейсмических отражений и, в частности, в результате прослеживания границ соответствующих геологических тел от поверхности фундамента, в данном случае — вплоть до раздела кора–мантия (см. разделы 4.5 и 4.6; прил. VI и VII). Морфология этих тел на разрезах по профилю 1-ЕВ и профилю КТК заметно различается, что, по-видимому, связано как с несовпадением линий профилей, так и с особенностями технологий получения информации.

3. В интервале 2400–2700 км на профиле 1-ЕВ и соответственно в интервале 600–300 по профилю КТК выделено наклонное пластинообразное тело с меняющейся мощностью от 15 до 22 км, погружающееся в южном направлении. Это тело пересечено поверхностью фундамента в районе пк 2400 по профилю 1-ЕВ и пк 600 по профилю КТК. На обоих профилях это тело прослеживается вплоть до раздела кора–мантия на глубине 55–60 км на расстоянии около 300 км к югу от места выхода к поверхности фундамента. Оценки плотности пород, слагающих это тело на близповерхностном уровне, — высокие, вплоть до значений, превышающих 2.95–3.0 г/см^3 (плотностная 3D-модель — см. раздел 3.4); оценки плотности в пределах того же тела вдоль профиля 1-ЕВ (плотностная 2.5D-модель — см. главу 5) — 2.91 г/см^3. Скоростная характеристика этого тела по профилю КТК — 6.5–7.2 км/с; в приповерхностной части зафиксированные оценки скорости продольных волн достигли 7.8 км/с. Плотностные и скоростные оценки достаточно хорошо согласованы.

4. Скоростной разрез через Пачелмский авлакоген также позволяет зафиксировать в фундаменте авлакогена тектонические поверхности, погружающиеся в южном направлении, что вполне согласуется с размещением авлакогена поверх пограничной тектонической зоны, разделяющей Волго-Уральский кратон и Рязанский пояс (см. рис. 6.1 и 6.2, *В*).

Особенно важным представляется подтверждение надвиго-поддвигового строения северной окраины Курской гранит-зеленокаменной области, которое наиболее четко зафиксировано на разрезе МОГТ и получило подтверждение как при верификации, на основе плотностного моделирования (см. главу 5), так и в результате независимого исследования методом однородных функций.

Наряду со сходством, разрезы имеют и существенные отличия, по крайней мере, часть из которых заслуживает дальнейшего анализа.

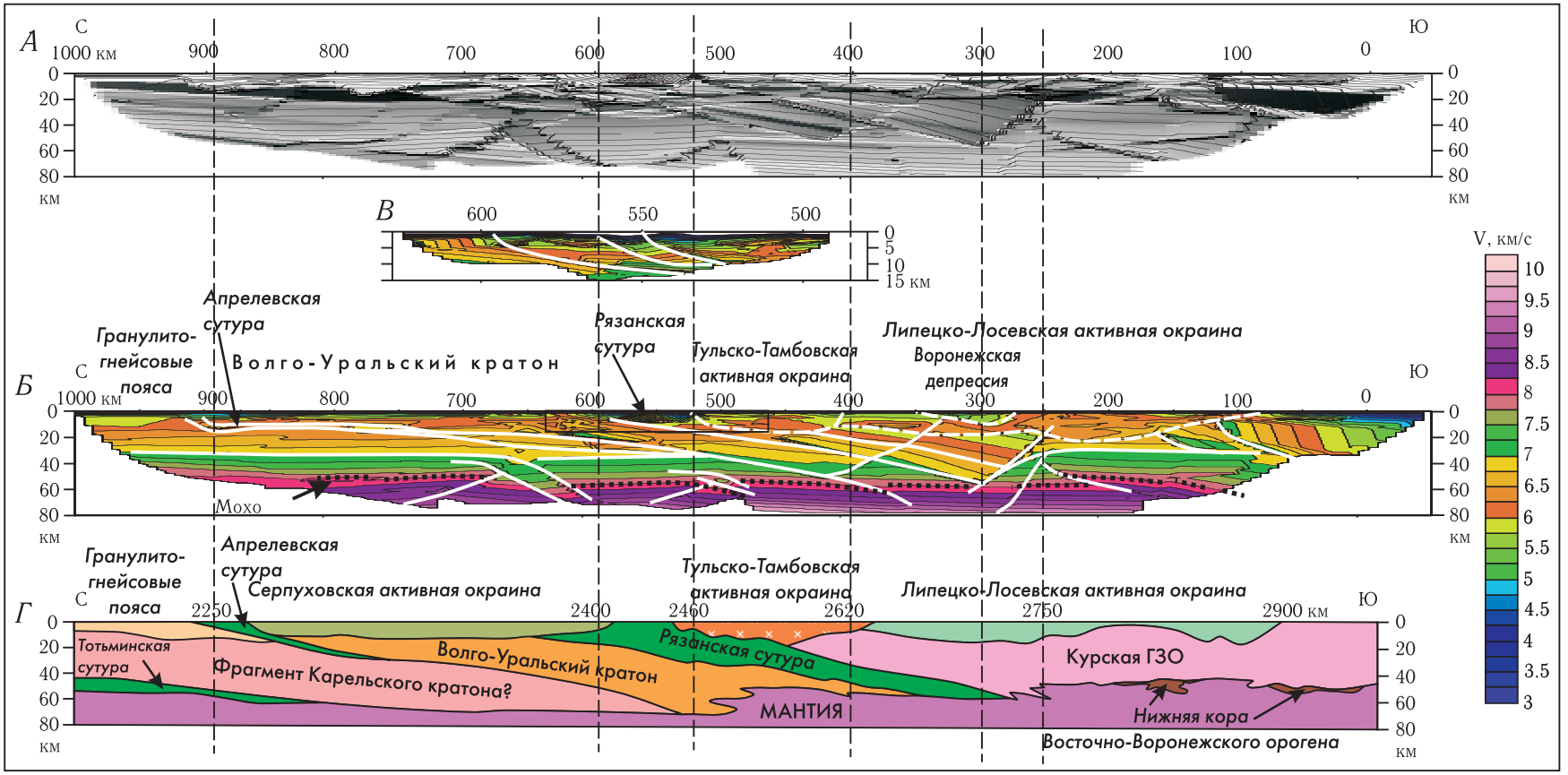


Рис. 6.2. Сравнение версий геологической интепретации глубинных разрезов по профилю 1-ЕВ (2250–2900 км) и по профилю Купянск–Тума–Кинешма

Изолинии скорости на разрезе *А*, *Б* и *В* даны с сечением 0.25 км/с.

А, *В* — сейсмический разрез по профилю Купянск–Тума–Кинешма.

А — разрез изображен как поверхность с оттененным рельефом, изолинии скорости выборочно подписаны. На разрезе выделяются светлыми линиями геологические и тектонические границы первого рода (скачок скорости). Разделы второго рода (скачок градиента скорости) видны как границы слоев или областей с различной освещенностью. Инверсионные границы (верхние границы слоев с пониженной скоростью) проявляются при таком изображении как темные линии.

Б — распределение скорости продольных волн показано в закраске. Прямоугольной рамкой обозначено положение увеличенного фрагмента *В*. Геологические и тектонические границы (белые линии, пунктирные и сплошные, соответственно), как правило, проведены через градиентные зоны. Была поставлена цель прослеживания на глубину геологических объектов, представленных на карте тектонического районирования (см. рис. 6.1), вследствие этого, некоторые интерпретационные границы проведены внутри слоев с плавно меняющимися скоростными характеристиками.

Г — интерпретационный геологический разрез по профилю 1-ЕВ — генерализованное изображение фрагмента (2250–2900 км) геологического разреза, полностью представленного в прил. VI-3 и VII-3

Отметим наиболее существенные несовпадения.

1. На разрезе по профилю КТК поверх субгоризонтальной границы кора–мантия, которая зафиксирована скоростью V_p 8 км/с размещен также субгоризонтальный выдержанный нижнекоровый «слой», охарактеризованный оценками скорости от 7 до 8 км/с при мощности около 20 км. На разрезе по профилю 1-ЕВ подобный слой, который обычно представляют в виде «зоны рефлективити», отсутствует, что и получило отражение на интерпретационном геологическом разрезе.

2. С появлением нижнекорового «слоя» фактически связаны уменьшенные значения мощности наклонных пластин на профиле КТК, которые оказались «затиснутыми» в интервал глубин, не превышающий 30 км.

Глава 7
Объемная модель глубинного строения Прикаспийской впадины: геологическая интерпретация сейсмических образов коры по опорному профилю 1-ЕВ в интервале 3390–4080 км

Прикаспийская впадина, расположенная в юго-восточном «углу» Восточно-Европейской платформы, относится к числу наиболее перспективных регионов России и Казахстана в отношении углеводородного сырья. Открытие в последние десятилетия ряда крупных месторождений углеводородов в ее пределах поставило эту область в разряд наиболее значимых регионов топливно-энергетического комплекса. Вместе с тем, оценка нефтегазоносности больших (начиная с 5 км) глубин в этом районе до сих пор далека от своего разрешения. Предполагается, что неразведанные ресурсы углеводородного сырья Прикаспийской впадины могут превышать 95% их суммарного потенциала [Камбаров, 2000].

Поскольку строение Прикаспийской впадины на региональном уровне все еще изучено недостаточно, для анализа глубинного строения в качестве образа, характеризующего строение Прикаспийской впадины под кайнозойским чехлом, принята карта районирования поля силы тяжести (см. прил. VIII-1). Морфология контуров, отвечающих более или менее контрастным значениям поля, позволяет достаточно четко ограничить тектоническую структуру, которая отвечает представлению о Прикаспийской впадине. В плане впадина является правильным овалом, нарушенным в северо-восточной части — в области сочленения со структурами Уральского орогена. Овал вытянут в северо-восточном направлении. Его длинная ось достигает 1000 км, поперечная — 750 км. Существующие представления о составе, строении и возрасте фундамента и подсолевого ложа Прикаспийской впадины основываются на интерпретации гравитационного и магнитного полей, сейсмических материалов (МОВ, КМПВ), а также данных бурения глубоких и сверхглубоких скважин, которые преимущественно сосредоточены в прибортовых частях впадины.

7.1. Разрез по опорному профилю 1-ЕВ, 3390–4080 км

Опорный профиль 1-ЕВ в интервале от 3630 до 4080 км пересекает юго-западную окраину Прикаспийской впадины (см. прил. VIII-1 и VIII-2). Для того чтобы охарактеризовать структурные и временные соотношения впадины с ее западным обрамлением, необходимо вернуться к характеристике глубинного строения сопредельного интервала профиля, который охарактеризован в разделе 4.6.

В пределах интервала между пикетами 3390 и 3580 км опорный профиль 1-ЕВ пересекает с северо-запада на юго-восток структуры Воронеж-

ского кристаллического массива (ВКМ), расположенные непосредственно в западном обрамлении Прикаспийской впадины. Далее, вплоть до конца трассы (пк 4084 км), опорный профиль проходит через юго-западную окраину Прикаспийской впадины. Сейсмические образы коры (картины сейсмических отражений) в этих частях профиля разительно различаются.

7.1.1. Западное обрамление Прикаспийской впадины (кратон Хопёр, Воронцовский покровно-надвиговый пояс, интервал 3390–3580 км)

Мощность платформенного осадочного чехла в этом районе составляет около 2 км и постепенно возрастает по мере приближения к Прикаспийской впадине. В интервале 3500–3580 км мощность чехла увеличивается с 2 до 5 км. Интервал 3580–3630 км (район Волгограда и долина Волги), в пределах которого профиль 1-ЕВ пересек западное ограничение Прикаспийской впадины, к сожалению, остался не охарактеризованным. Исходя из общегеологических данных, следует предполагать, что ограничение впадины создано серией кулисообразно замещающих друг друга нормальных сбросов [Копп, 2005].

Разрез МОГТ. Фундамент платформы в интервале 3390–3580 км крайне скудно охарактеризован данными бурения. Как показано в разделе 4.6, в этом интервале опорный профиль пересекает юго-восточную часть средне-палеопротерозойского Воронцовского чешуйчато-надвигового пояса, который, в свою очередь, участвует в строении Восточноворонежского внутриконтинентального коллизионного орогена II порядка (см. прил. IV-1). Верхняя часть фундамента сложена низко и умеренно метаморфизованными породами граувакко-сланцевой флишоидной формации (воронцовская серия), включающей тела пироксенит-норит-диоритов и дунит-перидотит-габбро-норитов (мамонский и еланский комплексы), тела лейкогранитов, гранит-порфиров, аплитов, пегматитов (бобровский комплекс), а также диоритов и гранодиоритов (новомеловатский комплекс).

Как показано в разделе 4.6, для интервала 3390–3580 км (см. прил. VIII-2) характерна отчетливая субгоризонтальная (в сечении опорным профилем) расслоенность по уровню «отражательности». В разрезе коры здесь выделяются четыре «слоя»: два относительно прозрачных с ограниченным числом закономерно ориентированных отражений и два других, насыщенных субпараллельными и преимущественно субгоризонтальными отражениями. При этом два верхних слоя достаточно отчетливо трассируются по разрезу профиля в интервале 3580–3630 км и прослеживаются в пределах Прикаспийской впадины до пк 3650 км.

Верхний прозрачный «слой» ограничен подошвой на глубине около 15 км и перекрыт осадочным чехлом. Непосредственное прослеживание особенностей сейсмического образа с востока на запад позволяет соотносить этот «слой» с *комплексом пород воронцовской серии*.

Расположенный ниже интенсивно отражающий «слой» мощностью около 10 км расположен в интервале глубин от 15 до 25 км. Рисунок редких отражений в пределах верхнего «слоя» позволяет наметить некоторые дополнительные пологосекущие направления, которые в немалой степени формируют рельеф поверхности, разделяющей оба названных «слоя». В некоторых случаях пологонаклонные отражения пересекают рисунок расслоенности глубже расположенного «слоя» и даже проникают в следующий, полупрозрачный «слой». Этот глубже расположенный «слой» имеет мощность менее 10 км. Его волнистоизогнутая подошва (она же — кровля нижнего отражающего «слоя») располагается на глубине 32–35 км. Исходя из общих соображений, два «слоя» подстилающие комплекс пород воронцовской серии, можно рассматривать в качестве «средней коры».

Наконец, в нижней части разреза коры расположен «слой», насыщенный многочисленными отражающими площадками протяженностью до 10 км, формирующими типичный сейсмический образ «расслоенной нижней коры». Подошва нижнего «слоя» (граница кора–мантия) прослеживается очень четко по смене пакетов отражений в нижней коре относительно прозрачной мантийной областью. Субгоризонтальная поверхность раздела приурочена к глубине 43–45 км. Четкость границы нарушена только в интервале 3460–3470 км, где наблюдаются погружающиеся к западу отражения, переходящие из коры в мантийную область. В интервале 3500–3580 км верхний слой, отвечающий воронцовской серии, постепенно утоняется в юго-восточном направлении. Его утонение связано одновременно с увеличением мощности осадоч-

ного чехла и с постепенным подъемом границы нижележащего отражающего слоя.

«Расслоенный нижнекоровый слой», отчетливо зафиксированный в интервале 3400–3560 км в пределах глубин от 32–35 до 43–45 км, в интервале 3560–3580 км резко увеличен в мощности в связи с поднятием его кровли до уровня 28–29 км. Однако после перерыва в наблюдениях при переходе через долину Волги (т.е. через границу Прикаспийской впадины) тот же(?) «слой» весьма неуверенно распознается на глубине от 35 до 50 км и затем полностью выклинивается к пк 3700 км.

Структурно-геологическая интерпретация. Модельная плотность комплекса пород воронцовской серии составила 2.78 г/см^3 (см. раздел 4.6) в соответствии с известным набором и составом пород. Состав трех коровых «слоев», залегающих ниже и не достигающих поверхности фундамента, был установлен лишь предположительно, ориентируясь на модельные оценки плотностей. Эти оценки составили: для второго по глубине слоя, насыщенного отражениями, — 2.85 г/см^3; для третьего по глубине, умеренно прозрачного «слоя» — 2.78 г/см^3; для самого нижнего, интенсивно отражающего слоя — 2.8–2.85 г/см^3. Два слоя, насыщенных отражениями, получили относительно высокие оценки плотности, которые могут отвечать гнейсо-амфиболитовым или мигматизированным амфиболитовым или гранулитовым комплексам. Полученные оценки, вообще говоря, недостаточны для сопоставления нижнего «слоя» с мафитами океанического типа.

Комплекс пород воронцовской серии вместе с подстилающей коровой пластиной прослеживаются в краевую область Прикаспийской впадины, где через диффузную границу сменяются по простиранию метаморфическим комплексом.

7.1.2. Прикаспийская впадина (интервал 3630–4080 км)

Сейсмический образ коры Прикаспийской впадины (см. прил. VIII-2), как и следовало ожидать, принципиально отличается от разрезов коры, наблюдаемых по опорному геотраверсу 1-ЕВ при пересечении им Фенноскандинавского щита и фундамента Восточно-Европейского кратона (ВЕК) в пределах Московской синеклизы и ВКМ, равно как и многих других аналогичных регионов (например, в пределах Волго-Уральского кратона по геотраверсу «Татсейс» [Трофимов, 2006; Минц, 2007а]). Сложное строение верхней части разреза, который образован чередованием терригенных, карбонатных и соленосных отложений, характеризующихся значительно варьирующими скоростными характеристиками, обусловило значительные трудности при проведении миграции и построении глубинных разрезов. «Приведение в порядок» верхней части разреза неизбежно сопровождалось некоторым искажением картины сейсмических отражений на глубоких уровнях коры. Для геологической интерпретации мы использовали преимущественно мигрированный разрез, особенности временно́го разреза (см. прил. VIII-2) были учтены по мере необходимости.

Разрезы МОГТ и магнито-теллурического зондирования (МТЗ). «Уровни», «слои» и «толщи», выделяемые на рисунке сейсмических отражений для более удобной связи между разрезами, представленными в прил. VIII-2, и текстом, пронумерованы (см. условные обозначения в прил. VIII-2). Их описание, следующее ниже, разбито на пункты с соответствующими номерами. При исследовании разреза, помимо сейсморазведочных данных, использованы материалы МТЗ, полученные ООО «Северо-Запад» (А.Г. Яковлев), и совместно обработанные специалистами этого ООО и ОП «Спецгеофизика».

В разрезе коры выделяется *два уровня: 1*) *верхний*, *образованный осадочными толщами*, подошва которого в северо-западной части интервала располагается на глубине около 7 км и далее к юго-восточному концу профиля постепенно погружается до 14–15 км (см. прил. VIII-2: цифры в кружках — 1–5) и *2*) *нижний*, *образованный метаморфическими комплексами*, который охватывает преобладающую по объему часть коры между вышележащим осадочным уровнем и разделом кора–мантия (см. прил. VIII-2: цифры в квадратах — 1–3). Нижняя часть разреза рассматривается в качестве *мантийного уровня*.

Верхний уровень: осадочные толщи (см. прил. VIII-2: цифры в кружках).

1. Верхняя часть разреза осадочного чехла (*соленосная толща*) образована чередованием куполо- и штокообразных акустически прозрачных областей, фиксирующих положение соляных куполов, и разделяющих эти области тонко расслоенных интенсивно отражающих пачек. Подошва этой части разреза достаточно контрастна и в целом легко прослеживается по рисунку отражений. Глубина залегания подошвы обычно составляет 4–5 км, локально (напри-

мер, в районе пикета 3850 км) достигая 7 км. Выровненная на мигрированном сейсмическом разрезе подошва в ряде мест характеризуется ступенчатыми смещениями, варьирующими по высоте от 0.2 до 0.4 с, т.е. в пределах нескольких сотен метров по вертикали. Для прозрачных областей характерно высокое удельное сопротивление — 800–4000 Ом·м, для расслоенных пачек, напротив, низкое удельное сопротивление — 1–10 Ом·м.

2. Пакет отражений в области, непосредственно подстилающей соленосную толщу (*верхний слой подсолевого комплекса*) с обычной мощностью 200–300 м и до 1.5 км (0.4–0.6 с), четко выделяется по выдержанному «расслоенному» рисунку. Этот рисунок образован пачками коротких параллельных отражений, с незначительными перерывами, группирующимися в протяженные интерференционные пакеты (10–20 км). Подошва этого слоя располагается на глубине порядка 6.5–7 км близ пикетов 3630–3650 км. В районе пк 3730 км выдержанность рисунка нарушается и в интервале 3730–3770 км слой разделен на несколько фрагментов, значительно смещенных по вертикали. В районе пикета 3700 км в раздувах мощности до 2.5–3.0 км, подстилающих соляные купола, подошва слоя погружается до глубины 9–10 км. Приходится, однако, считаться с возможностью, что сейсмический образ искажен при миграции из-за недостаточно корректного учета скорости сейсмических волн при прохождении сигнала через соль.

Тем не менее, далее к юго-востоку, при сокращении мощности слоя (около 1 км и менее) подошва сохраняет свое положение на глубине порядка 9 км. В интервале 3800–4000 км (Сарпинский прогиб и Астраханский свод) мощность слоя, по-видимому, составляет несколько сотен метров (менее 1 км). В районе пк 3870 км (под осевой частью Сарпинского прогиба) этот утоненный слой находится на глубине около 7 км. Далее в интервале 3880–3950 км (в осевой части Астраханского свода) он перемещается вверх — до глубины 4 км, а затем снова погружается на глубину 5 км в краевой области свода (пк 4000 км). Далее к юго-востоку подошва слоя погружается до глубины 7 км, чему сопутствует возрастание мощности до 2 км. Этот слой характеризуется низким удельным сопротивлением, варьирующим в интервале 6–15 Ом·м.

3. Охарактеризованный выше пакет отражений-2, в свою очередь, непосредственно подстилается протяженным преимущественно прозрачным слоем. Он впервые появляется в разрезе осадочного стратифицируемого уровня в районе пк 3750 км и далее протягивается в пределах всей остальной части сечения по профилю 1-ЕВ. В интервале 3780–3830 км акустическая прозрачность слоя осложнена небольшими по протяженности, согласно залегающими маломощными пакетами отражений. Мощность слоя в интервале 3750–3850 км составляет 2–3 км, его подошва располагается на глубине 10–11 км. В области Астраханского свода мощность этого слоя сокращается до 1–2 км, а его подошва поднимается до глубины 6-7 км. В юго-восточной периферии Астраханского свода (интервал 4020–4080 км) мощность слоя резко сокращается (видимо, нигде более не превышает 1 км), а подошва слоя незначительно погружается — до глубины 7–7.5 км. Распределение значений электрического сопротивления в разрезе, образованном слоями 2–4, охарактеризовано значительно осредненной картиной, собственно слою-3, по-видимому, отвечают низкие значения сопротивления — 4–100 Ом·м.

4. Следующий по глубине отражающий слой имеет сейсмические характеристики, аналогичные слою-2, при этом он отличается несколько меньшей протяженностью и более значительной мощностью. Слой прослежен от пк 3750 км до юго-восточного конца профиля. В интервале 3790–3880 км его мощность составляет 3 км, а подошва располагается на глубине 8–9 км. В области Астраханского свода (интервал 3900–4000 км) подошва не опускается ниже 8 км, а мощность слоя не превышает 2 км. Слой характеризуется низким электрическим сопротивлением (высокой проводимостью) — 6–15 Ом·м.

5. Нижний слой в разрезе осадочного стратифицируемого уровня выделяется более или менее условно — это в особенности касается проведения нижней границы слоя.

В северо-западной части профиля (в интервале от 3650 до 3890 км) в пределах этого слоя может быть выделена область, сейсмический образ которой характеризуется большим числом и нередко значительной протяженностью прерывистых, а также выдержанных по простиранию пакетов интенсивных отражений, которые довольно равномерно распределены в коре. Отражения рисуют складчатую структуру с многочисленными нарушениями корреляции между отдельными пакетами отражений. Складки, прослеживаемые по рисунку отражений, асимметричны: они характеризуются относительно пологими и протяженными южными (в сечении профилем) и более крутыми и короткими северными крыльями.

Нарушения корреляции имеют систематический характер. Выделяемые по ним линии смещения структурно-однородных доменов (интерференционных пакетов) характеризуются северной вергентностью и постепенным выполаживанием по мере погружения. В верхней части коры линии, смещающие рисунок структурных доменов, также прослеживаются, хотя и менее уверенно. Они проникают во внутренние части прозрачных участков (в соляные купола), также в некоторых местах формируют их боковые ограничения.

Подошва слоя 5 в этой области проведена условно — по мере некоторого сокращения с глубиной ярких сейсмических отражений. Она располагается на глубине около 10 км в интервале пикетов 3650–3730 км, далее — погружается до глубины 15–17 км.

В юго-восточной части профиля (в интервале от 3860 и вплоть до юго-восточного окончания профиля) этот слой представляется акустически прозрачным на использованных мигрированных разрезах (см. прил. VIII-2, А-В, Д), что делает его образ похожим на образ слоя 3. Однако на временно́м разрезе, где представлено генерализованное изображение, построенное на основе образа коры с более высоким разрешением (см. прил. VIII-2, Е), видно, что этот слой характеризуется значительно более высокой «отражательностью» в сравнении со слоем 3. Слой связан исключительно с областью Астраханского свода, где его мощность составляет 5–6 км, сокращаясь к юго-востоку до 4 км. Кровля слоя залегает практически горизонтально и согласно со стратификацией вышележащих толщ и слоев. Напротив, нижняя граница, варьирующая по глубине от 13 до 15 км, характеризуется сложной морфологией и неоднократными смещениями (см. прил. VIII-2). Сокращение мощности слоя в юго-восточном направлении сопровождается постепенным погружением его кровли — с глубины 8 км в осевой части Астраханского свода до 10 км у конца профиля.

На геоэлектрическом разрезе (см. прил. VIII-2) юго-восточная часть слоя 5 приурочена к верхней части обширной области высокого сопротивления, охватывающей всю глубже залегающую часть коры. По-видимому, непосредственно этому слою могут отвечать оценки сопротивления от 80 до 1000 Ом·м.

Нижний уровень: метаморфические комплексы (см. прил. VIII-2: цифры в квадратах). Сейсмический образ коры, подстилающей верхний уровень, характеризуется отсутствием четких границ между областями, различающимися рисунком и интенсивностью отражений. Интенсивность и степень насыщенности разреза сейсмическими отражениями на мигрированном (см. прил. VIII-2, А-В, Д) и временно́м (см. прил. VIII-2, Е) разрезах, а также на разрезах, представленных по-разному обработанными изображениями, оконтуриваются с некоторыми различиями. В качестве основы для геологической интерпретации, как правило, мы использовали мигрированный разрез. Однако при интерпретации сейсмического образа нижней части коры и коромантийной границы приоритет был отдан временно́му разрезу, так как он свободен от искажений, внесенных при выполнении миграции с целью получения более корректного образа верхней (осадочной) части сейсмического разреза.

Рассматриваемый уровень охватывает интервал глубин от подошвы верхнего уровня, образованного осадочными толщами, до коро-мантийного раздела, который в большинстве случаев также имеет характер диффузной границы. Кровля этого уровня изгибается плавными волнами. Близ западной границы Прикаспийской впадины (район пк 3650 км) она находится на глубине порядка 12 км. Далее по направлению к юго-западному концу профиля 1-ЕВ кровля постепенно погружается и под Сарпинским прогибом располагается на глубине 15–17 км. Под осевой частью Астраханского свода (пк 3900–4000 км) она также незначительно погружается, варьируя по глубине в интервале 13–15 км. Далее к юго-востоку (пк 4000–4080 км) происходит дальнейшее пологое погружение, где глубина волнообразной границы не поднимается выше 14 км. Нижнее ограничение рассматриваемого уровня отвечает коро-мантийной границе, которая преимущественно разделяет акустически прозрачные и полупрозрачные части разреза и потому в большинстве случаев может быть намечена достаточно условно.

Наибольшей глубины, от 50 до 55 км, раздел кора–мантия достигает близ восточной границы Прикаспийской впадины (интервал 3650–3830 км по профилю 1-ЕВ). В свою очередь, минимальная глубина более отчетливо распознаваемого раздела, 40–45 км, наблюдается под Астраханским сводом (интервал 3900–4000 км). Близ юго-восточного конца профиля раздел трассируется на глубине 45 км. Достоверность проведения раздела кора–мантия в некоторой степени подтверждается геоэлектрическим разрезом (см. прил. VIII-2, Г), где она приблизительно совпадает с зоной перехода от высокоомной коры к мантийной области, отличающейся более низким электрическим сопротивлением. В пределах рассматриваемого уровня

коры удается выделить и приблизительно ограничить четыре типа областей.

1. Область, сейсмический образ которой характеризуется умеренным количеством прерывистых пакетов интенсивных отражений, довольно равномерно распределенных в коре, непосредственно подстилает последовательность слоев верхнего уровня (в прил. VIII-2 эта область обозначена цифрой 1 в квадрате). Пакеты отражений чередуются с относительно прозрачными участками. Те и другие рисуют сложноскладчатую структуру с многочисленными нарушениями корреляции между отдельными пакетами отражений.

Подошва области проведена условно — по исчезновению ярких отражений (см. прил. VIII-2, А–В, Д). Она располагается на глубине 25–30 км в интервале пикетов 3650–3730 км. Далее эта граница уступами поднимается до уровня 20–25 км (интервал между пикетами 3730–3820 км. Затем рассматриваемая область быстро выклинивается к пк 3850 км. Для этой области характерно умеренное и пониженное удельное электрическое сопротивление — 25–40 Ом·м (см. прил. VIII-2, Г). На временно́м разрезе (см. прил. VIII-2, Е) эта граница связана с уровнем 10 с, однако ее конфигурация представляется здесь несколько иной.

2. Область в юго-восточной половине профиля (интервал 3850–4080 км), обозначенная в прил. VIII-2 номером 2 (цифра в квадрате), характеризуется практически теми же особенностями рисунка сейсмических отражений, что и предыдущая область. На основе только лишь рисунка отражений они вполне могли бы рассматриваться совместно. Разница состоит в весьма контрастных характеристиках в терминах электрического сопротивления: рассматриваемая область коры характеризуется высоким электрическим сопротивлением — 1000–4000 Ом·м (см. прил. VIII-2, Г). Граница между обеими областями проведена условно — в соответствии с геоэлектрическим разрезом.

Верхняя граница рассматриваемой области на всем протяжении совпадает с подошвой осадочного слоя 5. Как и в предыдущем случае, нижняя граница области проведена условно и также — по мере исчезновения с глубиной ярких сейсмических отражений. Однако здесь имеется и ряд существенных отличий. Во-первых, подошва достигает значительно больших глубин — до 30 км в интервале 3900–4000 км по профилю 1-ЕВ и далее, близ юго-восточного окончания профиля, эта область коры прослеживается на глубину вплоть до коро-мантийного раздела на глубине 45 км. Аналогично, фрагмент коры с характерным рисунком отражений непосредственно подстилается коро-мантийной границей на глубине около 40 км в интервале 3880–3960 км по профилю (см. также изображение на временно́м разрезе — см. прил. VIII-2, Е). Во-вторых, при всей условности проведения, очевидно, что подошва рассматриваемой области имеет весьма сложную конфигурацию и в ряде мест нарушения корреляции отражений позволяют предполагать наличие тектонических нарушений листрической морфологии с кинематикой нормальных сбросов.

3. Область средней–нижней коры, слабо насыщенная хаотически ориентированными отражениями, которые локально группируются в прерывистые пакеты. Этим определяется относительно гомогенный облик этой области коры на сейсмическом разрезе. В некоторых участках эта область коры характеризуется повышенной акустической прозрачностью (см. прил. VIII-2, Е). Для нее характерно высокое электрическое сопротивление — 1000–1500 Ом·м (см. прил. VIII-2, Г).

4. Количество отражений несколько увеличивается в самой нижней части сейсмического разреза, непосредственно над акустически прозрачной, мантийной, областью. Нижняя граница, которая должна интерпретироваться в качестве коро-мантийного раздела, может быть проведена лишь приблизительно. Тем не менее очевидно, что она характеризуется вполне определенными изгибами с размахом до 1–2 км по вертикали. Для этой области характерно умеренно повышенное электрическое сопротивление — 400–1000 Ом·м (см. прил. VIII-2, Г).

Мантийный уровень. Верхняя часть мантии, непосредственно подстилающая метаморфические комплексы коры, представляет собой полупрозрачную с единичными, частично ориентированными, неравномерно распределенными отражениями, в том числе, трассирующими контуры структур коры в мантийную область; характерно умеренное удельное сопротивление — 100–400 Ом·м. Мощность этого уровня в северо-западной части впадины составляет приблизительно 5 км, в юго-западном направлении она возрастает и в интервале 3900–4080 км достигает 15 км. Для этого интервала характерны также и несколько повышенные значения электрического сопротивления — до 250–600 Ом·м.

Необходимо специально подчеркнуть еще раз диффузный и крайне нечетко выраженный характер коро-мантийной границы в преобла-

дающей части разреза по опорному профилю 1-ЕВ. Вследствие этого необходимо учитывать, что область в юго-западной части профиля, предположительно относимая к верхней части мантии, может также рассматриваться и как продолжение акустически гомогенной области нижней коры.

Ниже расположена акустически прозрачная область, для которой получено умеренное электрическое сопротивление — 80–100 Ом·м.

Структурно-геологическая интерпретация. Сопоставление особенностей строения и возможностей расчленения сейсмического образа коры в пределах исследованного сечения Прикаспийской впадины с данными бурения в непосредственной близости от профиля (см. разрез А в прил. VIII-2) позволяет провести идентификацию выделенных на сейсмическом разрезе «толщ» и «слоев» с известными стратиграфическими комплексами осадочного разреза [Камбаров, 2000; Kenter et al., 2008; и др.], а также предложить версию геологической интерпретации средне-нижнекорового уровня. В некоторых случаях данные бурения и предлагаемая интерпретация незначительно расходятся, что может быть связано, в частности, с тем, что скважины, размещенные в окрестностях сейсмического профиля, не всегда удается достаточно корректно соотнести с профилем.

Верхний уровень*: *осадочные толщи (см. прил. VIII-2: цифры в кружках). Представленная ниже характеристика разреза опирается на выраженность выделяемых подразделений в картине сейсмических отражений, а также учитывает данные бурения и результаты предшествующих сейсмических исследований.

1. Верхняя толща (см. прил. VIII-2) образована хорошо известными осадочными комплексами от *кунгурского яруса нижней перми до кайнозоя*. Она включает соляные купола и поднятия [Волож и др., 1997], сформированные в процессе галокинеза за счет соленосных отложений кунгурского яруса, и распределенные во вторичных межкупольных синклиналях преимущественно терригенные отложения верхней перми, мезозоя и кайнозоя. Мощность соленосной толщи в целом обычно составляет 4–5 км, локально достигая 7–7.5 км. Как было отмечено выше, выровненная на мигрированном сейсмическом разрезе подошва соленосной толщи в ряде мест характеризуется ступенчатыми смещениями, варьирующими по высоте в пределах сотен метров, максимально до 1–1.5 км. В интервале 3800–3900 км, т.е. в пределах Сарпинского прогиба, толща отчетливо нарушена разломами синформной морфологии. Мощность солей в этом интервале значительно сокращена. Соляные купола не распознаются на сейсмическом разрезе также и в интервале 4000–4080 км по профилю 1-ЕВ.

2. Верхний слой «подсолевой» толщи очевидно включает кремнисто-карбонатные и терригенно-карбонатные комплексы *верхнего карбона — нижней перми* (*ниже кунгурского яруса*). Характерная особенность этого слоя — латеральные вариации мощности, которые по сейсмическому рисунку составляют минимально — 200–300 м, максимально — до 1.5 км. Впрочем, как мы отмечали выше, раздувы мощности, подстилающие соляные купола, могут оказаться ложными и проявиться лишь в результате трудностей корректной реализации миграции в условиях значительной изменчивости скорости сейсмических волн как по разрезу так и по латерали.

3. Третья толща, отвечающая интервалу от верхнего девона (фамен) до среднего карбона, преимущественно образована карбонатными комплексами, локально — с прослоями терригенных пород, в том числе вмещающими залежи углеводородов. Толща имеет максимальную мощность под Сарпинским прогибом, где она достигает 2–3 км, в пределах Астраханского свода мощность сокращена до 1–2 км, далее к юго-западу толща проявляет тенденцию к выклиниванию.

4. Залегающая ниже толща включает главным образом кремнисто-карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенные комплексы, в том числе, по-видимому, битуминозные сланцы доманикового типа. Возраст толщи охватывает интервал от среднего девона (эйфель–живет) до верхнего (фран). Как и в предыдущем случае, эта толща характеризуется максимальной мощностью (3 км) под Сарпинским прогибом и сокращенной мощностью — в пределах Астраханского свода.

5. Нижний слой в пределах стратифицирующегося разреза непрерывно прослеживается от 3650 до 4084 км. Сейсмический образ этого слоя позволяет предполагать, что в его строении участвуют как терригенные, так и карбонатные комплексы. Как показано выше, образы коры в северо-западной и юго-восточной частях профиля в пределах этого слоя различны: в интервале 3650–3870 км, вероятно, преобладают терригенные породы, тогда как в интервале 3870–4084 км главная роль принадлежит карбонатным породам. Этот слой пока не вскрыт скважинами, геологические данные общего порядка позволяют

предполагать участие в его строении комплексов от палеопротерозоя (метаморфизованные породы воронцовской серии) до нижнего девона. Область распространения карбонатных пород (возможно, исключительно девонского возраста) связана с областью Астраханского свода, где мощность слоя достигает 5–6 км.

Нижний уровень: метаморфические комплексы (см. прил. VIII-2: цифры в квадратах). Как было показано выше, сейсмические образы средней и нижней областей коры можно разделить на два главных типа: 1) область, в которой сохраняется отчетливый структурный рисунок, свидетельствующий об интенсивных деформациях, и 2) акустически гомогенная прозрачная и полупрозрачная область. Область первого типа включает два подтипа, контрастно различающиеся геоэлектрическими характеристиками. Признаки стратификации, характерные для верхнего уровня коры, здесь отсутствуют.

Перечисленные особенности позволяют предложить следующую интерпретацию средне- и нижнекоровых комплексов Прикаспийской впадины.

1. Породы средней коры с признаками интенсивных деформаций, которые выделены по пониженным значениям электрического сопротивления, близким характеристикам вышележащих осадочных толщ, могут рассматриваться в качестве комплекса деформированных, умеренно метаморфизованных пород. Структурные и пространственные соотношения с породами коры в западном обрамлении Прикаспийской впадины, которые удается наметить в интервале 3550–3650 км по профилю 1-ЕВ (см. прил. VIII-2), позволяют предполагать, что по крайней мере часть метаморфических образований в коре Прикаспийской впадины возникла за счет преобразования пород архейского кратона Хопёр и перекрывающего его палеопротерозойского комплекса воронцовской серии.

2. Породы средней и нижней коры с аналогичными сейсмическими характеристиками и признаками интенсивных деформаций, отличающиеся высокими значениями электрического сопротивления, могут рассматриваться в качестве комплекса деформированных, высокометаморфизованных пород.

3. Области средней коры, отличающиеся пониженным количеством отражений и в целом гомогенизированные относительно акустических характеристик, очевидно, образованы комплексами пород, глубокого преобразованными в результате процессов высокотемпературного-высокобарного метаморфизма (гранулитовой и эклогитовой фаций?).

4. Область нижней коры с диффузными верхней и нижней границами, предположительно образованная высокометаморфизованными породами (гранулитовой и высокотемпературной эклогитовой фаций?).

Мантийный уровень. 1. Верхнюю часть мантийного разреза, непосредственно подстилающую кору Прикаспийской впадины, от которой ее отделяет крайне нечеткая граница, и характеризующуюся определенными структурными связями с корой, мы рассматриваем в качестве «коро-мантийной смеси». Эта область протягивается вдоль всего профиля. В пределах северо-западной половины профиля для нее характерна относительно небольшая мощность — порядка 5 км. К юго-восточному концу профиля мощность «слабо отражающей мантии» возрастает, достигая 15 км. Примечательно, что сокращение мощности «гомогенной области» в нижней коре и возрастание мощности «слабо отражающей мантии» происходят параллельно и их суммарная мощность относительно постоянна и составляет 30–35 км. Учитывая плохую выраженность коро-мантийной границы, можно предположить, что в действительности обе части сейсмического разреза отвечают некоторому общему подразделению коры, образованному породами, метаморфизованными при высоких *PT*-параметрах (гранулитами и эклогитами), и мафит-ультрамафитовыми интрузивными телами. Изменение сейсмических и геоэлектрических характеристик с глубиной может указывать на преобладание гранулитов в пределах «акустически гомогенной» коры, а эклогитов, петрофизические характеристики которых (плотность и скорость акустических волн) практически совпадают с теми же характеристиками мантийных пород ультраосновного состава, — в пределах мантии.

2. Акустически прозрачная нижняя часть разреза традиционно рассматривается в качестве верхней части мантии.

7.2. Объемная модель глубинного строения Прикаспийской впадины

Совмещение данных, характеризующих строение Прикаспийской впадины в региональном масштабе, с результатами геологической интер-

претации сейсмического разреза по опорному профилю 1-ЕВ позволило представить главные особенности глубинного строения впадины в виде объемной модели (блок-диаграммы — см. прил. VIII-3). В качестве верхнего среза модели использована карта районирования силы тяжести (в редукции Буге). Распределение осадочных толщ на уровне дневной поверхности в модели не показано.

Районирование поля силы тяжести позволяет представить Прикаспийскую впадину в виде системы «вложенных» депрессий. В целом, модель позволяет наглядно продемонстрировать и оценить региональные особенности глубинного строения впадины. В частности, модель четко демонстрирует сочетание элементов симметрии и асимметрии в строении впадины, которые могут иметь решающее значение при реконструкции ее истории и геодинамической эволюции.

7.2.1. Структурные особенности коры в юго-западной части Прикаспийской впадины в сечении профилем 1-ЕВ

Структурные особенности коры Прикаспийской впадины уместно проанализировать в трех аспектах: 1) закономерности изменения мощности осадочных толщ верхнего уровня, 2) пространственные и структурные соотношения метаморфических комплексов нижнего уровня, 3) особенности проявления складчатых и разрывных дислокаций.

Строение осадочного разреза вдоль профиля 1-ЕВ закономерно варьирует в различных частях Прикаспийской впадины. Выделяются четыре участка: 1) западная окраина впадины, 2) область, известная как Сарпинский прогиб, 3) область, известная как Астраханский свод, 4) юго-западная окраина впадины.

Западная окраина Прикаспийской впадины (3630–2730 км) характеризуется сокращенным типом разреза. Полно представлен только соленосный разрез, мощность которого равна 6–7 км и заметно сокращается в непосредственной близости от западной границы впадины. Подсолевой уровень включает только верхнюю терригенно-кремнисто-карбонатную толщу верхнего карбона — нижней перми, мощность которой здесь составляет приблизительно 5 км — несколько больше, чем в других частях впадины, пересеченных профилем 1-ЕВ.

Сарпинский прогиб (3740–3900 км), отличается значительно более полным разрезом, суммарная мощность которого достигает 20–23 км, а локально и более. Участвующие в разрезе осадочные толщи характеризуются несколько повышенной мощностью, в разрезе карбонатной толщи нижнего–верхнего карбона появляются отчетливо фиксируемые пакетами отражений существенно терригенные прослои. В осевой части прогиба, несколько смещенной к юго-западу относительно его геометрического центра, размещена депрессия, ограниченная сбросами, выполаживающимися на глубине 7–9 км — на уровне, соответствующем верхней части подсолевой осадочной толщи (интервал 3800–3900 км по профилю 1-ЕВ). Локальные смещения по этим разломам указывают на перемещения в обратном направлении, т.е. о преобразовании в какие-то периоды времени сбросов во взбросы, что указывает на периодические смены растяжения сжатием. На карте районирования поля силы тяжести Прикаспийской впадины (см. прил. VIII-1) видно, что в указанном интервале профиль пересекает небольшую овальную структуру, которая, судя по соотношениям границ, занимает наиболее высокую структурную позицию в строении Прикаспийской впадины.

Астраханский свод (3900–4000 км), вмещает самый полный осадочный разрез. При этом мощность типично выраженной соленосной тощи сокращена до 4–4.5 км, напротив (с чем, по-видимому, связано определение структуры в качестве «свода»), подстилающие толщи от среднего девона до нижней перми отличаются несколько увеличенной мощностью, залегают горизонтально и выдержаны по простиранию. Возраст компонентов разреза достаточно достоверно охарактеризован вплоть до средне-верхнедевонской терригенно-карбонатной толщи, которая вскрыта буровыми скважинами в непосредственной близости от профиля 1-ЕВ. При отнесении подстилающего (самого нижнего в осадочной последовательности) акустически прозрачного слоя к нижнему девону мы руководствовались более далекими аналогиями (в частности, [Kenter et al., 2008]). Этот слой, возможно, представляет собой мощную (до 6–7 км) карбонатную платформу, которая возвышалась на 2–3 км над поверхностью дна палеобассейна. Подошва платформы имеет сложные соотношения с подстилающим метаморфическим комплексом. В верхней части девонская

карбонатная платформа согласно перекрывается средне-верхнедевонскими слоями со значительным участием терригенной составляющей и, вероятно, с участием битуминозных сланцев доманиковой фации. Эти слои согласно облекают склоны платформы и протягиваются дальше в юго-западном направлении. Сопоставление с региональной структурой позволяет предположить, что фрагмент девонской карбонатной платформы пересечен профилем в районе пк 3750 км (к обсуждению этой особенности мы вернемся ниже). Можно предполагать, что нижнедевонская платформа, в свою очередь, послужила основанием для вышезалегающей карбонатной платформы, в пределах которой сегодня сосредоточены разведенные залежи углеводородов Астраханского свода. Превышение поверхности этой платформы над дном палеобассейна соответствующего периода составляло примерно 2 км. Карбонатная платформа каменноугольного возраста также облекается вышезалегающими существенно терригенными отложениями, спускающимися по ее склонам [Антипов и др., 2008]. Следует заметить, что район Тенгизского месторождения характеризуется весьма близкими особенностями [Kenter et al., 2008].

Юго-западная окраина Прикаспийской впадины (4000–4080 км) по системе пологих сбросов постепенно погружается в сторону Каспийского моря. Осадочный разрез характеризуется рядом особенностей: толщи верхнего уровня почти или полностью лишены солей, карбонатная платформа нижнего–верхнего карбона быстро выклинивается.

Региональные особенности строения осадочных толщ в юго-западной части Прикаспийской впадины в самом общем виде можно представить следующим образом.

1. Строение осадочного разреза в целом характеризуется асимметрией, которая выражается в увеличении его мощности по направлению от западной границы к юго-западной границе Прикаспийской впадины. Карбонатная платформа каменноугольного возраста наследует положение более древней девонской карбонатной платформы. Постройки этого типа (Астраханский свод, Тенгиз) приурочены к южному борту Прикаспийской впадины.

2. В свою очередь, элементы симметрии, которые следовало ожидать, исходя из грубо концентрического строения Прикаспийской впадины, также проявлены. Наиболее яркое выражение структурной симметрии, зафиксированное по профилю 1-ЕВ, состоит в центральном размещении «верхней» депрессии (3800–3900 км). Кроме того, девонский карбонатный массив, вероятно, имеет в плане дугообразную форму и пересекается профилем дважды — в интервале 3900–4080 км и фрагментарно в районе пикета 3750 км (см. прил. VIII-1, VIII-2 и VIII-3).

Региональные особенности строения метаморфических комплексов нижнего уровня в юго-западной части Прикаспийской впадины состоят прежде всего в структурной асимметрии их строения и размещения. «Фундамент» северо-западной окраины Прикаспийской впадины образован метаморфическими комплексами, которые, по-видимому, значительно различаются по уровню метаморфизма. В юго-восточном направлении они сменяются более однородной относительно уровня метаморфизма корой. Ближе к краям впадины мощность коры несколько больше в сравнении с осевой частью впадины, которую профиль 1-ЕВ пересек в районе пк 3900–3950 км (см. прил. VIII-1 и VIII-2). При этом коро-мантийная граница оказывается приподнятой с глубины около 50 км примерно до 45 км.

Примечательно, что тектонические нарушения, зафиксированные разрывами корреляции в пределах «метаморфического» уровня, как правило, не прослеживаются или прослеживаются ограниченно в вышележащие осадочные толщи. Исключение составляет только самый нижний элемент осадочного разреза (девонская карбонатная платформа), подошва которого интенсивно нарушена. Практически все разломы имеют листрическую морфологию, выполаживаясь в нижней коре или на уровне коро-мантийной границы. Судя по смещениям осей синфазности и намеченных геологических границ, эти разломы представляют собой нормальные сбросы, которые в некоторых участках и/или в некоторые периоды геологической истории могли преобразовываться во взбросы. Примечательно, что в морфологии и размещении этих разломов симметрия полностью отсутствует — все они погружаются к юго-восточному концу профиля.

7.2.2. Межрегиональные корреляции

Нам представляется исключительно важным тот факт, что строение «метаморфического» уровня коры Прикаспийской впадины близко или аналогично строению коры палеопротерозойской Онежской впадины в пределах

Карельского кратона и неоархейских синформных структур (на примере Токмовского овоида) Волго-Уральского кратона.

Во всех трех случаях можно, по-видимому, связывать особенности сейсмических образов с «интегрирующими» процессами высокотемпературного метаморфизма и частичного плавления в областях коры, переработанных под воздействием мантийно-плюмовых источников тепла и, вероятно, флюидов.

Результаты глубинных исследований фундамента Русской платформы вдоль опорного профиля 1-ЕВ и профиля Татсейс позволяют провести определенные параллели между строением, эволюцией и нефтегазоносностью современной Прикаспийской впадины, палеопротерозойской Онежской структуры и неоархейских синформных структур фундамента Волго-Уральской провинции. Как отмечено в разделе 3.3.1.4, в вулканогенно-осадочном выполнении Онежской структуры участвуют шунгиты — породы с возрастом около 1.9 млрд лет, интерпретируемые в качестве «окаменевшей» нефти. Эти данные, равно как и наличие графитоносных метаосадков среди гранулитовых комплексов Волго-Уралии, а также кратко охарактеризованные выше (см. раздел 2.4.10) взаимосвязи в размещении и морфологии структур фундамента и залежей углеводородов Волго-Уральской провинции позволяют обозначить проблему возможного участия древних углеводородных компонентов фундамента в формировании залежей углеводородов в перекрывающем осадочном чехле.

Диффузная граница коры и мантии, зафиксированная близ западной окраины Прикаспийской впадины на глубине около 50 км, располагается несколько глубже раздела Мохо, обозначенного скоростными моделями ГСЗ, согласно которым этот раздел в краевой области Прикаспийской впадины расположен в интервале глубин 40–44 км [Гизе, Павленкова, 1988]. Это несоответствие можно проинтерпретировать следующим образом: по-видимому, нижняя часть коры образована высокоплотными и соответственно высокоскоростными породами — эклогитами при участии гранатовых гранулитов, физические свойства (плотность, скорость прохождения сейсмических колебаний) которых близки свойствам ультраосновных пород мантии. Это заключение согласуется с моделью формирования Прикаспийской впадины, предложенной Е.В. Артюшковым [1993, раздел 3.4.6]. Далее, согласно скоростной модели по [Гизе, Павленкова, 1988], особенностью глубинного строения Прикаспийской впадины является весьма значительный подъем раздела Мохо в центральной части впадины — до глубины около 36 км. Эта особенность в принципе согласуется с подъемом раздела кора–мантия по профилю 1-ЕВ в районе пикетов 3900–3950 км, который был отмечен выше. Объемная модель (см. прил. VIII-3) позволяет заключить, что область поднятия коро-мантийного раздела приблизительно совпадает с продольной осью Прикаспийской впадины.

7.2.3. Происхождение Прикаспийской впадины

Согласно опубликованным модельным представлениям, базирующимся на выводах сейсмостратиграфии и сейсмоскоростных данных, предполагается, что основание осадочного разреза образовано рифейской толщей мощностью до 4 км, перекрытой венд-ордовикскими отложениями мощностью до 2 км и затем — ордовик-силурийскими слоями мощностью до нескольких сотен метров [Lobkovsky et al., 1996; Volozh et al., 2003]. Однако реальность этих построений остается проблематичной, поскольку они имеют крайне ограниченную опору в данных бурения: отложения кембрия–ордовика вскрыты скважинами только лишь близ северо-восточного ограничения впадины (район Оренбурга), отложения ордовика–силура — близ ее северо-западного ограничения (район Саратова). Главная и надежно установленная роль в осадочном выполнении Прикаспийской впадины принадлежит толщам, сформированным в течение временного интервала от среднего девона (эйфель–живет–фран) до конца нижней перми (кунгур), т.е. между ~390 и 270 млн лет. Эти толщи перекрыты менее мощным комплексом от верхней перми до четвертичных отложений [Камбаров, 2000; Volozh et al., 2003; Ismail-Zadeh et al., 2006; Антипов и др., 2008].

Известно, что поздний и отчасти средний девон и ранний карбон были временем широко проявленного рифтогенеза в пределах Восточно-Европейского кратона и вдоль его окраин. В ряде мест рифтогенез сопровождался интенсивным магматизмом, что свидетельствует об «активном» характере процесса и указывает на его связь с крупными притоками тепла мантийно-плюмового типа. Следует напомнить, что позднепалеозойские события, совпадающие по вре-

мени с зарождением и эволюцией Прикаспийской впадины, результатом которых стало формирование герцинского орогена Западной Европы, были необычно «горячими». Свидетельства возникновения и закрытия герцинских океанов остаются проблематичными. В особенности это касается тектоно-метаморфического эпизода около 340 млн лет назад. В результате этого эпизода возникли протяженные гранулито-гнейсовые пояса в Центральной Европе, протолиты которых имели континентальное происхождение. Мощные притоки тепла, необходимые для процессов высокобарного–высокотемпературного метаморфизма (до 1050°С и до 22 кбар), не находят удовлетворительного объяснения в рамках коллизионных моделей, что заставляет предполагать участие внекоровых (астеносферных) источников тепла [Winchester et al., 2006].

Последовавшие за герцинскими событиями в пределах Европейского континента процессы медленного погружения, прослеживаемые вплоть до конца мезозоя, как предполагается, связаны с охлаждением, вызванным восстановлением нормального теплового состояния литосферы [Ziegler et al., 2006].

В 80–90-х годах предыдущего столетия на основе результатов интерпретации материалов сейсморазведки [Неволин, 1985; Павлов и др., 1991; Зверев, Косминская, 1980] получило широкое признание представление о блоковом строении фундамента Прикаспийской впадины. Согласно этой модели, поверхность фундамента впадины образует асимметричную отрицательную структуру, характеризующуюся неравномерным ступенчатым погружением поверхности фундамента от 7–9 км в прибортовой части до 16–19 и 24–26 км в центре впадины. Представление о блоковом строении фундамента Прикаспийской впадины находит сторонников и в настоящее время [Антипов и др., 2008], хотя современные данные о геологическом строении и эволюции раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона свидетельствуют в пользу иной модели — близкой моделям строения и эволюции фанерозойских орогенов (см., например, в [European Lithosphere..., 2006; Строение..., 2006; Минц, 2007б]).

Районирование поля силы тяжести по уровню и характеру изменчивости значений Δg и с учетом особенностей морфологии аномалий позволяет представить строение Прикаспийской впадины в виде системы «вложенных» овальных депрессий различного размера (см. прил. VIII-1). В результате отработки опорного профиля 1-ЕВ впервые получен детально проработанный сейсмический образ (картина сейсмических отражений) глубинных уровней коры и области коромантийной границы в юго-западной части впадины. Как показано ниже, модель глубинного геологического строения впадины вдоль опорного профиля 1-ЕВ в целом удается достаточно успешно согласовать со структурными особенностями строения Прикаспийской впадины, которые демонстрируются полем силы тяжести.

Существует ***ряд гипотез возникновения и эволюции Прикаспийской впадины***. Наиболее широкое признание получили *представления о наложенном характере этой структуры*, сформированной на древнем основании Восточно-Европейской платформы. Согласно этим взглядам, начиная с рифея до среднего девона, здесь существовали области накопления осадочных отложений. В среднедевонскую эпоху регион в целом испытал погружение. В центральной его части в это время образовался глубоководный бассейн с некомпенсированным прогибанием. Следующее опускание территории возобновилось в средней юре и далее — в позднем мелу. *Рифтогенная гипотеза становления Прикаспийской впадины* предполагает, что в раннем палеозое на ее территории располагалась сложная система рифтовых зон и их структурных аналогов, которые затем предопределили особенности строения подсолевого осадочного комплекса. Предполагается также, что в течение среднего-позднего палеозоя *впадина развивалась как типично платформенная структура*. Мощности осадочных отложений возрастали от границ впадины к ее центру. Различные фациальные изменения разреза и стратиграфические перерывы находились в тесной связи с дифференцированными тектоническими движениями коры. Наконец, как было отмечено выше, специфика теплового состояния литосферы в среднем–позднем палеозое и плотностная структура нижней коры и верхней мантии позволяют предполагать, что ведущую роль в зарождении и эволюции *Прикаспийской впадины играли внутриплитные процессы плюмового типа*.

Результаты исследования глубинного строения Прикаспийской впадины, представленные в данной главе, позволяют на новой основе обратиться к обсуждению проблемы происхождения и эволюции этой уникальной структуры. Обратим внимание на три важных обстоятельства.

1. Сейсмический образ «фундамента» впадины резко отличается от образа коры сопредельных структур. Граница между соседствующими

типами коры по западной границе впадины осталась не исследованной по профилю 1-ЕВ, однако малая протяженность пропущенного интервала (30–35 км) не оставляет сомнения в исключительно резком характере этой крутозалегающей границы, особенно на среднем и нижнем уровнях коры (см. прил. VIII-2, VIII-3).

2. «Степень резкости» этой границы снижается в верхней части разреза. Здесь прослеживаются верхние толщи, принадлежащие кратону Хопёр, и, вместе с тем, можно наблюдать как на расстоянии 40–50 км эти толщи «растворяются» в значительно гомогенезированной коре, образующей фундамент Прикаспийской впадины.

3. Нижняя граница осадочного разреза, сформированная в конце нижнего — начале среднего девона (около 400 млн лет назад), варьирующая по глубине от 13 до 15 км, характеризуется сложной морфологией и неоднократными смещениями (см. прил. VIII-2 и VIII-3), которые не прослеживаются вверх по разрезу. Это позволяет предполагать, что формирование этой толщи совпадало по времени с процессами интенсивного преобразования подстилающих комплексов («фундамента»).

Мощные притоки глубинного тепла, под воздействием которых были кардинально переработаны породы, образующие сегодня «фундамент» Прикаспийской впадины (по крайней мере, частично принадлежащие кратону Хопёр), уместно связывать с мантийными процессами плюмового типа. Судя по охарактеризованным выше особенностям границы, разделяющей «фундамент» и средне-верхнедевонские отложения, эти процессы имели место в раннем девоне и завершились приблизительно синхронно с накоплением среднедевонских карбонатных толщ. Последовавшие процессы медленного погружения, прослеживаемые вплоть до конца мезозоя, как можно предполагать, связаны с охлаждением, вызванным восстановлением нормального теплового состояния литосферы [Ziegler et al., 2006] (см. также несколько иное представление в [Lobkovsky et al., 1996]).

7.3. Проблемы нефтегазоносности

Представление Прикаспийской впадины в виде системы «вложенных депрессий», которые в верхней части разреза концентрируются в центральной части Прикаспийской впадины, позволяет провести определенные параллели с более древними структурами, характеризующимися в различной степени проявленными признаками нефтеносности. Прежде всего, такое сравнение уместно в отношении упоминавшейся выше Онежской депрессии. В палеопротерозойском (около 1.9 млрд лет) вулканогенно-осадочном разрезе выполнения этой структуры участвуют так называемые шунгиты — породы, в строении которых преобладает преимущественно аморфный углерод. Особенности состава, строения и морфологии шунгитовых линз и прослоев свидетельствуют о том, что шунгиты представляют собой «окаменевшую» нефть, которая во время формирования толщи заполняла близповерхностные трещины и поры и частично изливалась на поверхность формирующегося осадка.

Другой интересный пример относится к Волго-Уральской нефтегазоносной провинции [Минц, Каулина, Конилов и др., 2007; Минц и др., 2008]. В строении Волго-Уральского кратона (ВУК), образующего фундамент этой провинции, выделяются Токмовский, Бузулукский, Краснокамский и Верхнекамский «овоиды» синформного строения, 350–500 км в диаметре и сквозькоровой протяженности по вертикали. В межовоидном пространстве размещены удлиненно-овальные синформы меньшего размера.

Как показано в разделе 2.4.10, одной из главных закономерностей пространственного распределения залежей углеводородов Волго-Уральской провинции является их связь с двумя типами структур чехла, «линейным» и «сводово-купольным» [Казанцев, Казанцева, 2003]. Появление структур линейного типа связано с формированием позднепалеозойского Уральского орогена. Структуры второго типа, на наш взгляд, правильнее называть «центриклинально-концентрическими». Они отчетливо наследуют размещение и конфигурацию главных тектонических структур фундамента, сформированных к концу архея (см. раздел 2.4). В частности, гигантское Ромашкинское месторождение размещено над центральной частью Альметьевской синформы, принадлежащей Межовоидной области и выполненной магнетит- и графитсодержащими метаосадочными породами сулеевского комплекса. Дугообразный пояс небольших месторождений отчетливо следует краевой части синформы. Близкие закономерности характерны для преобладающей части Волго-Уральской провинции. Известна также и закономерность иного рода: в пределах Волго-Уральской про-

винции отмечена «приуроченность зон нефтегазонакопления... к областям развития в фундаменте высокоглиноземистых графитоносных комплексов» [Постников, 2002].

Перечисленные нефтегазоносные структуры обладают рядом общих характеристик. К их числу относятся: 1) морфология — все они представляют собой крупные овальные депрессии, поперечник которых, как правило, составляет 150–500 км; максимальными размерами (~600×900 км) характеризуется Прикаспийская впадина; 2) в случае, когда эти депрессии не были сорваны со своего «основания», им отвечают акустически прозрачные области в нижней коре, формирование которых указывает на гомогенизацию вещества в результате процессов высокотемпературного метаморфизма; 3) признаки завершения эволюции в обстановке сжатия, приводившего к выдавливанию осадочного выполнения депрессий на их борта. Эти, а также некоторые другие особенности перечисленных структур позволяют связывать их возникновение и развитие с глубинными притоками тепла и, вероятно, флюидов плюмового типа [Минц, Каулина, Конилов, 2007; Минц и др., 2008]. В пользу предположения о плюмовой природе Прикаспийской впадины говорит и отмеченная выше широкая проявленность в среднем девоне — раннем карбоне процессов рифтогенеза в пределах Восточно-Европейского кратона, сопровождавшегося проявлениями мантийного магматизма, а также формирование в это же время на сопредельных территориях Западной и Центральной Европы крупных масс высокотемпературных метаморфитов.

Охарактеризованные выше закономерности распределения нефтегазоносных залежей в пределах Волго-Уральской провинции позволяют предполагать, что по крайней мере часть углеводородов могла формироваться за счет преобразования древнего органического вещества, захороненного в породах фундамента в пределах метаморфизованного осадочного выполнения древних депрессий. Кроме того, при моделировании тепловой эволюции Прикаспийской впадины, очевидно, не следует ограничиваться оценками «нормального» теплового потока, варьирующего лишь в зависимости от глубины залегания осадочных толщ и мощности «слоя», образованного перекрывающей морской водой (как предполагается, например, в моделях [Камбаров, 2000; Ismail-Zadeh et al., 2006; Антипов и др., 2008]). Учет теплового вклада со стороны источника плюмового типа, очевидно, позволит создать более корректную модель тепловой эволюции впадины.

Выявленные закономерности позволяют предполагать наличие определенных аналогий в распределении залежей углеводородов в пределах Альметьевской синформы в фундаменте Волго-Уральской провинции и Прикаспийской впадины. В частности, выявленные к настоящему времени в пределах Прикаспия залежи размещаются вдоль периметра впадины. Однако пример Ромашкинского месторождения позволяет достаточно высоко оценить перспективы также и центральной части Прикаспийской впадины, где крупные залежи пока не известны.

По-видимому, должны иметь практическое значение дальнейшие исследования взаимосвязей среднепалеозойских карбонатных массивов с особенностями глубинного строения впадины.

Согласно другой версии, формирование нефтематеринских доманиковых пород Волго-Уральского региона происходило при участии эндогенной составляющей относительно углерода, урана и ряда редких металлов, при этом в качестве источника газовых эманаций предполагаются основные магмы [Готтих и др., 2007]. Вторая модель предполагает, таким образом, важную роль в формировании Волго-Уральской провинции мантийно-плюмовых процессов девонского возраста.

Следует отметить также и возникающие противоречия. Модель Р.П. Готтих с соавторами делает акцент на плюмовом событии девонского возраста, с которым особенно естественно связать и происхождение Прикаспийской впадины. Однако в этом случае следует ожидать проявления девонского метаморфизма и в фундаменте Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Такого рода явления в керне скважин пока не зафиксированы. Возможно, структурное и метаморфическое единство коры ВУК является кажущимся? А в действительности, те или иные глубинные структуры имеют девонский возраст? Или, альтернативно, фундамент Прикаспийской впадины был в главных чертах сформирован в результате раннедокембрийского плюмового события? Наконец, возможно, что мощное накопление углеводородов в пределах обеих провинций является результатом двукратного (пространственно унаследованного) плюмового воздействия? Для получения ответов на поставленные вопросы нужны дальнейшие исследования.

Глава 8
Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона на основе данных по опорному профилю 1-ЕВ, профилю ТАТСЕЙС и региональным профилям МОГТ

В предыдущих главах мы стремились с доступной полнотой продемонстрировать результаты регионального обобщения геологических и тектонических данных, собранных в результате многолетних исследований раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона, и охарактеризовать выводы, полученные на базе синтеза этих результатов и материалов новейших глубинных сейсмических исследований региона. Вся работа строилась по принципу системы с обратной связью. Данные о глубинном строении использовались для более полного и корректного суждения о геологических структурах и процессах зарождения и эволюции раннедокембрийской коры ВЕК. В свою очередь, сведения о геологическом строении ВЕК, представленные в едином ключе и с привлечением максимума доступной информации на карте Фенноскандинавского щита и карте поверхности фундамента в пределах Русской плиты, создали основу рациональной интерпретации сейсмических образов и других данных, характеризующих глубинное строение коры.

В предшествующих главах были детально и последовательно охарактеризованы материалы сейсмопрофилирования по опорному профилю 1-ЕВ, профилю-рассечке 4В, региональному профилю ТАТСЕЙС, а также по некоторым профилям проекта FIRE, отработанным «Спецгеофизикой» на сопредельной территории Финляндии. Кроме того, были привлечены данные по профилям УРСЕЙС и ESRU-2003–2005, а также по профилю DOBRE, пересекающему Днепрово-Донецкую впадину на территории Украины. В результате исследований МОГТ были получены материалы нового типа, принципиально отличающиеся от разрезов ГСЗ, которые на протяжении длительного времени были практически единственной базой для развития представлений о глубинном строении коры ВЕК и особенностях коро-мантийной границы, которая в скоростных моделях непосредственно отождествляется с разделом Мохо.

Интеграция всего объема данных, полученных в процессе геологической интерпретации материалов по профилю 1-ЕВ, позволила обратиться к созданию объемной модели (блок-схемы) глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона с сечениями коры по опорному профилю 1-ЕВ, профилю-рассечке 4В, региональному профилю ТАТСЕЙС, профилям FIRE-1 и FIRE-4 (см. прил. IX-1 и IX-2). Анализ модели дает возможность охарактеризовать структуры коры и особенности строения коро-мантийной границы главных тектонических подразделений ВЕК. Уже при беглом обзоре объемной модели видно, что «нижняя кора», подстилающая архейские гранит-зеленокаменные кратоны в пределах па-

леоконтинента Кола-Карелия, не имеет видимых разрывов, резких изменений мощности и особенностей строения при переходе от одного кратона к другому. Вместе с тем, уже в первом приближении можно обнаружить зависимость вариаций мощности «нижней коры» от пространственного распределения палеопротерозойских структурно-вещественных ассоциаций в верхней и средней коре, с которыми нижнекоровый «слой», как правило, не соприкасается. С учетом сказанного, мы рассмотрим «нижнюю кору» в качестве самостоятельного объекта.

8.1. Архейские кратоны в сечении опорным профилем 1-ЕВ, профилями 4В и ТАТСЕЙС

8.1.1. Гранит-зеленокаменная кора архейских кратонов

В ходе исследований по опорному профилю 1-ЕВ и профилю-рассечке 4В были охарактеризованы разрезы гранит-зеленокаменной коры Кольской, Беломорской, Карельской и Курской провинций (см. раздел 4.3–4.6). Глубинное строение и сейсмическая характеристика коры этих образований имеют как общие, так и специфические черты. Кроме того, кора в неодинаковой степени переработана в результате последовавших палеопротерозойских преобразований и локально проявленных более поздних процессов.

Суммарная мощность коры архейских ГЗО характеризуется лишь незначительными вариациями: от 40 км в пределах Кола-Карелии до 50 км в пределах Курского микроконтинета. Однако мощность собственно гранит-зеленокаменной коры (т.е. без учета нижнекорового «слоя»), напротив, значительно варьирует: 30–38 км — для Инари-Кольской ГЗО, 30–35 км — в пределах Хетоламбинского микроконтинента в составе Беломорской провинции, 20–25 км — в центральной части Карельского кратона, пересеченной профилями 1-ЕВ и 4В; максимальной мощностью характеризуется гранит-зеленокаменная кора Курского кратона — 40–45 км.

В объемных моделях глубинного строения гранит-зеленокаменных областей ВЕК верхние уровни коры Кольской, Карельской и Беломорской провинций представлены с детальностью, приблизительно отвечающей картам масштаба 1:1 000 000. Как показано в разделе 4.1, интенсивно отражающие объекты, охарактеризованные высокими значениями эффективной акустической жесткости, отвечают архейским зеленокаменным поясам и палеопротерозойским вулканогенно-осадочным комплексам. Сейсмопрофилирование, к сожалению, миновало характерные участки гранит-зеленокаменных областей, поэтому прирост информации о глубинном строении коры подобного типа оказался ограниченным. Данные по профилям 1-ЕВ и 4В позволяют предполагать, что зеленокаменные ассоциации Карельского кратона в той или иной степени включены в тектонические пластины, чередующиеся с пластинами, образованными гранито-гнейсами.

Для среднего уровня коры Карельской и Беломорской провинций характерно резкое снижение «отражательности». Акустически прозрачные области, размещенные в средней части этого «слоя», согласно оценкам плотностного моделирования, сложены низко- или умереннoплотными породами. При вскрытии подобных областей современным эрозионным срезом (например, в интервале 250–300 км по профилю 1-ЕВ) можно видеть, что они сложены гранитоидами. Это позволяет интерпретировать подобные области в качестве гранитоидных плутонов. В сечении по профилю 1-ЕВ, ориентированном близко к простиранию структурного рисунка, среднекоровый «слой» Карельского кратона горизонтален (рис. 8.1). Однако в поперечном сечении по профилю 4В устанавливается пологое погружение в восточном направлении границ внутрикоровой расслоенности и среднекорового «слоя», в частности (см. рис. 4.17). Время обособления насыщенного гранитоидными плутонами среднекорового «слоя» достоверно оценить не удается — его возникновение могло быть связано как с архейскими, так и с палеопротерозойскими событиями.

Центрально-Беломорская сутура, «сшивающая» области гранит-зеленокаменной коры Кольской и Беломорской провинций, крайне невыразительна на картине сейсмических отражений. Уверенно прослеживается лишь направление погружения структурных элементов коры — к северу, под Кольский микроконтинент (см. прил. V-1–V-4 и IX-2).

Кора Курской ГЗО охарактеризована в сечении профилем 1-ЕВ в зоне влияния со стороны палеопротерозойского Восточно-Воронежского орогена (рис. 8.2). Возможно, вся кора Курской ГЗО или ее преобладающая часть подобна «верхней коре» Кольской провинции. Кора кратона Хопёр, которая характеризуется выдержанной

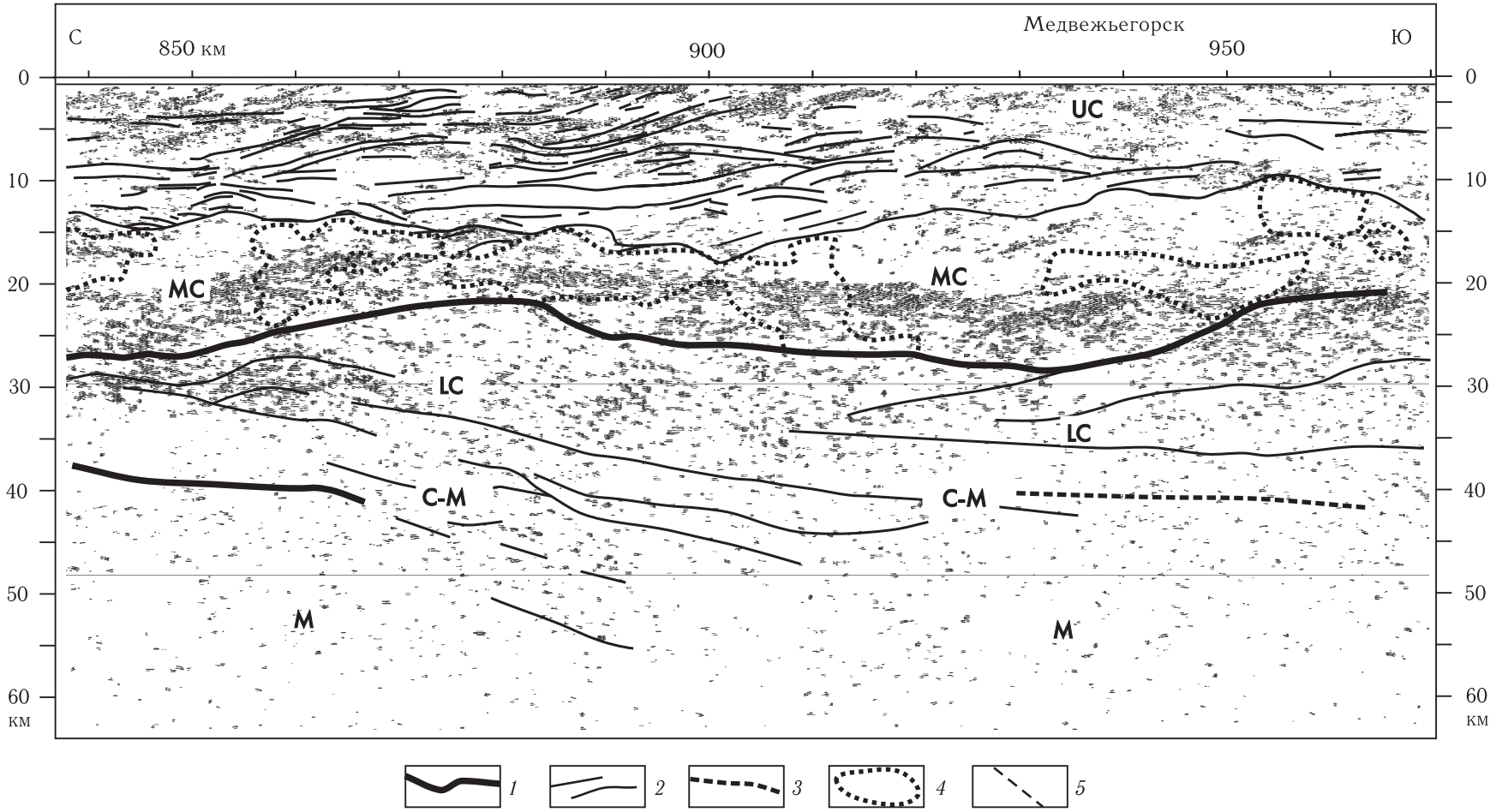
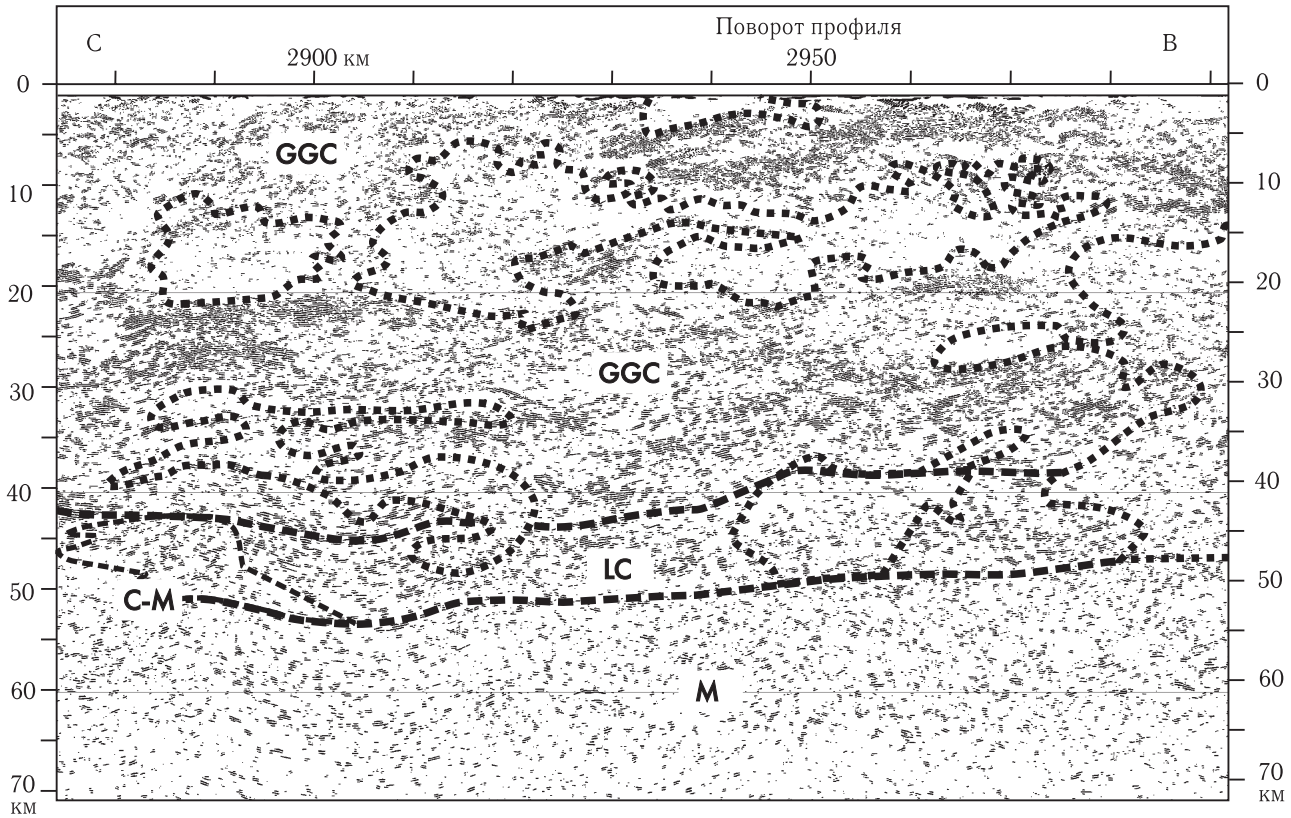
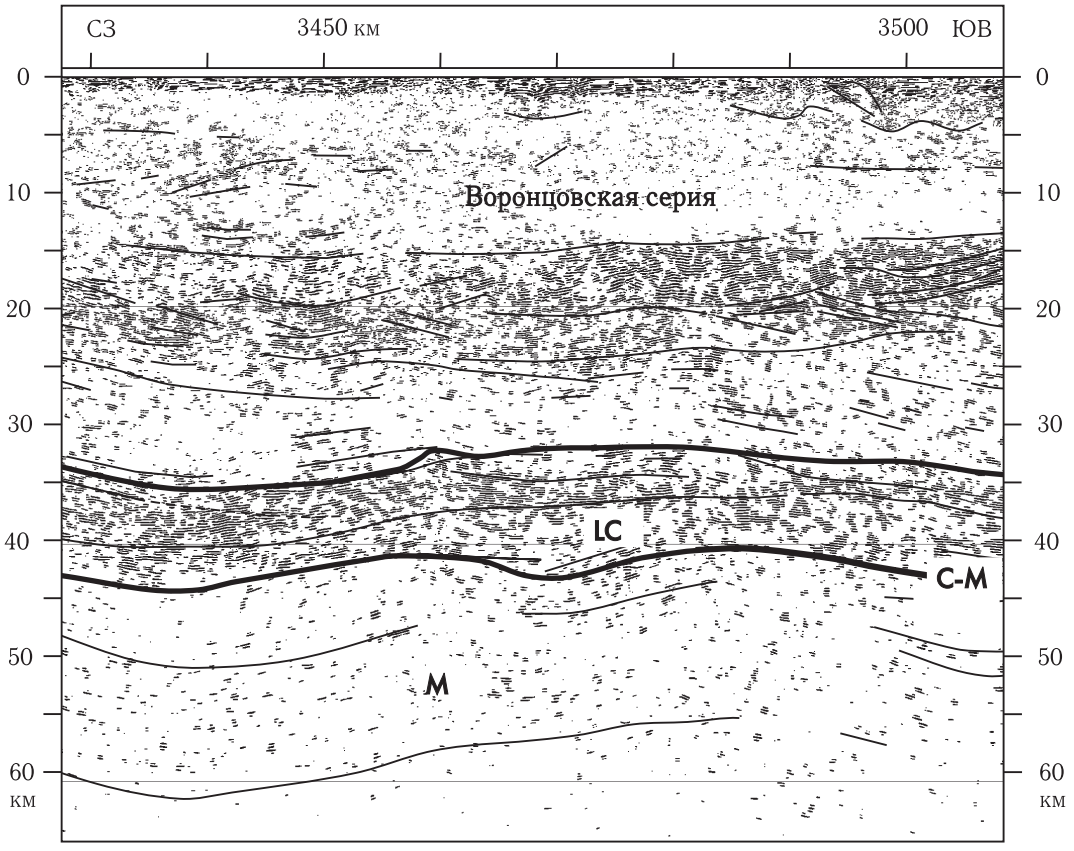


Рис. 8.1. Восточно-Карельский краевой осадочно-вулканогенный пояс (увеличенный фрагмент сейсмического образа коры по профилю 1-ЕВ, 840–970 км). Чешуйчато-надвиговый ансамбль осадочно-вулканогенного пояса в верхней части коры симметрично сопровождается торошением тектонических пластин нижней коры, погружавшихся в мантию в том же направлении, в котором происходило надвигание чешуйчато-надвиговых пакетов в верхней части коры

Условные обозначения к рис. 8.1–8.7: *1* — главные тектонические границы; *2* — границы структурных доменов; *3* — «диффузная» коро-мантийная граница; *4* — ограничения гранитоидных плутонов среднекорового «слоя»; *5* — тектонические границы, выделенные по разрывам корреляции отражений (преимущественно сбросы и сбросо-сдвиги).

Буквенные обозначения на рис. 8.1–8.7: кора — UC — верхняя, MC — средняя, LC — нижняя; M — мантия, C-M — коро-мантийная граница


С
2900 км
Поворот профиля
2950
В
0
10
20
30
40
50
60
70
км
GGC
GGC
LC
C-M
M


СЗ
3450 км
3500
ЮВ
0
10
20
30
40
50
60
км
Воронцовская серия
LC
C-M
M

⇐

Рис. 8.2. Курский кратон (увеличенный фрагмент сейсмического образа коры по профилю 1-ЕВ, 2880–2990 км). Неравномерно отражающая структурированная гранит-зеленокаменная кора. В основании разреза — слабо выраженный нижнекоровый слой, протягивающийся со стороны кратона Хопёр

GGC — гранит-зеленокаменные комплексы.

Условные обозначения см. на рис. 8.1

мощностью, 40–44 км, отчетливо расслоена по уровню отражательности (рис. 8.3).

8.1.2. Кора архейских гранулито-гнейсовых поясов и Волго-Уральского гранулито-гнейсового ареала

Центрально-Кольский гранулито-гнейсовый пояс, пересеченный профилем 1-ЕВ в интервале 50–250 км (см. прил. V-1–V-4), представляет собой тектонический покров, перекрывающий Инари-Кольскую ГЗО. Покров имеет синформное строение, его вертикальная протяженность не превышает 7–8 км.

Волго-Уральский кратон **(*ВУК*)** — принципиально новое представление о его глубинном строении было получено в результате интерпретации сейсмических образов коры по профилю ТАТСЕЙС (см. раздел 2.4).

В сравнении с корой архейских гранит-зеленокаменных областей, гранулито-гнейсовая кора ВУК отличается более значительной мощностью — порядка 60 км, максимальные значения достигают 65–70 км (см. рис. 2.115, см. прил. IX-2). Кора преимущественно охарактеризована интенсивными сейсмическими отражениями. Выделяется два принципиально различающихся типа коровых структур: первый — в пределах Токмовского овоида и второй — характерный для остальной части ВУК, пересеченной геотраверсом. Чашеобразная структура Токмовского овоида, ~600 км в поперечнике, прослеживается до коро-мантийной границы на глубине около 60 км. В строении овоида преобладают высокоплотные мафитовые гранулиты, включающие тела габброидов, габбро-анортозитов и ультрамафитов. За пределами овоида кора имеет трехъярусное строение. До глубины около 20 км она образована ансамблем синформных структур, надвинутых друг на друга. Нижнекоровый «слой» мощностью ~35 км образован последовательностью наклонных тектонических пластин, погружающихся в северо-западном направлении и «проникающих» в мантию. Граница верхней и нижней коры «замещена» акустически прозрачной областью мощностью 10–20 км. При выходе к поверхности фундамента (интервал 100–400 км по профилю ТАТСЕЙС) эта область представлена гранитоидами Бакалинского комплекса, размещенного в коре 2.71–2.70 млрд лет назад (см. рис. 2.115–2.117, прил. IX-1 и IX-2).

8.2. Кора палеопротерозойских орогенов

Структурный облик коры палеопротерозойских внутриконтинентальных коллизионных орогенов (ВКО) и Свекофеннского аккреционного орогена (АО) более сложен и разнообразен в сравнении с корой архейских кратонов.

8.2.1. Средне-палеопротерозойский Восточно-Воронежский ВКО

Восточно-Воронежский ВКО (см. прил. VII-1–VII-3) размещен вдоль восточной окраины Курского кратона. Благодаря изгибу трассы профиля 1-ЕВ ороген пересечен как по простиранию (2650–2950 км), так и вкрест простирания (2950–3650 км), что позволило достаточно полно охарактеризовать его строение. Главным элементом

⇐

Рис. 8.3. Расслоенная по уровню «отражательности» кора кратона Хопёр (увеличенный фрагмент сейсмического образа коры по профилю 1-ЕВ, 3430–3500 км). Отчетливо выраженный нижнекоровый «слой» («зона рефлективити») отделен от мантии резкой границей. Слабо отражающий слой в верхней части коры — воронцовская серия

Условные обозначения — см. на рис. 8.1

орогена является зона совмещения архейских кратонов, представляющая собой структуру типа «крокодил» или «пасть крокодила» (рис. 8.4, см. прил. IX-2).

По мере приближения к орогену кора кратона Хопёр подвергается расслоению. Верхняя часть коры, мощность которой в ненарушенной внутренней области кратона составляет около 30 км, надвинута на активную окраину Курского кратона. Нижняя часть коры кратона Хопёр, которая представляет собой типичную «интенсивно отражающую нижнюю кору», подстилающую континентальную область (см. рис. 8.3), погружается в мантию. Погружение сопровождалось (или, возможно, в значительной степени подменялось) скучиванием и аккрецией тектонических пластин «Хопёрской» нижней коры. Мощность пакета скученных пластин достигает 30 км. Дешифрирование структурного рисунка на картине сейсмических отражений позволяет непрерывно проследить нижнекоровый «слой» под гранит-зеленокаменной корой сопредельной с орогеном территории Курского кратона. Полученная картина (см. прил. VII-1–VII-3 и IX-2, рис. 8.2) приводит к однозначному выводу о палеопротерозойском возрасте этого «слоя» и соответственно об отсутствии архейской «нижней коры» в основании Курского кратона на удалении от Восточно-Воронежского ВКО. Это заключение коррелируется с резко пониженными значениями поля силы тяжести, отвечающими территории Курского кратона.

Вулкано-плутонический комплекс Липецко-Лосевской активной окраины в сечении профи-

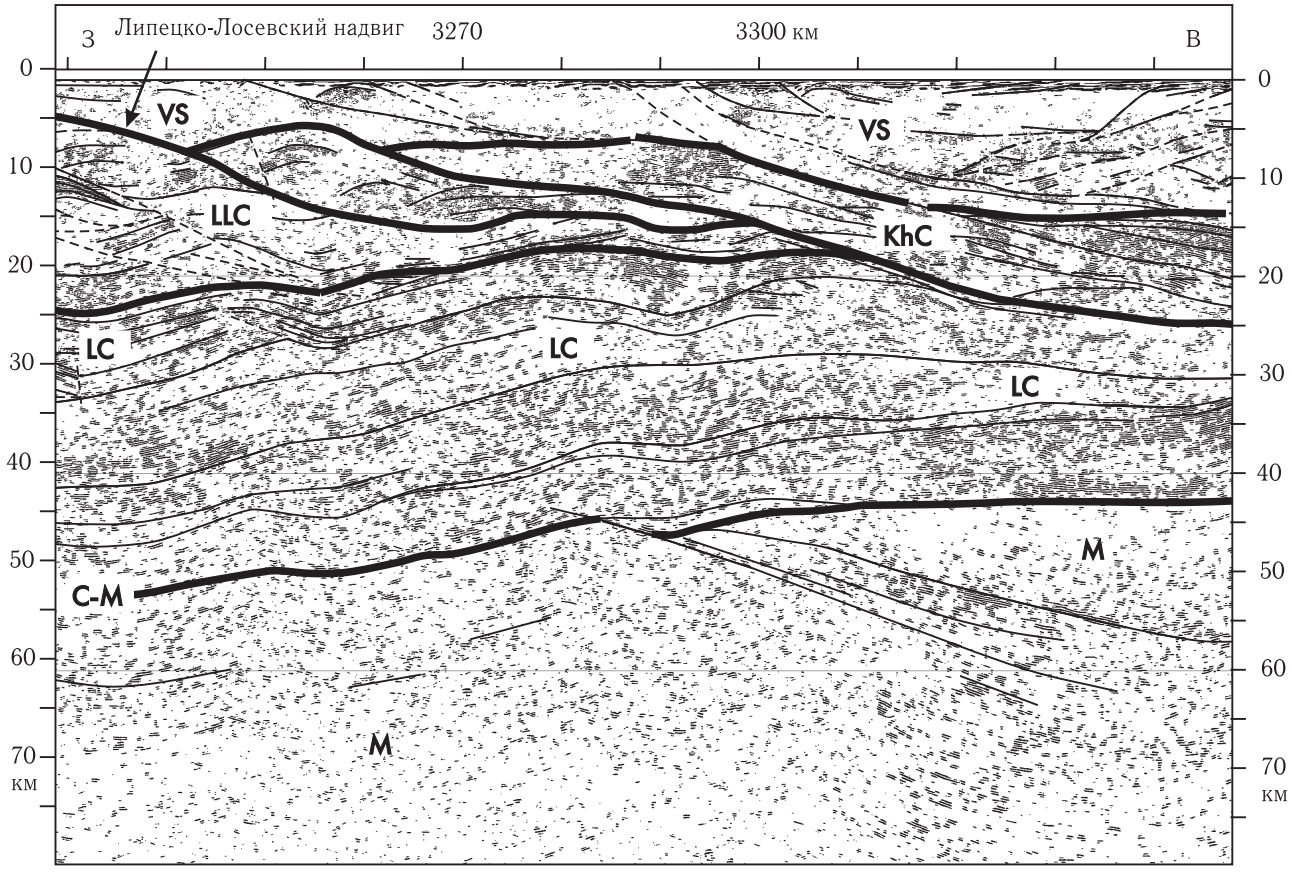


Рис. 8.4. Восточно-Воронежский ВКО: структура типа «крокодил» по границе Курского кратона и кратона Хопёр (увеличенный фрагмент сейсмического образа коры по профилю 1-ЕВ, 3230–3340 км). В нижней части коры размещено «нагромождение» нижнекоровых пластин палеопротерозойского возраста. На среднем уровне коры в восточной половине рисунка видна тектоническая пластина коры, принадлежащей кратону Хопёр (KhC), перекрытая терригенным комплексом воронцовской серии (VS). Обе пластины перемещены поверх коры Липецко-Лосевского окраинно-континентального вулкано-плутонического комплекса (LLC). Общий разрез региональной структуры см. в прил. VII

Условные обозначения см. на рис. 8.1

лем 1-ЕВ достигает мощности около 25 км (см. прил. VII-1–VII-3 и IX-2). Кора, подстилающая вулкано-плутонический комплекс, начиная с коро-мантийного раздела, пронизана сложно ветвящимися акустически прозрачными объектами, которые могут быть проинтерпретированы в качестве субвулканических образований или гранитоидов усманского и павловского комплексов, широко представленных на поверхности фундамента. Эта интерпретация остается предположительной, поскольку глубинное строение гранит-зеленокаменной коры в удалении от активной окраины осталось неисследованным.

8.2.2. Поздне-палеопротерозойский Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский ВКО

В строении Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского ВКО выделяются его внутренняя область и краевые зоны (см. прил. IX-1 и IX-2). Глубинное строение орогена наиболее полно охарактеризовано в пределах Среднерусского сектора — в интервале 1700–2300 км (см. прил. VI-1–VI-3). В поперечном сечении орогена по профилю 1-ЕВ видно, что кора имеет «двухэтажное» строение. В верхней части внутренней области орогена, она образована чередующимися гранулито-гнейсовыми и мигматит-амфиболито-гнейсовыми тектоническими пластинами мощностью 5–10 км, смятыми в пологие синформные складки (рис. 8.5). Краевые зоны орогена образованы погружающимися к югу тектоническими пластинами Тотьминского (на севере) и Апрелевского (на юге) поясов. Ограниченная информация о составе этих пластин свидетельствует об участии низкометаморфизованных мафитовых вулканитов, серпентинитов и метаосадков. Мощность Тотьминской пластины (рис. 8.6) достигает 10 км, она прослежена по картине отражений от поверхности фундамента (интервал 1700–1800 км) до коро-мантийной границы (интервал 2000–2200 км, средний угол погружения — 5–10°), что, наряду с характером горно-породной ассоциации, позволяет предположительно интерпретировать ее в качестве сутурной зоны. Тотьминская сутура отделяет синформный структурный ансамбль от нижней части коры. Неравномерно отражающую структурированную кору этой области удается проследить до дневной поверхности в пределах Карельского кратона.

Глубинное строение Лапландского сектора орогена исследовано менее полно. Синформное строение тектонического покрова ЛГП надежно установлено геологическим картированием (см. раздел 3.3.1.6). Структурный образ этого пояса получен в сечениях вдоль профилей ЭГГИ [Минц и др., 1996; Mints et al., 2007] и FIRE-4a [Минц и др., 2007б; Partison et al., 2006; Mints

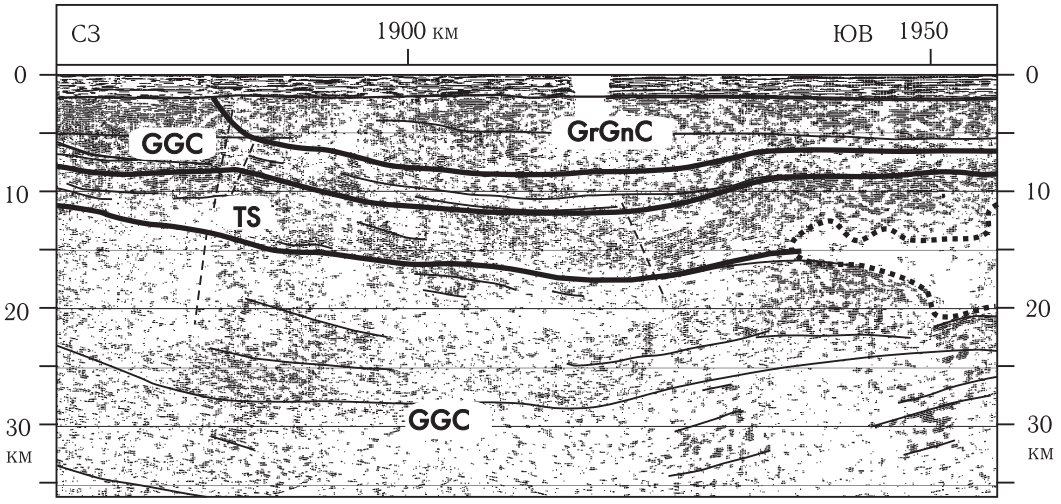


Рис. 8.5. Синформная структура Кашинского гранулито-гнейсового пояса (увеличенный фрагмент сейсмического образа коры по профилю 1-ЕВ, 1870–1950 км). Мощность осадочного чехла (хорошо виден в верхней части разреза) достигает 1.5 км

GrGnC — гранулито-гнейсовый комплекс, GGC — гранит-зеленокаменный комплекс, TS — Тотьминская сутура (см. прил. VI).

Условные обозначения см. на рис. 8.1

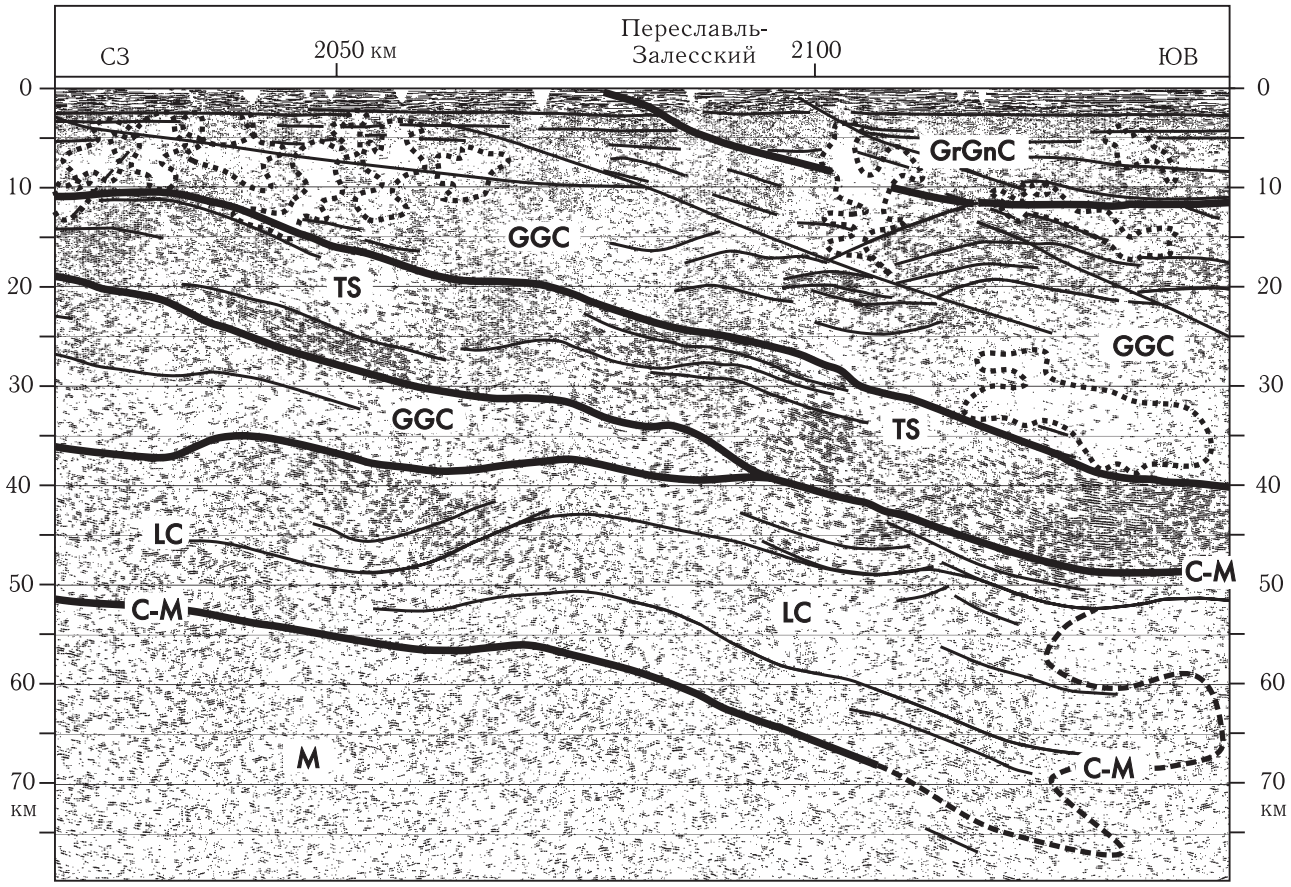


Рис. 8.6. Тотьминская сутура (увеличенный фрагмент сейсмического образа коры по профилю 1-ЕВ, 2030–2140 км). Тектоническая пластина, образованная породами Тотьминского осадочно-вулканогенного пояса (сутуры— см. прил.VI-3), мощностью 10 км, прослеживается до коро-мантийной границы. Тотьминская сутура отделяет синформный структурный ансамбль от нижней части разреза коры. Нижнекоровый «слой» в области, показанной на рисунке, характеризуется умеренной «отражательностью»; он как бы растворяется в мантии. Мощность осадочного чехла (хорошо виден в верхней части разреза) в границах Центрально-Российского авлакогена равна 2.5–3 км. Примечательны смещения чехла, очевидно, связанные с новейшей реактивизацией полого-наклонных разломов в фундаменте

GrGnC — гранулито-гнейсовый комплекс, GGC — гранит-зеленокаменный комплекс, TS — Тотьминская сутура. Условные обозначения см. на рис. 8.1

et al., 2009]. Гранулито-гнейсовый комплекс подстилается подошвенной зоной тектонического меланжа, известной как пояс Тана (Танаэлв). Сейсмические образы, отвечающие подошвенному комплексу и собственно гранулитам, с четко прослеживаемыми ограничениями отдельных тектонических пластин, сходны между собой (см. рис. 4.5 и 4.16).

Краевые зоны орогена образованы Печенга-Имандра-Варзугским осадочно-вулканогенным поясом на севере и Восточно-Карельским — на юге. В отличие от Среднерусского сегмента, краевые пояса погружаются навстречу друг другу — под осевую область орогена. Строение Восточно-Карельского пояса детально охарактеризовано вдоль профиля 4В и в интервале 650–950 км по опорному профилю 1-ЕВ (см. раздел 4.4, рис. 4.17, 4.18; прил. V-1–V-4). Пояс образован чередованием тектонических пластин, сложенных ранне-палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными комплексами и архейскими гранито-гнейсами. Формирование чешуйчато-надвигового ансамбля в верхней части коры симметрично сопровождалось торошением тектонических пластин нижней коры, погружавшихся в мантию в том же направлении, в котором происходило надвигание чешуйчато-надвиговых пакетов в верхней части коры (см. рис. 8.1).

8.2.3. Поздне-палеопротерозойский Рязано-Саратовский ВКО

Главную роль в строении Рязано-Саратовского орогена играет Рязанский сутурный пояс, прослеженный от выхода к поверхности фундамента в районе пк 2400 км по профилю 1-ЕВ до совмещения с коро-мантийной границей на глубине около 55 км под пк 2700 км (см. прил. VI-1–VI-3 и IX-2). Над сутурой размещен Тульско-Тамбовский окраинно-континентальный вулкано-плутонический комплекс.

8.2.4. Поздне-палеопротерозойский Свекофеннский аккреционный ороген (АО)

Свекофеннский АО не затронут системой российских профилей, однако знание особенностей глубинной структуры этого орогена и его структурных соотношений с палеоконтинентом Кола-Карелия крайне важны в аспекте нашего исследования. Автором данной главы была выполнена интерпретация сейсмического образа коры и верхней части мантии в разрезе по профилю FIRE-1, опубликованном финскими коллегами [Finnish reflection..., 2006] (см. рис. 4.20). Начиная с пк 230 км и далее в юго-западном направлении, профиль FIRE-1 пересекает структуры Свекофеннского АО и Центрально-Финляндский массив — один из крупнейших гранитоидных массивов Фенноскандинавского щита. На протяжении длительного времени предполагалось, что этот массив относится к рангу «батолитов» или микроконтинентов. В противоположность этому, на сейсмическом разрезе отчетливо видно, что массив представляет собой субгоризонтально залегающее пластообразное тело, образованное структурно (а, возможно, также и вещественно) расслоенным комплексом пород, максимальная мощность которого не превышает 10–12 км в сечении профилем FIRE-1. К аналогичному заключению пришли и финские исследователи [Partison et al., 2006]. Массив скрывает от наблюдателя, исследующего ситуацию на уровне дневной поверхности, собственно аккреционный комплекс — последовательность тектонических пластин мощностью от 10 до 20 км, которые погружаются в северо-восточном направлении под углом 10–12°, формируя разрез коры вплоть до коро-мантийного раздела на глубине до 65 км. Под окраиной Карельского кратона аккреционный комплекс прослеживается более чем на 150 км. Пояс Саво, по-видимому, представляет собой выжатое на борта выполнение задугового бассейна.

8.3. Нижняя кора и коро-мантийная граница

8.3.1. Нижняя кора («зона рефлективити»)

Нижняя кора в традиционном понимании отождествляется с «зоной рефлективити», расположенной непосредственно поверх коро-мантийной границы, иначе говоря, с областью интенсивных сейсмических отражений, рисующих образ «расслоенной» нижней коры. Модель сейсмического образа нижней коры, разработанная на основе реального геологического объекта — зоны Ивреа в Альпах, охарактеризованная в [Hurich, Smithson, 1987], представлена выше, в разделе 4.2.2. Эта зона представляет собой реальный фрагмент нижней коры, выведенный тектоническими процессами к дневной поверхности. Сейсмический образ модели весьма близко напоминает известные образы «интенсивно отражающей расслоенной» нижней коры («зоны рефлективити»). Использование реальной геологической структуры в качестве исходной модели избавляет от необходимости искать объяснение сейсмической картинки среди чисто гипотетических феноменов, таких как необычайно выдержанная вещественная расслоенность или наличие в нижней коре тонких трещин, заполненных неизвестным флюидом.

«Зона рефлективити» мощностью 7–12 км практически постоянно присутствует в разрезах коры палеоконтинента Кола-Карелия, ее наиболее яркий («канонический») образ показан на рис. 8.7. В других случаях образ нижней коры не настолько характерен, однако ее удается трассировать по направлению отражающих объектов. Снижение мощности до значений менее 5 км отмечено в северной части Кольского кратона. В свою очередь, структурный рисунок свидетельствует, что увеличение мощности нижнекорового «слоя» связано с торошением тектонических пластин в основании коры (см. рис.8.1, 8.4; прил. IX-2). Значительное увеличение мощности нижней коры, до 20 км, приурочено к западной и юго-западной окраинам палеоконтинента Кола-Карелия — вдоль границы со Свекофеннским АО. Как и во внутренней области ЛСБ АКО, увеличение мощности нижней коры связано с взаимным надвиганием-пододвиганием-расклиниванием тектонических

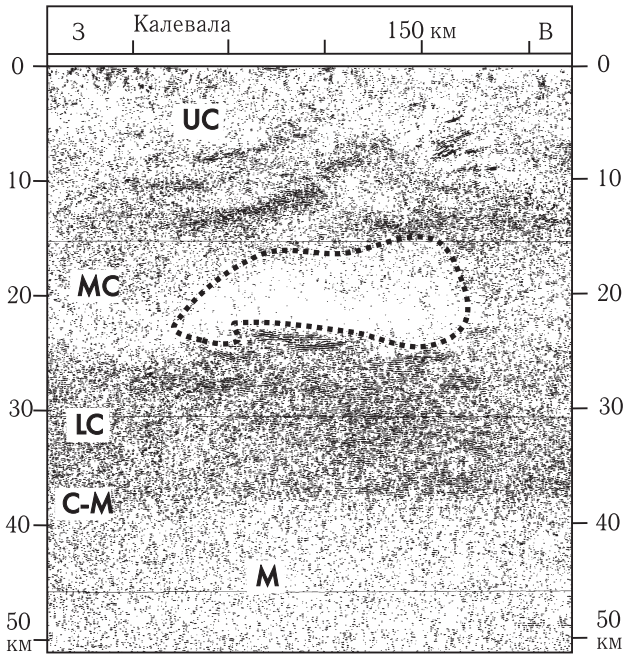


Рис. 8.7. Нижнекоровый слой («зона рефлективити») в основании коры Карельского кратона (увеличенный фрагмент сейсмического образа коры по профилю 4В, 120–200 км). «Канонический» характер разреза позволяет не подчеркивать внутрикоровые границы и линию коро-мантийного раздела

Условные обозначения см. на рис. 8.1

пластин. В исследованной части Свекофеннского орогена нижнекоровая «зона рефлективити» отсутствует.

Как отмечено выше, нижнекоровый «слой» не имеет разрывов или скачкообразных изменений мощности при пересечении границ Беломорской провинции с Карельским и Кольским кратонами. Близ границы со Свекофеннским орогеном нижнекоровый «слой» не только характеризуется повышенной мощностью, но и занимает максимально приподнятое положение (см. рис. 4.17): подъем «слоя» связан с взаимным надвиганием-пододвиганием комплексов пород Карельского кратона и Свекофеннского АО. Подчеркнем две важные особенности: во-первых, нижнекоровый «слой» срезается тектоническими пластинами, образованными палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными ассоциациями, принадлежащими, в частности, поясу Кайнуу; во-вторых, этот «слой» подстилается тектоническими пластинами аккреционного комплекса Свекофеннского орогена (см. рис. 4.17; прил. IX-2). Следовательно, нижнекоровый слой континента Кола-Карелия был сформирован в течение палеопротерозоя, ранее главных коллизионных событий.

Нижняя кора и верхняя мантия в пограничной зоне Кольской и Беломорской провинций «опробованы» девонскими трубками и дайками по берегам и на островах Кандалакшского залива. Кимберлитовые и лампрофировые магмы вынесли к поверхности глубинные ксенолиты. Особенно «продуктивной» оказалась трубка на о-ве Еловый [Ветрин, 2006; Ветрин и др., 2009]. Среди нижнекоровых ксенолитов преобладают гранатовые гранулиты, аналогичные по составу мафитовым гранулитам и метагаббро-анортозитам ЛГП. Мощность реконструированного разреза коры в период метаморфизма составляла примерно 70 км [Mints et al., 2007]. Возрасты цирконов из гранатовых гранулитов охватывают интервал от 2.84 до 0.26 млрд лет, концентрируясь в пределах четырех дискретных интервалов — неоархейского, двух палеопротерозойских и палеозойского [Ветрин и др., 2009; Downes et al., 2002 и ссылки в этих работах]. Наиболее интересны первично-магматические зональные призматические цирконы из образца клинопироксен-гранат-плагиоклазового кристаллосланца (метагаббро-анортозита), которые дали ряд совпадающих конкордантных и близконкордантных оценок со средним значением 2.47 млрд лет [Downes et al., 2002]. Два зерна с «размытой» зональностью показали возраст 2.41 млрд лет, что рассматривается как «след» ранней метаморфической перекристаллизации. Эти оценки практически точно совпадают с возрастом проявлений ранне-палеопротерозойского магматизма и высокотемпературного метаморфизма [Минц, Каулина, Конилов, 2007; Mints, Konilov, 2004 и ссылки в этих работах], которые зафиксировали старт палеопротерозойской эволюции, инициированной мантийными процессами плюмового типа. Судя по приведенным данным, именно эти процессы были ответственны и за формирование нижнекорового «гранулит-мафитового слоя».

Максимальная мощность нижнекорового «слоя», связанная с нагромождением тектонических пластин, приурочена к осевой зоне Среднерусского сектора Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского ВКО. В обстановке общего сжатия, гранулито-гнейсовые комплексы Среднерусского и Южно-Прибалтийского секторов, по-видимому, были выжаты в субширотном направлении навстречу друг другу. Эта ситуация наглядно демонстрируется особенностями строения рассматриваемой области, представленными как в плане (см. прил. IV-1, IX-1 и IX-2), так и в разрезе в интервале 1250–1700 км по профилю 1-ЕВ (см. прил. VI-1–VI-3). Выше упоминался участок торошения нижнекоровых тектонических пластин, связанный с

Восточно-Карельским осадочно-вулканогенным поясом (интервал 850–1000 км по профилю 1-ЕВ). Во всех перечисленных случаях скучивание нижнекоровых пластин сопряжено со взбросо-надвиговыми деформациями в верхней коре.

Следует также отметить как минимум тенденцию к концентрации среднекоровых гранитоидных плутонов и увеличение их размеров в районах интенсивных взбросо-надвиговых деформаций и тектонического скучивания в нижней и верхней коре. Наиболее ярко эта тенденция проявлена в интервале 1600–1850 км по профилю 1-ЕВ, где ансамбль нижнекоровых пластин достигает максимальной мощности 30 км, образуя преобладающую часть коры, подошва которой находится на глубине 50 км (см. прил. VI-1, VI-3 и IX-2).

Нижнекоровый «слой» присутствует также и в основании коры кратона Хопёр, где он характеризуется постоянной мощностью около 10 км (см. рис. 8.3). Резкое возрастание мощности, как и в предыдущих случаях, связано с тектоническим скучиванием (можно сказать «нагромождением») пяти или более нижнекоровых пластин в зоне столкновения Курского кратона с кратоном Хопёр (см. прил. IX-2 и VII-1–VII-3; рис. 8.4), произошедшего 2.1–2.0 млрд лет назад.

В отличие от рассмотренных выше проявлений палеопротерозойской «нижней коры», нижнекоровый «слой» Волго-Уральского кратона (ВУК) образован последовательностью наклонных тектонических пластин практически на всем протяжении интервала 0–650 км по профилю ТАТСЕЙС. Суммарная мощность этого своеобразного «слоя» равна ~35 км. «Слой» отделен от структур в верхней части коры акустически прозрачной областью мощностью 10–20 км, образованной неоархейскими гранитоидами (см. рис. 2.115–2.117). Пространственная связь между областью скученной нижней коры и акустически прозрачным слоем с неоархейскими гранитоидными плутонами в средней коре в случае ВУК особенно очевидна. Эта связь, а также относительно небольшая роль палеопротерозойских структурно-вещественных ассоциаций в строении ВУК указывают на неоархейский возраст нижнекорового «слоя» ВУК.

8.3.2. Акустически гомогенные «полупрозрачные» области в коре

Акустически гомогенные «полупрозрачные» области в коре представляют особый интерес: при подходе к ним как бы «растворяются» и исчезают все элементы структурной неоднородности коры, фиксируемые чередованием доменов с интенсивными и слабыми отражениями и особенностями структурного рисунка отражений. Прерывание «зоны рефлективити» приводит к кажущемуся исчезновению границы кора–мантия, так как последняя дает сходную картину слабых отражений. Необходимо отметить, что граница кора–мантия в этих участках, как и в остальных случаях, фиксируется резким возрастанием скорости прохождения сейсмических волн с переходом к скорости 8 км/с и более, характерной для верхней части мантии. Область коры подобного типа пересечена профилем 1-ЕВ в интервале 1050–1200 км (см. рис. 4.19; прил. V-1–V-3 и X-2).

Эта область пространственно и, вероятно, генетически связана с одной из двух депрессий — Онежской и Прионежской, возникших в интервале времени от 2.2 до 1.86 млрд лет. К сожалению, профиль пересекает только лишь окраины этих депрессий, что препятствует получению однозначного заключения. Акустически гомогенная область захватывает интервал от глубины 15 км до диффузной коро-мантийной границы на глубине около 50 км. Скоростные оценки по данным ГСЗ (материалы Н.И. Павленковой, ИФЗ РАН) относительно повышены, особенно в нижней части рассматриваемой области. Оценки плотности также указывают на относительное повышение значений в рассматриваемой области — до 2.9–2.95 г/см^3 (материалы В.О. Михайлова и С.А. Тихоцкого, ИФЗ РАН).

Можно предполагать, что кора этой области во второй половине палеопротерозоя преобразована мантийными процессами, такими как внедрение мафитовых магм и высокотемпературный метаморфизм. Второй пример связан с чашеобразной структурой Токмовского овоида. Акустически прозрачная область коры размещена поверх коромантийного раздела на глубине около 60 км (см. рис. 4.18–4.20). Высокие значения региональных физических полей позволяют предполагать, что кора в этой области насыщена телами высокоплотных и высокомагнитных мафит-ультрамафитов, которые полностью или частично преобразованы в особо высокоплотные породы типа гранатовых гранулитов или эклогитов. Закономерное положение рассматриваемой области в структуре ВУК ясно указывает на неоархейский возраст процессов, ответственных за ее формирование.

8.3.3. Граница кора–мантия

Особенности сейсмического образа коромантийной границы значительно варьируют. В

пределах Кольской, Карельской и Беломорской провинций эта граница, как правило, проявлена достаточно отчетливо — по смене умеренно или интенсивно отражающей нижней коры относительно «прозрачной» мантийной областью (см. рис. 8.1, 8.3 и 8.7). Наиболее значительный разрыв образа коро-мантийной границы на картине сейсмических отражений относится к охарактеризованному выше интервалу 1050–1200 км по профилю 1-ЕВ.

Принципиально важной особенностью строения коро-мантийной границы являются неоднократные нарушения ее выдержанного субгоризонтального начертания, связанные с изгибанием, погружением и как бы растворением в мантии фрагментов пластин «нижней коры». Эти явления достаточно уверенно дешифрируются по особенностям структурного рисунка сейсмических отражений. Подстилающая область верхней мантии в подобных местах отличается несколько повышенным количеством более или менее закономерно ориентированных отражений, пунктирно трассирующих в мантийную область структуры нижней коры (см. рис. 8.1; прил. IX-2). Аналогичное устройство коро-мантийного раздела ярко выражено в основании архейской коры Волго-Уральского гранулито-гнейсового ареала, где нижнекоровый «слой» мощностью ~35 км образован последовательностью наклонных тектонических пластин, погружающихся в северо-западном направлении и «проникающих» в мантию (рис. 4.18–4.20). Области в верхней части мантии, характеризующиеся повышенным числом отражающих объектов, можно предположительно рассматривать в качестве «коро-мантийной смеси», возможно, с участием эклогитизированных фрагментов коры.

8.4. Происхождение коры и палеогеодинамические реконструкции

Объемное моделирование коры открывает новые возможности для реконструкции геодинамических обстановок в истории формирования ВЕК. Эти возможности оказались максимальными для палеопротерозойских орогенов и минимальными — для архейских гранит-зеленокаменных областей. Главная причина такой «несправедливости» лежит в значительном уровне переработки гранит-зеленокаменной коры в ходе палеопротерозойской эволюции.

Архейские гранит-зеленокаменные области пересечены трассами профилей 1-ЕВ и 4В, которые практически не затронули наиболее протяженные зеленокаменные пояса, «претендующие» на интерпретацию в качестве аналогов фанерозойских сутурных (например, пояс Колмозеро-Воронья). Центрально-Беломорская сутура пересечена в неблагоприятном для исследования месте. Менее значительные по размерам, но не менее важные для палеогеодинамических трактовок зеленокаменные пояса, в частности, принадлежащие системе Ведлозеро-Сегозеро вдоль восточной границы Водлозерского микроконтинента (древнейшей составляющей Карельского кратона), пройдены практически вдоль простирания (интервал 1000–1200 км по профилю 1-ЕВ).

Архейские гранулито-гнейсовые пояса и ареалы охарактеризованы значительно более полно. Получила подтверждение модель Центрально-Кольского ГГП в качестве синформного тектонического покрова ограниченной мощности [Минц и др., 1994, 1996]. Кроме того, данные по профилю 1-ЕВ впервые позволили достоверно объединить в одно целое фрагменты Инари-Кольской гранит-зеленокаменной области (Варангер, Титовский, Восточно-Печенгский и Оленегорский), на уровне дневной поверхности разделенные, а в объемном представлении — лишь фрагментарно перекрытые гранулито-гнейсовым комплексом.

Без преувеличения, уникальная информация доставлена в результате пересечения структур ВУК профилем ТАТСЕЙС. Главная или по крайней мере одна из главных особенностей ВУК состоит в мощном проявлении высокотемпературного (гранулитового) метаморфизма (см. раздел 2.4), охватившего огромные области континентальной коры — площадью не менее 600 000 км^2 при толщине корового слоя, подвергшегося высокотемпературным преобразованиям, — более 50 км. Последняя цифра характеризует только современную мощность гранулито-гнейсовой коры ВУК, лишенной эродированной верхней части. Ареальный, с выделением нескольких центрированных (круговых и овальных) структур, и крайне высокотемпературный характер процесса находит наиболее общее объяснение в модели мантийного плюма, обоснованной и охарактеризованной в разделе 2.4.9. Результатом коллизионного сжатия стали надвиго-поддвиговые дислокации вдоль границ овоидов и в пределах межовоидной области, преобразование вулканогенно-осадочного выполнения депрессий в пакеты тектонических пластин, сопровождавшееся межслоевым проскальзыванием и деформациями.

В результате на месте бывших депрессий возникли синформные последовательности тектонических пластин. С заключительным этапом связано также и тектоническое расслаивание коры межовоидной

области с образованием верхнего «слоя синформ» и нижнекорового слоя, образованного моноклинальной последовательностью погружающихся в мантию тектонических пластин, разделенных акустически прозрачным гранитоидным «слоем» мощностью 10–20 км. Пограничное положение этого пологонаклонного «слоя», вероятно, фиксирует размещение детачмента — тектонической поверхности срыва, отделившего синформные структуры верхней коры от их нижнекорового основания.

Тектоническое сжатие в верхней коре реализовалось в надвиго-поддвиговых перемещениях вдоль границ синформных структур, а также в сдавливании самих синформ и преобразовании их в «овалы» и «пояса». Сокращение латеральных размеров нижней коры происходило за счет «торошения» — образования моноклинальных пакетов тектонических пластин, погружающихся в мантию и как бы растворяющихся в ней в результате эклогитизации. Процессы расслаивания коры не распространялись на овоиды, что свидетельствует об особой устойчивости этих чашеобразных структур.

Средне-палеопротерозойский Восточно-Воронежский ВКО получил детальную характеристику. Базирующаяся на материалах МОГТ объемная модель коры позволила протестировать, значительно уточнить и конкретизировать существующие модели тектонического строения и геодинамической эволюции. Прежде всего, получила подтверждение модель Липецко-Лосевской «активной окраины» на востоке Курского микроконтинента или Сарматии в целом. Выяснилось, что глубинное строение орогена относится к типу, получившему образное название «пасть крокодила». Одновременно стало понятно, что сформировавшиеся к тому времени представления о природе и размерах соответствующего палеоокеана, равно как и представления о строении и геодинамических обстановках в истории формирования воронцовской серии, следует проанализировать заново.

Объемное представление воронцовской серии, которая без значительных осложнений перекрывает мощную континентальную кору в полосе шириной около 400 км, более всего напоминают структуру эпиконтинентального осадочного бассейна. Четкая расслоенность коры, подстилающей воронцовскую серию, могла быть связана с процессами внутрикорового плавления и дифференциации вещества коры под воздействием интенсивного прогрева, зафиксированного термальными «куполами». Глубинное строение орогена, где в мантийную область погружаются тектонические пластины нижнекорового «слоя», подстилающего континентальную кору, скоротечность предполагаемой субдукции и отсутствие фрагментов океанической литосферы позволяют предполагать кратковременное и локализованное на ограниченном пространстве существование океанической структуры. Как показано в разделе 3.1, такая структура могла возникнуть в результате перехода от рифтинга к спредингу в западной части Воронцовского эпиконтинентального бассейна плюмовой природы.

Поздне-палеопротерозойский Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский ВКО охарактеризован наиболее полно и с наибольшей детальностью. Анализ объемной модели коры позволяет уточнить и скорректировать идеи о его происхождении и эволюции. Прежде всего, совершенно очевидно, что гранулито-гнейсовые комплексы, занимающие верхнюю структурную позицию в тектоно-стратиграфическом разрезе, не могли возникнуть в результате внутреннего «саморазогрева» коры, подвергшейся тектоническому скучиванию. Синформные структуры гранулито-гнейсовых поясов также невозможно представить в качестве фрагментов древних сутур. Как показано в предыдущих разделах, наилучшим образом особенностям объемной модели отвечает идея о формировании гранулито-гнейсовых поясов в ходе последовательности внутриконтинентальных событий, инициированных плюмовыми процессами (см. в разделе 3.3.1.6).

Особое место принадлежит надвиго-поддвиговым ансамблям палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов, которые можно рассматривать в качестве образований промежуточного типа между деформированными рифтогенными комплексами и сутурами, образовавшимися при закрытии локально возникавших океанов небольшой протяженности. Сутурные участки поясов более определенно выделяются вдоль границ Среднерусского сектора. Тотьминская сутура, внутренняя относительно дугообразного начертания орогена, прослеживается от эрозионной поверхности фундамента до коро-мантийной границы, фиксируя состоявшиеся разрыв и последующее объединение архейской гранит-зеленокаменной коры, которая к началу палеопротерозоя могла полностью принадлежать Карельскому кратону. Апрелевская сутура вдоль внешнего обвода дуги прослеживается неуверенно и лишь на небольшую глубину. В то же время, эта сутура приурочена к четко проявленным северным ограничениям Сарматии и Волго-Уралии, уверенно выделяемым как в плане, так и на разрезе по профилю 1-ЕВ. Апрелевская сутура перекрывается Серпуховским вулкано-плутоническим комплексом, который по своему положению и по на-

бору пород может рассматриваться в качестве производной магматизма на активной окраине. Таким образом, в истории Среднерусского сектора отчетливо просматривается некий период, когда сплошность континентальной коры была нарушена: Сарматия и Волго-Уралия были отделены от Среднерусского сектора, а тот, в свою очередь, — от Кола-Карельского континента узкими линейными океанами, которые закрылись к концу палеопротерозоя в результате субдукции океанической коры в южном (центробежном относительно дугообразного начертания орогена) направлении.

Примечательна еще одна деталь: комплекс пород нижней коры, предположительно образованный мафит-ультрамафитовыми и интрузивами, которые совместно с вмещающими породами подверглись гранулитовому метаморфизму, структурно отделен от синформных гранулито-гнейсовых поясов Тотьминской сутурной зоной. Этим лишний раз подчеркивается невозможность представления гранулито-гнейсовых поясов в качестве «отторженцев» нижней коры и, в свою очередь, невозможность интерпретации нижнекорового «слоя» в качестве продукта коллизионных процессов. Более того, зафиксированное глубинными разрезами скучивание и «нагромождение» нижнекоровых пластин указывает на то, что ко времени коллизии 1.9–1.8 млрд лет назад нижняя кора Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена была существенно жесткой и, следовательно, относительно «холодной».

Следует отметить, что распространение нижнекорового «слоя» в пределах самого орогена и охватываемого им палеоконтинента Кола-Карелия практически точно совпадает с внешними ограничениями орогена. Как показывает изучение глубинных ксенолитов, в строении нижней коры существенную, если не главную, роль играют раннепалеопротерозойские метагаббро-анортозиты, датированные 2.47 млрд лет. Как показано в главе 3, 2.53–2.42 млрд лет назад кора Кола-Карелии была интрудирована мафитовыми магмами на всех уровнях: тела габбро-анортозитов разместились в основании коры, мелкие интрузивы мафит-ультрамафитового и габбро-анортозитового состава («друзиты») — на нижнем и среднем уровнях коры, расслоенные мафит-ультрамафиты — в верхней части коры и в непосредственной близости от дневной поверхности. В это же самое время поверхность палеоконтинента была перекрыта мощными потоками трахиандезито-базальтов и коматиитовых базальтов. Внутриконтинентальная обстановка и геохимические особенности изверженных пород указывают на плюмовую природу магматизма, время проявления которого соответствует возрасту одного из наиболее мощных суперплюмов в истории планеты [Condie, 2004 a,b и ссылки в этой работе].

Объединяя приведенные в книге данные, можно предположить, что нижнекоровый слой Кола-Карелии был сформирован в результате индуцированного плюмом магматизма и сопутствующего метаморфизма в начале палеопротерозоя. В конце палеопротерозоя, 1.94–1.87 млрд лет назад, ВЕК подвергся сжатию и латеральному сокращению (эти события можно с определенной условностью рассматривать в качестве «коллизионных»). Сокращение латеральных размеров коры осуществлялось в результате торошения нижнекоровых пластин, которые, очевидно, приобрели к этому времени достаточную жесткость, и за счет надвиго-поддвиговых перемещений в верхней коре. Вместе с тем, нет никаких признаков, что нижняя кора представляет собой кумулат, возникший в результате парциального плавления и расслоения утолщенной коры или иных явлений, так или иначе, определяемых коллизией.

Поздне-палеопротерозойский Рязано-Саратовский ороген получил объемное представление, где Рязанская сутура прослежена от поверхности фундамента до коро-мантийной границы. Эта особенность глубинной структуры указывает на возникновение и последующее закрытие линейного океана, разделившего Сарматию и Волго-Уралию.

Раскрытие этого океана должно было произойти позднее формирования Восточно-Воронежского орогена. Об этом свидетельствуют два обстоятельства: во-первых, во время формирования воронцовской серии и ее аналогов около 2.1 млрд лет назад Сарматия, Хопёр и Волго-Уралия участвовали в строении единого континента; во-вторых, структуры Восточно-Воронежского орогена, формирование которого завершилось около 2.0 млрд лет назад, срезаются структурами Рязано-Саратовского орогена и перекрываются вулкано-плутоническим комплексом Тульско-Тамбовской активной окраины.

Свекофеннский АО — его глубинное строение в полной мере согласуется с геодинамической моделью аккреционного орогена. Примечательно отсутствие в основании коры орогена «зоны рефлективити», т.е. комплекса пород нижней коры, который не появился ни в процессе аккреции островодужных комплексов, ни в ходе последующей эволюции. Это наблюдение лишний раз подчеркивает отсутствие часто постулируемой связи между процессами аккреционного и коллизионного орогенеза и формированием нижнекорового «гранулит-базитового слоя».

Глава 9
История и главные закономерности формирования раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона

9.1. Зарождение и эволюция архейских кратонов, история их взаимодействия, объединения и преобразования

В заключительных частях разделов главы 2, посвященных характеристике главных тектонических подразделений архейской коры, в хронологическом порядке систематизированы главные события в истории формирования этих подразделений (поясов, микроконтинентов, кратонов и т.п.). В данном разделе мы рассмотрим общие закономерности зарождения и эволюции архейских кратонов, включенных в сегодняшнюю структуру композитного Восточно-Европейского кратона (см. рис. 0.1, *А*; прил. II-1 и III-1).

9.1.1. Формирование зародышей (ядер) будущих континентов (3.5–2.93 млрд лет)

В истории формирования раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона, зафиксированной геологической летописью, можно выделить свидетельства наиболее ранних событий, результатом которых стало появление разобщенных областей зарождения и развития ранней континентальной коры. Эти области можно рассматривать в качестве ядер или зародышей будущих континентов (рис. 9.1, см. цв. вкл.). Реликтовые свидетельства существования ранней коры, отмеченные в большинстве архейских гранит-зеленокаменных областей ВЕК, позволили выделить структурно-вещественные комплексы, которые, по крайней мере в части случаев, можно обозначить как «дозеленокаменное основание» гранит-зеленокаменных областей. Размеры «ранних» микроконтинентов, по-видимому, не превышали нескольких сотен километров длину. Возможное исключение представлено Волго-Уральским кратоном — в случае, если он наследует контуры некоего «раннего» микроконтинента. Неоархейская тектонотермальная переработка полностью скрыла любые ранее существовавшие границы внутри этого кратона (во всяком случае, на сегодняшнем уровне изученности).

Курский микроконтинент. Главная составляющая коры Курского микроконтинента — гранито-гнейсы обоянского комплекса, крайне скудно охарактеризована геохронологическими данными. Согласно сведениям, приведенным в разделе 2.3.1.1, единичные оценки возраста гранито-гнейсов и заключенных в них амфиболитов отвечают интервалу 3.67–3.36 млрд лет, возраст метаморфических цирконов из амфиболитов — 3.48 млрд лет. Эти оценки свидетельствуют о формировании древнейших гранитогнейсов обоянского комплекса в палеоархее, что позволяет относить их к числу древнейших образований, участвующих в строении коры ВЕК. Какие-либо свидетельства происхождения и обстановок формирования обоянских гранитогнейсов до настоящего времени не известны.

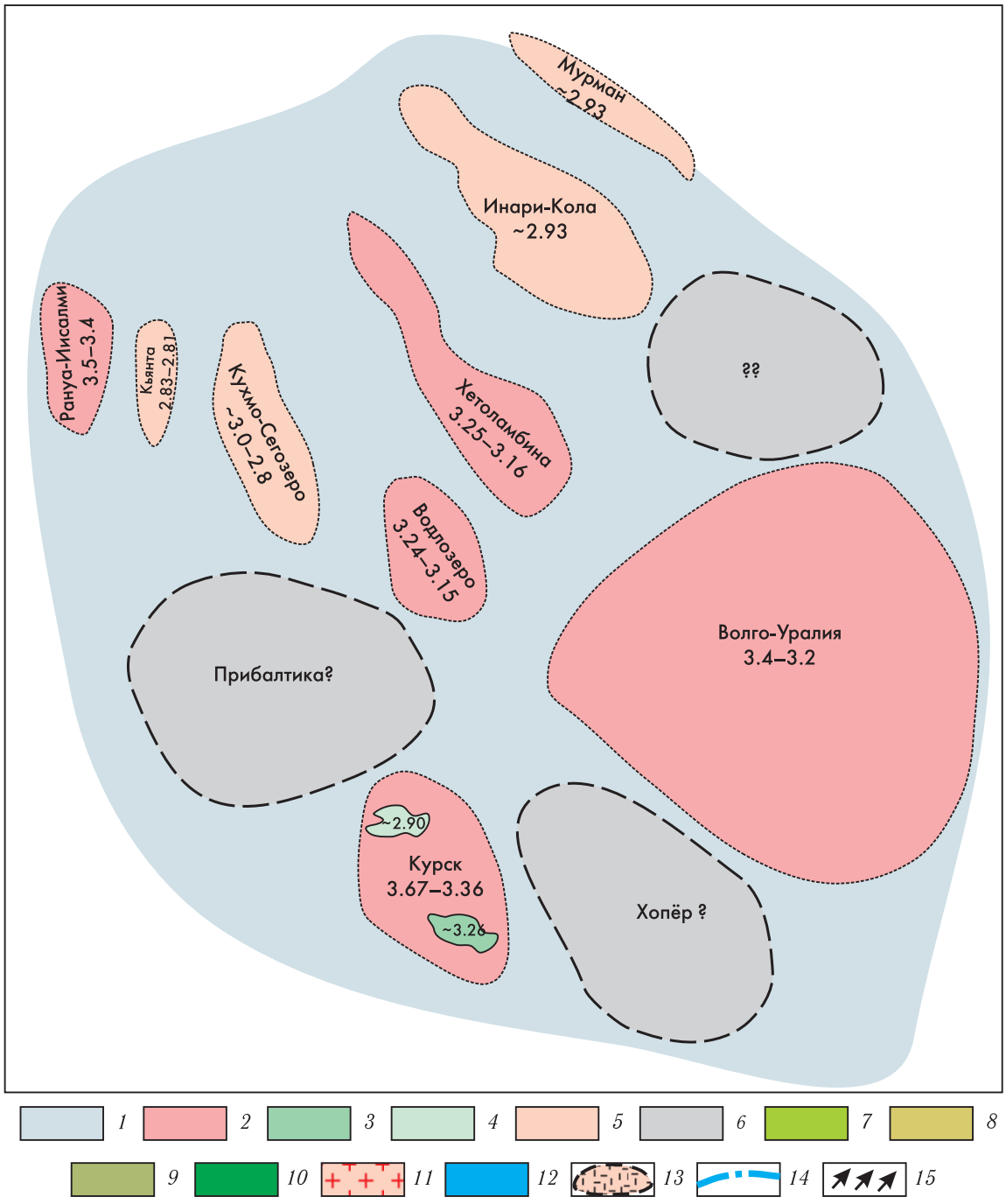


Рис. 9.1. «Зародыши» архейских континентов, позднее включенные в состав композитного Восточно-Европейского кратона

Условные обозначения к рис. 9.1–9.5:

1 — предполагаемые океанические пространства, разделяющие «зародыши» будущих микроконтинентов; *2* — континентальная кора, зародившаяся ранее 3.0 млрд лет назад; *3–4* — древнейшие зеленокаменные пояса рифтогенного происхождения, датированные: *3* — древнее 3.0 млрд лет, *4* — незначительно моложе 3.0 млрд лет; *5* — континентальная кора, зародившаяся позднее 3.0 млрд лет; *6* — предполагаемые области континентальной коры; *7–10* — комплексы островных дуг и задуговых бассейнов, датированные: *7* — 3.05–2.85 млрд лет, *8* — 2.88–2.85 млрд лет, *9* — 2.87–2.83 млрд лет, *10* — 2.81–2.77 млрд лет; *11* — комплекс активной континентальной окраины с включениями эклогитов субдукционного типа; *12* — океанические комплексы, участвующие в строении сутурной зоны; *13* — Кейвская вулкано-тектоническая депрессия; *14* — предполагаемые оси спрединга; *15* — предполагаемые направления субдукции. Тектонические структуры, названия которых упоминаются в книге, подписаны. Цифрами обозначен возраст тектонических структур, млрд лет

Волго-Уральский кратон преимущественно сложен породами гранулитовой фации метаморфизма и породами — продуктами диафтореза, мигматизации и гранитизации гранулитов. В соответствии с данными раздела 2.4.4, формирование протолитов гранулитовых комплексов могло состояться уже 3.4–3.2 млрд лет и, вероятнее всего, не ранее 3.1–3.0 млрд лет назад.

Микроконтинент Рануа-Иисалми. Трондьемито-гнейсы комплекса Сиуруа, датированные ~3.5 млрд лет, представляют собой древнейший комплекс, установленный в пределах Фенноскандинавского щита. Данные, характеризующие происхождение, условия и геодинамическую обстановку образования этого комплекса не известны. Цирконы фиксируют несколько событий в истории комплекса Сиуруа, преимущественно в интервале 3.5–3.4 млрд лет.

Водлозерский микроконтинент. Формирование «дозеленокаменной» ассоциации ТТГ гнейсов, парагнейсов и амфиболитов охватило интервал от 3.24 до ~3.15 млрд лет. Данные, которые позволяют обсудить происхождение древней коры, ограничены и отчасти противоречивы. Особенности распределения РЗЭ в ТТГ гнейсах и наличие преимущественно углекислотных флюидных включений в ядрах древних цирконов можно рассматривать как свидетельство их формирования в результате высокотемпературного (гранулитовой или высокой амфиболитовой фации) плавления ранее сформированной коры ТТГ типа значительной мощности, происхождение которой остается неизвестным.

Хетоламбинский микроконтинент. Наиболее ранние ТТГ гнейсы датированы 3.12–3.11 млрд лет; ядра цирконов с возрастами 3.25–3.16 млрд лет указывают на возможность разделения двух ранних событий: формирование магматических протолитов и их метаморфизм. Условия и обстановки формирования ранних ТТГ гнейсов не установлены.

Кухмо-Сегозерский микроконтинент. С интервалом от ~ 3.0 до 2.8 млрд лет связано формирование «дозеленокаменной» коры ТТГ типа; способ формирования ранней коры в соответствии с крайне ограниченной информацией можно предположительно представить как результат «сухого» высокотемпературного (гранулитовой или высокой амфиболитовой фации) парциального плавления ранее сформированных коровых пород различного состава — от основного до кислого.

Мурманский микроконтинент. Ранняя континентальная кора, очевидно, уже существовала к 2.93 млрд лет (возраст габбро-анортозитов массива Пачемварек). Интервал от 2.93 (или более) млрд лет до приблизительно 2.77 млрд лет отвечает закономерно эволюционировавшим процессам высокотемпературного внутриконтинентального магматизма и метаморфизма плюмового типа. Сформированная к 2.80 млрд лет мафит-эндербитовая кора в течение последующих 30–50 млн лет подверглась парциальному плавлению, в результате чего была сформирована «нормальная» континентальная кора с преобладанием на уровне современного эрозионного среза гранитоидов ТТГ и ГГ серий. К 2.72 млрд лет эволюция коры Мурманского континента практически завершилась.

Инари-Кольский микроконтинент. Достоверно выделено «дозеленокаменное основание» — гранито-гнейсовый комплекс ТТГ типа, существование которого зафиксировано на уровне 2.93 млрд лет. В северо-западной части микроконтинента образование ТТГ «основания» завершилось к 2.80, а в восточной — к 2.75 млрд лет. Формирование ТТГ комплекса, вероятно, стало результатом внутриконтинентального магматизма плюмового типа: интенсивного притока «сухого» тепла из мантии, андерплейтинга мафитовых магм и последующего плавления мафитовых пород с образованием расплавов ТТГ состава.

Микроконтинент Кьянта. Возраст «древних» тоналитов зафиксирован датировками в интервале 2.83–2.81 млрд лет.

Таким образом, оценки возраста комплексов ТТГ типа, фиксирующих начало формирования предполагаемых палео-мезоархейских «зародышей» континентальной коры будущего Восточно-Европейского кратона, варьируют в широких пределах от ~3.7 до 2.83 млрд лет. Свидетельства существования подобного рода «протокоры» отмечены во всех древнейших тектонических подразделениях палеоконтинента Кола-Карелия, среди гранито-гнейсов обоянской серии Курского микроконтинента и протолитов гранулито-гнейсового комплекса Волго-Уральского кратона. Список тектонических подразделений, где ранняя кора зафиксирована и датирована, выглядит следующим образом: Курский микроконтинент — 3.67–3.36 млрд лет, кратон Волго-Уралия — 3.4–3.2 млрд лет, Рануа-Иисалми — 3.5–3.4 млрд лет, Водлозерский и Хетоламбинский микроконтиненты —

3.25–3.15 млрд лет, Кухмо-Сегозерский микроконтинент ~3.0 млрд лет, Мурманский и Кольский микроконтиненты — 2.93 млрд лет, микроконтинент Кьянта — 2.83–2.81 млрд лет. В случае более древних (> 3.0 млрд лет) образований из этого списка формирование ранней коры, возможно, было связано с краткими бурными импульсами эндогенной активности. В случае более молодых (3.0–2.93 млрд лет) микроконтинентов оно затянулось до 2.8 и даже 2.72 млрд лет. Имеющиеся на сегодня данные не выявляют существования древнего «доостроводужного» или «дозеленокаменного» фундамента лишь в пределах Ковдозерского микроконтинента.

Происхождение, условия и обстановки формирования ранней коры ТТГ типа достоверно не установлены. Тем не менее, в тех случаях, когда фрагменты древней коры удалось охарактеризовать более детально, были получены свидетельства их формирования с участием высокотемпературного (гранулитовой или высокой амфиболитовой фации) плавления ранее сформированных мафитовых пород и/или еще более древней коры ТТГ типа значительной мощности.

Стоит отметить, что по мере расширения базы данных, полученных с использованием SHRIMP технологии, обнаружение древних (более 3 млрд лет) цирконов в метамагматитах и метаосадках, которые участвуют в строении архейских гранулито-гнейсовых поясов с возрастом метаморфизма в интервале 2.74–2.59 млрд лет, становится обычным явлением. По-видимому, это в равной мере относится и к аналогичным значениям Sm-Nd модельного возраста. Как мы отмечали выше, подобные сведения получены в отношении Центрально-Кольского гранулито-гнейсового пояса (3.61±0.02 млрд лет, U-Pb SHRIMP-II по циркону [Мыскова, Милькевич, 2005]), Чупинского гнейсового пояса (3.11 и 3.03 млрд лет, U-Pb NORDSIM по циркону [Бибикова и др., 2004]), Волго-Уральского гранулито-гнейсового ареала (3.3–3.0 в рамках одностадийной модели и 3.7–3.3 млрд лет — в рамках двустадийной, Sm-Nd модельные возраста [Муслимов, и др., 1996; Бибикова и др., 2008]; 3.4–3.2 млрд лет, U-Pb SHRIMP-II по циркону [Бибикова и др., 2008]). Эти данные убедительно свидетельствуют о том, что древние континентальные образования, фрагменты которых не известны на современной дневной поверхности или на поверхности фундамента, перекрытой осадочным чехлом, были достаточно широко распространены. Их дальнейшая судьба (рециклинг в мантии, денудация или преобразование и включение в последующие континентальные образования) пока остается неисследованной.

9.1.2. Древние зеленокаменные пояса внутриконтинентального (рифтогенного) происхождения (3.26 и 2.90 млрд лет)

Зеленокаменные пояса михайловской серии Курского микроконтинента (см. рис. 9.1) были сформированы в течение двух этапов — приблизительно 3.26 и около 2.90 млрд лет назад. Состав пород и строение разрезов, а также ареальный характер распространения зеленокаменных структур указывают на внутриконтинентальное происхождение этих осадочно-вулканогенных толщ (см. раздел 2.3.1.1). Тем не менее, вполне вероятно, что получение новых геохронологических и геохимических данных может изменить эту оценку.

9.1.3. Формирование древних островодужных систем и их аккреция к зародышам (ядрам) будущих микроконтинентов (3.05–2.74 млрд лет)

Геологические, геохимические и геохронологические данные позволяют выделить несколько палеоостроводужных систем, аккретированных к окраинам континентальных «зародышей» (рис. 9.2, см. цв. вкл.).

Ведлозерско-Сегозерская система зеленокаменных поясов и Южно-Выгозерский пояс представляют собой производные древнейших в рассматриваемом регионе островодужных систем, сформированных и аккретированных к западной и северо-западной окраинам Водлозерского микроконтинента 3.05–2.85 млрд лет назад.

Сумозерско-Кенозерская система зеленокаменных поясов образует одноименный аккреционный ороген, сформированный 2.88–2.85 млрд лет назад вдоль восточной окраины Водлозерского микроконтинента.

Пояс Колмозеро-Воронья — зарождение островодужной системы в океанической области к юго-западу (в современных координатах) от

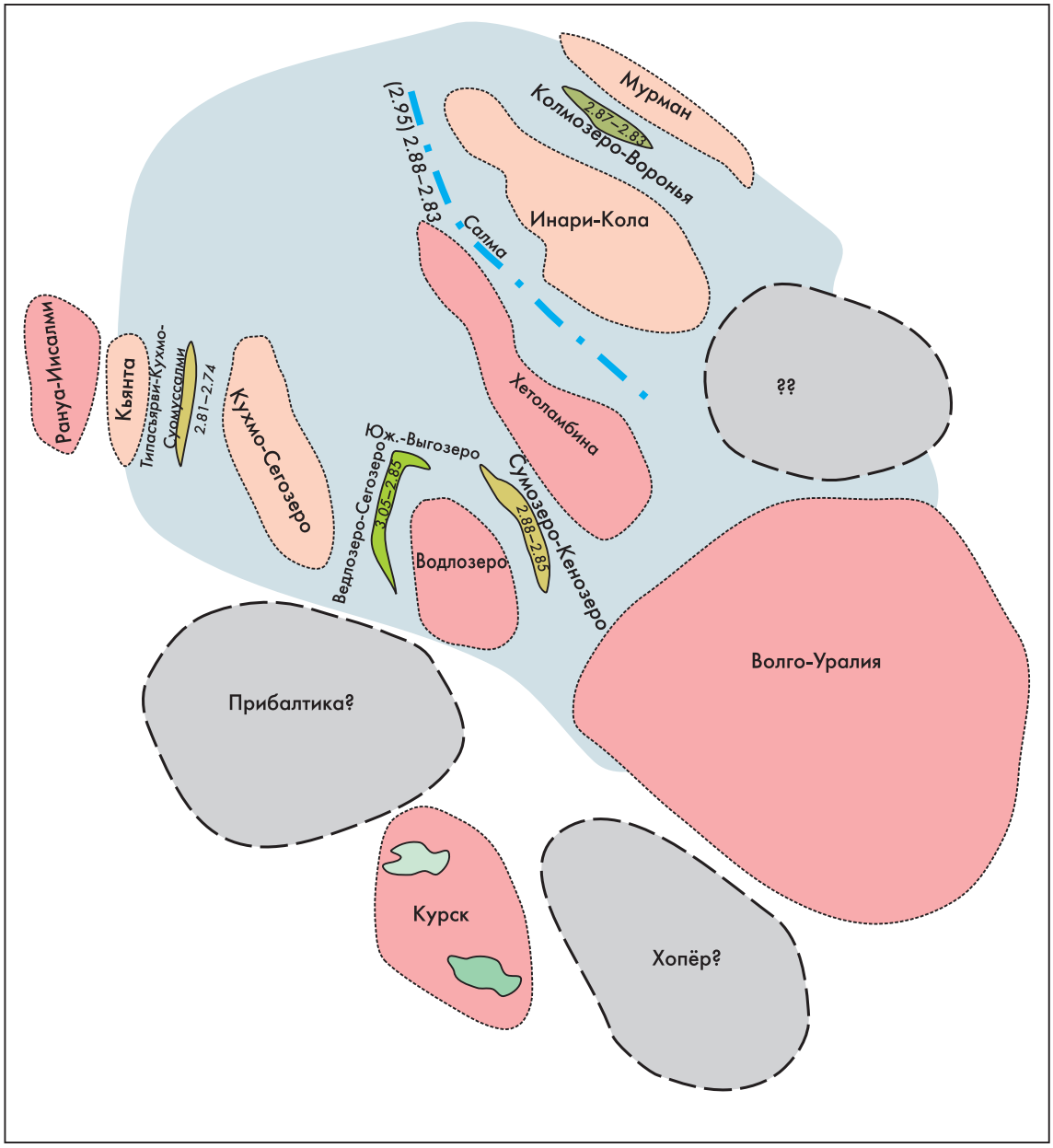


Рис. 9.2. Свидетельства океанического спрединга и возникновение древнейших островодужных систем в архейской коре Восточно-Европейского кратона

Условные обозначения см. на рис. 9.1

окраины Мурманского микроконтинента датировано 2.87–2.83 млрд лет. 2.78–2.76 млрд лет назад (т.е. спустя 70–90 млн лет) островная дуга совместно с фрагментом океанического плато была аккретирована к окраине Мурманского микроконтинента.

Зеленокаменный пояс Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми интерпретируется как аккреционный ороген, формирование которого 2.81–2.74 млрд лет назад определило наращивание западной (в современных координатах) окраины Кухмо-Сегозерского микроконтинента.

Таким образом, на ранней стадии эволюции (возраст которой мог варьировать) наращивание зародившихся континентальных блоков происходило в результате субдукционных процессов и латеральной аккреции — присоединения островодужных систем. Признаки коллизии и объединения микроконтинентов на этой стадии не зафиксированы.

9.1.4. Реликты океанических комплексов, зарождение и эволюция внутриокеанических(?) островодужных и окраинно-континентальных систем (2.88–2.83 и 2.80–2.78 млрд лет)

Структурно-вещественные ассоциации, которые можно рассматривать в качестве производных развитых процессов тектоно-плитного типа, выявлены и исследованы в пределах протяженной области, которую в последние годы обычно рассматривают как «Беломорский мобильный пояс». В нашей работе эта мезонеоархейская структура получила наименование Беломорского аккреционно-коллизионного орогена (см. разделы 2.1.5 и 2.1.6). С этим этапом связана также аккреция древней островной дуги Колмозеро-Воронья к окраине Мурманского микроконтинента (рис. 9.3, см. цв. вкл.).

Зеленокаменные пояса Хетоламбинского микроконтинента были сформированы 2.88–2.83 (возможно, начиная уже с 2.90) млрд лет назад. В их строении участвуют ассоциации метавулканитов, сохранившие геохимические признаки океанического и субдукционного происхождения. Присутствие метакоматиитов позволяет предполагать наличие образований типа океанических плато. Метавулканиты сопровождаются телами метаморфизованных плутонических пород мафитового и ультрамафитового состава, которые могут представлять собой фрагменты третьего слоя океанической коры («расслоенные габбро»).

Характеристика пород Беломорской эклогитовой провинции позволяет предполагать существование Центрально-Беломорского океана между древними континентальными ядрами Хетоламбинского микроконтинента (одного из компонентов будущего Беломорского орогена) и Кольского континента ранее 2.89 (возможно, уже 2.95–2.94) млрд лет назад. Участие железисто-титанистого метагаббро и, возможно, метавулканитов в разрезах зеленокаменных поясов Хетоламбинского микроконтинента свидетельствует, что вулкано-плутонические ассоциации поясов могли формироваться в пределах медленно-спредингового океанического хребта. Обращают на себя внимание значительные размеры Хетоламбинского микроконтинента: его протяженность (включая область, перекрытую осадочным чехлом) достигает 1100 км при ширине, варьирующей в пределах от 50 до приблизительно 100 км. (Для сравнения: протяженность Японской островной дуги — 1900 км при ширине 250–270 км).

Зеленокаменные пояса Ковдозерского микроконтинента представляют собой фрагменты ***Парандово-Тикшеозерской палеоостроводужной системы***, которая была сформирована в течение краткого временно́го интервала — 2.80–2.78 млрд лет (возможно, 2.81–2.77 млрд лет) — т.е. в результате последовательности событий продолжительностью 20, максимально — 40 млн лет. В строении этой палеоостроводужной системы участвует почти «полный набор» горно-породных ассоциаций, формирующихся в зонах конвергенции «континент — океан». Как и в случае Хетоламбинского микроконтинента, участие в разрезах амфиболитов, обогащенных Fe-Ti окислами (железисто-титанистого метагаббро и, возможно, метавулканитов), может указывать на формирование океанической коры в пределах медленно-спредингового хребта. Островодужная система, вероятно, была заложена во внутриокеанической обстановке, однако может также представлять собой отделившийся край Карельского кратона или Хетоламбинского микроконтинента. Островная вулканическая цепь размещалась между двумя крупными континентальными блоками: Кухмо-Сегозерским и Хетоламбинским микроконтинентами. С коллизией этих микроконтинентов связано «выдавливание» дуги кверху и надвигание ее окраинных частей на структуры обрамления.

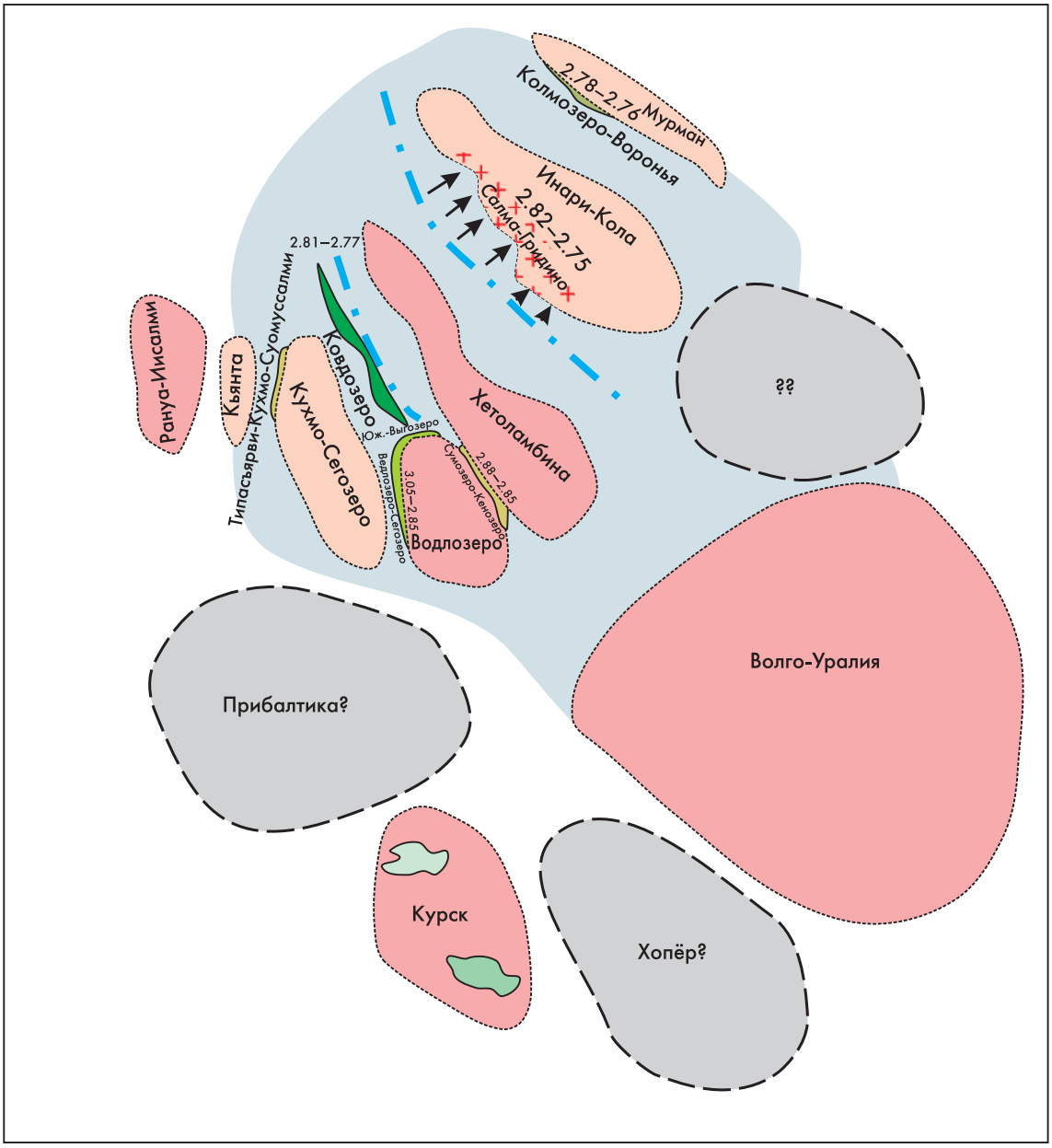


Рис. 9.3. Реликты океанических комплексов, зарождение и эволюция внутриокеанических(?) островодужных и окраинно-континентальных систем в архейской коре Восточно-Европейского кратона

Условные обозначения см. на рис. 9.1

9.1.5. Объединение архейских мироконтинентов (2.82–2.66 млрд лет)

Объединение континентальных областей, сформировавших преобладающую часть архейской коры в составе будущего Восточно-Европейского кратона, заняло продолжительный интервал времени, от 2.82 до 2.66 млрд лет, однако главные события завершились приблизительно к 2.75 млрд лет (рис. 9.4, см. цв. вкл.).

Объединение Кухмо-Сегозерского микроконтинента с соседними в современной структуре микроконтинентами — Водлозерским и Кьянта, оценивая ситуацию в целом, следует отнести к рубежу 2.76 млрд лет. Однако прямые свидетельства геологических процессов, которые могли (или должны были бы) сопровождать это объединение, до настоящего времени не установлены. Вероятно, при «стыковке» микроконтинентов главную роль играли процессы сдвигового или транспрессионного типа при отсутствии заметного утолщения коры, свойственного коллизии, и без соответствующего магматического и/или метаморфического сопровождения. (В скобках заметим, что сказанное в полной мере относится также и к парам: микроконтиненты Кухмо-Сегозерский и Рануа-Иисалми, Кухмо-Сегогозерский микроконтинент и Беломорский АКО.)

Объединение Кольского континента со структурами Беломорского аккреционно-коллизионного орогена сопровождалось ***формированием Беломорской эклогитовой провинции.*** Как показано в разделе 2.1.6, имеющиеся данные позволяют предполагать существование Центрально-Беломорского океана между древними континентальными ядрами Хетоламбинского и Инари-Кольского микроконтинентов. Старт «горячей» субдукции под окраину Инари-Кольского микроконтинента (или в целом Кольского континента) приблизительно датирован 2.89 млрд лет. С субдукцией связаны эклогитовый метаморфизм (внутри временно́го интервала 2.87–2.82 млрд лет), малоглубинное парциальное плавление погружающейся плиты, образование ТТГ расплавов и формирование вулкано-плутонической ассоциации на Южно-Кольской активной окраине. Мафитовые дайки, разместившиеся в коре активной окраины, и фрагменты субдуцировавшей плиты по мере достижения ими глубины и условий, соответствовавших *PT*-параметрам эклогитовой фации, совместно подвергались эклогитовому метаморфизму.

Беломорская эклогитовая провинция представляет собой уникальную природную лабораторию. Результаты исследований архейских эклогитовых ассоциаций создают основу для предварительных заключений о температурах в архейской мантии и геодинамических обстановках архея. Высокие температуры океанской коры, поступающей в зону субдукции, — минимально на 100–150°С выше, чем в океанской плите Каскадии (Северо-Американские Кордильеры), которая представляет собой своеобразный эталон наиболее «теплой» современной субдукции (см. рис. 2.112). Поскольку современные примеры «теплой» субдукции непосредственно определяются близостью спредингового хребта и океанического желоба, для объяснения высокого уровня температур мезо-неоархейской океанской плиты можно предполагать или аналогичную ситуацию, или высокую температуру, которая, согласно расчетам, была свойственна архейской мантии [McKenzie, Bickle, 1988].

Высокими температурами коры, погружающейся в зону субдукции, объясняется феномен полного отсутствия в архейской коре специфических комплексов «эклогитов — голубых сланцев». Как показано на рис. 2.112, *PT*-параметры процесса «направляли субдукцию в обход» низкотемпературных-высокобарических условий, определяющих формирование голубых сланцев. Высокотемпературные условия архейской субдукции «проводили» субдуцирующую плиту в поле параметров эклогитовой фации через условия гранат-амфиболитовой и, возможно, гранат-гранулитовой фаций. Уже на малых глубинах — в пределах поля параметров гранатовых амфиболитов — *P-T-t*-траектория погружающейся плиты пересекает линию «влажного» солидуса базальта, чем определяется возможность плавления погружающейся плиты прежде, чем она достигнет условий эклогитовой фации. Это обстоятельство самым непосредственным образом связано с особенностями формирования ранней континентальной коры.

Между 2.82 и 2.72 млрд лет состоялось коллизионное объединение структур Беломорского аккреционно-коллизионного орогена и Кольского континента.

Объединение Кольского и Мурманского (дополненного аккретированным комплексом пород пояса Колмозеро-Воронья) микроконтинентов также не сопровождалось явлениями, характерными для активных континентальных окраин. Вероятно,

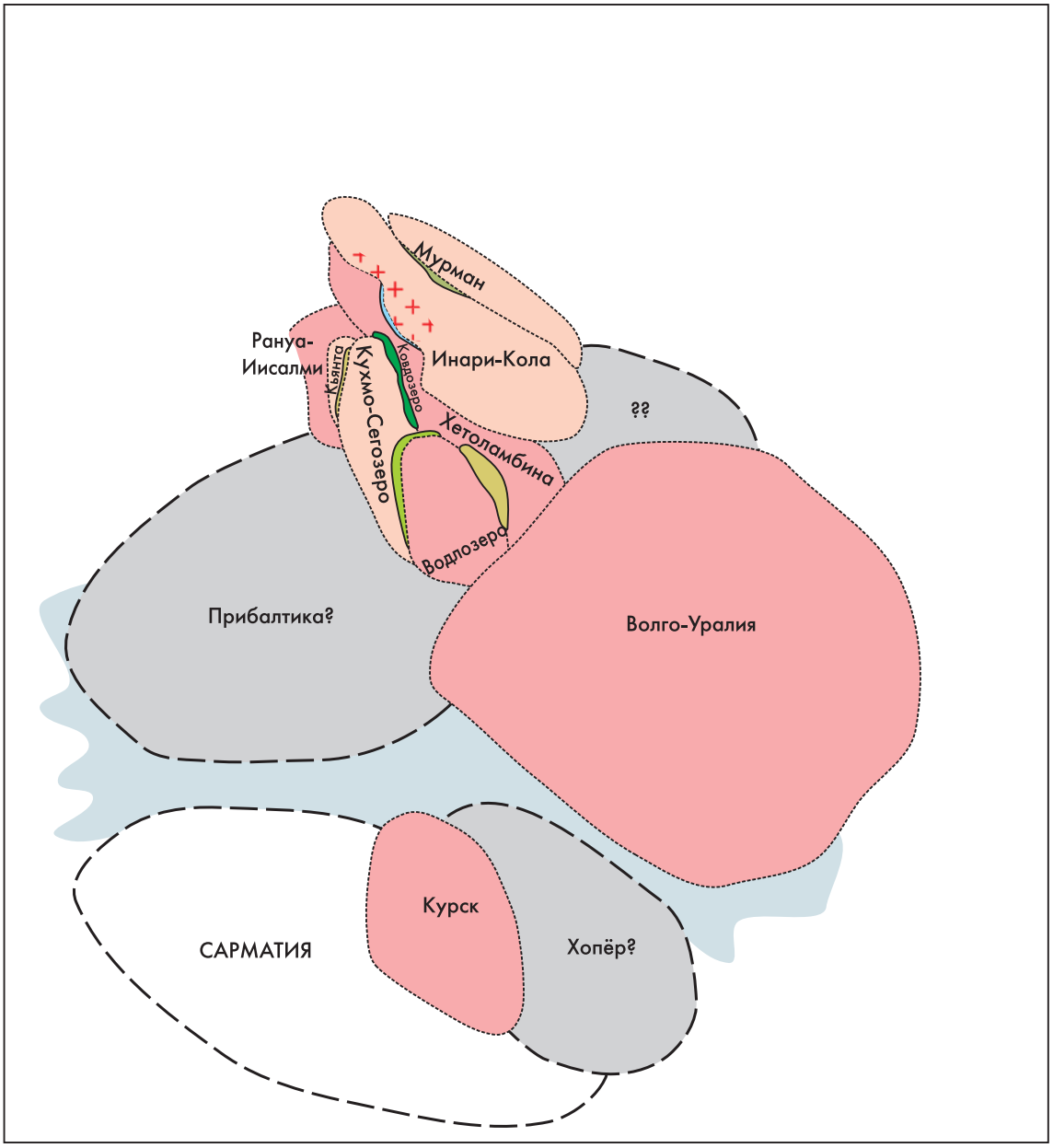


Рис. 9.4. Объединение архейских мироконтинентов — начало созидания композитного Восточно-Европейского кратона

Условные обозначения см. на рис. 9.1

зона сочленения имела транспрессивно-сдвиговый характер, причем интенсивность сжатия нарастала в юго-восточном направлении (в современных координатах). Время объединения заключено в интервале между 2.76 и 2.66 млрд лет, что совпадает по возрасту с событиями следующего этапа.

С тектоническими напряжениями вдоль северной окраины Кейвской палеодепрессии (юго-восточная часть границы между Мурманским и Кольским микроконтинентами) можно связать надвигание периферийных частей этой палеодепрессии (включая силлообразные тела габбро-анортозитов) на ее центральную область.

9.1.6. Внутриконтинентальные ареалы магматизма, осадконакопления и высокотемпературного метаморфизма (2.85–2.82 и 2.79–2.55 млрд лет)

Мощные проявления магматизма, осадконакопления и высокотемпературного метаморфизма, разместившиеся во внутренней области недавно сформированных композитных континентов, мы рассматриваем в качестве принципиально нового этапа развития и наращивания раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона (рис. 9.5, см. цв. вкл.).

Континент Кола-Карелия. Проявления внутриконтинентального магматизм, осадконакопления и высокотемпературного метаморфизма размещены в пределах двух ареалов: Карело-Беломорского и Кольского. Формирование обоих ареалов в рамках современных геодинамических концепций можно связать с активизацией мантийно-плюмовой деятельности. Субсинхронный характер развития высокотемпературных процессов в пределах обоих ареалов и пересечение контурами структурной, магматической и термальной зональности границ ранее сформированных микроконтинентов свидетельствуют о том, что композитные Карельский, Кольский и Беломорский АКО (аккреционно-коллизионные орогены) к этому времени были объединены в составе континента, который мы назвали Кола-Карелией.

Карело-Беломорский ареал. Яркими чертами этого ареала являются овально-концентрическое строение и быстрое расширение ареала от центра к периферии. Длинная ось ареала, простирающаяся в меридиональном направлении, достигает 700 км, поперечная — 350 км, площадь — порядка 150 000 км^2. Наиболее ранние проявления тектоно-магматической и термальной активности размещены в центре ареала — в пределах Кухмо-Сегозерского микроконтинента: внутриконтинентальные зеленокаменные пояса Кухмо-Сегозерской ГЗО (датированные 2.76–2.73, возможно, до 2.70 млрд лет); гранулитовые комплексы Вокнаволок и Лиекса-Тулос (2.76–2.73 млрд лет); массивы санукитоидов (более древние санукитоиды, принадлежащие южной части Восточной «ветви», сформированы в интервале от 2.76 до 2.72 млрд лет, тогда как массивы поздних гранитов и санукитоиды в пределах Западной «ветви» — 2.70–2.65 млрд лет).

Бóльшим радиусом характеризуется зона гранулито-гнейсовых поясов (Нотозеро-Чупа, Пудасъярви, Варпаисъярви), которая возникла в течение интервала времени 2.74–2.70 млрд лет. Короткий интервал формирования гранулито-гнейсовых поясов включал сближенные во времени процессы растяжения, формирования и заполнения быстро углублявшегося осадочного бассейна и метаморфизма основания и вулканогенно-осадочного выполнения бассейна. Практически в то же самое время (2.72–2.70 млрд лет) гранулитовый метаморфизм спорадически проявился и в самой внешней зоне ареала. Позднее, фиксируя снижение прогрева литосферы приблизительно в пределах зоны гранулито-гнейсовых поясов, но как бы в промежутках между ними, возник своеобразный шлейф «молодых» гранитоидов и мигматитов, в отдельных случаях гранулитов (2.69–2.58 млрд лет).

Главная тенденция развития состояла в быстром расширении ареала. Пока не очень ясны из-за недостатка геохронологической информации события на нисходящей ветви процесса — закономерности формирования «молодых» гранитоидов и мигматитов.

Стоит заметить, что главные особенности тектонической структуры внутренней области Кухмо-Сегозерского микроконтинента стали результатом внутриконтинентальных процессов 2.76–2.69 млрд лет назад. Тектоническая структура, которой мы дали наименование «Кухмо-Сегозерский микроконтинент», и прежде всего ее концентрический характер, получили итоговое оформление именно в результате этих процессов.

***Кольский ареал*,** сформированный на «дозеленокаменном» гранито-гнейсовом фундаменте, протягивается в северо-западном направле-

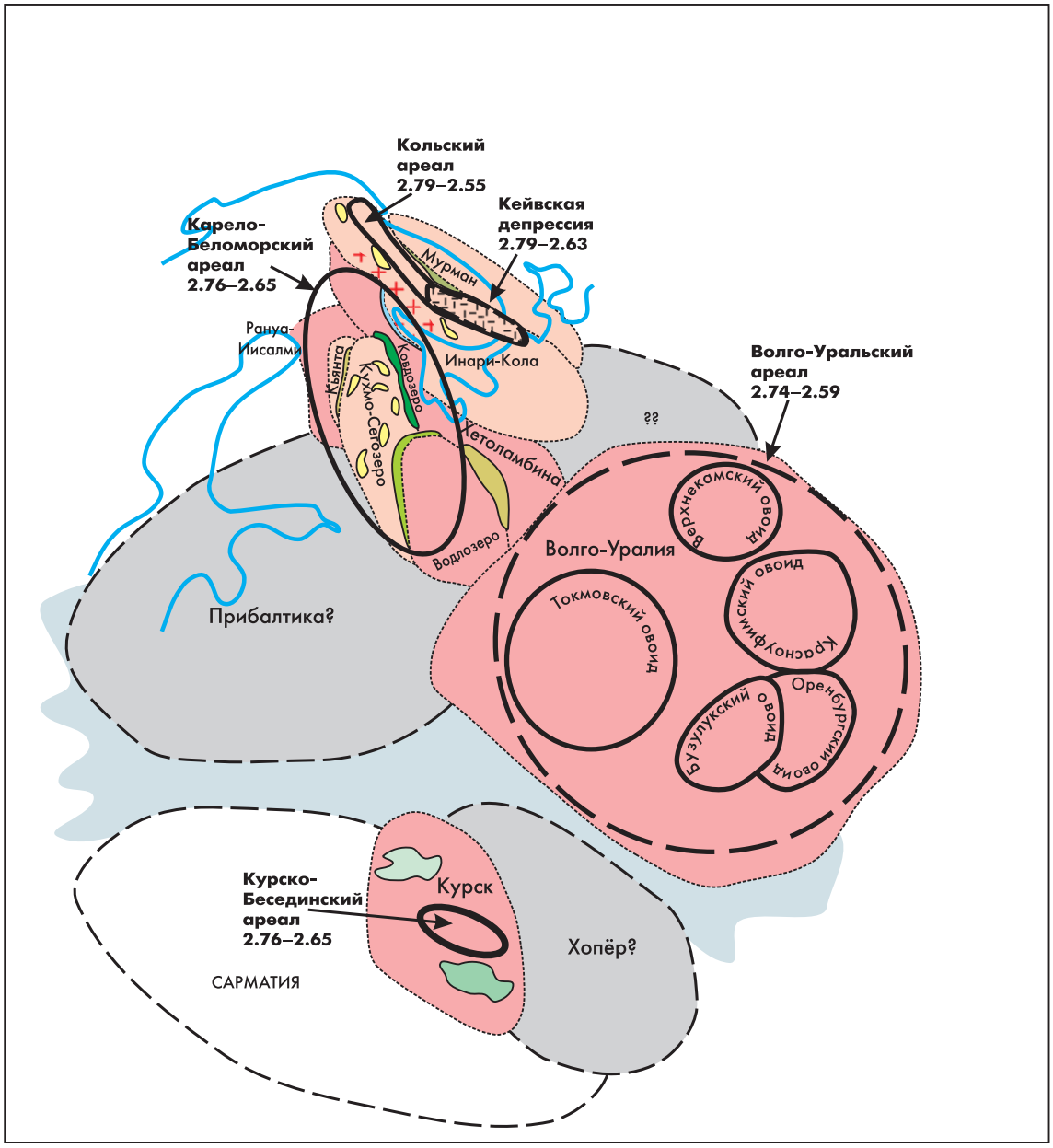


Рис. 9.5. Неоархейские внутриконтинентальные ареалы магматизма, осадконакопления и высокотемпературного метаморфизма

Условные обозначения см. на рис. 9.1

нии на 600 км при ширине порядка 200 км, охватывая площадь более 100 000 км^2. Вероятно, ареал продолжается и далее к юго-востоку под платформенным осадочным чехлом. Его главными компонентами являются внутриконтинентальные зеленокаменные пояса Инари-Кольской ГЗО, Центрально-Кольский гранулито-гнейсовый комплекс и Кейвская вулканотектоническая палеодепрессия. Скромную роль играют интрузии санукитоидов и небольшие по объему, но важные в практическом отношении сподуменовые пегматиты. Ареал характеризуется линейно-блоковой геометрией. Появление и эволюция структурно-вещественных ассоциаций, принадлежащих Кольскому ареалу, охватило продолжительный интервал времени от 2.79–2.76 до 2.61–2.55 млрд лет. В эволюции метаморфизма Центрально-Кольского гранулито-гнейсового пояса и кислого-щелочного магматизма в пределах Кейвской вулканотектонической палеодепрессии проявлена отчетливая стадийность. Взаимно коррелированные пики термальной (метаморфической и магматической) активности приходятся на 2.79–2.71 и 2.67–2.63 млрд лет. Небольшие массивы гранитоидов санукитоидного типа интрудировали вдоль северной окраины Кольского ареала 2.74–2.72 млрд лет назад. Формирование внутриконтинентальных вулканогенно-осадочных разрезов зеленокаменных поясов завершилось к 2.66 млрд лет. Поздние метаморфические преобразования датированы 2.58–2.55 млрд лет.

Таким образом, возникновение и развитие Карело-Беломорского и Кольского внутриконтинентальных ареалов в целом синхронны. Начало формирования Кольского ареала (~2.79 млрд лет) несколько опередило развитие событий в пределах Карело-Беломорской провинции. Овально-концентрическое строение и смещение активности от центра к периферии характерны только для Карело-Беломорского ареала. Мощное проявление кислого известково-щелочного и щелочного вулканизма — одного из первых проявлений подобного типа в истории Земли — связано только с Кольским ареалом. Своеобразие этого процесса, по-видимому, состоит не только в типе вулканизма, но и в способе дисиппации тепла: в случае гранулитового метаморфизма огромные количества глубинного тепла утилизируются в результате эндотермических реакций минералообразования; в случае активного вулканизма с мощными газовыми выбросами — тепло рассеивается в атмосфере и в космическом пространстве.

Следует подчеркнуть, что в пределах Кольского ареала намечается синхронизация внутриконтинентальных процессов формирования структур трех типов: зеленокаменных поясов, гранулито-гнейсовых ассоциаций и отложений пирокластических потоков, которые, по-видимому, отвечали различным условиям проявления мантийно-плюмовой активности. В глобальном плане пики термальной, магматической и тектонической активности в этот период приходятся на 2.9, 2.78, 2.7 и 2.6 млрд лет [Abbott, Isley, 2002; Condie, 2004 a,b].

В целом, широкое проявление высокотемпературных магматических и метаморфических процессов, формирование синформных структур и линейных осадочных бассейнов свидетельствуют об анорогенной обстановке растяжения и мощном притоке внекорового тепла — т.е. о крупном событии мантийно-плюмового типа.

Курский микроконтинент вмещает единственное проявление ультравысокотемпературного гранулитового метаморфизма, зафиксированного 2.85–2.82 млрд лет назад, результатом которого явилось формирование Курско-Бесединского гранулито-гнейсового ареала.

Курско-Бесединский гранулито-гнейсовый ареал в эрозионном срезе, образованном поверхностью фундамента ВЕП, представляет собой узкий овал, вытянутый в северо-западном направлении, протяженностью около 200 км, при максимальной ширине — 35 км. Гранулитовый метаморфизм связывается с активностью мантийного плюма, определившего последовательность событий: андерплейтинг мантийных магм; формирование внутриконтинентальной депрессии; ее быстрое заполнение осадками, в том числе, железистыми; высокотемпературный метаморфизм гранит-зеленокаменного фундамента и осадочного выполнения депрессии. Далее последовало коллизионное сжатие и преобразование депрессии в синформный тектонический покров.

Волго-Уральский кратон. Гранулитовый метаморфизм и формирование гранулито-гнейсовых ассоциаций, размещенных в пределах овоидов и структур Межовоидной области стало результатом последовательности неоархейских тектоно-термальных событий, полностью преобразовавших существовавшую к тому времени палеоархейскую кору континентального типа (см. раздел 2.4). Гранулитовый метаморфизм охватил огромные области континентальной ко-

ры — площадью не менее 600 000 квадратных километров при толщине корового слоя, оказавшегося в условиях высокотемпературного метаморфизма, — более 50 км.

Овоиды играют главную роль в строении ВУК, охватывая не менее 60% коры. В объемном выражении они представляют собой чашеобразные блоки округлой или овальной формы, на уровне поверхности фундамента — 300–600 км в поперечнике, с основанием на уровне коро-мантийного раздела на глубинах до 60 км. Тектонические ограничения овоидов образованы коническими поверхностями взбросо-надвигов, по которым внешние части овоидов надвинуты на структуры обрамления. Значительная роль глубинных интрузивных образований (мафит-ультрамафитов, в том числе — габбро-анортозитов) позволяет предполагать, что метаморфические преобразования протекали на глубинных уровнях коры при высоких *PT*-параметрах (заведомо превышающих максимальные параметры, 940–950°С и 9.5 кбар, зафиксированные в образцах керна). Амфиболитовые парагенезисы, по-видимому, формировались на регрессивной ветви метаморфической эволюции — по мафитовым и/или метаосадочным гранулитам. В других случаях, породы амфиболитовой фации являются результатом прогрессивного метаморфизма на умеренных глубинах при параметрах, не достигавших уровня гранулитовой фации.

Межовоидная область образована овально-вытянутыми синформными структурами двух типов: 1) *межовоидные овалы*, достигающие 200–300 км по длинной оси при отношении длины к ширине от 2:1 до 3:1, и 2) *межовоидные пояса* протяженностью 300–400 км при отношении длины к ширине от 4:1 до 5:1. Структуры Межовоидной области имеют ограниченную вертикальную протяженность — подошва наиболее крупного межовоидного овала достигает глубины 25 км. Эти структуры подстилаются или частично пересекаются акустически прозрачным «слоем», сложенным гранитоидами. Нижняя область коры мощностью ~ 35 км в пределах Межовоидной области образована последовательностью тектонических пластин, погружающихся в направлении северо-западного окончания геотраверса и «проникающих» в мантию. Межовоидная область в первом приближении имеет в плане S-образную форму. Границы межовоидных поясов и овалов — тектонические, сдвиго-надвигового типа. Их соотношения между собой и со структурами овоидов характеризуются признаками взаимного надвигания-пододвигания. Среди гранитоидов наиболее обычны породы тоналит-тродьемитового состава, которые сопровождаются мощными зонами мигматитов.

Выявлены как минимум два высокотемпературных метаморфических события и последовавших этапов ретрогрессии: 2.74–2.70 и 2.62–2.59 млрд лет. Ареальный и особо высокотемпературный характер тектоно-термальных процессов при формировании неоархейской коры ВУК и отчетливая геометризация пространства с выделением нескольких концентрических областей, находит наиболее общее объяснение в модели мантийного плюма.

9.1.7. Анорогенный магматизм (около 2.6 млрд лет)

Проявления анорогенного магматизма в конце неоархея, хотя и известны на всех кратонах и микроконтинентах, однако распространены ограниченно.

Континент Кола-Карелия. В пределах блока Иисалми в юго-западной части Карельского кратона (на территории Финляндии), известен *карбонатитовый массив Сиилинъярви*, датированный 2.60 млрд лет.

Курский микроконтинент. *Риолиты лебединской свиты*, которые, как принято считать, участвуют в строении зеленокаменных поясов Курского микроконтинента, датированы 2.59 млрд лет (см. раздел 2.3.1.1). Учитывая связь этих вулканитов с основанием палеопротерозойского разреза, возникновение вулканогенно-осадочной ассоциации лебединской свиты уместно рассматривать в качестве своеобразного проявления анорогенных процессов, предваряющих палеопротерозойскую эволюцию.

9.1.8. Главные закономерности в истории зарождения и эволюции архейских кратонов, их взаимодействия, объединения и преобразования: резюме

Перечисленные сведения позволяют наметить главные закономерности в истории зарождения и эволюции архейских кратонов, включенных в сегодняшнюю структуру композитного Восточно-Европейского кратона, их взаимодействия, объединения и преобразования.

1. Зарождение архейских микроконтинентов, достигавших протяженности в несколько сотен километров, происходило в различное время внутри интервала между 3.7 и 2.93 млрд лет и, согласно имеющейся совокупности данных, независимо друг от друга в пространстве. Пока невозможно достоверно оценить существование или отсутствие хронологических параллелей для наиболее ранних событий в истории отдельных микроконтинентов. Доступные наблюдению фрагменты наиболее ранней коры в преобладающем числе случаев, вне зависимости от возраста, образованы породами ТТГ типа. Происхождение, условия и обстановки формирования ранней коры достоверно не установлены. Имеющиеся данные скорее свидетельствуют в пользу модели высокотемпературного (в температурном поле гранулитовой или высокой амфиболитовой фации) плавления ранее сформированных мафитовых пород и/или еще более древней коры ТТГ состава значительной мощности — т.е. модели корообразования плюмового типа.

2. Зарождение и развитие внутриокеанических островодужных систем в пространстве, разделявшем уже существующие континентальные образования, впервые зафиксировано 2.88–2.83 млрд лет назад. Ассоциация океанических, островодужных и эклогитоносных комплексов представлена в структурах зеленокаменных поясов Хетоламбинского микроконтинента и в пределах активной окраины (палеоокраины) Инари-Кольского микроконтинента.

3. Некоторые микроконтиненты (например, Водлозерский, Кухмо-Сегозерский и Мурманский) разрастались за счет латеральной аккреции — присоединения островодужных систем и фрагментов океанических плато. Судя по временным и пространственно-структурным особенностям размещения внутриконтинентальных осадочно-вулканогенных, плутонических и метаморфических комплексов, континенты Кола-Карелия и Волго-Уралия приблизительно к 2.76–2.74 млрд лет уже были сформированы и объединены в составе единой континентальной массы (обозначим ее как «Кола-Карелия-Вуралия»). В строении этого континента, возможно, участвовал еще один микроконтинент — Прибалтика, о существовании которого мы судим по некоторым особенностям палеопротерозойской эволюции (см. раздел 3.3.3). Суммарные размеры континента Кола-Карелия-Вуралия могли достигать 2–3 тыс. км в поперечнике.

Объединение микроконтинентов, как правило, происходило при взаимном перемещении по касательным траекториям. Лишь в некоторых случаях объединение сопровождалось поглощением океанической коры, разделяющей микроконтиненты, в зонах субдукции (объединение кратонов Кола, Карелия и коры Беломорского орогена, формирование Беломорской эклогитовой провинции).

4. Массированное наращивание континентальной коры микроконтинентов (вероятно, после достижения ими некоторого минимально необходимого размера) и континента Кола-Карелия-Вуралия в целом осуществлялось за счет ювенильных магм мантийно-плюмового происхождения. Вулканические процессы, интрузии и андерплейтинг ювенильных мантийных магм обеспечивали вертикальное наращивание континентальной коры.

4.а. Первым подвергся рифтогенезу Курский микроконтинент (древнейшее континентальное образование в составе охарактеризованной в этой книге части ВЕК) — уже в палео- и мезоархее, ~3.26 и около 2.90 млрд лет назад.

4.б. Мафит-эндербитовая кора Мурманского микроконтинента, созданная за время между > 2.93 и 2.80 млрд лет, в течение последующих 30–50 млн лет подверглась парциальному плавлению, в результате чего была сформирована «нормальная» континентальная кора с преобладанием гранитоидов ТТГ и ГГ серий (на уровне современного эрозионного среза) к 2.72 млрд лет.

4.в. Закономерно связанные проявления мантийно-плюмовой активности субсинхронно проявились в разных частях композитного континента Кола-Карелия-Вуралия («пиковые» события в интервале 2.76–2.69 млрд лет). Этот континент подвергся массированной переработке и «достройке» в результате сопряженных деформаций, магматизма, осадконакопления и высокотемпературного метаморфизма, охвативших обширные территории (сотни тысяч квадратных километров). Эти явления интерпретируются в рамках модели мантийных плюмов и в глобальном плане коррелируются с суперплюмом ~2.7 млрд лет [Abbott, Isley, 2002; Condie, 2004 a,b].

Характерной особенностью геологических процессов, инициированных мантийно-плюмовой активностью в пределах континента Кола-Карелия-Вуралия, явилось формирование зональных овально-концентрических структур. Карело-Беломорский ареал (размером в попереч-

нике 600–700 на 400–450 км) в плане образован закономерным чередованием концентрических зон, в пределах которых поочередно преобладают гранулито-гнейсовые комплексы, внутриконтинентальные вулканогенно-осадочные пояса низкого и умеренного уровня метаморфизма (зеленокаменные пояса), интрузии санукитоидов и гранитоидов. Для этого ареала характерно центробежное развитие — последовательное увеличение радиуса зон, общая продолжительность наиболее активных процессов при формировании которых составила приблизительно 60 млн лет, а общая продолжительность — около 100 млн лет. Гранулито-гнейсовые комплексы выполняют изометричные и значительно удлиненные покровно-надвиговые структуры синформного строения.

Кухмо-Сегозерский микроконтинент, строение которого в преобладающей степени определялось процессами рассматриваемого этапа, расположен в срединной части Карело-Беломорского ареала. Области коры, обрамляющие по периметру (исключая границу со Свекофеннским аккреционным орогеном) Кухмо-Сегозерский микроконтинент — Водлозерский и Кьянта микроконтиненты, Беломорский ороген — надвинуты на окраины Кухмо-Сегозерского микроконтинента. Вследствие этого, генеральная структура Карело-Беломорского ареала образована относительно опущенной центральной синформно прогнутой областью и относительно приподнятым и глубже эродированным обрамлением (см. рис. 4.18).

Другой эффектный пример — овоиды Волго-Уралии, чашеобразные блоки округлой или овальной формы, сечение которых поверхностью фундамента равно 300–600 км в поперечнике, с основанием на уровне коро-мантийного раздела на глубинах до 60 км. Морфологически сходные структуры меньшего размера представлены межовоидными овалами и поясами Волго-Уралии (200–400 км по длинной оси с основанием на глубине порядка 25 км) и овальными чашеобразными структурами Мурманского микроконтинента диаметром от ~10 до 60–80 км. В пределах крупных овалов и вне их границ незакономерно распределены относительно мелкие овалы от 5 до 20 км в поперечнике. Следует обратить внимание на то, что в одних случаях (Волго-Уралия, Мурман) овальные структуры образуют своеобразные скопления, тогда как Карело-Беломорский ареал выступает в виде более или менее обособленного образования. В целом же, ассоциацию структур рассматриваемого типа в пределах Кола-Карелия-Вуралии можно интерпретировать как результат ветвления единого крупного плюма, активность которого проявлена на площади порядка 4 000 000 км^2.

Значительная продолжительность формирования рассматриваемых структур (100 млн лет или несколько более) предполагает относительную стабильность координат соответствующей континентальной области в этот период.

4.г. Пример иного рода представлен Кольским ареалом. Этот ареал, сформированный на «дозеленокаменном» гранито-гнейсовом фундаменте, охватывает площадь более 100 000 км^2. Ареал характеризуется линейно-блоковой геометрией. В пределах Кольского ареала намечается сихронизация внутриконтинентальных процессов формирования структур трех типов: зеленокаменных поясов, гранулито-гнейсовых ассоциаций и отложений пирокластических потоков, которые, по-видимому, отвечали различным условиям проявления активности плюмового типа.

5. Архейская история Курского микроконтинента во всех перечисленных выше аспектах не демонстрирует каких-либо связей с эволюцией континентов Кола-Карелия и Волго-Уралия, что позволяет предполагать независимое существование этого микроконтинента.

6. Последовавшие в конце неоархея проявления анорогенной активности по крайней мере в некоторых случаях (например, лебединская серия Курского микроконтинента) предваряли палеопротерозойскую тектоническую эволюцию.

Таким образом, в архейских структурно-вещественных комплексах зафиксированы свидетельства функционирования процессов формирования континентальной коры, которые принято описывать в рамках двух глобальных геодинамических моделей: тектоники плит и тектоники плюмов. Пример архейских микроконтинентов, включенных в кору ВЕК, позволяет наметить тенденцию (закономерность?): зарождение континентальных блоков (микроконтинентов) в палео- и мезоархее в большинстве случаев начиналось с формирования коры ТТГ типа в связи с процессами высокотемпературного плавления ранее созданного мафитового субстрата. Возникновение первичной континентальной коры в связи с процессами плавления в надсубдукционной области отмечены в мезоархее в относительно меньшем числе случаев. Последующая эволюция протекала при участии и взаимодействии процессов корообразования, описываемых в рамках обеих глобальных геодинамических моделей.

Особый интерес в теоретическом аспекте представляет рубеж, возраст которого в различных частях ВЕК несколько варьирует, оставаясь в пределах интервала 2.76–2.74 млрд лет. К этому рубежу завершилось формирование первого суперконтинента или группы крупных континентов, возникновение которого (которых) достоверно задокументировано в мировой геологической летописи (см. например, в [Condie, 1998, 2004a]). Реконструируемый континент Кола-Карелия-Вуралия не является исключением. Этот композитный континент, по-видимому, представляет собой часть Лавроскандии — обширного суперконтинента, включающего Североамериканский кратон [Минц, 2007]. Стоит отметить, что период, непосредственно предшествовавший рубежу 2.76–2.74 млрд лет, характеризовался умеренным уровнем ювенильного магматизма, продукты которого преимущественно сосредоточены в пределах зеленокаменных поясов.

В северо-восточной части Сарматии этот рубеж практически не проявлен, что лишний раз свидетельствует в пользу независимого «плавания» Сарматии в это время.

Данные, суммированные выше, позволяют достаточно четко обозначить специфику следующего периода эволюции ВЕК: практически сразу же за возникновением суперконтинента последовала эпоха неоархейского суперплюма, уверенно прослеженная от 2.76–2.74 до 2.69 млрд лет. В некоторых структурах «хвост» этой эпохи может быть прослежен приблизительно до 2.59 млрд лет. Магматические процессы в пределах ВЕК, протекавшие с участием мантийного и корового источников в течение временно́го интервала 2.76–2.69 млрд лет, проявлены на «нормальном» среднем уровне. Возможно, более значительными были объемы метатерригенных или метапирокластических пород, преобразованных в гранулиты, которые, как установлено по крайней мере в некоторых случаях, образованы при значительном участии материала из ювенильного источника. Формирование гранулито-гнейсовых поясов свидетельствует о высоких температурах в верхней мантии и утилизирует весьма значительные (пока не оцененные) количества глубинного тепла [Mints, Konilov, 2004; Минц, 2007 а,б]. Поэтому, в отличие от [Condie, 1998, 2004a; Isley, Abbott, 1999; Abbott, Isley, 2002; Ernst, Buchan, 2002], мы полагаем, что формирование гранулито-гнейсовых поясов является весьма характерным «свидетелем» плюмов, а при соответствующих размерах — суперплюмов. Размер ареала, в пределах континента Кола-Карелия-Вуралия, где нашли свое место овальные и изредка линейно-вытянутые гранулито-гнейсовые комплексы, приблизительно равен 4 000 000 км^2, что вполне отвечают масштабу суперплюма (см. Предисловие). Особенно обращает на себя внимание Карело-Беломорский ареал, где зафиксировано центробежное развитие сопряженных процессов магматизма и высокотемпературного метаморфизма.

Последние ~10 млн лет, завершающих неоархейскую эволюции, характеризовались незначительной эндогенной активностью анорогенного типа.

9.2. Возникновение и эволюция палеопротерозойских орогенов

В главе 3 представлена характеристика главных тектонических подразделений ВЕК, сформированных в течение палеопротерозоя (см. рис. 0.1, *Б*; прил. III-1 и IV-1): ряда внутриконтинентальных коллизионных орогенов (ВКО), среди которых главным по размеру и положению является Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский ВКО, и Свекофеннского аккреционного орогена (АО). Образующие эти орогены палеопротерозойские ювенильные ассоциации сосредоточены в пределах тектонических поясов двух типов: 1) вулканогенно-осадочных и вулкано-плутонических, образованных породами низкой степени метаморфизма (от зеленосланцевой до низкотемпературной амфиболитовой фации); 2) гранулито-гнейсовых, в строении которых преобладают породы высокой степени метаморфизма (от высокотемпературной амфиболитовой до «сверхвысокотемпературной» гранулитовой фации).

Пояса, образованные породами низкой степени метаморфизма, участвуют в строении региональных тектонических структур обоих типов — аккреционного орогена и внутриконтинентальных коллизионных орогенов. Площадное развитие вулканогенно-осадочных ассоциаций, вошедших впоследствии в состав внутриконтинентальных коллизионных орогенов, было инициировано процессами плюмового типа (обстановка рассеянного рифтогенеза). Дальнейшая эволюция определялась концентрацией процессов тектонического растяжения, магматизма и осадконакопления в узких линейных зонах, что привело к формированию серии

рифтогенных поясов. В локальных участках этих поясов внутриконтинентальный рифтогенез привел к разрыву континентальной коры, и рифты трансформировались в короткоживущие линейные океанические структуры красноморского типа (Липецко-Лосевский, Печенга-Варзугский, Йормуа, Тотьминский, Апрелевский и Рязанский пояса). В результате коллизионных процессов, завершивших палеопротерозойскую эволюцию, осадочно-вулканогенные пояса были преобразованы в надвиго-поддвиговые структурные ансамбли. Участие ассоциаций океанического и надсубдукционного происхождения в строении перечисленных выше поясов позволяет рассматривать их в качестве палеосутур, которые являются одним из характерных элементов внутриконтинентальных коллизионных орогенов.

Гранулито-гнейсовые пояса входят в состав коллизионных орогенов. Их формирование было непосредственно связано с активностью плюмов, проявившейся в интенсивном разогреве континентальной коры; внутриплитном магматизме; образовании быстро углублявшихся депрессий, заполнявшихся осадками, ювенильными лавами и отложениями пирокластических потоков; высокотемпературном метаморфизме нижне- и среднекоровых ассоциаций, распространявшемся также и на выполнение депрессий.

Эволюция поясов обоих типов завершилась процессами надвигообразования в обстановке коллизии.

Палеопротерозойская эволюция континентов Кола-Карелия, Сарматия и Волго-Уралия развивалась по разным сценариям. Лишь заключительные события в конце палеопротерозоя, с которыми было связано формирование Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского и Северо-Воронежского орогенов, затронули все перечисленные области и окончательно спаяли архейские кратоны в единую континентальную массу.

9.2.1. Палеопротерозойская эволюция северо-восточной части Сарматии и Волго-Уралии

Результатом палеопротерозойской эволюции северо-восточной части Сарматии (рис. 9.6, см. цв. вкл.) (кратоны Курский и Хопёр) стало формирование ранне-средне-палеопротерозойского Брянск-Курск-Воронежского внутриконтинентального коллизионного орогена (прил. IV-1). Период растяжения и магматизма, инициированного мантийными явлениями плюмового типа, фиксируется начиная с конца неоархея — 2.6–2.53 млрд лет. Далее, период 2.5–2.2. млрд лет отвечает формированию и развитию Курско-Криворожского бассейна, первоначально — в платформенных относительно стабильных условиях, обеспечивающих чередование существенно хемогенного и преимущественно терригенного осадконакопления, в том числе — накопление железисто-кремнистой формации (2.2–2.05 млрд лет). После короткого перерыва последовало дальнейшее накопление железисто-кремнистых, карбонатных, терригенно-карбонатных и терригенных осадочных пород, бимодальный магматизм рифтогенного и завершающий вулканизм траппового типов. Синхронные процессы магмообразования и метаморфизма при температурах до 900°С в нижней коре, 630°С — на глубинах порядка 18 км и 420–500°С — на глубинах 8–10 км сопровождались высокотемпературными процессами в верхней коре, связанными с развитием термальных «куполов».

В тот же период, 2.2–2.1 млрд лет назад, в пределах областей предположительно архейского возраста к западу и к востоку от орогена КМА возникли Кулажинский, Брянский и Воронцовский бассейны осадконакопления, быстро заполнявшиеся мощными вулканогенно-осадочными толщами за счет древнего и ювенильного источников. Осадконакопление сопровождалось мафит-ультрамафитовым и гранитоидным (чарнокит-эндербитовым?) магматизмом. Формировавшиеся осадочно-вулканогенные разрезы уже во время осадконакопления (2.13–2.05 млрд лет) подверглись термальному воздействию и высокотемпературному (гранулитовой — высокой амфиболитовой фации) метаморфизму.

Перечисленным событиям, которые более всего отвечают модели плюм-тектонической эволюции, 2.1–2.08 млрд лет назад сопутствовало кратковременное раскрытие линейных океанических структур красноморского типа. Практически немедленно последовавшая субдукция молодой океанической литосферы привела к формированию Липецко-Лосевского вулкано-плутонического пояса. Результатом общей коллизии 2.08–2.02 млрд лет назад стало повторное совмещение Курского и Хопёрского кратонов при закрытии Липецко-Лосевского океана, формирование покровно-складчатых и чешуйчато-надвиговых структурных ансамблей,

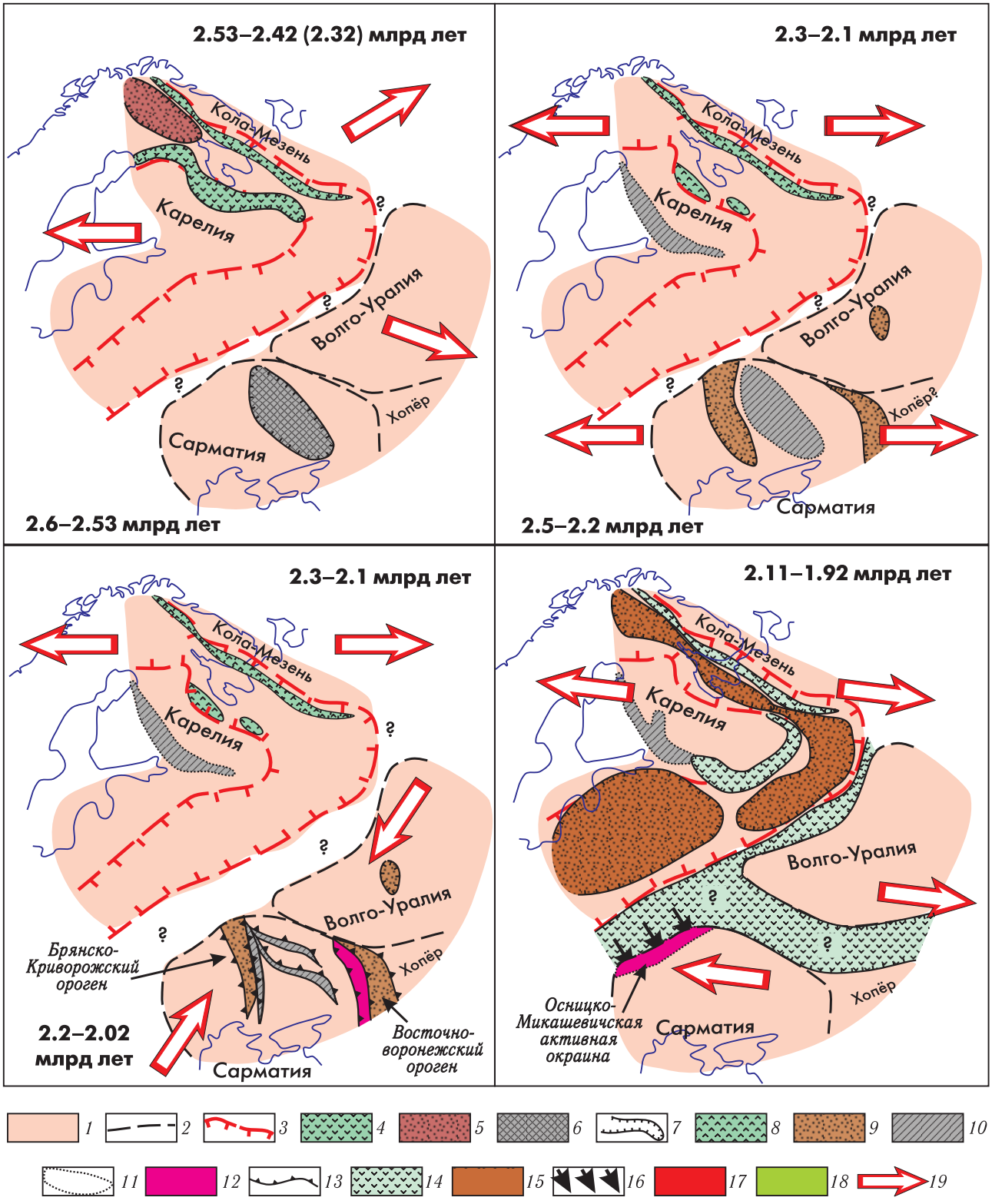


Рис. 9.6. Главные направления палеопротерозойской эволюции коры Восточно-Европейского кратона

1 — архейская континентальная кора; *2*, *3* — ограничения: фрагментов архейских континентов (*2*), палеопротерозойских орогенов (*3*); *4–7* — инициальная стадия палеопротерозойской эволюции, 2.53–2.42 (2.6–2.32) млрд лет: *4* — рифтогенные осадочно-вулканогенные пояса, *5* — вулканогенно-осадочное выполнение депрессий, преобразованное в гранулито-

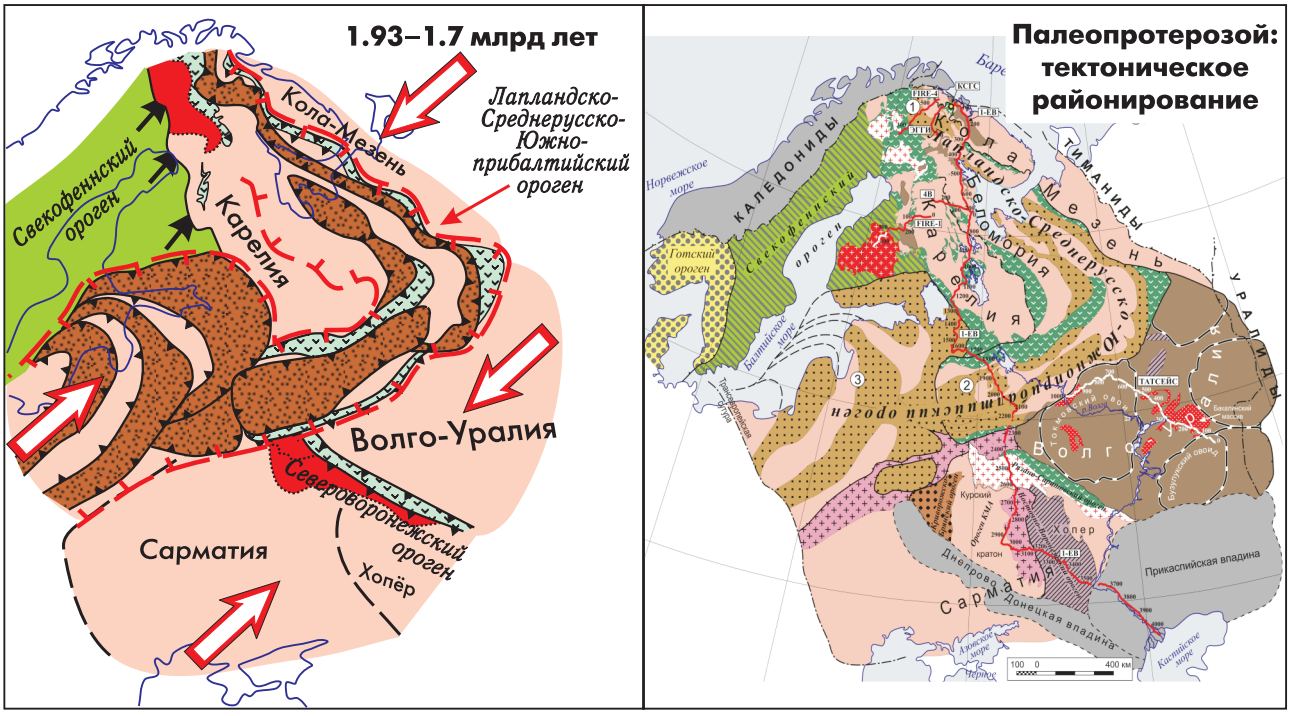


Рис. 9.6. Окончание

гнейсовые комплексы, *6* — эпиконтинентальные вулканогенно-осадочные комплексы, подвергшееся умеренному метаморфизму, *7* — границы рифтогенных поясов и депрессий; *8–11* — стадия «дремлющей» внутриплитной тектоники, от (~2.5) 2.3 до 2.1 (2.02) млрд лет, завершившаяся коллизионными деформациями в пределах Сарматии — Волго-Уралии: *8* — эпиконтинентальные осадочно-вулканогенные комплексы, *9* — вулканогенно-осадочное выполнение депрессий, преобразованное в гранулито-гнейсовые комплексы, *10* — эпиконтинентальные вулканогенно-осадочные комплексы, в том числе, с участием железисто-кремнистой формации, подвергшееся умеренному метаморфизму, *11* — границы эпиконтинентальных осадочных бассейнов, *12* — вулкано-плутонические ассоциации окраинно-континентального типа, *13* — главные тектонические границы взбросо-надвигового типа; *14–15* — главная стадия палеопротерозойской эволюции, 2.11–1.92 млрд лет: *14* — рифтогенные осадочно-вулканогенные пояса с локальными включениями комплексов пород океанического дна, *15* — вулканогенно-осадочное выполнение депрессий, преобразованное в гранулито-гнейсовые комплексы; *16–18* — заключительная стадия эволюции, характеризующаяся сочетанием интенсивных процессов плюмового и тектоно-плитного типов, 2.11–1.92 млрд лет, завершившаяся общей коллизией, 1.93–1.7 млрд лет: *16* — направления субдукции океанической литосферы, *17* — вулкано-плутонические комплексы пород активных окраин, *18* — вулкано-плутонический аккреционный комплекс Свекофеннского орогена; *19* — предполагаемые главные направления тектонических напряжений

выведение гранулито-гнейсовых комплексов к уровню верхней коры и структурное оформление коллизионных орогенов второго порядка (Криворожско-Брянского, КМА и Восточно-Воронежского), которые рассматриваются как составляющие Брянско-Курско-Воронежского внутриконтинентального коллизионного орогена. Активная фаза тектонической эволюции охватила интервал приблизительно от 2.2 до 2.0 млрд лет длительностью около 200 млн лет.

В период 2.1–2.0 млрд лет менее яркие проявления тектоно-термальной активности того же типа распространились далеко в северо-восточном (в современных координатах) направлении — на территорию Волго-Уральского кратона (см. в разделе 3.1.4), что свидетельствует о принадлежности в это время Волго-Уралии и северо-восточной части Сарматии единой континентальной массе. Время и способ объединения названных континентов пока остаются неизвестными. Можно лишь утверждать, что эти континенты, раздельно возникшие и раздельно существовавшие в течение всего архея, так или иначе объединились к первой половине палеопротерозоя.

9.2.2. Палеопротерозойская эволюция Кола-Карелии

Преобладающая по площади часть континента Кола-Карелия в течение палеопротерозоя подверглась переработке различной степени интенсивности, кроме того, континент значительно вырос за счет добавления ювенильных пород, особенно массированного в начале и в конце палеопротерозоя. Как показано в главе 3, преобразованная кора Кола-Карелии совместно с ювенильными комплексами к концу палеопротерозоя вошла в состав Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского внутриконтинентального коллизионного орогена (см. прил. III-1 и III-2).

В палеопротерозойской эволюции континента Кола-Карелия и соответственно Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена выделяется пять периодов (см. рис. 9.6):

— 2.53–2.42 (до 2.32) млрд лет — возникновение и развитие суперплюма в мантийной области, подстилающей неоархейский суперконтинент, завершившееся отделением и перемещением Фенноскандинавского фрагмента суперконтинента [Mints, Konilov, 2004; Минц, 2007б]. С этим периодом связано общее растяжение и прогибание коры, инициированный плюмом магматизм-1 — формирование КИП: подслаивание (андерплейтинг) и внедрения (интраплейтинг) габбро-анортозитов на нижних уровнях коры, интрузии расслоенных мафит-ультрамафитов на верхних уровнях, мелкие интрузии габбро-анортозитов и мафит-ультрамафитов (друзитов) на среднем уровне коры; контрастный мафит-риолитовый вулканизм; возникновение внутриконтинентальных впадин, осадконакопление и гранулитовый метаморфизм архейского основания и осадочного выполнения впадин.

— 2.3–2.1 млрд лет — «дремлющая» внутриплитная тектоника: рассеянный рифтинг.

— 2.11–1.92 млрд лет — возникновение нового суперплюма в субконтинентальной мантии. Возобновление тектонической и магматической активности: инициированный плюмом магматизм-2; рифтогенез вдоль окраин формирующегося внутриконтинентального орогена, локальные переходы к спредингу; реактивизация внутриконтинентальных быстро прогибавшихся бассейнов, стремительно заполнявшихся осадочным, эффузивным и пирокластическим материалом преимущественно ювенильного происхождения, в том числе бассейнов, выполнение которых на предшествующей стадии уже подвергалось высокотемпературному метаморфизму.

— 1.93–1.86 млрд лет — сложное сочетание интенсивных глобально проявленных процессов плюмового и тектоно-плитного типов, результатом которых стали частичный разрыв континента и его последующее возрождение, сопровождавшееся возникновением коллизионных орогенов во внутренних областях обновленного (палеопротерозойского) континента. Коллизия фрагментов прежнего континента сопровождалась возникновением надвиго-поддвиговых осадочно-вулканогенных и синформных покровно-надвиговых гранулито-гнейсовых поясов.

— 1.87–1.7 млрд лет — возникновение внутриконтинентальных коллизионных орогенов: Лапландско-Кольско-Беломорского и Северо-Воронежского; пост- и анорогенный магматизм и метаморфизм.

Таким образом, палеопротерозойский этап тектонической активности, проявленной в преобразовании неоархейского континента Кола-Карелия, охватил весьма значительный временно́й интервал — с 2.5 до 1.7 млрд лет, общей продолжительностью около 800 млн лет. В том

числе, продолжительность ранней стадии — до начала периода «дремлющей тектоники» 2.3 млрд лет назад, составила около 200 млн лет. Тектоническая пауза, которую мы обозначили как период «дремлющей тектоники», продолжалась около 200 млн лет. Далее последовал период наиболее активной эволюции (2.11–1.86 млрд лет), его продолжительность составила «всего» 250 млн лет. Поздне- и постколлизионные процессы заняли 30–50 млн лет.

9.2.3. Палеопротерозойская активная окраина вдоль северного ограничения Сарматии

В работах С.В. Богдановой с соавторами [EUROBRIDGE..., 2001; Claesson et al., 2001], опирающихся на результаты геохронологических исследований, для Осницко-Микашевичского пояса была предложена модель активной окраины Андийского типа. Пояс был сформирован 2.1–2.0 млрд лет назад, т.е. до возникновения амфиболито- и гранулито-гнейсовых поясов Беларуси и Прибалтики, участвующих в строении Южно-Прибалтийского сектора внутриконтинентального коллизионного орогена (см. рис. 9.6). Предполагается, что магматизм был непосредственно связан с субдукцией океанической литосферы в южном направлении (в современных координатах) — под окраину архейской Сарматии. Как показано в разделе 3.2, Серпуховский пояс можно рассматривать как восточное продолжение Осницко-Микашевичского пояса (прил. IV-1). Поскольку Осницко-Микашевичский и Серпуховский пояса отчетливо «срезают» средне-палеопротерозойские структуры Сарматии, формирование которых завершилось не позднее 2.0 млрд лет назад, следует признать, что возраст этих поясов не превышает 2.0 млрд лет.

Возможна и иная версия: субдуцировать могла кора океана красноморского типа, зафиксированрая мафит-ультрамафитами Апрелевского пояса (см. раздел 3.3.1.5). В этом случае возможны параллели между формированием активной окраины вдоль южной границы Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена и надсубдукционным вулканизмом южного крыла Печенгской структуры. Иными словами, ограниченность геохронологической информации позволяет пока не ставить точку и предполагать более молодой возраст вулкано-плутонической ассоциации.

Наконец, возможен третий вариант: изверженные породы Осницко-Микашевичского и Серпуховского поясов могли быть сформированы в обстановке растяжения подобно гранитоидам Каскельяврского комплекса (1.95 млрд лет) в южном обрамлении пояса Печенга-Имандра-Варзуга (см. раздел 3.3.1.5).

Для получения более однозначного ответа необходимы дополнительные геохимические и геохронологические исследования.

9.2.4. Поздне-палеопротерозойский Северо-Воронежский внутриконтинентальный коллизионный ороген

Северо-Воронежский ороген расположен вдоль границы между северной (в современных координатах) континентальной массы, объединяющей Фенноскандию, Волго-Уралию и кору Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского внутриконтинентального орогена, с северо-восточной частью Сарматии (см. прил. IV-1). В строении этого орогена участвуют Рязанский осадочно-вулканогенный и Калужский вулкано-плутонический пояса, а также взбросо-надвиговый ансамбль, образованный породами (гнейсами, амфиболитами и гранито-гнейсами) кратона Хопёр предположительно архейского возраста (см. рис. 9.6). С Северо-Воронежским орогеном структурно и генетически связаны породы вулкано-плутонической ассоциаций Тульско-Тамбовского пояса, разместившегося на окраине неоархейского Курского кратона. Ассоциация пород Тульско-Тамбовского пояса подобна активным окраинам андийского типа.

Условия и время возникновения и эволюции Северо-Воронежского орогена сегодня не известны. Однако, как было показано выше, к 2.1–2.0 млрд лет назад Волго-Уралия и северо-восточная часть Сарматии участвовали в строении единой континентальной массы. Следовательно, рифтогенез и последовавшее разделение этих континентальных образований произошло позднее. А приблизительно к 1.9 млрд лет на месте океана красноморского типа возник коллизионный ороген. Раздельное «плавание» Сарматии и Волго-Уралии на этот

раз, видимо, продолжалось менее 200 млн лет.

9.2.5. Поздне-палеопротерозойский Свекофеннский аккреционный ороген и его соотношения с Южно-Прибалтийским сектором внутриконтинентального коллизионного орогена

Поскольку исследование строения и эволюции Свекофеннского орогена (см. прил. III-2) выходит за рамки нашей работы, мы ограничимся фиксацией двух временных реперов.

1. Формирование и аккреция островодужных, задуговых и междуговых комплексов в юго-восточной (Финской) части Свекофеннского орогена заключены в кратком интервале времени между 1.93 и 1.87 млрд лет.

2. Южно-Финляндский гранулито-гнейсовый пояс, как показано в разделе 3.3.3, принадлежит Южно-Прибалтийскому сектору внутриконтинентального коллизионного орогена. Надвигание гранулито-гнейсового комплекса на структуры Свекофеннского аккреционного орогена произошло ~1.80–1.78 млрд лет назад — после завершения аккреционно-коллизионных процессов и структурного оформления Свекофеннского орогена.

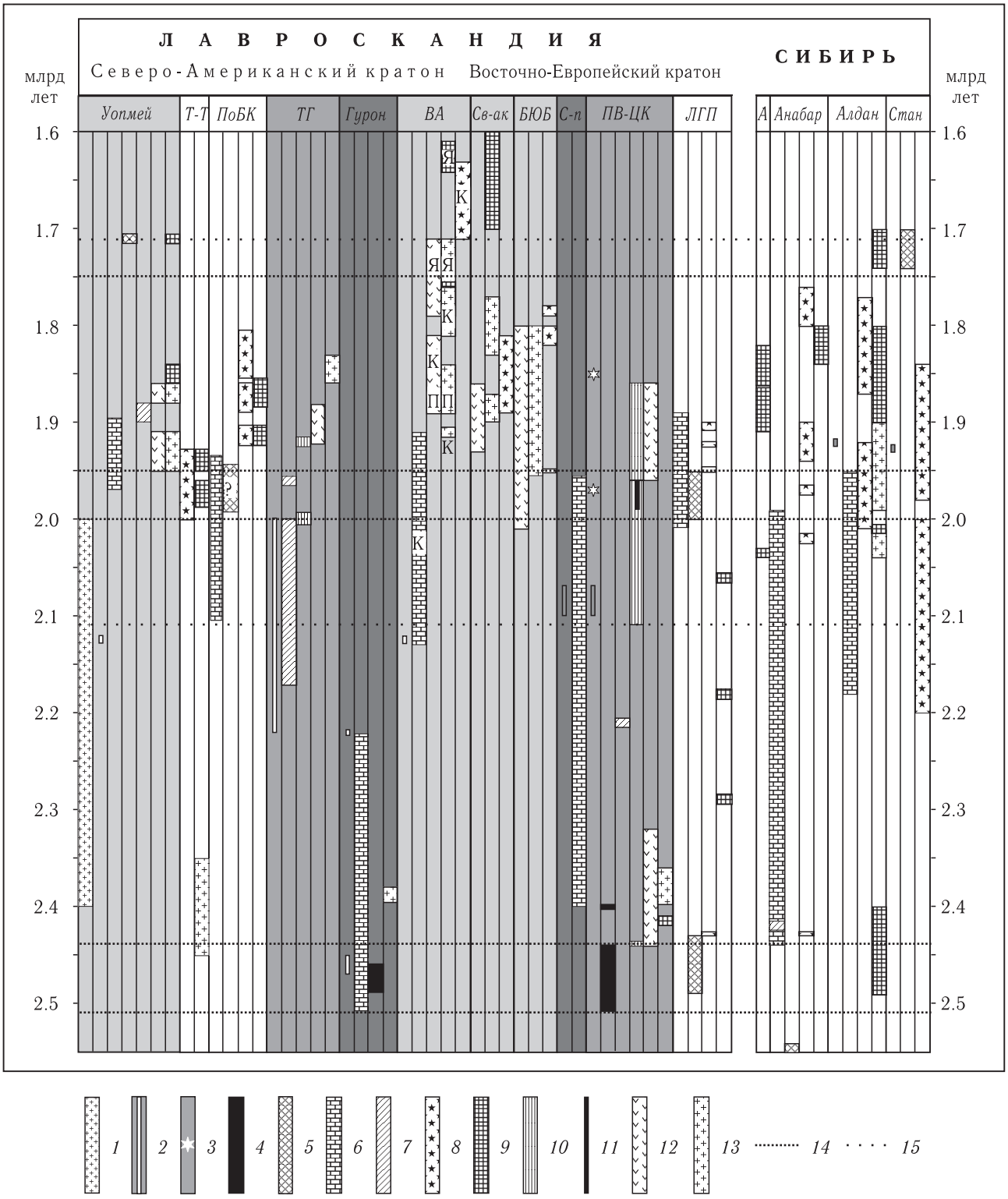
9.2.6. Палеопротерозойская эволюция Северо-Американского кратона

В глобальном плане проявления магматической и термальной активности раннего палеопротерозоя были в значительной части сконцентрированы в пределах древнего континента, получившего название Лаврентия, который, согласно [Condie, 1990], в этот период охватывал Северную Америку и Балтийский щит. Учитывая, что большинство исследователей используют этот термин несколько иначе — применительно только к Северо-Американскому кратону, мы воспользуемся названием «Лавроскандия», как нам рекомендовал В.Е. Хаин. В публикациях [Mints, Konilov, 2004; Минц, 2007б] модель палеопротерозойской эволюции ВЕК (за исключением независимо развивавшейся Сарматии) представлена как часть более общей модели палеопротерозойской эволюции Лароскандии.

Возможности палеогеографических реконструкций для раннего докембрия существенно затруднены ограниченностью палеомагнитных исследований и соответственно значительными пробелами в базе палеомагнитных данных [Buchan et al., 1996]. Тем не менее, установлено, что траектории кажущегося перемещения палеомагнитного полюса в течение преобладающей части протерозойского эона для главных щитов практически совпадают, что свидетельствует в пользу существования крупного суперконтинента в интервале времени от ~2.9 до 1.1 млрд лет [Piper, 1983]. В настоящее время реконструкции раннедокембрийских суперконтинентов базируются преимущественно на корреляции геологических структур и событий, установленных на современных континентах. Следствием существующих различий в понимании природы раннедокембрийских геологических структур стала разработка ряда принципиально различных моделей возникновения и эволюции суперконтинентов в протерозое (например: [Gaal, 1992; Rogers, 1996; Condie, 1998]).

В конце архея, 2.7 млрд лет назад, палеопротерозойской эволюции предшествовал ряд сближенных по времени проявлений магматизма, чему соответствует эффектный пик частоты встречаемости возрастных оценок. Считается, что этот пик и соответствующие проявления магматизма были преимущественно связаны с процессами на активных окраинах континентов [Condie, 1998; Балашов, Глазнев, 2004]. Соответственно отмеченный пик интерпретируется как свидетельство столкновения значительных континентальных масс и возникновения первого в истории Земли суперконтинента или небольшого числа относительно крупных композитных континентов [Condie, 1998]. Однако краткий период геологической истории около 2.7 млрд лет назад, согласно К.Конди, включал не только созидание суперконтинента, но и практически немедленно последовавшую эпоху суперплюмов [Condie, 1998; 2004b] (см. Предисловие).

В глобальных характеристиках последовавшей палеопротерозойской эволюции (начиная с ~2.5 млрд лет), в свою очередь, можно увидеть свидетельства по крайней мере частичного разрыва архейского суперконтинента [Хаин, Божко, 1988; Mints, 1998]. К.Конди [Condie, 1998; 2004b] не придает большого значения событиям на границе архея и протерозоя, датированным ~2.5 млрд лет, полагая, что они могут



быть своеобразным «дочерним» продолжением эпохи суперплюмов с возрастом около 2.7 млрд лет. По его оценке распад суперконтинента датируется периодом низкого уровня корообразования 2.1–2.0 млрд лет назад. Восстановлению целостности суперконтинента предшествовал массированный прирост ювенильной коры 1.9–1.8 млрд лет назад; согласно [Isley, Abbot, 1999; Condie, 2004a], в глобальном плане этот период рассматривается в качестве эпохи су-

⇐

Рис. 9.7. Корреляция главных событий в эволюции палеопротерозойских орогенов Лавроскандии и Сибири (по [Минц, 2007])

1 — слабо изученная континентальная кора предположительно надсубдукционного происхождения; *2* — мафитовые дайки; *3* — щелочные мафит-ультрамафитовые интрузии; *4* — расслоенные мафит-ультрамафитовые тела; *5* — габбро-анортозиты; *6* — осадочные разрезы с включениями вулканитов платформенного или рифтогенного типа; *7* — рифтогенные вулканогенно-осадочные комплексы; *8* — гранулито-гнейсовые комплексы; *9* — внутриплитные граниты; *10* — вулканиты MORB-типа и офиолитовые комплексы; *11* — мафит-ультрамафиты типа океанических островов; *12* — вулканиты островодужного типа; *13* — гранитоиды островодужного типа; *14*, *15* — возрастные границы: главные (*14*) и второстепенные (*15*).

Колонки: белые — гранулито-гнейсовые пояса; светло-серые — аккреционные орогены; серые — вулканогенно-осадочные пояса низкой степени метаморфизма; темно-серые — пассивные окраины.

Сокращения (названия орогенных поясов): *Т-Т* — Талтсон-Фелон; *ПоБК* — пояса, связанные с батолитом Камберленд; *ТГ* — Трансгудзон; *ВА* — восток Северо-Американского кратона (*К* — Кетилидиан, *П* — Пенокий, *Я* — Явапаи-Мазатзал); *Св-ак* — Свекофеннский аккреционный ороген; *БЮБ* — Беларусь-Южноприбалтийский ороген; *С-п* — Свекофеннская пассивная окраина; *ПВ-ЦК* — Печенга-Варзугский и Циркум-Карельский пояса; *ЛГП* — Лапландский гранулитовый пояс; *А* — Акитканский пояс; *Стан* — Становой пояс.

Пунктиром показаны границы периодов тектонической активности

перплюмов. Он завершился быстрой аккрецией островодужных систем и формированием аккреционных орогенов вдоль окраин реорганизованного суперконтинента 1.88–1.84 млрд лет назад.

Приведенные в предшествующих разделах материалы позволяют скорректировать и уточнить намеченные закономерности применительно к палеопротерозойской эволюции Восточно-Европейского кратона (рис. 9.7).

9.2.6.1. Внутренняя область континента (внутриконтинентальные коллизионные орогены)

Главные особенности палеопротерозойской эволюции Северо-Американского кратона (рис. 9.8, см. рис. 9.7) охарактеризованы следующей последовательностью событий.

— 2.49–2.45 млрд лет — суперплюм и инициальный рифтинг архейского континента, отмеченный в обрамлении кратона Сьюпириор (Канадский щит) формированием супергруппы Гурон, которая несогласно перекрыла архейские образования. Самая нижняя часть разреза, образованная платобазальтами, кислыми лавами и аркозовыми метаосадками, пересечена габбро-анортозитовыми, мафит-ультрамафитовыми и гранитоидными интрузивами с возрастом 2.49–2.46 млрд лет, а также мафитовыми дайками, образующими рой Мэттачеван, датированный 2.47–2.45 млрд лет. Верхнюю часть разреза, включающую ледниковые конгломераты, глинистые сланцы, кварциты и карбонатные породы, увенчанную косослоистыми песчаниками, в свою очередь, пересекает комплекс диабазовых даек с возрастом 2.22 млрд лет [Hoffman, 1989; Corfu, Easton, 2000].

Определенное подобие проявлений раннепалеопротерозойского магматизма в пределах Северо-Американского и Карельского кратонов стимулировало появление эволюционных моделей, предполагавших их первоначальное участие в строении единого архейского континента — Лавроскандии. Достаточно очевидно поразительное сходство мафит-ультрамафитовых интрузий, сформированных 2.51–2.44 млрд лет назад в пределах названных территорий [Vogel et al., 1998], и сходство гуронских и лаппонийских осадков шельфового типа (2.49–2.22 и 2.5–2.3 млрд лет, соответственно). Время возможного разделения Лавроскандии в результате инициированного плюмом рифтогенеза оценивается по-разному. Л.Химэн связывал его с раскрытием океана Мэттачеван около 2.45 млрд лет назад и преобразованием Гуронского осадочного бассейна в пассивную окраину [Heaman, 1997]. Сопоставление направлений дайковых поясов в пределах кратонов Карелия и Сьюпириор, по мнению Р.Эрнста и В.Бликера [2006], позволяет отнести разделение названных кратонов к 2.1–2.0 млрд лет. В то же время, палеомагнитные данные указывают на раздельное положение кратонов уже около 2.45 млрд лет назад [Mertanen et al., 1999; Buchan et al., 2000]. Можно предположить, что разделение Лавроскандии непосредственно следовало за начальной стадией рифтогенеза 2.51–2.50 млрд лет назад — на 50–70 млн лет ранее момента, охарактеризованного палеомагнитными данными. В пользу этого предположения свидетельствует структурный образ реконструированного континента, включающий серию овальных в плане

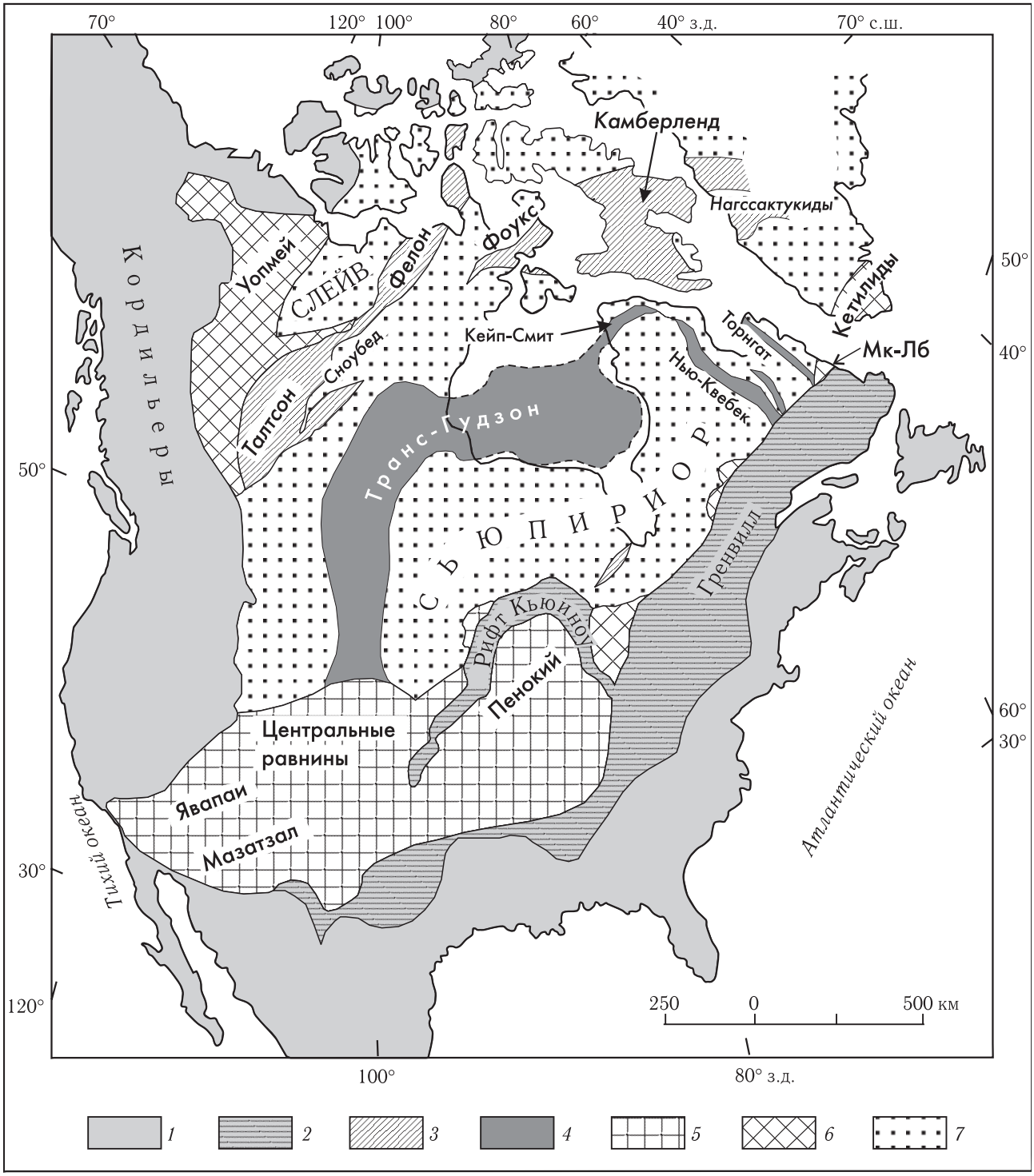


Рис. 9.8. Палеопротерозойские орогены и тектонические пояса Северо-Американского кратона (по [Hoffman, 1989] с изменениями)

1 — фанерозой, *2* — неопротерозой; *3–6* — палеопротерозой: *3* — гранулито-гнейсовые пояса, 2.0–1.7 млрд лет, образованные преимущественно ювенильными палеопротерозойскими протолитами; *4* — осадочно-вулканогенные пояса низкой степени метаморфизма, 2.0–1.8 млрд лет; *5*, *6* — аккреционные орогены: *5* — 1.9–1.6 млрд лет; *6* — 1.9–1.8 млрд лет; *7* — архей, гранит-зеленокаменные и гранито-гнейсовые области.

Мк-Лб — ороген Макковик-Лабрадор

концентрически размещенных тектонических поясов, как это показано на рис. 9.9 (см. цв. вкл.) [Mints, Konilov, 2004; Минц, 2007б]). Мы вернемся к обсуждению этой модели ниже, с учетом данных о средне- и поздне-палеопротерозойском этапах эволюции.

В более широком плане, особенности магматизма, высокотемпературного метаморфизма и осадконакопления в период с 2.53 до 2.42 млрд лет указывают на условия растяжения и притоки мантийного тепла во внутренней области достаточно обширного континента. Известно, что аналогичные процессы были свойственны в это время и другим континентам (см. обзор в [Минц, 2007б]). Синхронность этих процессов в удаленных областях указывает на их вероятную принадлежность единому континенту (суперконтиненту). Внедрения мантийных магм и высокотемпературный метаморфизм, в свою очередь, позволяют предполагать связь этих процессов с мантийными процессами плюмового типа. Как показано выше, состав мантийных магм, условия их локализации и соотношения с процессами осадконакопления и высокотемпературного метаморфизма, охватившими обширные области, позволяют относить это явление к классу «суперплюмов».

— 2.45–2.2 млрд лет — «дремлющая» внутриплитная тектоника. Этот период характеризовался умеренным проявлением тектонической и магматической активности не только в пределах Лавроскандии, но и в других регионах [Condie, 1998]. В пределах осложненной рифтогенезом пассивной окраины кратона Сьюпириор, фрагменты которой сохранились в поясах Нью-Квебек и Трансгудзон Северо-Американского кратона, разрезы этого уровня образованы красноцветными эпиконтинентальными осадками, строматолитовыми известняками и доломитами при участии щелочных базальтов и трахибазальтов [Hoffman, 1989].

— 2.22–1.99 млрд лет — новый суперплюм(?), начало периода тектонической активности в пределах Северо-Американского кратона зафиксировано роями даек возраста 2.22–1.99 млрд лет [Ernst, Buchan, 2002, и ссылки в этой работе]. По сравнению с предыдущим, признаки второго суперплюма распространены значительно шире — в пределах многих регионов. С активностью этого суперплюма связан рифтогенез, локально трансформировавшийся в океанический спрединг в областях будущих коллизионных орогенов. Эти события зафиксированы фрагментированными офиолитовыми разрезами Пуртуник, 2.0 млрд лет [Scott et al., 1989; Scott, Bickle, 1991] и Йормуа, 1.96–1.94 млрд лет [Kontinen, 1987; Peltonen et al., 1996, 1998] (пояс Кейп-Смит, северный сегмент пояса Циркум-Сьюпириор, и пояс Кайнуу в западной части Карельского кратона, соответственно), а также офиолитоподобным комплексом Киттиля в Северной Финляндии, 2.02–2.01 млрд лет [Rastas et al., 2001; Hanski, Huhma, Vaasjoki, 2001]. Близкому интервалу, 2.11–1.92 млрд лет, отвечают толеитовые пиллоу-лавы типа T-MORB и субвулканические тела Печенгской структуры.

— 1.99–1.80 млрд лет — взаимодействие процессов тектоно-плитного и плюмового типов, формирование коллизионных орогенов.

Ороген Талтсон-Фелон. Лапландскому поясу по многим параметрам близок орогенный пояс Талтсон-Фелон, протягивающийся в субмеридиональном направлении через Северо-Американский кратон (см. рис. 9.8). В строении Магматической зоны Талтсон (МЗТ) преобладают гранитоиды I- и S-типа (1.99–1.96 и 1.95–1.93 млрд лет соответственно) в ассоциации с метаосадочными гранулитами (оценки *PT*-параметров метаморфизма — 6–8 кбар и > 900°C). Предполагалось, что возникновение МЗТ инициировано субдукцией океанической коры под окраину архейского континента (провинции) Черчилл 1.99–1.96 млрд лет назад и завершилось коллизией между этим континентом и террейном Буффало-Хэд, кора которого имеет возраст 2.4–2.0 млрд лет [Hoffman, 1989; McDonough et al., 1995; Ross, Eaton, 2002].

Однако последующие геохимические исследования показали, что гранитоиды обоих типов имеют характеристики, свидетельствующие о происхождении соответствующих магм в результате внутрикорового плавления [De et al., 2000]. Эти данные наряду с высокотемпературным метаморфизмом указывают на внутриплитные условия формирования пород МЗТ [Chacko et al., 1994, 2000; Farquar et al., 1996], как можно полагать, при участии источников тепла плюмового типа. Ороген Фелон (ОФ) рассматривался П.Ф. Хоффманом [Hoffman, 1989] в качестве продукта косой правосдвиговой коллизии между архейскими кратонами (провинциями) Слейв (форланд) и Рэй (хинтерланд). В пределах ОФ тела гранодиоритов размещены среди пород, подвергшихся высокотемпературному метаморфизму [Hoffman, 1989; Thompson, 1992]. Северное продолжение ФО (террейны Бутия, Пенинсула-Сомерсет-Айленд и Девон-Эллесмиа-Айлендс) включает аналогичные по

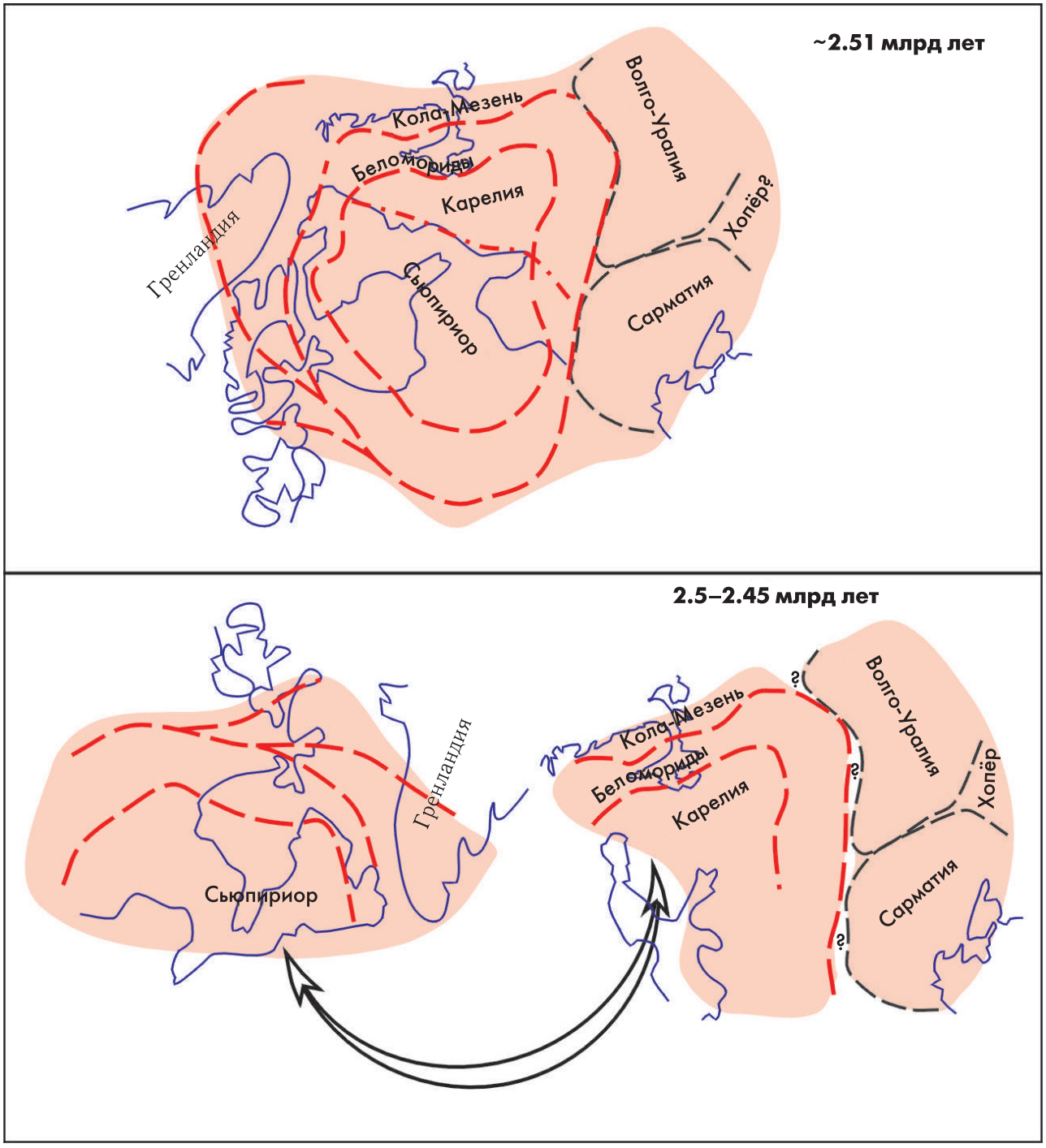


Рис. 9.9. Реконструкция процесса разделения Лавроскандии на Восточно-Европейский и Северо-Американский континенты

уровню метаморфизма комплексы ортогнейсов, графитсодержащих парагнейсов и мраморов с линзами мафитовых и ультрамафитовых гранулитов. Параметры метаморфизма, датированного 1.9 млрд лет, оценены цифрами 740–900°С и 6–8 кбар [Kitsul et al., 2000].

Аналогично может быть оценено происхождение системы ветвящихся палеопротерозойских поясов (Нагссагтокидиан, Ренкэйн, Фоукс и Торнгат [Hoffman, 1989]) и комплексов ортогнейсов в структурно-взаимосвязанных тектонических структурах (Лейк-Хабэ-Групп, Нарсеюак-Арк, Рамзай-Ривер [St-Onge et al., 1999]). В строении поясов преобладают гранулито-гнейсы, метаморфизованные при температурах, достигавших 950°С в интервале давлений от ~4 до ~12 кбар. Протолиты гранулитов в нижней части разрезов представлены преимущественно метаосадками платформенного и рифтогенного типов при участии метаэвапоритов, с включениями мафитовых и ультрамафитовых вулканитов, силлами и телами анортозитов. Возрасты детритовых зерен циркона свидетельствуют, что источником осадков были ювенильные палеопротерозойские породы неустановленного происхождения с возрастом 2.4–1.93 млрд лет. Значительная примесь образована продуктами разрушения более древних, архейских, пород. Осадконакопление началось около 2.0 млрд лет назад и завершилось 1.95–1.93 млрд лет назад или незначительно позднее. Наиболее ранее проявление гранулитового метаморфизма зафиксировано внедрением чарнокитов комплекса Сисимиут 1.92–1.90 млрд лет назад, т.е. в конце периода осадконакопления или непосредственно вслед за его завершением. В центральной части системы 1.87–1.85 млрд лет назад размещен чарнокитовый батолит Камберленд. Возраст главной фазы гранулитового метаморфизма — 1.85–1.80 млрд лет или незначительно больше. Оценки возраста процессов надвигообразования и эксгумации глубинных метаморфических комплексов варьируют от 1.85 до 1.74 млрд лет [Taylor, Kalsbeek, 1990; Kalsbeek, Nutman, 1996; Van Kranendonk, 1996; Kalsbeek et al., 1998; Nutman et al., 1999; Scott, 1999; Jackson, Berman, 2000].

Предполагается, что кора орогена Талтсон-Фелон размещена над погружающимися под него структурами типа сутурных зон [Ross, Eaton, 2002; Baird et al., 1996], подобно северной ветви Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена.

Трансгудзонский ороген. Трансгудзонский ороген, ширина которого достигает 500 км, охватывает наиболее значительную часть пояса Циркум-Сьюпириор. Океаническое раскрытие зафиксировано фрагментированными офиолитовыми разрезами Пуртуник, 2.0 млрд лет (пояс Кейп-Смит, северный сегмент пояса Циркум-Сьюпириор) [Scott, Bickle, 1991]. Процессы, связанные с последовавшим растяжением, отмечены ~1.96 млрд лет назад (щелочные вулканиты группы Повугнитук, пояс Кейп-Смит) [Picard et al., 1989]. Свидетельства значительных перемещений бортов Трансгудзонского орогена получены в результате палеомагнитных исследований [Gala et al., 1998; Halls, Heaman, 2000; Symons, Harris, 2000]. В пределах Трансгудзонского орогена породы надсубдукционного типа распространены намного шире в сравнении с Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийским орогеном. За интенсивным островодужным магматизмом с ~1.92 до 1.88 млрд лет последовали аккреция фрагментов океанической литосферы (1.87 млрд лет) и мощный плутонизм (включавший, в частности, формирование известково-щелочного батолита Уотмэн-Чипьюан), охвативший интервал 1.86–1.83 млрд лет [Hoffman, 1989; Stern, Lucas, 1994].

Структурно-вещественные комплексы Трансгудзонского орогена погружаются под структуры обрамления как на западе, так и на востоке. При этом в осевой области Трансгудзонского орогена, по-видимому, сохраняются фрагменты допалеопротерозойской коры, перекрытые палеопротерозойскими комплексами преимущественно надсубдукционного типа [Baird et al., 1996; White et al., 1999]. Иными словами, аналогично северной ветви Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена, максимальное растяжение континентальной коры, трансформировавшееся в спрединг океанического дна, здесь было сосредоточено в пределах краевых пограничных зон.

9.2.6.2. Окраины континента (аккреционные орогены)

Орогены Пенокий, Макковик-Лабрадориан, Кетилидиан и Явапаи-Мазатзал. Аккреционный ороген Пенокий размещен вдоль южного края неоархейского кратона Сьюпириор (см. рис. 9.8). Он сложен островодужными террейнами и фрагментами коры задуговых бассейнов — вулканогенными и осадочными породами и синхронными им плутонами габбро и гранитов,

интрудировавшими 1.89–1.84 млрд лет назад. Сутурные зоны Ниагара и Иу, соединяющие этот ороген с архейским континентом, возникли между 1.86 и 1.835 млрд лет. В свою очередь, строение орогенов Макковик-Лабрадориан и Кетилидиан, размещенных вдоль восточной границы композитного архейского континента, соответствует андийской модели. В нижней части разреза находятся терригенные осадки с прослоями базальтов, пересеченные дайками диабазов с возрастом 2.13 млрд лет и гранодиоритами, датированными 1.91 млрд лет. В верхних частях разрезов преобладают кислые и средние туфы и потоки лав, изверженных между 1.86–1.81 млрд лет. Коллизионные процессы, сопровождавшиеся внедрением гранодиоритов (1.81–1.80 млрд лет) и тоналитов завершились ~1.79–1.76 млрд лет назад. Следствием гравитационного коллапса утолщенной коры стали формирование депрессий, заполнявшихся вулканогенно-осадочными толщами, и анорогенный бимодальный магматизм — гранитырапакиви (1.76 млрд лет) и габбро-анортозит-монцонитовые комплексы, сопровождаемые метаморфизмом вмещающих пород в условиях гранулитовой фации 1.71–1.63 млрд лет назад [Hoffman, 1989].

Формирование ювенильной палеопротерозойской коры в южной части Мидконтинента и на юго-западе США (ороген Явапаи-Мазатзал-Мидконтинент) протекало в две стадии. В первую стадию, датированную 1.80 млрд лет, известково-щелочные вулкано-плутонические комплексы с признаками формирования в обстановках островных дуг и задуговых бассейнов 1.79–1.71 млрд лет назад были амальгамированы к окраине архейского континента. Затем, последовали проявления субаэрального кислого вулканизма и, 1.64–1.62 млрд лет назад, — внедрение посттектонических гранитов. Докембрийская эволюция завершилась проявлениями мезо- и неопротерозойского анорогенного магматизма [Hoffman, 1989].

Аккреционный ороген Уопмей. Этот ороген, протянувшийся вдоль западной окраины архейского кратона (провинции) Слейв, образован слабо изученными комплексами с возрастом 2.4–2.0 млрд лет, слагающими террейны Хоттах и Буффало-Хэд, которые были аккретированы к окраине архейского континента 2.4–2.3 и между 1.9 и 1.7, млрд лет соответственно [Goff et al., 1986; Chacko et al., 2000; Ross, Eaton, 2002]. В строении аккреционного орогена участвует подвергшаяся тектоническому сжатию осадочная призма пассивной окраины, размещенная вдоль западного ограничения кратона Слейв. Возраст начала осадконакопления на шельфе равен ~1.97 млрд лет. Затем, 1.90–1.88 млрд лет назад, проявился рифтогенный бимодальный магматизм, преимущественно приуроченный к внешней кромке шельфа. Вслед за этими событиями к окраине кратона были аккретированы островодужные террейны, сформированные к западу (в современных координатах) от пассивной окраины 1.95–1.91 и 1.88–1.86 млрд лет назад. В современной структуре они, по крайней мере частично, подстилаются недоступной наблюдениям корой, возраст которой по косвенным признаками принадлежит интервалу 2.4–2.0 млрд лет (возможно, более узкому интервалу, 2.3–2.1 млрд лет). Вскоре после завершения аккреции последовало внедрение посторогенных сиеногранитов (1.86–1.84 млрд лет), далее, в связи с формированием рифтов близ северо-западного ограничения орогена Уопмей 1.71 млрд лет назад, — интрузии диоритов, габбро, анортозитов и сиенитов [Thorkelson et al., 2001]. Стабилизация орогена связана с завершением деформационных процессов, охвативших период с 1.84 до 1.66 млрд лет [Hoffman, 1989; Ross et al., 1991].

9.2.7. Палеопротерозойские орогены Лавроскандии: обобщение

Приведенные данные позволяют выделить главные закономерности в истории палеопротерозойской эволюции коры преобладающей по размеру части Восточно-Европейского кратона, который, судя по многим свидетельствам, является фрагментом континента Лавроскандия, созданного к концу неоархея.

Предложенная выше (раздел 3.3.1.6) модель условий и обстановок проявления гранулитового метаморфизма (см. также в [Mints et al., 2007; Минц, 2007б]) предполагает преимущественно внутриплитное, связанное с активностью плюмов происхождение гранулито-гнейсовых поясов регионального ранга. Естественно предположить, что начальные стадии эволюции (условия растяжения, внутриконтинентальный магматизм и осадконакопление) могли быть однотипными для гранулитовых поясов и для структурно и хронологически сопряженных вулканогенно-осадочных поясов, характеризующихся низким и умеренным уровнем метаморфизма. В дальнейшем, в случае перехода от

континентального рифтогенеза к океаническому спредингу (типа Красного моря) создавались условия для быстрой диссипации глубинного тепла и прекращения высокотемпературных метаморфических процессов в сопредельной области континентальной коры. Причины сохранения целостности коры, подвергшейся растяжению в одном и ее разрыва в другом случае, остаются неизвестными, однако понятно, что эти причины играли фундаментальную роль в эволюции крупнейших регионов. Добавим, что если предложенная модель происхождения гранулитовых поясов верна, то гранулитовые пояса не следует рассматривать в качестве аналогов фанерозойских сутур, как это нередко делается [Розен, 2003; Daly et al., 2001, 2006; Condie, 2002; Rosen et al., 1994].

Старт палеопротерозойской эволюции континента Лавроскандия (Кола-Карелия-Вуралия плюс Северная Америка — см. раздел 9.1) определялся активностью суперплюма 2.53–2.42 млрд лет назад. Дальнейшая эволюция привела к возникновению современной системы дугообразных тектонических поясов в пределах Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов. Простейшая реконструкция с минимальными взаимными перемещениями кратонов позволяет представить эти пояса в качестве фрагментов единой кольцевой системы, диаметр которой достигал 3000–4000 км.

Внутриконтинентальная природа дугообразных орогенов позволяет с достаточным основанием полагать, что главные особенности регионального структурного рисунка были заложены еще на инициальной стадии палеопротерозойской эволюции (см. рис. 9.9). В статьях [Mints, Konilov, 2004; Минц, 2007б] было выдвинуто предположение, что с инициальным этапом связано разделение Северо-Американского кратона и Фенноскандии. Эта модель не противоречила упоминавшимся выше палеомагнитным данным. Слабой стороной модели является предположение о контролирующей роли дугообразных структур в дальнейшей эволюции, отделенной от старта почти на 500 млн лет. Также упоминавшаяся выше модель Р.Эрнста и В.Бликера [2006], предполагает разделение названных кратонов к 2.1–2.0 млрд лет — в противоречии с палеомагнитными данными. Выбор оптимальной модели, очевидно, потребует дальнейших исследований. Длительное существование кольцевой-дугообразной системы тектонических структур с субсинхронным развитием однотипных геологических процессов свидетельствует в пользу модели, предполагающей весьма позднее разделение Северной Америки и Феннскандии — возможно, еще позднее, чем предполагается в модели Р.Эрнста и В.Бликера.

Характерными чертами палеопротерозойской эволюции являются двукратный старт (2.53–2.42 и 2.22–1.92 млрд лет) и разделяющий стартовые события период «дремлющей» тектоники (~2.4–2.1 млрд лет). Главный этап эволюции, завершившийся формированием внутри- и окраинно-континентальных орогенов, также датирован близкими значениями возраста: в пределах континента Кола-Карелия-Вуралия — 1.93–1.7 млрд лет, в Северной Америке — 1.99–1.7 (до 1.63) млрд лет.

Анализ приведенного обзора позволяет расширить представления о природе и взаимосвязях внутриконтинентальных коллизионных орогенов двух выделенных типов.

Орогены первого типа, *Транс-Гудзонского*, образованные осадочно-вулканогенными комплексами низкой и умеренной степени метаморфизма, формировались в ходе эволюции в рамках полного цикла Уилсона, включая полномасштабное океаническое раскрытие и последующее закрытие с участием субдукции под обрамляющие континенты.

Орогены второго типа, *Лапландско-Прибалтийского*, включающие комплексы пород высокого уровня метаморфизма, формировались в условиях связанного с плюмами высокоинтенсивного прогрева коры при кратковременных и пространственно-ограниченных проявлениях спрединга в краевых частях. Формирование орогенов этого типа завершалось в обстановке коллизии с погружением коры обрамляющих континентов, по меньшей мере с одной из сторон, под структуры орогена и сопровождалось выдавливанием кверху осевой области орогена.

В орогенах обоих типов максимальное растяжение вплоть до спрединга океанического дна было сосредоточено в краевых частях зарождавшихся орогенов. Активная стадия формирования орогенов обоих типов ограничена 50–70 (во всяком случае, менее 100) млн лет.

Пост- и анорогенные события (бимодальный магматизм, формирование габбро-анортозит-рапакиви-гранитных комплексов, гранулитовый метаморфизм) в различных частях возрожденного палеопротерозойского суперконтинента проявились в различное время вскоре после завершения формирования аккреционных и коллизионных орогенов, преимущественно позднее 1.7 млрд лет. В определенном смысле эти события можно рассматривать как свидетельства

начала нового, мезо-неопротерозойского, этапа эволюции.

9.2.8. Геодинамическая интепретация и главные закономерности палеопротерозойского орогенеза на территории ВЕК

В течение преобладающей части палеопротерозоя Восточно-Европейский континент не представлял собой единого целого: континенты Кола-Карелия и Сарматия, по-видимому, располагались на ограниченном расстоянии один от другого, однако развивались, по существу, независимо. В особенностях состава и строения континента Волго-Уралия обнаруживаются свидетельства совместного развития поочередно — то с Кола-Карелией (преимущественно, начиная с неоархея), то с Сарматией (в середине палеопротерозоя).

Палеопротерозойская тектоника и процессы корообразования в значительной степени определялись крупными плюмовыми событиями — суперплюмами. В пределах Лавроскандии возраст процессов — свидетелей плюмовой активности, охватываемый возрастными рамками 2.53–2.41 и ~2.1–1.92 млрд лет, несколько варьирует в пределах обширной территории. Как показано выше, в эти периоды особенности магматизма, высокотемпературного метаморфизма и осадконакопления в пределах континентальных областей, размещенных сегодня в пределах обоих полушарий, указывают на условия растяжения и притоки мантийного тепла во внутренней области обширного континента. Синхронность проявления «дремлющей» внутриплитной тектоники в пределах обширной области указывает на принадлежность разобщенных сегодня континентов к единому палеоконтиненту.

Инициированные плюмами тектонические события — процессы рифтогенеза, локально с переходом к спредингу и формированию короткоживущих океанов красноморского типа, преимущественно без окончательного разделения фрагментов архейского суперконтинента — могут быть квалифицированы как «неудачные попытки» разрыва архейского суперконтинента [Mints, 1998]. Главный этап эволюции, завершившийся формированием внутри- и окраинно-континентальных орогенов, датирован интервалом 1.93–1.7 млрд лет. Выдающейся особенностью геодинамических обстановок и геологических процессов этого времени является сочетание событий, которое указывает на тесное взаимодействие и взаимообусловленность процессов, которые принято рассматривать в рамках глобальных моделей тектоники плит и тектоники плюмов.

Палеопротерозойская эволюция северо-восточной части Сарматии также протекала под флагом взаимодействия процессов обоих названных типов. Результатом этой эволюции 2.2–2.0 млрд лет назад стало формирование Брянско-Курско-Воронежского внутриконтинентального коллизионного орогена. В отличие от кольцевой-дугообразной системы палеопротерозойских орогенов Лавроскандии, этот ороген представляет латеральный ряд сопряженных структур, срезанных с севера Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийским орогеном, а с юга — Днепрово-Донецкой впадиной, наследующей границы древних коровых сегментов.

Обсуждая снижение магматической активности в интервале от 2.44 до 2.2 млрд лет, К.Конди [Condie, 1994] обратил специальное внимание на то, что «тепловая машина» планеты не могла остановиться, и генерация тепла в недрах Земли не могла значительно снизиться в течение этого периода. Поскольку именно океанические хребты являются главным элементом в системе отвода глубинного тепла, их функционирование в этот период также должно было протекать «в нормальном режиме». Иными словами, нет достаточных оснований для предположения о том, что движение плит могло прекратиться, а затем тектоника плит стартовала вторично. Поэтому подходящим объяснением для выявленного геохронологическими данными периода относительной стабильности палеопротерозойского суперконтинента и ограниченности магматических процессов, связанных с субдукцией вдоль его границ, могло бы быть предположение об интенсивном рециклировании ювенильной океанической коры, формирующейся в пределах «океанического полушария», и об ее практически полном погружении в мантию.

Как мы уже отмечали выше, анализ ситуации в целом позволяет выделить два типа внутриконтинентальных коллизионных орогенов: 1) *Транс-Гудзонского*, образованного породами низкой и умеренной степени метаморфизма, формировавшегося в рамках полного цикла Уилсона с участием субдукции под обрамляющие континенты; 2) *Лапландско-Прибалтийского*, образованного породами высокой степени ме-

таморфизма, формировавшегося в связи с плюмами при кратковременных и пространственно ограниченных проявлениях спрединга в краевых частях. Формирование орогенов обоих типов начиналось с растяжения и прогрева коры под воздействием плюмов (суперплюмов). В дальнейшем, в случае полного разрыва континентальной коры, последующая эволюция приводила к формированию орогенов первого типа. В случае лишь частичного разрыва континентальной коры формировались орогены второго типа. Их эволюция завершалась в обстановке коллизии с погружением коры обрамляющих континентов, по меньшей мере с одной из сторон, под структуры орогена и сопровождалась выдавливанием кверху осевой области орогена. В орогенах обоих типов максимальное растяжение вплоть до спрединга океанического дна было сосредоточено в краевых частях зарождавшихся орогенов.

Продолжительность активной стадии формирования палеопротерозойских коллизионных и аккреционных орогенов не превышала 100 млн лет.

9.3. Главные закономерности формирования раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона

Зарождение архейских микроконтинентов размером в первые сотни километров, происходило в различное время внутри интервала между 3.5 и 2.93 млрд лет и, согласно имеющейся совокупности данных, независимо друг от друга в пространстве. Доступные наблюдению фрагменты наиболее ранней коры в преобладающем числе случаев, вне зависимости от возраста, образованы породами ТТГ типа. Имеющиеся данные свидетельствуют в пользу модели корообразования плюмового типа. Объединение микроконтинентов и островодужных террейнов в результате процессов, рассматриваемых моделью тектоники плит, завершилось не позднее 2.76 млрд лет, возможно, уже к 2.80 млрд лет.

Как было показано в работах [Mints, Konilov, 2004; Минц, 2007б], фундаментальные изменения в геологической эволюции Земли, соответствующие границе архей-палеопротерозой, можно связать со сменой архейской «тектоники миниплит» [Минц, 1998] палеопротерозойской «тектоникой суперконтинента» (или «тектоникой микроокеанов» [Mints, 1998], учитывая ограниченный размер океанов красноморского типа, формировавшихся внутри частично разорванного суперконтинента). Возникновение к концу архея первого в истории Земли суперконтинента, охватывавшего значительную часть поверхности земного шара, очевидно, должно было сыграть исключительную роль в реорганизации системы конвективных ячей в подстилающей мантии. Примечательно, что палеопротерозой по стилю тектонических процессов и особенностям геодинамических обстановок тектоники плит отличается как от архея, так и фанерозоя. При этом, как ни парадоксально, архейская тектоника множества «миниплит» в значительно большей степени напоминает фанерозойскую тектонику плит, чем палеопротерозойскую «тектонику суперконтинента».

Углубленный анализ особенностей архейской эволюции ВЕК и особенностей событий, приближенных к границе архей-протерозой, представленный в предшествующих главах, позволил уточнить эти заключения.

Прежде всего, возникновение по крайней мере одного из неоархейских суперконтинентов — Лавроскандии в главной части завершилось значительно раньше границы архей-палеопротерозой — приблизительно к 2.80–2.76 млрд лет, т.е. близко к границе мезо- и неоархея. «Сборка» Сарматии, вероятно, завершилась приблизительно в то же время.

Далее, в течение неоархея и палеопротерозоя сценой для развертывания геологических процессов служили единый суперконтинент или небольшая группа суперконтинентов, которым противостояло обширное океаническое пространство — Панталасса. Формирование новой и преобразование ранее созданной континентальной коры протекали почти исключительно во внутриконтинентальной обстановке при резком преобладании процессов, инициированных суперплюмами. Процессы тектоно-плитного типа (локально проявленные спрединг и субдукция, вероятно, включая возникновение и эволюцию Свекофеннского океана и соответственно Свекофеннского аккреционного орогена) были тесно связаны с развитием внутриконтинентальных процессов плюмового типа. Возможно, лишь аккреционный ороген Уопмей был в полной мере независим от этих процессов и является «скромным результатом» собственно тектоно-плитных событий в палеопротерозое.

Эпохи суперплюмов (см. пояснения в Предисловии) следовали одна за другой: 1) от

2.76–2.74 до 2.69 млрд лет; 2) 2.53–2.41 млрд лет; 3) ~2.1–1.92 млрд лет. Еще одна эпоха суперплюмов, датированная 2.2–2.0 млрд лет, проявлена только в пределах Сарматии.

Первая эпоха суперплюмов особенно ярко проявилась в массированной переработке и «достройке» континента Кола-Карелия-Вуралия («пиковые» события в интервале 2.76–2.69 млрд лет). Сопряженные процессы деформаций, магматизма, осадконакопления и высокотемпературного метаморфизма охватили сотни тысяч квадратных километров. В глобальном плане эти явления коррелируют с наиболее яркой эпохой суперплюмов в геологической истории, датированной 2.75–2.7 млрд лет [Abbott, Isley, 2002; Condie, 2004 a,b]. Продолжительность главной стадии составила около 100 млн лет, однако пиковые события отвечали более короткому интервалу — в пределах 60 млн лет.

Следующая эпоха суперплюмов — 2.53–2.41 млрд лет — «привязана» к границе архей-палеопротерозой. Связанные с этой эпохой проявления магматизма относятся к числу «крупных изверженных провинций» (КИП, которые считают результатом активности супеплюмов [Abbott, Isley, 2002; Ernst et al., 2004; Шарков, 2006 и ссылки в этих работах]). Напротив, К.Конди, полагая, что одним из неотъемлемых признаков суперплюма является формирование значительных объемов ювенильной коры, считает, что эпоху 2.5 млрд лет не следует квалифицировать в качестве суперплюмовой, поскольку известные объемы ювенильной коры этого возраста лишь незначительно превышают базовый уровень [Condie, 1998, 2004b]. Согласно К.Конди (там же), эпоха 2.5 млрд лет может быть своеобразным «дочерним» событием — продолжением эпохи 2.7 млрд лет.

При сравнении ареалов проявления суперплюмов в пределах континента Кола-Карелия-Вуралия, отвечающие названным эпохам, бросается в глаза определенная структурная унаследованность.

Карело-Беломорский ареал (эпоха 2.7 млрд лет) представляет собой овальную структуру размером 600–700 на 400–450 км с фокусом в центральной части Карельского кратона. Ареал образован закономерным чередованием концентрических зон, охватывающих полностью Карельский кратон и частично — структуры в его обрамлении. В строении концентрических зон поочередно преобладают гранулито-гнейсовые комплексы, внутриконтинентальные вулканогенно-осадочные пояса низкого и умеренного уровня метаморфизма (зеленокаменные пояса), интрузии санукитоидов и гранитоидов. Для ареала характерно центробежное развитие — последовательное увеличение радиуса зон.

Достоверно оценить морфологию и размеры ареала проявлений суперплюмов, датированного 2.5 млрд лет, сегодня практически невозможно. Вместе с тем, как показано в разделе 3.3, контуры этого ареала наследуются ареалом несколько большего радиуса, отвечающим следующей эпохе суперплюмов с возрастом 2.1–1.92 млрд лет. Реконструированный контур Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена, включая его продолжение в Северной Америке, сформированного процессами этой эпохи (см. рис. 9.9), имеет кольцеобразную форму с шириной кольца порядка 1000 км с внутренним диаметром около 3000 км и внешним — около 4000 км. Внутренняя область этого гигантского кольца образована совмещенными архейскими кратонами Карелия и Сьюпириор, неравномерно затронутыми палеопротерозойской переработкой.

Главная фаза магматизма, непосредственно связанного с эпохой суперплюмов 2.5 млрд лет, ограничена возрастным интервалом от 2.53–2.51 до 2.42–2.41 млрд лет общей продолжительностью около 100 млн лет. При этом время размещения в коре расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов фиксирует два четко разделенных импульса магматической активности: 2.53–2.49 и 2.44–2.43 млрд лет продолжительностью 40 и 10 млн лет, соответственно. Относительно поздний мафитовый вулканизм, также относящийся к инициальной стадии (сариолий), и гранитоидный магматизм близкого возраста прослежены до 2.36–2.32 млрд лет, т.е. на протяжении еще приблизительно 80–100 млн лет.

Главные фазы магматизма, фиксирующие эпоху суперплюмов 2.0 млрд лет (а не 1.9 млрд лет, согласно глобальной базе геохронологических данных, на которую опираются оценки в [Condie, 1998, 2004a; Abbott, Isley, 2002]), связаны с возрастными интервалами 2.11–1.99 и 2.0–1.96 (локально — до 1.92) млрд лет. Продолжительность главной фазы достигает 100–120 млн лет, второй фазы — около 40 млн лет. В конце временно́го интервала, отвечающего эпохе суперплюмов, 2.02–1.94 млрд лет назад, офиолитовые комплексы фиксируют краткие периоды локального разрыва континентальной коры и формирования океанических структур красноморского типа.

Еще одно мощное проявление эпохи суперплюмов 2.7 млрд лет представлено Волго-Уральским гранулито-гнейсовым ареалом, кото-

рый, однако же, лишен подобного палеопротерозойского продолжения.

Сопоставление суммированных выше характеристик трех последовательных эпох суперплюмов позволяет заключить, что в пределах Лавроскандии речь скорее всего идет о последовательности тем или иным способом взаимосвязанных эпох суперплюмов; выделение «главной» и «дочерних» эпох в этой последовательности вряд ли оправдано.

Эти соотношения определенно могут свидетельствовать в пользу структурной унаследованности позиции суперплюмов все трех последовательных эпох. Если это заключение верно, следует предполагать реализацию одного из двух сценариев, предполагающих длительную эволюцию суперплюма: 1) стабильное положение рассматриваемой континентальной области относительно подстилающей мантии на продолжении более одного миллиарда лет, 2) совместное перемещение литосферы и продолжающего эволюционировать суперплюма.

Для оценки реальности и генетической предопределенности предлагаемой реконструкции последовательной активизации и эволюции суперплюмов на территории архейской Лавроскандии, безусловно, необходимы дальнейшие исследования. Однако уже сейчас, развивая модель, предложенную в [Mints, Konilov, 2004; Минц, 2007б], можно считать установленными следующие принципиальные особенности неоархей-палеопротерозойской эволюции Лавроскандии.

1. Зарождение архейских микроконтинентов размером в первые сотни километров, образованных породами ТТГ типа, происходило в различное время внутри интервала между 3.5 и 2.93 млрд лет преимущественно как следствие событий плюмового типа. Последовавшее объединение микроконтинентов и формирование континента (суперконтинента) Лавроскандия в результате процессов тектоно-плитного типа завершилось 2.80–2.76 млрд лет назад.

2. Последующая эволюция в конце неоархея и в течение всего палеопротерозоя протекала во внутренней области континента под воздействием последовательности суперплюмов в интервалы времени: от 2.76–2.74 до 2.69 млрд лет; от 2.53 до 2.41 млрд лет; от ~2.1 до 1.92 млрд лет. Магматические и метаморфические свидетельства суперплюмов заключены в пределах концентрически расположенных овальных областей последовательно увеличивающегося радиуса.

3. Инициированные палеопротерозойскими суперплюмами процессы рифтогенеза, локально с переходом к спредингу и формированию короткоживущих океанов красноморского типа, не приводили к окончательному разделения фрагментов архейского суперконтинента (континентов). Эти события могут быть квалифицированы как «неудачные попытки» разрыва суперконтинента.

4. Мощные притоки мантийного тепла были в значительной части утилизированы в процессе кристаллизации высокотемпературных минеральных ассоциаций гранулито-гнейсовых и амфиболито-гнейсовых комплексов.

5. На некоторой стадии (пока достоверно не датированной) в течение палеопротерозоя континент Лавроскандия разделился на две составляющие — европейскую и североамериканскую.

6. Восстановление целостности реорганизованной континентальной коры во второй половине палеопротерозоя в пределах двух раннедокембрийских кратонов, Восточно-Европейского и Северо-Американского, сопровождалось формированием аккреционных орогенов вдоль внешних границ возрожденных континентов.

7. Длительно развивавшиеся внутриконтинентальные палеопротерозойские орогены вместили значительные объемы ювенильной палеопротерозойской коры.

Фундаментальные изменения в геологической эволюции Земли, соответствующие границе мезоархей-неоархей (а не архей-палеопротерозой, как было предложено в работах [Mints, Konilov, 2004; Минц, 2007б]), можно связать со сменой архейской «тектоники микроплит» палеопротерозойской «тектоникой суперконтинента» (или «тектоникой микроокеанов», учитывая ограниченный размер океанов красноморского типа, формировавшихся внутри частично разорванного суперконтинента). Возникновение к рубежу 2.75–2.7 млрд лет первого в истории Земли суперконтинента, охватывавшего значительную часть поверхности земного шара, очевидно, должно было сыграть исключительную роль в реорганизации системы конвективных ячей в подстилающей мантии. Примечательно, что неоархей-палеопротерозой по стилю тектонических процессов и особенностям геодинамических обстановок тектоники плит отличается как от архея, так и от фанерозоя. При этом, как ни парадоксально, архейская тектоника множества «миниплит» в значительно большей степени напоминает фанерозойскую тектонику плит, чем неоархей-палеопротерозойскую «тектонику суперконтинента».

Заключение

В книге изложены результаты более чем десятилетних комплексных исследований раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона. Авторы систематизировали и постарались представить в едином стиле многоплановую информацию о тектонике, глубинном строении, возрастных и структурных соотношениях, происхождении, метаморфических процессах и возрасте возникновения и преобразования главных структурно-вещественных ассоциаций, участвующих в строении раннедокембрийской коры. Кратко охарактеризованы разнообразные проявления оруденения, сформированные в процессе возникновения и преобразования горнопородных комплексов. Впервые в практике отечественных исследований тектонические структуры обширной области коры в фундаменте платформы представлены в объемном выражении.

Подводя итоги, мы хотели бы подчеркнуть методологические особенности и представить главные результаты исследования раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона с использованием опорного профиля 1-ЕВ и региональных сейсмопрофилей. Эти результаты относятся к четырем областям: 1) региональная геология (карты; разрезы, иллюстрирующие глубинное строение; «объемная» геология и тектоника), 2) фундаментальные проблемы раннедокембрийской геологии, 3) прикладные результаты и 4) методические рекомендации.

Методология. Следует отметить три главные особенности методологии выполненного исследования.

1. Одним из главных направлений работы было создание объемного (трехмерного) представления структуры раннедокембрийской коры ВЕК, объединяющего данные о глубинном строении и геологические данные, характеризующие уровень эрозионного среза коры. Соответственно геологическая интерпретация сейсмических образов коры и верхней части литосферной мантии вдоль профилей 1-ЕВ, 4В, ТАТСЕЙС и фрагментов профилей на территории Финляндии была выполнена в неразрывной связи с региональным анализом комплексной геолого-геофизической информации (включая геохронологические, геохимические и петрологические данные), характеризующей уровень эрозионного среза.

2. Интерпретация раннедокембрийской геодинамической эволюции опиралась на систематическое использование глобальных геодинамических моделей применительно к раннему докембрию. В соответствии с современным уровнем знаний в качестве базовых были выбраны модели тектоники плит и тектоники плюмов. Авторы стремились непредвзято подходить к интерпретации огромного фактического материала и в каждом конкретном случае вовлекать в анализ и в разработку эволюционных моделей всю доступную информацию.

3. Полученные в процессе исследования модели геодинамической эволюции неразрывно связаны с объемным представлением геологического строения ВЕК.

Методы исследований. Разнообразием затронутых проблем была предопределена необходимость использования широкого круга методов и методик исследования. Помимо обычно применяемых методик лабораторных и петрологических исследований, в работе нашли применение относительно новые методы и технологии, которые пока не имеют широкого распространения. Наконец, целый ряд методических проблем потребовал своего решения непосредственно в

связи с проводившимися исследованиями. Все эти методы и технологии с необходимой детальностью охарактеризованы в соответствующих разделах книги.

Прежде всего, отметим методику и технологию получения и обработки данных сейсморазведки МОГТ (Р.Г. Берзин, А.К. Сулейманов, Н.Г. Заможняя — «Спецгеофизика», см. главу 4), включая МДС (методы дифференциальной сейсморазведки — В.М. Ступак — «Спецгеофизика», см. главу 4). Неоценимая роль в создании геолого-тектонической карты фундамента, перекрытого осадочным чехлом, принадлежит комплексу технологий и программ REIST, CLASS2 и DVOP, которые входят в пакет СИГМА-3D (Ю.И. Блох, П.С. Бабаянц, А.А. Трусов — «Аэрогеофизика», МГРИ, см. главу 1). В процессе исследования были специально проработаны методические аспекты извлечения геологической информации из геофизических и петрофизических материалов, полученных с использованием перечисленных выше программ и технологий. Для этого, в частности, потребовалось разработать систему геологических и петрофизических образов раннедокембрийских тектонических структур (структурно-петрофизических комплексов) и проанализировать некоторые особенности формирования сейсмического отклика геологической среды соответствующего типа (М.В. Минц, В.М. Ступак — ГИН РАН, «Спецгеофизика», см. главу 4). Повышение достоверности распознавания пород различного состава на сейсмических разрезах стало возможным благодаря использованию разрезов эффективной акустической жесткости, получаемых в комплекте материалов МДС (В.М. Ступак — «Спецгеофизика», см. главу 4).

Известно, что геологическая интерпретация картины, рисуемой сейсмическими отражениями, представляет собой сложную задачу, решение которой, даже с использованием дополнительной геологической информации, принципиально неоднозначно. Поэтому были выполнены специальные исследования для верификации полученных моделей. В частности, было использовано гравитационное-плотностное моделирование — проверка согласованности полученной модели с гравитационным полем (С.А. Тихоцкий, В.О. Михайлов, Д.Ю. Шур — ИФЗ РАН, см. главу 5). Было также проведено сопоставление фрагмента геологической модели по профилю 1-ЕВ с сейсмическим разрезом, построенным методом однородных функций по данным, полученным с использованием преломленных волн (В.Б. Пийп — МГУ, см. главу 6).

Региональная геология: картографические материалы, сейсмические и геологические разрезы, объемные модели. 1. Главным результатом исследований, на наш взгляд, является усовершенствование и в определенном смысле кардинальный пересмотр региональных геологических представлений о глубинном строении и истории геологического развития (эволюции) раннедокембрийской коры в пределах Фенноскандинавского щита и фундамента платформы. Важнейшие особенности глубинного строения континентальной коры и раздела кора–мантия, суммированные в виде объемной модели раннедокембрийской коры ВЕК на основе данных по опорному профилю 1-ЕВ, установлены впервые.

2. Результатом работы, который имеет самостоятельную ценность, являются геолого-тектонические карты, карты тектонического районирования, петрофизические карты, сейсмические и интерпретационные геологические разрезы, объемные модели крупных тектонических структур и Восточно-Европейского кратона в целом.

Геолого-тектонические карты с элементами геодинамики и карты тектонического районирования восточной части Фенноскандинавского щита составлены в масштабе 1:2 000 000; геолого-тектоническая карта с элементами геодинамики, карта тектонического районирования и комплект петрофизических карт фундамента в центральной и восточной части ВЕП имеют масштаб 1:2 500 000. Обе геолого-тектонические карты составлены в единой системе условных обозначений. Сейсмические и интерпретационные геологические разрезы, общая протяженность которых превысила 5000 км, представлены в масштабе 1:1 000 000.

Развитием картографических материалов являются частные и интегральная объемные модели (блок-диаграммы) глубинного строения коры, рассеченной вдоль опорного профиля 1-ЕВ, профилей ТАТСЕЙС, 4В, FIRE-1 и FIRE-4. Эти материалы согласованно представляют Восточно-Европейский кратон в качестве палеопротерозойского аккреционно-коллизионного орогена, включающего в разной степени переработанные сегменты архейской коры.

Квинтэссенцией объемного подхода к исследованию раннедокембрийской коры является объемная модель (блок-диаграмма) глубинного строения коры ВЕК, рассеченной вдоль опорного профиля 1-ЕВ, профилей ТАТСЕЙС, 4В, FIRE-1 и FIRE-4.

3. Архейскими комплексами образованы коровые сегменты (фрагменты неоархейского суперконтинента, которые могут рассматриваться как архейские кратоны, частью — архейские орогены): Мурман, Кола, Мезень, Карелия, Беломория, Сарматия и Волго-Уралия, а также предположительно выделяемые Хопёр и Прибалтика.

Архейские коровые сегменты разделены палеопротерозойскими коллизионными поясами. Особое место занимает дугообразный Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский коллизионный ороген протяженностью более 3000 км, размещенный между Карелией во внутренней области дуги, Кола-Мезенским и Волго-Уральским сегментами — вдоль ее внешней границы.

Глубинное строение. 1. Мощность коры в структурах ВЕК заметно варьирует. В провинции Кола-Карелия она изменяется от 36–37 до 39–40 км, достигая 45–47 км в пограничной области со Свекофеннским аккреционным орогеном. Мощность гранит-зеленокаменной коры Курского кратона — 50–55 км, гранулито-гнейсовой коры кратона Волго-Уралия — 55–60 км. В пределах Среднерусского сектора палеопротерозойского Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена граница кора–мантия размещена на глубине 50–65, достигая 70 км вдоль южной границы сектора. Глубина раздела кора–мантия в пределах палеопротерозойского Липецко-Лосевского пояса вдоль восточной окраины Сарматии варьирует от 45 до 50 км. Примечательно, что эти оценки не всегда коррелируются с рельефом «скоростного» раздела Мохо, охарактеризованного ранее по данным ГСЗ.

2. В строении архейских кратонов преобладают гранит-зеленокаменные и гранулито-гнейсовые ассоциации.

2.а. Гранит-зеленокаменная кора в разрезе архейских кратонов (Кольской, Беломорской, Карельской и Курской провинций) значительно варьирует по мощности: от 30–38 км для Инари-Кольской ГЗО до 20–25 км в центральной части Карельского кратона; максимальной мощностью характеризуется гранит-зеленокаменная кора Курского кратона — 40–45 км в сечении профилем 1-ЕВ. Ограниченные данные по профилям 1-ЕВ и 4В позволяют предполагать, что зеленокаменные ассоциации Карельского кратона в той или иной степени включены в тектонические пластины, чередующиеся с пластинами, образованными гранито-гнейсами. Области в средней части разреза коры Карельской и Беломорской провинций в преобладающей степени образованы гранито-гнейсами, вмещающими крупные тела гранитоидного состава. Центрально-Беломорская сутура, «сшивающая» области гранит-зеленокаменной коры Кольской и Беломорской провинций, крайне невыразительна на картине сейсмических отражений. Кора Курской ГЗО, вероятно, подобна «верхней коре» Кольской провинции.

Кора архейских гранит-зеленокаменных областей исследована в зонах интенсивной палеопротерозойской переработки, поэтому для получения более полного представления о глубинном строении этих областей нужны целенаправленные дополнительные исследования в сечениях, минимально затронутых палеопротерозойскими процессами.

2.б. Архейская кора Волго-Уральского гранулито-гнейсового ареала (кратона) формировались под воздействием мантийного плюма. Кора, мощность которой сегодня составляет 60–70 км, во всем интервале глубин была сформирована или преобразована в условиях температур гранулитовой фации метаморфизма (> 750°С). В строении коры главную роль играют сквозькоровые чашеобразные структуры овоидов 350–500 км в диаметре и размещенные в Межовоидной области в верхней части современной коры овальные синформы меньшего размера. Строение кратона можно рассматривать как результат взаимодействия древней коры с серией вторичных плюмов, «ответвившихся» от крупного мантийного плюма.

3. Структурный облик коры палеопротерозойских внутриконтинентальных коллизионных орогенов (ВКО) и Свекофеннского акреционного орогена (АО) более сложен и разнообразен в сравнении с корой архейских кратонов.

3.а. Глубинное строение средне-палеопротерозойского Восточно-Воронежского ВКО, сформированного при совмещении Курского и Хопёрского кратонов, определяется коллизионной структурой типа «крокодил» или «пасть крокодила». По мере приближения к орогену кора кратона Хопёр подвергается расслоению. Верхняя часть коры, мощность которой в ненарушенной внутренней области кратона составляет около 30 км, надвинута на активную окраину Курского кратона. Нижняя часть коры кратона Хопёр, которая представляет собой типичную «интенсивно отражающую нижнюю кору», погружается в мантию. Погружение сопровождалось (или подменялось) скучиванием и аккрецией тектонических пластин «Хопёрской» нижней коры. Мощность пакета скученных пластин достигает 30 км.

3.б. Наибольший интерес в теоретическом аспекте представляет грандиозный дугообразный поздне-палеопротерозойский ороген протяженностью около 3500 км, получивший название Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского ВКО. Краевые зоны этого орогена образованы осадочно-вулканогенными ассоциациями низкого уровня метаморфизма. По крайней мере локально они могут рассматриваться как сутурные зоны, возникшие на месте исчезнувших океанов. В разрезе коры они зафиксированы тектоническими пластинами, прослеженными от поверхности до раздела кора–мантия (мощность тектонической пластины Тотьминского пояса достигает 10 км, средний угол погружения — 5–10°).

В строении внутренней области орогена главную роль играют синформные структуры гранулито-гнейсовых поясов.

3.в. Аккреционный комплекс Свекофеннского АО образован последовательностью тектонических пластин мощностью от 10 до 20 км, которые погружаются под юго-западную окраину Карельского кратона под углом 10–12°, формируя разрез коры вплоть до коро-мантийного раздела на глубине до 65 км. В основании Карельского кратона аккреционный комплекс прослеживается более чем на 150 км.

4. Нижнекоровые ассоциации, фиксируемые «зоной рефлективити» в основании коры ВЕК были сформированы по крайней мере дважды: в неоархее и в палеопротерозое.

4.а. Сформированный в архее нижнекоровый «слой» Волго-Уральского кратона мощностью 35 км образован серией наклонных тектонических пластин, последовательно погружающихся в мантию.

4.б. Мощность нижнекорового «слоя» («зоны рефлективити»), возникшего в связи с палеопротерозойской плюмовой активностью в основании коры палеоконтинентов Кола-Карелия и Хопёр, варьирует в пределах 5–12 км. Значительное увеличение мощности нижней коры, до 20 км и более, связано с взаимным надвиганием-пододвиганием-расклиниванием тектонических пластин в основании коры. Максимальная мощность нижнекорового «слоя», связанная с нагромождением тектонических пластин, приурочена к осевой зоне Среднерусского сектора Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского ВКО. В обстановке общего сжатия, гранулито-гнейсовые комплексы Среднерусского и Южно-Прибалтийского секторов, по-видимому, были выжаты в субширотном направлении навстречу друг другу.

5. Среднекоровый «слой», вмещающий крупные гранитоидные плутоны, в отличие от пород в нижней и в верхней части коры, по-видимому, отличался пониженной жесткостью и подвергался только или преимущественно пластическим деформациям.

6. Коро-мантийный раздел трассируется по смене высокоотражающей «тонко расслоенной» нижнекоровой области относительно «прозрачной» мантией. Однако типичная нижняя кора присутствует в разрезе коры далеко не всегда. При отсутствии нижнекоровой «зоны рефлективити» трассирование границы кора–мантия не имеет однозначного решения.

Как правило, раздел кора–мантия представляет собой мощную зону тектонического течения и перемещения крупных пластин коры, сопровождавшихся погружением отдельных фрагментов коры в мантию. Зафиксированное глубинными разрезами скучивание и «нагромождение» нижнекоровых пластин указывает на то, что ко времени коллизии в конце палеопротерозоя нижняя кора была существенно жесткой и, следовательно, относительно «холодной».

7. В отличие от внутриконтинентальных коллизионных орогенов, в структуре Свекофеннского АО зафиксировано монотонное погружение тектонических пластин, сложенных породами островодужного, задугового и сопутствующих типов. Тектонические пластины прослеживаются на сейсмических разрезах от дневной поверхности до границы кора–мантия.

8. В коре, подстилающей синформные тектонические структуры (палеодепрессии), сложенные вулканогенно-осадочными комплексами, в том числе подвергшимися метаморфизму гранулитовой фации, наблюдаются акустически гомогенные «полупрозрачные» области: при подходе к ним исчезают все элементы структурной неоднородности коры, фиксируемые чередованием доменов с интенсивными и слабыми отражениями и особенностями структурного рисунка отражений. Прерывание «зоны рефлективити» приводит к кажущемуся исчезновению границы кора–мантия. Скоростные оценки по данным ГСЗ в пределах подобных областей относительно повышены, особенно в их нижней части, средние значения плотности пород в коре достигают 2.9–2.95 г/см^3. Предполагается, что кора подобных областей была преобразована в результате внедрения мафитовых и ультрамафитовых магм мантийного происхождения и высокотемпературного метаморфизма, определившего возникновение гранатовых гранулитов

или эклогитов. Возраст подобных образований может быть неоархейским (Токмовский овоид, Волго-Уралия), палеопротерозойским (район Онежской и Прионежской структур Карелии) или фанерозойским (Прикаспийская впадина).

9. «Объемные» представления о глубинной структуре раннедокембрийской коры ВЕК принципиально отличаются от прежних моделей слоисто-блокового строения, демонстрируя образ тектонически расслоенной коры с преобладанием пологонаклонных границ между главными тектоническими подразделениями и сложное строение коро-мантийного раздела. Вполне очевидно, что полого-наклонные границы не могут быть приняты в качестве ограничений «тектонических блоков» в традиционном понимании.

Интегральная модель характеризует раннедокембрийские тектонические провинции различных типов (архейские гранит-зеленокаменные области и гранулито-гнейсовые ареалы, палеопротерозойские аккреционные и внутриконтинентальные коллизионные орогены), а также строение коры, подстилающей осадочный комплекс Прикаспийской впадины.

Характерная для метаморфических комплексов сложная многопорядковая складчатость «не просматривается» на региональных картах и в объемных моделях коры: сформированные в раннем докембрии тектонические границы главных структурно-вещественных ассоциаций имеют относительно простое «плавное» начертание как в плане, так и в объеме. Следовательно, в преобладающем числе случаев сложная складчатость метаморфических комплексов имеет внутриформационное и «внутридеформационное» происхождение.

10. Объемная модель глубинного строения Прикаспийской впадины, базирующаяся на синтезе данных по профилю 1-ЕВ и районировании поля силы тяжести, показывает, что строение Прикаспийской впадины можно представить в виде системы «вложенных» депрессий. Строение «метаморфического фундамента» аналогично по сейсмическому изображению акустически гомогенным «полупрозрачным» областям раннедокембрийской коры.

Происхождение раннедокембрийской континентальной коры ВЕК, палеогеодинамические реконструкции. 1. Зарождение архейских микроконтинентов, образованных породами ТТГ типа, происходило в различное время внутри интервала между 3.7 и 2.93 млрд лет преимущественно вследствие событий плюмового типа. В настоящее время невозможно достоверно оценить существование или отсутствие хронологических параллелей для наиболее ранних событий в истории отдельных микроконтинентов. Зарождение и развитие внутриокеанических островодужных систем в пространстве, разделявшем уже существующие континентальные образования, впервые зафиксировано 2.88–2.83 млрд лет назад. Континенты Кола-Карелия и Волго-Уралия приблизительно к 2.76–2.74 млрд лет уже были сформированы и объединены в составе единой континентальной массы (обозначенной нами «Кола-Карелия-Вуралия»). В строении этого континента, возможно, участвовал еще один микроконтинент — Прибалтика. Размеры континента Кола-Карелия-Вуралия могли достигать 2000–3000 км в поперечнике.

В северо-восточной части Сарматии этот возрастной рубеж практически не проявлен, что лишний раз свидетельствует в пользу независимого «плавания» Сарматии в это время.

2. Последующая эволюция в конце неоархея и в течение всего палеопротерозоя протекала во внутриконтинентальной области под воздействием последовательности суперплюмов в интервалы времени от 2.76–2.74 до 2.69 млрд лет, от 2.53 до 2.41 млрд лет и от ~2.1 до 1.92 млрд лет. С плюмовой активностью связано формирование концентрически расположенных овальных областей последовательно увеличивающегося радиуса. При этом массированное наращивание континентальной коры континента Кола-Карелия-Вуралия осуществлялось за счет ювенильных магм мантийно-плюмового происхождения.

3. Инициированные палеопротерозойскими суперплюмами процессы рифтогенеза, локально с переходом к спредингу и формированию короткоживущих океанов красноморского типа, не приводили к окончательному разделению фрагментов архейского суперконтинента (континентов). Эти события могут быть квалифицированы как «неудачные попытки» разрыва суперконтинента.

4. Длительно развивавшиеся внутриконтинентальные палеопротерозойские орогены вместили значительные объемы ювенильной палеопротерозойской коры. Мощные притоки мантийного тепла были в значительной части утилизированы в процессе кристаллизации высокотемпературных минеральных ассоциаций гранулито-гнейсовых и амфиболито-гнейсовых комплексов.

5. Восстановление целостности реорганизованной континентальной коры Лавроскандии

во второй половине палеопротерозоя в пределах двух раннедокембрийских кратонов, Восточно-Европейского и Северо-Американского, сопровождалось формированием аккреционных орогенов вдоль внешних границ возрожденных континентов.

6. Сравнительный анализ структур коры ВЕК позволил предложить модель формирования фанерозойской Прикаспийской впадины. Притоки глубинного тепла, под воздействием которых были кардинально переработаны породы, образующие сегодня «фундамент» осадочного разреза, можно связывать с мантийными процессами плюмового типа. Судя по особенностям границы, разделяющей «фундамент» и средне-верхнедевонские отложения, эти процессы имели место в раннем девоне и завершились приблизительно синхронно с накоплением среднедевонских карбонатных толщ.

Фундаментальные результаты. Необходимо специально подчеркнуть, что геологическая часть работы не ограничивалась систематизацией опубликованных данных и интерпретацией впервые представленных к публикации новейших геофизических материалов. В ряде случаев на базе вновь полученных данных и переинтерпретации под новым углом зрения материалов предыдущих исследований, в том числе — авторов данной книги, получены результаты, относящиеся к уровню фундаментальных проблем геологии.

1. Условия и обстановки формирования ранней коры ТТГ типа, которую можно представить как некий компонент ***«зародышей» архейских микроконтинентов,*** достоверно не установлены. Тем не менее, в тех случаях, когда фрагменты древней коры ВЕК удалось охарактеризовать более детально, были получены *свидетельства возникновения «зародышей» микроконтинентов с участием высокотемпературного* (*гранулитовой или высокой амфиболитовой фации*) *плавления ранее сформированных мафитовых пород и/или еще более древней коры ТТГ типа значительной мощности*.

2. В работе детально охарактеризованы результаты геологических, петрологических и геохронологических исследований, выполненных авторами книги, в частности, исследований серии уникальных объектов — эклогитов мезо-неоархейского возраста, участвующих в строении столь же уникальной ***Беломорской эклогитовой провинции.*** Как известно, на протяжении длительного времени отсутствие находок коровых эклогитов архейского возраста служило одним из главных аргументов против реальности процесса субдукции океанической коры в архее. Беломорская эклогитовая провинция — первое природное свидетельство того, что уже в конце мезоархея процессы субдукции действительно функционировали. В книге охарактеризованы также ***Ириногорские офиолиты*** неоархейского возраста, подробные сведения о которых были опубликованы ранее А.А. Щипанским с соавторами. Ириногорские офиолиты являются уникальным свидетельством реальности спрединга океанического дна в неоархее. Размещение Беломорских эклогитов и Ириногорских офиолитов в пределах взаимосвязанных тектонических структур однозначно свидетельствует, что *мезо-неоархейские процессы формирования коры Кола-Карелии уместно и необходимо анализировать в рамках глобальной модели «тектоники плит»*.

3. Базируясь на результатах исследования гранулито-гнейсовых комплексов ВЕК (прежде всего, в пределах Лапландского пояса и Волго-Уральского ареала), разработана ***модель формирования гранулито-гнейсовых поясов и ареалов.*** Модель фиксирует закономерную последовательность событий: интенсивный прогрев мощных сечений коры за счет мантийных источников тепла (плюмов) → возникновение рифтогенных бассейнов и вулкано-тектонических депрессий → их заполнение осадками рифтового типа и ювенильными контаминированными коровым веществом — лавами и отложениями пирокластических потоков → высокотемпературный метаморфизм пород на нижних и средних уровнях коры, включая выполнение бассейнов и депрессий, во внутренней области континента или в обстановке задугового растяжения → расслоение коры и надвигообразование (тектоническое «выдавливание» метаморфизованного выполнения депрессий на их борта) в обстановке общего сжатия (коллизии), ведущее к эксгумации пород, подвергшихся гранулитовому метаморфизму. Результатом этих событий является возникновение гранулито-гнейсовых поясов и ареалов регионального значения, а также включение гранулитовых комплексов в структуры внутриконтинентальных коллизионных орогенов. Эта модель находится в противоречии с широко распространенными в литературе представлениями, где гранулитовый метаморфизм рассматривается в непременной связи с обстановками субдукции и коллизии.

Пересмотр геодинамической обстановки гранулитового метаморфизма и происхождения гранулито-гнейсовых поясов позволяет принципиально по-новому оценить их место и роль в модели

плюм-тектоники. В частности, мы полагаем, что метаморфические реакции в условиях гранулитовой фации являются одним из эффективных механизмов утилизации глубинного тепла, перемещаемого плюмами. Региональные гранулито-гнейсовые пояса являются столь же необходимым свидетелем суперплюмов, как и крупные магматические провинции.

4. Многие геодинамические ситуации, реконструированные в истории формирования и преобразования раннедокембрийской коры ВЕК, свидетельствуют о тесном ***взаимодействии процессов, которые принято соотносить с моделями плюм- и плейт-тектоники.*** Многие исследователи склонны в определенном смысле противопоставлять эти модели друг другу. Как показано в книге, роль такого взаимодействия наиболее значительна в палеопротерозойской эволюции, когда процессы корообразования были сосредоточены во внутренней области суперконтинента или ряда крупных континентов. Наиболее ярко подобное взаимодействие проявлено в истории формирования Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена. Инициальные стадии определенно связаны с мантийно-плюмовой активностью и вызванными этой активностью обстановками внутриконтинентального растяжения. Однако на последующих стадиях эволюции произошла латеральная дифференциация геодинамических обстановок в пространстве формирующегося орогена. В линейных зонах повышенной проницаемости вдоль границ активной области рифтогенез локально трансформировался в спрединг, глубинное тепло выбрасывалось в космическое пространство, метаморфизм пород протекал в низко- и среднетемпературных условиях. В центральной области будущего орогена сохранялась целостность коры, которая подвергалась метаморфизму гранулитовой фации совместно с выполнением быстро углублявшихся бассейнов. *С одной стороны, обстановки корообразования вдоль границ Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена сопоставимы с обстановками тектоно-плитного типа, включая эволюцию в соответствии с циклом Уилсона. С другой — процессы в осевой области орогена соответствуют модели плюм-тектоники.*

5. ***Переход от неоархея к палеопротерозою 2.5 млрд лет назад,*** который принято рассматривать как границу, фиксирующую кардинальное изменение условий корообразования, в истории формирования северной и восточной частей ВЕК («континента» Кола-Карелия-Вуралия) играет не столь определенную роль. Объединение архейских микроконтинентов в основном завершилось к 2.75 млрд лет, хотя процессы, фиксирующие полное завершение объединения прослеживаются вплоть до 2.66 млрд лет. В дальнейшем, во второй половине неоархея и в палеопротерозое, главные геологические события сосредоточились во внутриконтинентальной области.

Фундаментальные изменения в геологической эволюции Земли, соответствующие границе мезоархей-неоархей (а не архей-палеопротерозой, как предполагалось ранее, и в частности, М.В. Минцем), можно связать со сменой архейской «тектоники микроплит» палеопротерозойской «тектоникой суперконтинента» (или «тектоникой микроокеанов», учитывая ограниченный размер океанов Красноморского типа, формировавшихся внутри частично разорванного суперконтинента).

Примечательно, что неоархей–палеопротерозой по стилю тектонических процессов и особенностям геодинамических обстановок тектоники плит отличается как от палео-мезоархея, так и от фанерозоя. При этом, как ни парадоксально, архейская тектоника множества «миниплит» в значительно большей степени напоминает фанерозойскую тектонику плит, чем неоархей-палеопротерозойскую «тектонику суперконтинента».

Прикладные результаты. 1. В работе систематизированы сведения, характеризующие генетические и структурно-пространственные связи между раннедокембрийскими структурно-вещественными комплексами и проявлениями оруденения. Детальному рассмотрению металлогенических и минерально-сырьевых аспектов глубинных исследований должны быть посвящены специальные исследования и публикации (см. [Минерагенический потенциал..., 2008]).

2. Исследования глубинного строения фундамента нефтегазоносных провинций, Волго-Уральской и Прикаспийской, а также фундамента шунгитоносной Онежской впадины (шунгит — «окаменевшая» нефть) обеспечивают развитие существующих представлений о взаимосвязях фундамента и чехла при формировании залежей углеводородов.

2.а. Строение «метаморфического» уровня коры Прикаспийской впадины близко или аналогично строению коры палеопротерозойской Онежской впадины в пределах Карельского кратона и неоархейских синформных структур (на примере Токмовского овоида) Волго-Уральского кратона. Во всех трех случаях особенности сейс-

мических образов связаны с «интегрирующими» процессами высокотемпературного метаморфизма и частичного плавления в областях коры, переработанных под воздействием мантийно-плюмовых источников тепла и, вероятно, флюидов.

2.б. В пределах Волго-Уральской нефтегазоносной провинции выявлены пространственные взаимосвязи залежей углеводородов в «овально-концентрических взбросо-надвиговых» структурах чехла с овальными синформными структурами архейского фундамента. В частности, гигантское Ромашкинское месторождение размещено над центральной частью Альметьевской синформы, выполненной магнетит- и графитсодержащими метаосадочными породами сулеевского комплекса. Пояс небольших месторождений отчетливо следует краевой части синформы. Аналогичные закономерности характерны и для остальной территории. Их природа нуждается в дальнейшем изучении, однако уже сейчас понятно, что сформированные в результате объемного моделирования представления о строении раннедокембрийской коры ВУК позволяют наметить новые направления прогнозно-поисковых работ в регионе.

2.в. Объемные модели коры демонстрируют определенные аналогии в строении и в распределении залежей углеводородов в чехле поверх Альметьевской синформы в фундаменте Волго-Уральской провинции и в выполнении Прикаспийской впадины. В частности, залежи, которые к настоящему времени выявлены в Прикаспии, размещаются вдоль периметра впадины. Однако пример Ромашкинского месторождения позволяет достаточно высоко оценить перспективы также и центральной части Прикаспийской впадины, где крупные залежи пока не известны.

Должны иметь практическое значение также и дальнейшие исследования взаимосвязей среднепалеозойских карбонатных массивов с особенностями глубинного строения впадины.

Методические рекомендации. Поскольку исследования глубинного строения крупных и важных в практическом и теоретическом отношении территорий России продолжаются в соответствии с программой Федерального агентства по недропользованию («РОСНЕДРА») по созданию сети опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин, целесообразно перечислить главные методические рекомендации, базирующиеся на опыте исследований глубинного строения ВЕП.

1. Исследования подобного ранга требуют междисциплинарного подхода; объединения усилий специалистов различного профиля, работающих в различных научных, образовательных и производственных организациях и предприятиях; применения наиболее современных методов и технологий и, как следствие, значительных материальных и финансовых затрат. Для минимизации расходов необходимо опережающее, четкое и одновременно гибкое планирование исследований.

2. Проведенные исследования продемонстрировали высокую эффективность комплекса аэрогеофизических методов и технологий (пакет СИГМА-3D) для картирования раннедокембрийской коры под осадочным чехлом и для использования совместно с сейсморазведочными материалами при изучении строения верхней части коры. Этот комплекс в соответствующих модификациях целесообразно применять и в других проектах глубинных исследований, предусматривающих исследование фундамента платформ.

3. Исследования раннедокембрийской коры ВЕП положили начало созданию системы петрофизических образов типовых тектонических структур и структурно-вещественных комплексов, участвующих в строении раннедокембрийской коры. Эту работу необходимо продолжить. Должна быть создана система петрофизических и геолого-геофизических эталонов. Для этого прежде всего необходимо проведение специализированного обобщения геологических, геофизических и петрофизических материалов, полученных в результате исследования щитов платформ на территории России и других стран. Кроме того, необходимо проведение специализированных исследований на территориях щитов. Система эталонов должна включать:

— детально разработанную классификацию типовых раннедокембрийских тектонических структур и структурно-вещественных комплексов;

— геофизическую и петрофизическую характеристику структурно-вещественных комплексов, горных пород и характерных геологических тел;

— структурно-петрофизическую характеристику типовых ассоциаций горных пород и типовых тектонических структур раннего докембрия.

Также необходимо разработать сейсмические образы типовых тектонических структур раннего докембрия. В качестве объектов могут быть использованы детально изученные территории щитов и складчатых поясов, где обеспечена достоверная корреляция картин сейсмических отражений и геологических объектов, откартированных на уровне современного эрозионного среза.

Литература

Авакян К.Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулито-гнейсовой области архея. М.: Наука, 1992. 168 с.

Айвазян С.А., *Бухштабер В.М.*, *Енюков И.С.*, *Мешалкин Л.Д.* Прикладная статистика: Классификация и снижение размерности. М.: Финансы и статистика, 1989. 607 с.

Аксаментова Н.В. Литохимическая типизация раннедокембрийских железисто-кремнистых формаций Восточно-Европейского кратона // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 6. С. 609–637.

Аксаментова Н.В., *Данкевич И.В.*, *Найденков И.В.* Глубинное строении Белорусско-Балтийского гранулитового пояса // Докл. НАН Беларуси. 1994. Т. 38. С. 93–98.

Аксаментова Н.В., *Найденков И.В.* Геологическая карта кристаллического фундамента Белоруссии и сопредельных территорий. М-б 1:1 000 000. Объяснит. записка. Минск: ИГГ АН БССР, 1990.

Аксаментова Н.В., *Найденков И.В.* Объяснительная записка к геологической карте кристаллического фундамента Белоруссии и сопредельных территорий. Минск: АН БССР, 1991. 78 с.

Алексеев Н.Л. Реакционные структуры интрузивных и метаморфических пород как индикаторы направленности процессов метаморфизма (на примере Кандалакшско-Колвицкой зоны, Балтийский щит): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб, 1997. 26 с.

Анализ рудоносности перспективных площадей Балтийского щита / Ред. В.Е. Попова. Л.: Недра, 1986. 288 с.

Андреев В.П. Влияние исходного состава пород на особенности метаморфизма гранулитового комплекса // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 5. М.: Наука, 1979. С. 157–170.

Андреев В.П., *Суханов М.К.* Анортозиты Сальных тундр (Лапландский гранулитовый пояс Кольского полуострова) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 14–26.

Антипов М.П., *Волож Ю.А.*, *Дмитриевский А.Н.*, *Хераскова Т.Н.*, *Парасына В.С.*, *Токман А.К.*, *Тинакин О.В.*, *Ильин А.Ф.*, *Бродский А.Я.*, *Глоговский В.М.*, *Сапожников Р.Б.* Астраханский карбонатный массив: Строение и нефтегазоносность. М.: Научный мир, 2008. 221 с.

Аранович Л.Я., *Козловский В.М.* Роль подвижности кремнезема в образовании «зарождающихся» эклогитов // Геохимия. 2009. № 2. С. 210–215.

Арзамасцев А.А., *Беа Ф.*, *Арзамасцева Л.В.*, *Монтеро П.* Протерозойский полифазный массив Гремяха–Вырмес, Кольский полуостров: Пример смешения базитовых и щелочных мантийных расплавов // Петрология. 2006. Т. 14, № 4. С. 384–414.

Артеменко Г.В. Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии // Геохимия и рудообразование. 1995. Вып. 21. С. 129–142.

Артеменко Г.В. Геохронологическая корреляция гранитоидов Воронежского кристаллического массива и Украинского щита // Минерал. журн. 1997. Т. 19, № 2. С. 79–88.

Артеменко Г.В. Геохронология Среднеприднепровской, Приазовской и Курской гранит-зеленокаменных областей: Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Киев: ИГМР НАН Украины, 1998. 31 с.

Артеменко Г.В., *Бартницкий Е.Н.*, *Мяснянкин В.И.* Уран-свинцовый возраст магматических пород Орловско-Тимской зеленокаменной структуры ВКМ // Докл. АН Украины. 1992. № 7. С.113–117.

Артеменко Г.В., *Швайка И.А.*, *Татаринова Е.А.* Палеоархейский возраст ультраметаморфических плагиогранитоидов Курско-Бесединского блока (Воронежский кристаллический массив) // Геол. журн. 2006. № 1. С. 84–87.

Артемьев М.Е. Вычисление топографо-изостатических поправок к осредненным значениям силы тяжести // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 2. С. 110–114.

Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.

Артемьев М.Е. Схема топографо-изостатических поправок за влияние дальних зон (R > 222 км) и упрощенный способ вычисления аномалий Гленни // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 8. С. 96–99.

Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.

Ахмедов А.М. Бассейны черносланцевой седиментации раннего протерозоя Балтийского щита (этапы развития, режим седиментации, металлоносность): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. СПб: ВСЕГЕИ, 1997. 39 с.

Ахмедов А.М., *Шевченко А.С.*, *Симонов О.Н.*, *Стехин А.И.*, *Олешкевич О.И.*, *Крупеник В.К.*, *Вороняева Л.В.* Новые типы проявлений комплексной благороднометалльной минерализации в зеленокаменных поясах позднего архея Карело-Кольского региона // Геология и геодинамика архея: Тез. докл. I Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб: ИГГД РАН, 2005. С. 14–18.

Бабаянц П.С., *Блох Ю.И.* Карты эффективной намагниченности слоя — альтернатива редуцированию к полюсу при интерпретации аэромагнитных данных // Тезисы докладов международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Екатеринбург: УГГГА, 1999. С. 88–89.

Бабаянц П.С., *Блох Ю.И.*, *Трусов А.А.* Изучение рельефа поверхности кристаллического фундамента по данным магниторазведки // Геофизика. 2003а. № 4. С. 37–40.

Бабаянц П.С., *Блох Ю.И.*, *Трусов А.А.* Изучение строения кристаллического основания платформенных областей по данным магниторазведки и гравиразведки // Геофизика. 2003б. № 6. С. 55–58.

Бабаянц П.С., *Блох Ю.И.*, *Трусов А.А.* Возможности структурно-вещественного картирования по данным магниторазведки и гравиразведки в пакете программ СИГМА-3D // Геофиз. вестн. 2004. № 3 С. 11–15.

Бабаянц П.С., *Блох Ю.И.*, *Трусов А.А.* Аномальные поля фрактальных моделей геологических объектов // Геофизика. 2005. № 5. С. 42–46.

Байи Л., *Оже Т.*, *Кошери А.*, *Трофимов Н.Н.*, *Голубев А.И.*, *Ткачев А.В.*, *Черкасов С.В.* Новые данные о возрасте Бураковской расслоенной интрузии (Карелия) // Докл. РАН. 2009. Т. 426, № 2. С. 202–206.

Байкова В.С., *Лобач-Жученко С.Б.*, *Левченков О.А.*, *Чекулаев В.П.*, *Шулешко И.К.*, *Яковлева С.З.* Новые данные о геологическом положении и возрасте гранитов Карелии // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277, № 2. С. 442–444.

Бакушкин Е.М. Формации базит-гипербазитов северо-восточного обрамления Печенги как возможный эталон для типизации и перспективной оценки никеленосности территорий обрамления синклинорных структур Кольского полуострова // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: ГИ Кол. ФАН СССР, 1988. С. 18–21.

Балабонин Н.Н. Минералогия и геохимия колчеданного оруденения (северо-запад Кольского полуострова). Апатиты: Кол. ФАН СССР, 1984. 158 с.

Балаганский В.В. Основные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. СПб: ИГГД РАН, 2002. 32 с.

Балаганский В.В., *Бибикова Е.В.*, *Богданова СВ.*, *Кирнозова Т.И.*, *Макаров В.А.*, *Сумин Л.В.* U-Pb геохронология беломорид района Тупой губы оз. Ковдозеро (Северная Карелия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 6. С. 40–51.

Балаганский В.В., *Глазнев В.Н.*, *Осипенко Л.Г.* Раннепротерозойская эволюция северо-восточной части Балтийского щита: Террейн-анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.

Балаганский В.В., *Каулина Т.В.*, *Кислицын Р.В.* Колвицкий меланж и Умбинский террейн — палеопротерозойские структуры нового типа на северо-востоке Балтийского щита // Материалы Международной конференции «Петрография XXI века». Апатиты, 20–23 июня. 2005. Т. 3. С. 39–41.

Балаганский В.В., *Кудряшов Н.М.*, *Балашов Ю.А.*, *Апанасевич Е.А.*, *Ганнибал Л.Ф.*, *Левкович Н.В.* О возрасте друзитового массива Жемчужный, северо-западное Беломорье: U-Pb изотопные данные и геологические следствия // Геохимия. 1997. № 2. С. 158–168.

Балаганский В.В., *Минц М.В.*, *Дейли Дж.С.* Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы / Ред. А.Ф. Морозов, Н.В. Межеловский, Н.И. Павленкова. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. Разд. 1.12. С. 158–171.

Балаганский В.В., *Тиммерман М.Я.*, *Кислицын Р.В. Дейли Дж.С.*, *Балашов Ю.А.*, *Ганнибал Д.Ф.*, *Шерстенникова О.Г.*, *Рюнгенен Г.И.* Изотопный возраст пород Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса), Кольский полуостров // Вестн. МГТУ. 1998. Т. 1, № 3. С. 19–32. (Тр. Мурман. гос. техн. ун-та)

Балашов Ю.А. Палеопротерозойская геохронология Печенга-Варзугской структуры, Кольский полуостров // Петрология. 1996. Т. 4, № 1. С. 1–22.

Балашов Ю.А., *Ветрин В.Р.* Геохронология и изотопная геохимия // Архейский комплекс в Кольской сверхглубокой скважине / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: КНЦ РАН, 1991. С. 42–52.

Балашов Ю.А., *Глазнев В.Н.* Мантийные циклы магматизма // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами. Иркутск; Улан-Удэ: ИЗК СО РАН, 2004. С. 55–88.

Балтыбаев Ш.К. Свекофенниды Фенноскандии: Пространственно-временная корреляция эндогенных

процессов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. СПб: ИГГД РАН, 2005. 43 с.

Балтыбаев Ш.К., *Глебовицкий В.А.*, *Козырева И.В.*, *Конопелько Д.Л.*, *Левченков О.А.*, *Седова И.С.*, *Шульдинер В.И.* Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.

Балтыбаев Ш.К., *Левченков О.А.*, *Левский Л.К.*, *Эклунд О.*, *Кильпеляйнен Т.* Два этапа метаморфизма в Свекофеннском поясе: Результаты изотопно-геохронологического изучения приладожского и сулкавского метаморфических комплексов // Петрология. 2006. Т. 14, № 3. С. 268–283.

Баржицкий В.В. Объяснительная записка к космогеологической карте дочетвертичных образований северо-восточной части Балтийского щита. М-б 1:1 000 000 / Ред. О.Я. Дашкевич. Киев: Наук. думка, 1988. 86 с.

Барков А.Ю., *Ганнибал Л.Ф.*, *Рюнгенен Г.И.*, *Балашов Ю.А.* Датирование цирконов из расслоенного массива Киваккa, Северная Карелия // Методы изотопной геологии: Тез. докл. Всесоюз. школы-семинара. СПб: 1991. С. 21–23.

Батиева И.Д. Щелочные граниты района Канозера-Колвицкого озера // Щелочные граниты Кольского полуострова. М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 135–145.

Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.

Батиева И.Д., *Бельков И.В.* Гранитоидные формации Кольского полуострова // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова / Ред. И.В. Бельков. Л.: Наука, 1968. С. 5–143.

Батиева И.Д., *Бельков И.В.*, *Ветрин В.Р.*, *Виноградов А.Н.*, *Ефимов М.М.*, *Белолипецкий А.П.*, *Болотов В.И.*, *Виноградова Г.В.*, *Докучаева В.С.*, *Дубровский М.И.*, *Смолькин В.Ф.*, *Федотов Ж.А.* Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. 176 с.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского полуострова и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, 2004. 174 с.

Баянова Т.Б., *Корфу Ф.*, *Тодт В.*, *Поллер У.*, *Левкович Н.В.*, *Апанасевич Е.А.*, *Жавков В.А.* Гетерогенность стандартов 91500 и TEMORA-1 для U-Pb датирования единичных цирконов // XVIII симпоз. по геохимии изотопов: Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 2007. С. 42–43.

Баянова Т.Б., *Митрофанов Ф.П.*, *Егоров Д.Г.* U-Pb датирование дайкового комплекса Кировогорского месторождения (железорудная формация Кольского полуострова) // Докл. РАН. 1998. Т. 360, № 5. С. 673–676.

Баянова Т.Б., *Нерович Л.И.*, *Серов П.А.*, *Жавков В.А.* Мончетундровский массив Кольского региона — новые геолого-геохронологические данные // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. СПб: ИГГД РАН, 2009. С. 61–64.

Баянова Т.Б., *Пожиленко В.И.*, *Смолькин В.Ф.*, *Кудряшов Н.М.*, *Каулина Т.В.*, *Ветрин В.Р.* Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита // Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. Прил. 3. 53 с.

Баянова Т.Б., *Смолькин В.Ф.*, *Левкович Н.В.*, *Рюнгенен Г.И.* U-Pb возраст пород расслоенной интрузии горы Генеральской, Кольский полуостров // Геохимия. 1999. № 1. С. 3–13.

Баянова Т.Б., *Чащин В.В.* Новые результаты радиологического датирования кислых метавулканитов кислогубской и сейдореченской свит // Материалы I Всероссийского палеовулканологического симпозиума. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2001. С. 16–17.

Баянова Т.Б., *Яковенчук В.Н.* U-Pb датирование бадделеита и циркона из гранит-порфировых пород Имандра-Варзугской структуры // Докл. РАН. 1992. Т. 322, № 1. С. 138–141.

Бекасова Н.Б., *Мирская Д.Д.*, *Пушкин Г.Ю.* Этапы и эволюция процессов корообразования в среднем протерозое Кольского полуострова // Докембрийские коры выветривания. М.: Наука, 1975. С. 116–126.

Белолипецкий А.П., *Гаскельберг В.Г.*, *Гаскельберг Л.А.*, *Антонюк Е.С.*, *Ильин Ю.И.* Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 240 с.

Белоусов В.В., *Павленкова Н.И.* Строение земной коры Европы по сейсмическим данным // Литосфера центральной и восточной Европы: Обобщение результатов исследований / Ред. А.В. Чекунов. Киев: Наук. Думка, 1993. С. 10–35.

Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 328 с.

Бельков И.В., *Петрсилье И.А.* О природе органического вещества в докембрийских осадочно-метаморфических породах // Международный геохимический конгресс: Тез. докл. Т. 2. М.: 1971. С. 979–980.

Беляев О.А. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 218–225.

Беляев О.А., *Загородный В.Г.*, *Петров В.П.*, *Волошина З.М.* Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. М.;Л.: Наука, 1977. 88 с.

Беляцкий Б.В., *Богачев В.А.*, *Голубев А.И. и др.* Новые данные по U-Pb и Sm-Nd изотопному датированию архейских и раннепротерозойских магматических комплексов Карелии // Общие вопросы расчленения докембрия: Материалы III Всерос. совещ. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2000. С. 42–44.

Беляцкий Б.В., *Лепехина Е.Н.*, *Капитонов И.В.*, *Антонов А.В.*, *Шулятин О.Г.*, *Сергеев С.А.* Изотопно-геохимические особенности цирконов габброидов САХ // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 65–69.

Берзин Р.Г., *Андрющенко Ю.Н.*, *Заможняя Н.Г.*, *Минц М.В.*, *Ступак В.М.*, *Сулейманов А.К.* Комбинированные сейсмические исследования в Карельском регионе // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Ред. Н.В Шаров. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2004. Разд. 2.2. С. 35–59.

Берзин Р.Г., *Кулаков С.И.*, *Сулейманов А.К.*, *Андреев С.И.*, *Заможняя Н.Г.*, *Ступак В.М.* Отображение современной структуры Балтийского щита в волновых полях отраженных волн по материалам опорного профиля 1-ЕВ // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 111–116.

Берзин Р.Г., *Павленкова Н.И.* Сопоставление данных методов отраженных и преломленных волн по профилю Кемь–Ухта // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: Профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 64–77.

Берзин Р.Г., *Сулейманов А.К.*, *Заможняя Н.Г.*, *Андрющенко Ю.Н.*, *Ступак В.М.* Геофизические исследования по региональному профилю 4В СВЕКАЛАПКО // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: Профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 39–63.

Берзина А.П., *Борисенко А.С.* Cu-Mo-порфировое оруденение и мантийные плюмы // Докл. РАН. 2008. Т. 422, № 5. С. 655–659.

Берзон И.С. Сейсморазведка тонкослоистых сред. М.: Наука, 1976. 180 с.

Бережная Н.Г., *Мыскова Т.А.*, *Арестова Н.А.*, *Матуков Д.И.*, *Пресняков С.Л.*, *Антонов А.В.*, *Сергеев С.А.*, *Шулешко И.К.* Возраст источника сноса нижнепротерозойских осадков Кумсинской структуры Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // Докл. РАН. 2005. Т. 400, № 2. С. 214–218.

Бибикова Е.В. U-Pb геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 180 с.

Бибикова Е.В., *Богданова С.В.*, *Кирнозова Т.И.*, *Попова Л.П.* Уран-свинцовый возраст чарнокитоидов Волго-Уральской области // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, № 4. С. 916–919.

Бибикова Е.В., *Богданова М.Н.*, *Шельд Т.* Новые U-Pb изотопные данные архея северо-западного Беломорья // Докл. РАН. 1995. Т. 344, № 6. С. 794–797.

Бибикова Е.В., *Богданова С.В.*, *Глебовицкий В.А.*, *Клайссон С.*, *Шельд Т.* Этапы эволюции Беломоркого подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 227–244.

Бибикова Е.В., *Богданова С.В.*, *Ларионов А.Н.*, *Федотова А.А.*, *Постников А.В.*, *Попова Л.П.*, *Кирнозова Т.И.*, *Фугзан М.М.* Новые данные о раннеархейском возрасте гранитоидов Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона // Докл. РАН. 2008. Т. 419, № 2. С. 219–223.

Бибикова Е.В., *Богданова С.В.*, *Постников А.В.*, *Попова Л.П.*, *Кирнозова Т.И.*, *Фугзан М.М.*, *Глущенко В.В.* Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: Изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 6. С. 3–16.

Бибикова Е.В., *Борисова Е.Ю.*, *Другова Г.М.*, *Макаров В.А.* Метаморфическая история и возраст глиноземистых гнейсов Беломорского пояса Балтийского щита // Геохимия. 1997. № 9. С. 883–893.

Бибикова Е.В., *Ветрин В.Р.*, *Кирнозова Т.И.* Геохронология и корреляция пород нижней части Кольской сверхглубокой скважины // Докл. РАН. 1993. Т. 332, № 3. С. 360–363.

Бибикова Е.В., *Грачева Т.В.*, *Шемякин В.М.*, *Шулешко И.К.* О возрасте эндербитов и ультраметаморфических гранитов Восточно-Финляндского антиклинорного поднятия (Западная Карелия) // Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М.: Наука, 1976. С. 136–139.

Бибикова Е.В., *Кирнозова Т.И.*, *Лазарев Ю.И.* U-Pb возраст вепсия Карелии // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310, № 1. С. 189–191.

Бибикова Е.В., *Кирнозова Т.И.*, *Попова Л.П.*, *Постников А.В.*, *Макаров В.А.*, *Кременецкий А.А.* Возраст и корреляция магматических образований гранулитовых и амфиболитовых комплексов Волго-Уральской области Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 3. С. 3–7.

Бибикова Е.В., *Крылов И.Н.* Изотопный возраст кислых вулканитов архея Карелии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 5. С. 1231–1234.

Бибикова Е.В., *Мельников В.Ф.*, *Авакян К.Х.* Лапландские гранулиты: Петрохимия, геохимия и изотопный возраст // Петрология. 1993. Т. 1, № 2. С. 215–234.

Бибикова Е.В., *Самсонов А.В.*, *Кирнозова Т.И.*, *Петрова А.Ю.* Геохронология архея Западной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13, № 5. С. 3–20.

Бибикова Е.В., *Самсонов А.В.*, *Щипанский А.А.*, *Богина М.М.*, *Грачева Т.В.*, *Марков В.А.* Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккретированная островная дуга позднего архея: Изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология. 2003. Т. 11, № 3. С. 289–320.

Бибикова Е.В., *Слабунов А.И.*, *Богданова С.В.*, *Шельд Т.*, *Степанов В.С.*, *Борисова Е.Ю.* Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: Латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 115–140.

Бибикова Е.В., *Слабунов А.И.*, *Володичев О.И.*, *Кузенко Т.И.*, *Конилов А.Н.* Изотопно-геохимическая характеристика архейских эклогитов и глиноземистых гнейсов Гридинской зоны тектонического меланжа Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос.

конф. по изотопной геохронологии. СПб: ЦИК, 2003. С. 68–71.

Бибикова Е.В., *Слабунов А.И.*, *Кирнозона Т.И.*, *Макаров В.А.*, *Борисова Е.Ю.*, *Кевлич В.И.* U-Pb геохронология и петрохимия диорит-плагиогранитного батолита Северной Карелии // Геохимия. 1997. № 11. С. 1154–1160.

Бибикова Е.В., *Слабунов А.И.*, *Кирнозова Т.И.*, *Макаров В.А.*, *Кевлич В.И.* U-Pb возраст цирконов из пород керетской гранит-зеленокаменной системы в зоне сочленения Карельской и Беломорской структур Балтийского щита // Докл. РАН. 1995. Т. 343, № 4. С. 517–521.

Бибикова Е.В., *Шельд Т.*, *Богданова С.В.*, *Другова Г.М.*, *Лобач-Жученко С.Б.* Геохронология Беломорид: Интерпретация многостадийной геологической истории // Геохимия. 1993. № 10. С. 1393–1411.

Бискэ Н.С., *Медведев П.В.*, *Мележик В.А.*, *Ромашкин А.Е.*, *Рычанчик Д.В.*, *Филиппов М.М.* Атлас текстур и структур шунгитоносных пород Онежского синклинория / Ред. М.М. Филиппов, В.А. Мележик. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. 80 с., ил. 12 + 127 фото на вкладках.

Блох Ю.И. Решение прямых задач гравиразведки и магниторазведки. М.: Изд-во МГГА, 1993. 79 с.

Блох Ю.И. Обнаружение и разделение гравитационных и магнитных аномалий. М.: Изд-во МГГА, 1995. 80 с.

Блох Ю.И. Количественная интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. М.: Изд-во МГГА, 1998а. 88 с.

Блох Ю.И. Намагничение моделей, аппроксимирующих геологические объекты // Геофизика. 1998б. № 2. С. 42–44.

Блох Ю.И., *Каплун Д.В.*, *Коняев О.Н.* Возможности интерпретации потенциальных полей методами особых точек в интегрированной системе «Сингуляр» // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 123–127.

Богатиков О.А., *Богина М.М.*, *Бубнов С.Н.*, *Газеев В.М.*, *Гурбанов А.Г.*, *Докучаев А.Я.*, *Евсеева К.А.*, *Кондрашов И.Н.*, *Кононова В.А.*, *Красивская И.С.*, *Ларионова Ю.О.*, *Лексин А.Б.*, *Носова А.А.*, *Первов В.А.*, *Самсонов А.В.*, *Хренов А.П.*, *Чистяков А.В.*, *Шарков Е.В.*, *Юткина Е.В.* Типы магм и их источники в истории Земли. Ч. 1: Магматизм и геодинамика — главные факторы эволюции Земли. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 398 с.

Богачев В.А., *Матуков Д.И.* U-Pb возраст интрузий перидотитов-габбро-норитов и амфиболовых габбро оз. Гайколя в Шомбозерской структуре (Северная Карелия) // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России: Материалы Всерос. конфер. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2007. С. 50–54.

Богданов Ю.Б., *Воинов А.С.* К вопросу о совершенствовании стратиграфической схемы архея Карелии // Стратиграфия нижнего докембрия Карело-Кольского региона. Л.: ВСЕГЕИ, 1985. С. 16–25.

Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 1986. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 408).

Богданова С.В., *Бибикова Е.В.*, *Постников А.В.*, *Таран Л.* Раннепротерозойский магматический пояс под Москвой // Докл. РАН. 2004. Т. 395, № 3. С. 1–5.

Богданова С.В., *Гарецкий Р.Г.* Проект EUROBRIDGE: Палеопротерозойская аккреция и коллизия коры в Фенноскандии и Сарматии. Геология и геофизические образы // Строение и динамика литосферы Восточной Европы / Ред. А.Ф. Морозов, Н.В. Межеловский, Н.И. Павленкова. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. Гл. 2. С. 221–290.

Богданова М.Н., *Ефимов М.М.*, *Сорохтин Н.О. и др.* Рост полиметаморфизма в гранулитовом поясе Кольского полуострова (Колвицкая зона) и U-Pb датирование анортозитовых ассоциаций // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 3. С. 332–334.

Богина М.М., *Злобин В.Л.*, *Слабунов А.И.*, *Каулина Т.В.* Геодинамические условия формирования позднеархейской Вокшозерской гранит-зеленокаменной структуры, Северная Карелия // Беломорский подвижный пояс: Материалы Междунар. конф. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 116–118.

Бондарь Л.Ф. Кварцевые порфиры западного побережья оз. Косозеро // Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1989. С. 7–18.

Борисов А.Е., *Смолькин В.Ф.* К вопросу происхождения высококремнеземистых образований четвертой вулканогенной толщи Печенгской структуры // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 7. С. 66–78.

Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.

Бочаров В.Л., *Плаксенко А.Н.*, *Фролов С.М.* Особенности генезиса и поисковые критерии никелевых сульфидных руд в норит-диоритовых интрузивах (коматиит-регенерированный тип) // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Украины, Урала, Сибири и Дальнего Востока. Апатиты: ГИ КНЦ АН СССР, 1988. С. 10–15.

Бочаров В.Л., *Фролов С.М.* Апатитоносные карбонатиты КМА. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та: МП «Петровский сквер», 1993. 123 с.

Бочаров В.Л., *Фролов С.М.*, *Плаксенко А.Н.*, *Левин В.Н.* Ультрамафит-мафитовый магматизм гранит-зеленокаменной области КМА. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1993. 176 с.

Бочаров В.Л., *Чернышов Н.М.* Эндогенные режимы раннего докембрия Воронежского кристаллического масива // Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985. С.192–205.

Буйко А.К., *Левченков О.А.*, *Турченко С.И.*, *Друбецкой Е.Р.* Геология и изотопное датирование раннепротерозойского сумийско-сариолийского комплекса

Северной Карелии (Панаярви-Ципрингская структура) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 4. С. 16–30.

Буш В.А., *Ермаков Ю.Н.*, *Уйманова Л.Н.* Геодинамическая модель формирования позднеархейских–раннепротерозойских структур Воронежского массива // Геотектоника. 2000. № 4. С. 14–24.

Буш В.А., *Казьмин В.Г.* Кристаллический фундамент и палеозойский складчатый комплекс Волго-Уральского, Прикаспийского и Предкавказского нефтегазоносных бассейнов // Геотектоника. 2008. № 5. С. 79–94.

Бушмин С.А., *Савва Е.В.*, *Воинова О.А.*, *Щеглова Т.П.* Возраст зональных цирконов из кианитовых метасоматических пород тектонического покрова Большие Кейвы (северо-восток Балтийского щита) // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. СПб: ИГГД РАН, 2009б. С. 96–99.

Бушмин С.А., *Савва Е.В.*, *Лохов К.И.*, *Пресняков С.Л.*, *Лебедева Ю.М.*, *Сергеев С.А.* Изотопный возраст силлиманит-гиперстеновых пород из Порьегубского покрова юго-восточного фрагмента Лапландского гранулитового пояса: U-Pb SHRIMP II датирование цирконов // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. СПб: ИГГД РАН, 2009. С. 92–96.

Васильев С.А., *Урупов А.К.* Новые возможности изучения скорости распространения сейсмических волн и строения среды по наблюдениям во взаимных точках // Прикладная геофизика. Вып. 92. М.: Недра, 1978. С. 3–16.

Ващилов Ю.Я. Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1984. 240 с.

Ващилов Ю.Я. Гравиметрическая томография — новое направление изучения твердой оболочки Земли // Докл. АН СССР. 1995. Т. 343, № 4. С. 532–536.

Ващилов Ю.Я., *Кабак И.Б.*, *Максимов А.Е.*, *Сахно О.В.*, *Цыганкова И.П.* Геолого-гравиметрическая интерпретационная томография земной коры и верхней мантии: Теория, методология, результаты // Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 266–287.

Веселовский Н.Н., *Рундквист Т.В.* Гипербазиты Фалалея и их рудоносность // Магматические формации и рудоносность базит-гипербазитов Кольского полуострова. Апатиты: Кол. ФАН СССР, 1980. С. 101–112.

Ветрин В.Р. Петрология гранитоидов южного обрамления Печенги // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 6. С. 20–33.

Ветрин В.Р. Нижняя кора Беломорского мегаблока: Возраст, структура и условия формирования (по результатам изучения глубинных ксенолитов) // Вестн. МГТУ. 1998. Т. 1, № 3. С. 7–18. (Тр. Мурман. гос. техн. ун-та)

Ветрин В.Р. Состав и строение нижней коры Беломорского мобильного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2006. Т. 14, № 4. С. 415–438.

Ветрин В.Р., *Гороховский Б.В.* Гранитизация пород архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины: Возраст и источники вещества // Петрология. 2002. Т. 10, № 2. С. 210–224.

Ветрин В.Р., *Калинкин М.М.* Реконструкция процессов внутрикорового и корово-мантийного магматизма и метасоматоза. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. 108 с.

Ветрин В.Р., *Лепехина Е.Н.*, *Ларионов А.Н.*, *Пресняков С.Л.*, *Серов П.А.* Инициальный субщелочной магматизм неоархейской щелочной провинции Кольского полуострова // Докл. РАН. 2007. Т. 414, № 3. С. 663–666.

Ветрин В.Р., *Лепехина Е.Н.*, *Падерин И.П.*, *Родионов Н.В.* Этапы формирования нижней коры Беломорского подвижного пояса (Кольский полуостров) // Докл. РАН. 2009. Т. 424, № 5. С. 676–681.

Ветрин В.Р., *Немчин А.А.* U-Pb возраст цирконов из ксенолита гранулитов в трубке взрыва на о. Еловом (южная часть Кольского полуострова) // Докл. РАН. 1998. Т. 359, № 6. С. 808–810.

Ветрин В.Р., *Родионов Н.В.* Длительность анорогенного магматизма Кейвской структуры и возрастные соотношения щелочных гранитов с амазонитовыми пегматитами // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 104–107.

Ветрин В.Р., *Туркина О.М.*, *Ладден Дж.*, *Деленицин А.А.* Корреляция и петрология пород фундамента Печенгского палеорифта // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 2. Апатиты: Полиграф, 2002. С. 208–230.

Ветрин В.Р., *Туркина О.М.*, *Родионов Н.В.* U-Pb возраст и условия формирования гранитоидов южного обрамления Печенгской структуры (Балтийский щит) // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 6. С. 806–810.

Ветрин В.Р., *Шлайфштейн Б.А.* Петрология гранитов Иоканьгского массива (Кольский полуостров) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 39–48.

Виноградов Л.А., *Богданова М.Н.*, *Ефимов М.М.* Гранулитовый пояс Кольского полуострова. М.;Л.: Наука, 1980. 208 с.

Воинов А.С., *Полеховский Ю.С.* Стратиграфия нижнего протерозоя Пана-Куолаярвинской зоны (Северная Карелия) // Стратиграфия нижнего докембрия Карело-Кольского региона. Л.: ВСЕГЕИ, 1985. С. 96–106. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 339)

Воинов А.С., *Полеховский Ю.С.*, *Нагайцев Ю.В.* Метаморфизм Северо-Карельской зоны карелид (Пана-Куолаярвинский прогиб) // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зорн Балтийского щита. Апатиты: Кол. ФАН СССР, 1987. С. 68–75.

Волков А.В., *Новиков И.А.* Золото-сульфидное месторождение Оленинское (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудн. месторождений. 2002. Т. 44, № 5. С. 412–424.

Володичев О.И. Эволюция метаморфизма полициклического беломорского комплекса // Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. Л.: Наука, 1977. С. 5–79.

Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии: Геология и петрология. Л.: Наука, 1990. 248 с.

Володичев О.И. Геолого-петрологические признаки субдукционной стадии развития Беломорской коллизионной структуры в верхнем архее // Беломорский подвижный пояс. Материалы Междунар. конф. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1997. С. 23–24.

Володичев О.И. Беломорский подвижный пояс — древнейшая на Земле высокобарическая долгоживущая система // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 129–133.

Володичев О.И., *Король Н.Е.* Геология и метаморфизм гранулитовой фации беломорского комплекса // Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск: ИГ Кар. ФАН СССР, 1983. С. 5–26.

Володичев О.И., *Кузенко О.И.*, *Козлов С.С.* О структурно-метаморфических исследованиях вулканитов контокской серии Костомушской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. Вып. 5. С. 15–22.

Володичев О.И., *Слабунов А.И.*, *Бибикова Е.В.*, *Конилов А.Н.*, *Кузенко Т.И.* Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.

Володичев О.И., *Слабунов А.И.*, *Сибелев О.С.*, *Лепехина Е.Н.* Геохронология (SHRIMP-II) цирконов из палеопротерозойских эклогитов района с. Гридино (Беломорская провинция) // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. СПб: ИГГД РАН, 2009. С. 110–112.

Володичев О.И., *Слабунов А.И.*, *Степанов В.С.*, *Сибилев О.С.*, *Травин В.В.*, *Степанова А.И.*, *Бабарина И.И.* Архейские и палеопротерозойские эклогиты и палеопротерозойские друзиты района с. Гридино (Белое море) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 60–74.

Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова / Ред. Ф.П. Митрофанов, В.И. Пожиленко. Апатиты: Кол. ФАН СССР, 1991. 196 с.

Волож Ю.А., *Волчегурский Л.Ф.*, *Грошев В.Г.*, *Шишкина Т.Ю.* Типы соляных структур Прикаспийской впадины // Геотектоника. 1997. № 3. С. 41–55.

Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита). Л.: Наука, 1989. 143 с.

Вревский А.Б. Полихронность источников и возраст вулканизма палеопротерозойского вулканогенного комплекса (арваренчская свита) Имандра-Варзугской структуры, Кольский полуостров // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. СПб: ИГГД РАН, 2009. С. 116–119.

Вревский А.Б., *Богомолов Е.С.* Мантийно-коровые источники сумийского вулканогенного комплекса Имандра-Варзугской структуры (арваренчская свита): Геохимические и Sm-Nd изотопные данные // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. СПб: ИГГД РАН, 2009. С. 119–121.

Вревский А.Б., *Левченков О.А.* Геолого-геохронологическая шкала эндогенных процессов докембрийских комплексов центральной части Кольского полуострова // Геодинамика и глубинная структура Советской части Балтийского щита / Ред. Ф.П. Митрофанов, В.И. Болотов. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1992. С. 77–78.

Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии / Ред. В.А. Соколов. Л.: Наука, 1981. 152 с.

Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита / Ред. А.А. Предовский. М.;Л.: 1978. 185 с.

Вурсий Г.Л., *Баянова Т.Б.*, *Левкович Н.В.* Структура и U-Pb возраст гипербазит-базитов плутона Гремяха–Вырмес // Изотопное датирование геологических процессов: Новые методы и результаты: Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 99–100.

Гендлер В.Е., *Гольтвегер В.Я.*, *Кунина Н.М.* Новые данные о строении Верхнепонойского массива щелочных гранитов (Кольский полуостров) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55, вып. 5. С. 62–72.

Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). М-б 1:500 000 / Гл. ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1996.

Геологическая карта Кольского региона. М-б 1:1 000 000 / Гл. ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2001.

Геологическая карта раннего докембрия Воронежского кристаллического массива. М-б 1:1 000 000 / Ред. Н.М. Чернышов, В.М. Ненахов. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1999.

Геологическая карта северо-запада РСФСР. М-б 1:500 000 / Л.А. Гаскельберг, Н.Я. Новикова и др. Л.: ПГО «Севзапгеология», 1988.

Геология и металлогения юго-западной части Восточно-Европейской платформы. Комплект карт в масштабе 1:1 000 000 / Ред. А.Н. Зарицкий, Л.С. Галецкий. Киев: Госкомгеология Украины : Геопрогноз и др., 1992. 4 карты.

Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций докембрия Карелии. Л.: Наука, 1991. 176 с.

Геология Карелии / Гл. ред. В.А. Соколов. Л.: Наука, 1987. 231 с.

Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии. Петрозаводск: ИГ Кар. ФАН СССР, 1982. 204 с.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1: Геохимия редких элементов / Ред. К.А. Власов. М.: Наука, 1964. 685 с.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3.: Генетические типы месторождений редких элементов / Ред. К.А. Власов. М.: Наука, 1966. 860 с.

Герасимов В.Ю., *Петров Д.Б.*, *Лебедев А.В.*, *Байдин В.В.* Термохронологическое моделирование возраста метапелитов Вологодского выступа фундамента Русской платформы // Изотопные системы и время геологических процессов: Матер. IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. СПб: ИГГД РАН, 2009. С. 124–127.

Гизе П., *Павленкова Н.И.* Структурные карты земной коры Европы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 10. С. 3–14.

Гинзбург А.И., *Тимофеев А.Н.*, *Фельдман Л.Г.* Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 296 с.

Гладких В.С. Особенности вулканизма траповых провинций и континентальных рифтов // Геологическое картирование вулканоплутонических поясов. М.: РОСКОМНЕДРА: ГЕОКАРТ: МАНПО, 1994. С. 13–72.

Глебовицкий В.А. Схема минеральных фаций и термодинамический режим метаморфизма // Термодинамические режимы метаморфизма. Л.: Наука, 1976. С. 105–120.

Глебовицкий В.А., *Бушмин С.А.* Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 216 с.

Глебовицкий В.А., *Зингер Т.Ф.*, *Беляцкий Б.В.* О возрасте гранулитов Западно-Беломорского пояса и покрововобразования в нем // Докл. РАН. 2000. Т. 371, № 1. С. 60–64.

Глебовицкий В.А., *Миллер Ю.В.*, *Другова Г.М.*, *Милькевич Р.И.*, *Вревский А.Б.* Структура и метаморфизм Беломорско-Лаплагдской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.

Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. 286 с.

Голиков Н.Н., *Горяинов П.М.*, *Иванюк Г.Ю.*, *Пахомовский А.Я.*, *Яковенчук В.Н.* Золотоносность железистых кварцитов Оленегорского месторождения (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41, № 2. С. 162–170.

Головенок В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 268 с.

Голуб Дж., *Ван Лоун Ч.* Матричные вычисления. М.: Мир, 1999. 548 с.

Голубев А.И., *Трофимов Н.Н.*, *Петров С.В.*, *Филиппов Н.Б.* Благороднометалльная минерализация титаномагнетитовых руд Пудожгорского месторождения: Технологическая характеристика, минералогия // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 48–53.

Гольдин Л.Л. Руководство к лабораторным занятиям по физике. М.: Наука, 1973. 688 с.

Горбунов Г.И., *Астафьев Ю.А.*, *Бартенев И.С.*, *Гончаров Ю.В.*, *Яковлев Ю.Н.* Структуры медно-никелевых рудных полей и месторождений Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 160 с.

Горбунов Г.И., *Астафьев Ю.А.*, *Гончаров Ю.В.*, *Корчагин А.У.*, *Нерадовский Ю.Н.*, *Смолькин В.Ф.*, *Соколов С.В.*, *Шаров Н.В.*, *Яковлев Ю.Н.* Медно-никелевые месторождения Печенги. М.: ГЕОС, 1999. 236 с.

Горбунов Г.И., *Бельков И.В.*, *Макиевский С.И.*, *Горяинов П.М.*, *Сахаров А.С.*, *Юдин Б.А.*, *Онохин Ф.М.*, *Гончаров Ю.В.*, *Антонюк Е.С.*, *Веселовский Н.Н.* Минеральные месторождения Кольского полуострова. Л.: Наука, 1981. 272 с.

Горбунов Г.И., *Раскатов Г.И.*, *Зайцев Ю.С.*, *Чернышов Н.М.* Основные черты тектоники и истории геологического развития докембрия Воронежского кристаллического массива // Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973. С. 44–49.

Горина А.Б. Высокоглиноземистые породы большечеремшанского структурно-вещественного комплекса // Тр. МИНХ и ГП. 1982. Вып. 161. С. 47–56.

Горлов Н.В. Структура беломорид (Северо-Восточное Беломорье). Л.: Наука, 1967. 111 с.

Горяинов П.М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 147 с.

Горяинов П.М. Нелинейная тектоника (содержание, объемы и принципиальные ограничения для интерпретации канонических случаев). Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 44 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (Н.С.). Лист N-37 (38). Москва. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 1999.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (Н.С.). Лист N-38 (39). Самара. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2000.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (Н.С.). Лист O-37 (38). Нижний Новгород. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2000.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (Н.С.). Лист O-38 (39). Киров. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 1999.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (Н.С.). Лист P-35–37. Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2000.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (Н.С.). Лист P-38 (39). Сыктывкар. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 1999.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (Н.С.). Лист Q-(35) 36–37. Кировск. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2001.

Готтих Р.П., *Писоцкий Б.И.*, *Журавлев Д.И.* Роль эндогенных флюидов в формировании углеродсодержащих пород в геологическом разрезе нефтегазоносных провинций // Докл. РАН. 2007. Т. 412, № 4. С. 524–529.

Гроховская Т.Л., *Бакаев Г.Ф.*, *Шолохнев В.В.*, *Лапина М.И.*, *Муравицкая Г.Н.*, *Войтехович В.С.* Рудная платинометалльная минерализация в Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудн. месторождений. 2003. Т. 45, № 4. С. 329–352.

Гурвич Е.М. Петрография и вопросы генезиса нижнепротерозойских отложений Воронежского кристаллического массива и Волгоградского Поволжья: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МИНХ и ГП, 1975. 244 с.

Гусев Г.С., *Зайков В.В.*, *Зайкова Е.В.*, *Ковалев А.А.*, *Леоненко Е.И.*, *Межеловский Н.В.*, *Минц М.В.*, *Рундквист Д.В.* Основы металлогенического анализа при геологическом картировании. Металлогения рядов геодинамических обстановок. М.: РОСКОМНЕДРА: ГЕОКАРТ: МАНПО, 1995. 468 с.

Гусева Н.С., *Лобач-Жученко С.Б.*, *Скублов С.Г.*, *Ларионов А.Н.* Длительность формирования Панозерского санукитоидного комплекса (Центральная Карелия) // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 156–159.

Гущин В.С. Нижний протерозой синклинорной зоны Ветреный пояс // Стратиграфия нижнего докембрия Карело-Кольского региона. Л.: ВСЕГЕИ, 1985. С. 86–96. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 339)

Добрецов Н.Л., *Кирдяшкин А.Г.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 299 с. (Тр. ОИГГМ СО РАН; Вып. 830)

Добржинецкая Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 287 с.

Добржинецкая Л.Ф., *Молчанова Т.В.* Влияние деформаций на перераспределение рудного вещества в докембрийском габбро-анортозитовом массиве Центрально-Кольской зоны (Балтийский щит) // Геотектоника. 1993. № 3. С. 82–89.

Доброхотов М.Н. Некоторые вопросы геологии докембрия КМА // Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 80–93. (Тр. Геол. упр. Центральных районов; Вып. 1)

Докембрийская геология СССР / Ред. Д.В. Рундквист, Ф.П. Митрофанов. Л.: Наука, 1988. 440 с.

Докукина К.А., *Каулина Т.В.*, *Баянова Т.Б.*, *Травин А.В.*, *Конилов А.Н.* Новые геохронологические данные для метаморфических и магматических пород района села Гридино (Беломорская эклогитовая провинция) // Докл. РАН. 2010. Т. 432, № 3. С. 370–375.

Докукина К.А., *Каулина Т.В.*, *Конилов А.Н.* Датирование реперных событий в истории докембрийских сложно дислоцированных комплексов (на примере Беломорской эклогитовой провинции) // Докл. РАН. 2009. Т. 425, № 1. С. 83–88.

Докукина К.А., *Степанов В.С.*, *Травин В.В.* Архейские структурные парагенезы острова Избная Луда (Западное Беломорье) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 156–168.

Докучаева В.С., *Жангуров А.А.*, *Федотов Ж.А.*, *Шолохнев В.В.* Геология и рудоносность Имандровского интрузива (Кольский полуостров) // Сов. геология. 1992. № 10. С. 60–67.

Другова Г.М., *Глебовицкий В.А.* Гранулитовая фация в условиях диафтореза амфиболитовой фации // Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972. С. 221–239.

Дук Г.Г., *Кольцова Т.В.*, *Бибикова Е.В.*, *Левченков О.А.*, *Морозова И.М.*, *Яковлева С.З.*, *Богомолов Е.С.*, *Федосеенко А.М.*, *Друбецкой Е.Р.* Проблемы глубинного петрогенеза и возраста пород Кольской сверхглубокой скважины // Изотопная геохронология докембрия / Ред. Л.К. Левский, О.А. Левченков. Л.: Наука, 1989. С. 72–86.

Ефимов А.А. Ковдозерский массив (северо-западное Беломорье) — комплекс небольших изолированных дифференцированных тел базит-гипербазитов // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 164–166.

Ефимов А.А., *Карпов С.М.* Сульфидное оруденение краевых зон платиноносных интрузий Балтийского щита // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 161–164.

Ефимов А.А., *Каулина Т.В.* Геологические особенности и U-Pb датирование (первые данные) Ковдозерского базит-ультрабазитового массива (блок Пухта) // Беломорский подвижный пояс: Геология, геодинамика, геохронология: Тез. докл. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1997. С. 31.

Ермолов П.В., *Владимиров А.Г.*, *Тихомирова Н.И.* Петрология пересыщенных кремнеземом агпаитовых щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1988. 88 с.

Жариков В.А. Проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1987. С. 25–36.

Жданов В.В. Гранулиты в западной части Кольского полуострова // Проблемы геологии и петрологии до-

кембрия. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. С. 61–98. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 280).

Житникова И.А., *Салтыкова Т.Е.*, *Жданова Л.А.* Построение геолого-геофизического разреза по профилю 4В на основе интерпретации потенциальных полей // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2001. С. 35–41.

Загородный В.Г., *Мирская Д.Д.*, *Суслова С.Н.* Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.;Л.: Наука, 1964. 208 с.

Загородный В.Г., *Предовский А.А.*, *Басалаев А.А. и др.* Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия и история развития) / Отв. ред. Г.И. Горбунов. Л.: Наука, 1982. 280 с.

Загородный В.Г., *Радченко А.Т.* Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова (состояние изученности и проблемы). Л.: Наука, 1983. 96 с.

Зайцев Ю.С. Михайловская серия Белгородского железорудного района и некоторые вопросы стратиграфии докембрия Воронежской антеклизы // Труды Третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. С. 21–28.

Зайцев Ю.С., *Иванов А.В. Лебедев И.П.* Метаморфические комплексы раннего докембрия юго-восточной части Воронежского кристаллического массива // Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Л.: Наука, 1978. С. 115–130.

Зак С.И. Гипербазитовая формация Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 160 с.

Зак С.И., *Кочнев-Первухов В.И.*, *Проскуряков В.В.* Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск: Карелия, 1972. 129 с.

Зак С.И., *Макаров В.Н.*, *Кочнев-Первухов В.И. и др.* Геология, магматизм и оруденение Печенгского рудного поля. М.: Недра, 1982. 112 с.

Зверев С.М., *Косминская И.Л.* Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.

Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов) / Ред. С.Б. Лобач-Жученко. Л.: Наука, 1988. 212 с.

Зингер Т.Ф. Морфогенетическая эволюция циркона в полиметаморфических породах // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 4. С.452–455.

Зингер Т.Ф., *Левченков О.А.*, *Байкова В.С. и др.* Морфология и изотопный возраст цирконов из гранитоидов // Беломорский подвижный пояс: Геология, геодинамика, геохронология: Тез. докл. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1997. С. 32.

Злобин В.Л., *Богина М.М.*, *Каулина Т.В.*, *Конилов А.Н.*, *Минц М.В.* Палеопротерозойские фельзические вулканиты Лехтинской структуры (Центральная Карелия) // Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита: Материалы Междунар. (X Всерос.) петрографического совещ. «Петрография XXI века». Т. 3. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2005. С. 120–122.

Злобин В.Л., *Богина М.М.*, *Минц М.В.* Палеопротерозойские доятулийские вулканиты Восточно-Карельского осадочно-вулканогенного пояса: Новые данные // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 166–169.

Злобин В.Л., *Богина М.М.*, *Минц М.В.*, *Бережная Н.Г.*, *Пресняков С.Л.*, *Падерин И.Д.*, *Дорофеев Р.О.* Граница архей–палеопротерозой на Карельском кратоне: Первые U-Pb данные по цирконам из палеопротерозойских мафитовых вулканитов, полученные на ионом зонде SHRIMP-II // Докл. РАН. 2010. Т. 435, № 1. С. 64–68.

Злобин В.Л., *Богина М.М.*, *Минц М.В.*, *Матуков Д.И.*, *Бережная Н.Г.*, *Родионов Н.В.*, *Гаврютченкова О.В.* Уточнение U-Pb возраста (данные ионного зонда SHRIMP-II) метаандезибазальтов тунгудской свиты, Лехтинская структура, Северная Карелия // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2006. Т. 1. С. 265–270.

Злобин В.Л., *Конилов А.Н.*, *Минц М.В.*, *Каулина Т.В.*, *Булатов Б.С.* Палеопротерозойские игнимбриты Лехтинской структуры (Центральная Карелия) // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 653–657.

Зозуля Д.Р., *Баянова Т.Б.*, *Серов П.П.* Возраст и изотопно-геохимические характеристики архейских карбонатитов и щелочных пород Балтийского щита // Докл. РАН. 2007. Т. 415, № 3. С. 383–388.

Золотарев Б.П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией // Геотектоника. 1979. № 1. С. 22–35.

Зоненшайн Л.П., *Кузьмин М.И.*, *Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1: 327 с.; Кн. 2: 334 с.

Иванов А.А. Аккреционные процессы формирования континентальной коры Восточно-Европейского кратона в раннем докембрии. Апатиты: Полиграф, 2001. 199 с.

Иванов В.К. Распределение особенностей потенциала и пространственный аналог теоремы Полиа // Мат. сб. 1956. Т. 40, вып. 3. С. 319–338.

Иващенко В.И., *Лавров О.Б.* Магматогенно-рудная (Mo, W, Cu, Au) система Ялонваарского вулканноплутонического комплекса архея Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. 128 с.

Иващенко В.И., *Лавров О.Б.*, *Кондрашова Н.И.*, *Соколов С.Я.* Комплексное благороднометальное оруденение участка Хатуноя архейского зеленокаменного пояса Ялонвара–Иломантси // Геология и полезные

ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 117–139.

Иващенко В.И., *Овчинникова Л.В.* Возраст, геохимические типы и рудоносность гранитоидов юго-восточной окраины Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, № 6. С. 128–132.

Ивлиев А.И. К стратиграфии супракрустального комплекса района Сальных Тундр // Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 52–60.

Ильяш В.В., *Холин В.М.* О некоторых особенностях геологического строения и парагенезисов пород Ястребовских аномалий // Геология и генезис железных руд КМА. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1987. С. 64–77.

Интерпретация данных сейсморазведки: Справ. / Ред. О.А. Потапов. М.: Недра, 1990. 180 с.

Казанский В.И., *Боронихин В.А.*, *Лобанов К.В.* Соотношения между деформациями, метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе // Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. М.: Наука, 1985. С. 6–47.

Казанцев Ю.В., *Казанцева Т.Т.* Главные особенности строения юго-востока Восточно-Европейской платформы // Георесурсы. 2003. Т. 14, № 2. С. 28–31.

Каляев Г.И., *Глевасский Е.Б.*, *Димитров Г.Х.* Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. Киев: Наук. думка, 1984. 240 с.

Камбаров Н.Ш. Геодинамика и нефтегазоносность Прикаспийского осадочного бассейна // Вестн. ОГГГГН РАН, 2000. № 3(13). С. 1–23.

Капустин И.Н., *Владимирова*, *Т.В.*, *Федоров Д.Л.*, *Горецкий С.Н.*, *Егоркин А.В.*, *Коновальцев Ю.Б.*, *Костюченко С.Л.*, *Кулаков С.И.*, *Николаева В.И.*, *Пряхина Е.А.*, *Сапрыкин Э.В.*, *Сулейманов А.К.*, *Филин С.И.*, *Цыбин В.Ф.*, *Широбоков В.Н.*, *Яралов Б.А.* Гипсометрическая карта поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы. М-б 1:2 500 000. СПб: ВСЕГЕИ, 2001.

Караев Н.А., *Лебедкин П.А.*, *Кошелева Т.Д.* Изучение сейсмической гетерогенности земной коры на примере региональных наблюдений в «ближней» зоне // Исследования литосферы в работах Петербургских геофизиков. СПб: ВСЕГЕИ, 2003. С. 196–212.

Каржавин В.К., *Волошина З.М.*, *Петров В.П.*, *Федотов Ж.А.*, *Базай А.В.* Коронитовые структуры дайковых пород восточного обрамления Печенгской структуры, Кольский полуостров // Петрография XXI века: Тез. докл. X Всерос. петрографического совещания. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2005. С. 128–130.

Карпов П.А., *Чугунов Н.А.*, *Воронков А.В.*, *Доброквашин И.А.*, *Прокофьев Н.А.* Состав и физические свойства пород фундамента и малых интрузий палеопротерозойского возраста Волгоградской области // Тр. Волгоградского НИИ нефтяной и газовой промышленности. Вып. 12. 1967. С. 27–39.

Карта метаморфических комплексов фундамента Русской плиты // Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты / Отв. ред. В.Б. Дагелайский, Л.П. Бондаренко. Л.: Наука, 1978. 222 с.

Карта минеральных фаций метаморфических пород восточной части Балтийского щита. М-б 1:1 500 000 / Ред. В.А. Глебовицкий. СПб: ИГГД РАН, 1991.

Карта структурного районирования докембрия юго-западной части Восточно-Европейской платформы. М-б 1:1 000 000 / Ред. Л.С. Галецкий // Геология и металлогения юго-западной части Восточно-Европейской платформы. Комплект карт. Киев: Госкомгеология Украины, 1992.

Картвелишвили К.М. Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли. М.: Наука, 1982. 95 с.

Каулина Т.В. U-Pb датирование цирконов из реперных объектов Беломоро-Лапландского пояса (северо-западное Беломорье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб: ИГГД РПН, 1996. 18 с.

Каулина Т.В. Результаты U-Pb анализа цирконов из пород пояса Танаэлв // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада и Центра России: Материалы X конф., посвященной памяти К.О. Кратца. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1999. С. 51–56.

Каулина Т.В. Заключительные стадии метаморфической эволюции Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса): U-Pb датирование циркона, титанита, рутила // Вестн. МГТУ. 2009. Т. 12, № 3. С. 386–393. (Тр. Мурман. гос. техн. ун-та)

Каулина Т.В., *Апанасевич Е.А.*, *Савченко Е.Э.*, *Сергеев С.А.*, *Пресняков С.В.*, *Щипанский А.А.*, *Япаскурт В.О.* Архейские эклогиты Беломорского пояса: Результаты U-Pb и Sm-Nd датирования граната и U-Th-Pb (SHRIMP II) датирования циркона // Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции «Геология и минерагения Кольского региона», Апатиты, 2007. С. 229–233.

Каулина Т.В., *Апанасевич Е.А.*, *Савченко Е.Э.*, *Серов П.В.* Эволюция позднеархейских эклогитов Кольского полуострова (северо-восточная часть Балтийского щита): U-Pb и Sm-Nd данные // Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма». Т. 1. 2006. С. 292–296.

Каулина Т.В., *Богданова М.Н.* Новые U-Pb данные о магматических и метаморфических процессах в северо-западном Беломорье // Докл. РАН. 1999. Т. 367, № 5. С. 667–669.

Каулина Т.В., *Богданова М.Н.* Основные этапы развития северо-западного Беломорья: U-Pb изотопные данные // Литасфера. 2000. № 12. С. 85–98.

Каулина Т.В., *Кислицын Р.В.*, *Апанасевич Е.А.* U-Pb возраст цирконов сфенов и рутилов из пород района Яврозеро (пояс Танаэлв, Кольский полуостров) // Изотопное датирование геологических процессов: Новые методы и результаты: Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОХИ, 2000. С. 173–175.

Каулина Т.В., *Кислицын Р.В.*, *Апанасевич Е.А.* Заключительные этапы метаморфической эволюции пояса Танаэлв (Кольский регион Балтийского щита) по результатам U-Pb датирования циркона, титанита и рутила // Геохимия. 2004. № 6. С. 597–603.

Каулина Т.В., *Япаскурт В.О.*, *Пресняков С.Л.*, *Савченко Е.Э.*, *Симакин С.Г.* Метаморфическая эволюция архейских эклогитоподобных пород района Широкой и Узкой Салмы (Кольский полуостров): Геохимические особенности циркона, состав включений и возраст // Геохимия. 2010. Т. 48, № 9. С. 926–945.

Кислицын Р.В. Возраст и кинематика тектонических движений в ядре раннепротерозойского Лапландско-Кольского орогена: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб: ИГГД, 2001. 22 с.

Классификация и номенклатура магматических горных пород / Ред. О.А. Богатиков, Н.П. Михайлова, В.И. Гоньшакова. М.: Недра, 1981. 160 с.

Кнауф В.В., *Гусева Н.Н.* Предварительные данные о распределении минералов в породах Лоттинской зоны Лапландского гранулитового пояса // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя: Материалы II Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб: ЦИК, 2007. С. 105–109.

Кнауф В.В., *Кнауф О.В.*, *Скворцов Е.Г.*, *Шарков Е.В.*, *Чистяков А.В.* Необычное распределение элементов платиновой группы в мафит-ультрамафитовых породах раннепалеопротерозойского возраста (2.5–2.35 млрд лет) друзитового (коронитового) комплекса Беломорья, Северная Карелия, Россия // Геохимия. 2007. № 3. С. 282–296.

Кнауф В.В., *Рудашевский Н.С.*, *Савицкий А.В.*, *Афанасьева Е.Н.* Первые данные о стратифорном оруденении благородных металлов в нижнепротерозойских черных сланцах Онежской впадины (Южная Карелия) // Докл. РАН. 1997. Т. 353, № 3. С. 365–368.

Кобрунов А.И. Теоретические основы решения обратных задач геофизики. Ухта: Изд-во УИИ, 1995. 226 с.

Коваленко А.В., *Ризванова Н.Г.* Остерский плутон (Центральная Карелия — древнейший массив двуполевошпатовых гранитов на Балтийском щите // Докл. РАН. 2000. Т. 373, № 2. С. 210–214.

Кожевников В.Н. Геология и геохимия архейских Северо-Карельских зеленокаменных структур. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1992. 199 с.

Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.

Кожевников В.Н., *Бережная Н.Г.*, *Пресняков С.Л.*, *Лепехина Е.Н.*, *Антонов А.В.*, *Сергеев С.А.* Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: Роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 3. С. 19–40.

Козлов Е.К., *Юдин В.А.*, *Докучаева В.С.* Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчье-Лосевых тундр. Л.: Наука, 1967. 166 с.

Козлов Н.Е., *Иванов А.А.*, *Нерович М.И.* Лапландский гранулитовый пояс — первичная природа и развитие. Апатиты: ГИ Кол. ФАН СССР, 1990. 168 с.

Козлов Н.Е., *Козлова Н.Е.* О генезисе гранатовых плагиогранитоидов Лапландского гранулитового пояса // Вестн. МГТУ. 1998. Т. 1, № 3. С. 43–52. (Тр. Мурман. гос. техн. ун-та)

Козлов Н.Е., *Сорохтин Н.О.*, *Глазнев В.Н.*, *Козлова Н.Е.*, *Иванов А.А.*, *Кудряшов Н.М.*, *Мартынов Е.В.*, *Тюремнов В.А.*, *Матюшкин А.В.*, *Осипенко Л.Г.* Геология архея Балтийского щита. СПб: Наука, 2006. 329 с.

Козлова Н.Е., *Балаганский В.В.*, *Богданова М.Н.*, *Реженова С.А.* Структурно-петрологическое изучение ортопироксен-силлиманитовой ассоциации Лапландских гранулитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 66–76.

Козловский В.М., *Аранович Л.Я.* Геолого-структурные условия эклогитизации палеопротерозойских базитовых даек восточной части Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 2008. № 4. С. 70–84.

Козловский В.М., *Корпечков Д.И.*, *Аранович Л.Я.* Новые находки эклогитизированных базитов в Беломорском подвижном поясе // Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 315–318. (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 1)

Кольская сверхглубокая / Ред. Е.А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с.

Комплект карт «Металлогения восточной части Балтийского щита». Масштаб 1:1 500 000 / Ред. А.А. Смыслов. Л.: ВСЕГЕИ : СЗТГУ, 1978.

Конди К.С., *Аллен П.* Происхождение архейских чарнокитов Южной Индии // Геохимия архея: Происхождение и эволюция континентальной коры / Ред. А.Кренер, Г.Н. Хенсон, А.М. Гудвин. М.: Мир, 1987. С. 224–248.

Кононова В.А., *Первов В.А.*, *Овчинникова Г.В.*, *Богатиков О.А.* Pb-Sr-Nd изотопная характеристика мантийных источников калиевых ультрабазитов и базитов севера Восточно-Европейской платформы // Петрология. 2002. Т. 10, № 5. С. 493–509.

Коншин В.А. Гранитоиды Пяозерско-Тикшеозерского поднятия // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1994. С. 77–115.

Копп М.Л. Мобилистическая тектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005. 340 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 552)

Коптев-Дворников Е.В., *Киреев Б.С.*, *Пчелинцева Н.Ф.*, *Хворов Д.М.* Распределение кумулятивных парагенезисов, породообразующих и второстепенных элементов в вертикальном разрезе Киваккского интрузива (Олангская группа интрузивов, Северная Карелия) // Петрология. 2001. Т. 9, № 1. С. 3–27.

Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 3. С. 9–18.

Кориковский С.П. Проградные преобразования габбро-норитов при эклогитизации в температурном интервале 600–700°С // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 12. С. 1352–1366.

Костюченко С.Л., *Солодилов Л.Н.*, *Егоркин А.В.* Особенности структуры и физических полей земной коры и верхней мантии // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Ред. А.Ф. Грачев. М.: ОИФЗ, 2000. С. 291–308,

Король Н.Е. Основные гранулиты Карелии и Центральной Финляндии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. Вып. 8. С. 18–39.

Коросов В.И. Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1991. 118 с.

Корсаков А.В., *Тениссен К.*, *Козьменко О.А.*, *Овчинников Ю.И.* Реакционные структуры в клиноцоизитовых гнейсах // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 4. С. 499–512.

Костоянов А.И. Изучение K-Ca и Rb-Sr геохронометров // Эволюция системы кора–мантия. М.: Наука, 1986. С. 196–206.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 147 с.

Краснопецева Г.В., *Щукин Ю.К.* Объемная глубинная модель земной коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 73–84.

Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.;Л.: Наука, 1963. 210 с.

Кратц К.О., *Глебовицкий В.А.*, *Былинский Р.В.*, *Дук В.Л.*, *Литвиненко И.В.*, *Шарков Е.В.*, *Поротова Г.А.*, *Анкудинов С.А.*, *Платоненкова Л.Н.*, *Кокорина Л.К.*, *Лазарев Ю.И.*, *Платунова А.П.*, *Кошечкин Б.И.*, *Лукашев А.Д.*, *Стрелков С.А.* Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.

Кременецкий А.А. Метаморфизм основных пород докембрия и генезис амфиболитов. М.: Наука, 1979. 112 с.

Крестин Е.М. Строение и условия формирования нижнепротерозойских эффузивных образований Курско-Воронежского кристаллического массива // Вулканизм докембрия: Методы палеовулканических реконструкций: Материалы II Всесоюз. палеовулканологического симпозиума 2–7 июня 1975 г. Петрозаводск: Кар. ФАН СССР, 1975. С. 91–98.

Крестин Е.М. Рудопроявления цветных металлов в фундаменте Курско-Воронежского кристаллического массива // Геология руд. месторождений. 1976. № 1. С. 87–93.

Крестин Е.М. Коматииты позднеархейских зеленокаменных поясов Воронежского кристаллического массива // Сов. геология. 1980. № 3. С. 3–18.

Крестин Е.М., *Юдина В.В.* Ультраосновные вулканиты верхнеархейских и нижнепротерозойских поясов КМА // Бюл. МОИП. Н.С. 1988. Т. 63, № 3. С. 89–102.

Кривдик С.Г., *Бочаров В.Л.*, *Левин В.Н.* Возрастная информационная корреляция докембрийских карбонатитов Украинского щита и Воронежского массива // Магматизм, метаморфизм и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы в связи с крупномасштабным картированием: Тез. докл. IV регионал. петрограф. совещ. Петрозаводск: ИГ Кар. ФАН СССР, 1987. С.189–190.

Крылова М.Д. Геолого-геохимическая эволюция Лапландского гранулитового комплекса. Л.: Наука, 1983. 166 с.

Кудряшов Н.М. Геохронология парагнейсов, гранито-гнейсов и метадиоритов района оз. Сенное (Северо-Западное Беломорье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб: ИГГД РАН, 1996. 28 с.

Кудряшов Н.М. Возраст архейского высокомагнезиального Поросозерского массива зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров) // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. СПб: ИГГД РАН, 2009. С. 289–291.

Кудряшов Н.М., *Гавриленко Б.В.*, *Апанасевич Е.А.* Возраст пород архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья: Новые U-Pb данные // Материалы конференции «Геология и полезные ископаемые северо-запада и центра России». Апатиты: КНЦ РАН, 1999. С. 66–70.

Кудряшов Н.М., *Мокрушин А.В.*, *Елизаров Д.В.* Древнейший габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: Геохимические и изотопно-геохронологические данные // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. СПб: ИГГД РАН, 2009. С. 291–293.

Кудряшов Н.М., *Петровский М.Н.* Изотопный возраст лампрофиров зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья // Геология и экология Фенноскандии, северо-запада и центра России: Материалы XI молодеж. науч. конф. памяти К.О. Кратца. Петрозаводск: ИГ Кар. НЦ РАН, 2000. С. 36–38.

Кузьмин В.К., *Наумов М.В.*, *Бережная Н.Г.*, *Родионов Н.В.* Геологическое строение, состав и возраст ультрамафит-мафитового Пялочноозерского массива (северо-восток Балтийского щита) // Докл. РАН. 2007. Т. 412, № 6. С.783–787.

Кулешевич Л.В. Металлогения Беломорского складчатого пояса и Северо-Карельских зеленокаменных структур // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 207–211.

Кулешевич Л.В. Золотое оруденение Карелии (эндогенные режимы формирования, генетические и рудно-формационные типы) // Докл. РАН. 2007. Т. 412, № 2. С. 244–249.

Кулешевич Л.В., *Лавров М.М.*, *Слюсарев В.Д.* Магматизм и метаморфогенно-метасоматические процессы в районе горы Ивановой (Северная Карелия) // Геология, петрография и геохимия докембрийских образований Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 11–15.

Кулешевич Л.В., *Тытык В.М.*, *Коротаева Н.Н.* Золото-полиметаллическое месторождение Лобаш-1 в докембрии Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН. 2004. С. 111–126.

Кулешевич Л.В., *Фурман В.Н.*, *Федюк З.Н.* Перспективы золотоносности Каменноозерской структуры Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН. 2005. С. 50–67.

Куликов В.С. Вулканические породы кряжа Ветренный пояс // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1971. С. 253–265.

Куликов В.С. Протерозой // Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1983. С. 32–40.

Куликов В.С., *Бычкова Я.В.*, *Куликова В.В.*, *Коптев-Дворников Е.В.*, *Зудин А.И.* Роль глубинной дифференциации в формировании палеопротерозойского лавового плато коматиитовых базальтов Синегорье (юго-восточная Фенноскандия) // Петрология. 2005. Т. 13, № 5. С. 516–537.

Куликов В.С., *Куликова В.В.* К выделению Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса архея на восточной окраине Балтийского щита // Геология раннего докембрия. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1979. С. 70–76.

Куликов В.С., *Куликова В.В.* К геологии Кийостровского архипелага Белого моря // Вопросы стратиграфии и магматизма докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1990. С. 3–6.

Куликов В.С., *Куликова В.В.*, *Бычкова Я.В.* Находка коматиитов саамия (раннего архея) на Балтийском щите // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308, № 6. С. 1441–1445.

Куликов В.С., *Куликова В.В.*, *Кевлич В.И.*, *Кукушкина П.И.*, *Трошкова Р.А.* Палеопротерозойский Кийостровский расслоенный интрузив и специфика некоторых метаморфических минералов в нем (Онежская губа Белого моря) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV геол. съезда Респ. Коми. Т. 2. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 104–106.

Куликов В.С., *Куликова В.В.*, *Лавров Б.С.*, *Писаревский С.А.*, *Пухтель И.С.*, *Соколов С.Я.* Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 96 с.

Куликов В.С., *Куликова В.В.*, *Шарков Е.В.*, *Бычкова Я.В.*, *Чистяков А.В.* Новые данные по геологии Кийостровского расслоенного интрузива (Онежская губа Белого моря) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 212–216.

Куликов В.С., *Симон А.К.*, *Куликова В.В.*, *Самсонов А.В.*, *Кайряк А.И.*, *Ганин В.А.*, *Зудин А.И.* Эволюция магматизма Водлозерского блока Карельской гранит-зеленокаменной области в архее // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 92–100.

Куликова В.В. Волоцкая свита — стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1993. 254 с.

Кухаренко А.А. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1971. 278 с.

Лаврентьева И.В., *Перчук Л.Л.* Кордиерит-гранатовый термометр // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, № 3. С. 697–700.

Лаврентьева И.В., *Перчук Л.Л.* Экспериментальное изучение амфибол-гранатового равновесия: Бескальциевая система // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306, № 1. С. 173–175.

Лапинская Т.А., *Богданова С.В.* Формация графитоносных высокоглиноземистых гнейсов восточной части Русской платформы // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1975. С. 239–244.

Лапинская Т.А., *Богданова С.В.*, *Горина А.Б.* Метаморфические комплексы в разрезе Минибаевской скважины 20 000 // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Киев: Наук. думка, 1979. С. 188–189.

Ларикова Т.Л. Формирование друзитовых (коронарных структур вокруг оливина и ортопироксена при метаморфизме габброидов // Петрология. 2000. № 4. С. 430–448.

Ларионова Ю.О., *Самсонов А.В.*, *Щатагин К.Н.* Источники архейских санукитоидов (высокомагнезиальных субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15, № 6. С. 571–593.

Лебедев И.П. О региональном метаморфизме пород песчаниково-сланцевой толщи воронцовской серии в пределах юго-восточной части Воронежского кристаллического массива // Геологический сборник. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1972. С. 56–60. (Тр. ВГУ; Т. 86)

Лебедев И.П. Использование петрологических данных в стратиграфии метаморфических образова-

ний воронцовской серии ВКМ // Петрология и металлогения магматических и метаморфических комплексов КМА и смежных районов. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1983. С. 83–90.

Лебедев И.П. Минеральные парагенезисы и *PT*-условия метаморфизма пород железисто-кремнистых формаций докембрия. Курская магнитная аномалия // железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР: Метаморфизм. Киев: Наук. Думка, 1989. С. 86–103.

Лебедев И.П. К вопросу о геологической природе глубинных неоднородностей земной коры Воронежского кристаллического массива и истории их формирования в раннем докембрии // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Тр. Междунар. конф. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1998. С. 308–315.

Лебедева Ю.М., *Бушмин С.А.*, *Богомолов Е.С.*, *Савва Е.В.*, *Лохов К.И.* Изотопный возраст силлиманит-гиперстеновых пород из Порьегубского покрова юго-восточного фрагмента Лапландского гранулитового пояса: Sm-Nd метод датирования метаморфических парагенезисов // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. СПб: ИГГД РАН, 2009. С. 318–321.

Левин Ф.Д., *Моссиондз К.А.*, *Амельченков Л.П.* Геотраверс «Южно-Уральский» (интерпретация геолого-геофизических данных вдоль профиля Уралсейс) // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 190–204.

Левченков О.А., *Амелин Ю.В.*, *Буйко А.К. и др.* Изотопный возраст сумийско-сариолийского вулканоплутонического комплекса Северной Карелии // Архейская и раннепротерозойская стратиграфия СССР: Тез. докл. Уфа, 1990. С. 22–23.

Левченков О.А., *Богданов Ю.Б.*, *Саватенков В.М.*, *Матреничев В.А.*, *Яковлева С.З.*, *Макеев А.Ф.* Положение границы архея и протерозоя в Карелии // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 3. С. 363–365.

Левченков О.А., *Зингер Т.Ф.*, *Дук В.Л.*, *Яковлева С.З.*, *Байкова В.С.*, *Шулешко И.К.*, *Матуков Д.И.* U-Pb возраст цирконов гиперстеновых диоритов и гранодиоритов о. Поньгом-Наволок (Балтийский щит, Беломорская тектоническая зона) // Докл. РАН. 1996. Т. 349, № 1. С.90–92.

Левченков О.А., *Лобач-Жученко С.Б.*, *Сергеев С.А.* Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 63–72.

Левченков О.А., *Николаев А.А.*, *Богомолов Е.С.*, *Яковлева С.З.* Уран-свинцовый возраст кислых вулканитов сумия Северной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 1. С. 3–9.

Леденева Н.В., *Пакульнис Г.В.* Минералогия и условия образования уран-ванадиевых месторождений Онежской впадины // Геол. руд. месторождений. 1997. Т. 39, № 3. С. 258–268.

Ленных В.И. Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 21–43.

Леонов М.Г., *Колодяжный С.Ю.*, *Кунина Н.М.* Вертикальная аккреция земной коры: Структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС, 2000. 202 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 521)

Лисицын А.П., *Богданов Ю.А.*, *Гурвич Е.Г.* Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.

Литвиненко И.В. Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита // Геофизика. М.: Наука, 1984. С. 9–20. (МГК. 27-я сес.; Т. 8)

Лобач-Жученко С.Б., *Арестова Н.А.*, *Милькевич Р.И.*, *Левченков О.А.*, *Сергеев С.А.* Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструкции на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 3–16.

Лобач-Жученко С.Б., *Арестова Н.А.*, *Чекулаев В.П.*, *Левченков О.А.*, *Крылов И.Н.*, *Левский Л.К.*, *Богомолов Е.С.*, *Коваленко А.В.* Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии // Петрология. 1999. Т. 2, № 2. С. 156–173.

Лобач-Жученко С.Б., *Бибикова Е.В.*, *Другова Г.М.*, *Беляцкий Б.В.*, *Грачева Т.В.*, *Амелин Ю.В.*, *Матреничев В.А.* Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой губы Северо-Западного Беломорья // Петрология. 1993. Т. 1, № 6. С. 657–677.

Лобач-Жученко С.Б., *Бибикова Е.В.*, *Другова Г.М.*, *Володичев О.И.*, *Чекулаев В.П.*, *Крылов И.Н.*, *Грачева Т.В.*, *Макаров В.А.* Архейский магматизм района оз. Нотозера Северо-Западного Беломорья: Изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 593–621.

Лобач-Жученко С.Б., *Бибикова Е.В.*, *Левченков О.А.*, *Пушкарев Ю.Д.* Геохронология восточной части Балтийского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С. 77–134.

Лобач-Жученко С.Б., *Гусева Н.С.*, *Коваленко А.В.*, *Крылов И.Н.* Геохимия и изотопный состав неодима позднеархейских высокомагнезиальных гранитоидов Костомукшского блока Западной Карелии, Балтийский щит // Геохимия. 2005. № 6. С. 579–598.

Лобач-Жученко С.Б., *Дук В.Л.*, *Крылов И.Н.*, *Арестова Н.А.*, *Пивень П.И.*, *Кузнецов Р.А.*, *Котова Л.Н.* Геологические и геохимические типы ассоциаций тоналит-трондьемитовых серий архея // Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984. С. 17–51.

Лобач-Жученко С.Б., *Левченков О.А.* Новые данные по геохронологии Карелии // Новые методы и проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: ИГ Кар. ФАН СССР, 1985. С. 5–26.

Лобач-Жученко С.Б., *Роллинсон Х.*, *Чекулаев В.П.*, *Гусева Н.С.*, *Арестова Н.А.*, *Коваленко А.В.* Геология и петрология архейского высококалиевого и высокомагнезиального Панозерского массива Центральной Карелии // Петрология. 2007. Т. 15, № 5. С. 493–523.

Лобач-Жученко С.Б., *Сергеев С.А.*, *Левченков О.А.*, *Овчинникова Г.В.*, *Котова Л.Н.*, *Крылов И.Н.*, *Яковлева С.З.* Раннеархейский Водлозерский гнейсовый комплекс и его структурная и метаморфическая эволюция // Изотопная геохронология докембрия. М.;Л.: Наука, 1989. С. 14–45.

Лобач-Жученко С.Б., *Чекулаев В.П.* Неоархейские гранулиты Карелии — геологическое положение и геодинамическая интерпретация // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя: Материалы II Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб: ЦИК. 2007. С. 201–205.

Лобач-Жученко С.Б., *Чекулаев В.П.*, *Крылов И.Н.* Лампрофиры Западной Карелии // Докл. РАН. 2000. Т. 370, № 3. С. 357–359.

Лобач-Жученко С.Б., *Чекулаев В.П.*, *Степанов В.С.*, *Слабунов А.А.*, *Арестова Н.А.* Беломорский пояс — позднеархейская аккреционно-коллизионная зона Балтийского щита // Докл. РАН. 1998. Т. 358, № 2. С. 226–229.

Лобиков А.Ф. О возрасте раннекарельских метавулканитов по данным изохронного метода // Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. Киев: Изд-во АН УССР, 1982. С. 90–91.

Лобковский Л.И., *Никишин А.М.*, *Хаин В.Е.* Процессы на конвергентных границах плит. Коллизия и образование орогенов // Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. С. 83–106.

Лохов К.И., *Салтыкова Т.Е.*, *Капитонов И.Н.*, *Богомолов Е.С.*, *Шевченко С.С.*, *Сергеев С.А.* Геохимия изотопов Hf по цирконам и Nd по породам как инструмент корректной интерпретации U-Pb геохронологической информации на примере основных пород фундамента Курской гранит-зеленокаменной области Воронежского кристаллического массива // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. СПб: ИГГД РАН, 2009. С. 340–343.

Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии: В 2 т. Т. 1: Современные вулканы. Т. 2: Древние вулканы. М.: Наука, 1971. Т. 1: 480 с.; Т. 2: 383 с.

Любцов В.В. О строматолитах печенгского комплекса нижнего протерозоя (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 2. С. 419–422.

Лялина Л.М. Твердофазные полиминеральные микровключения в гранатах и цирконах Лапландского гранулитового пояса // Зап. РМО. 2001. № 1. С. 21–33.

Магматические горные породы: Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 438 с.

Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. 176 с.

Малов И.Д., *Шарков Е.В.* Состав исходного расплава и условия кристаллизации друзитового комплекса Беломорья // Геохимия. 1978. № 7. С. 1032–1039.

Маракушев А.А., *Скуфьин П.К.* Кагуситы Кольского полуострова и проблема образования кварцевых рудных жил // Петрология и минерагения Кольского региона. Апатиты: КНЦ РАН, 2008. С. 175–177.

Мартышко П.С., *Новоселицкий В.М.*, *Пруткин И.Л.* Теория и алгоритм нахождения распределения плотности в заданном горизонтальном слое // Вопросы теории и практики комплексной геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Тез. докл. Междунар. школы-семинара в г. Апатиты. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 49–50.

Мартышко П.С., *Пруткин И.Л.* Технология разделения источников гравитационного поля по глубине // Докл. международной конференции «Геофизика XXI века — прорыв в будущее». М.: ЕАГО, 2003. С. 40–42.

Матвеенков В.В., *Сорохтин О.Г.* Петрологические особенности начальных этапов развития внутриплитового вулканизма Лоихи (Гавайские осртова, Тихий океан) // Океанология. 1998. Т. 38, № 5. С. 742–749.

Материалы III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия». Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2000. 315 с.

Матреничев В.А., *Пинькова Л.О.*, *Левченков О.А.*, *Макеев А.Ф.*, *Яковлева С.З.* Выделение второй генерации архейских зеленокаменных поясов Карелии: Геология и геохронология // Изотопное датирование геологических процессов: Новые методы и результаты. М.: ГЕОХИ, 2000. С. 245–247.

Матреничев В.А., *Пинькова Л.О.*, *Левченков О.А.*, *Макеев А.Ф.*, *Яковлев С.З.*, *Алфимова Н.А.* Древнейшая кора континентального выветривания гранитов на Балтийском щите // Докл. РАН. 2005. Т. 400, № 1. С. 83–87.

Медно-никелевые месторождения Балтийского щита / Ред. Г.И. Горбунов, Х.Папунен. Л.: Наука, 1985. 329 с.

Международная тектоническая карта Европы. М-б 1:5 000 000. Врезка: Карта фундамента Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ. М-б 1:10 000 000 / Ред. С.В. Богданова, Р.М. Горбачев, В.Д. Брежнев. Париж: Комиссия геологической карты мира, 1996.

Мележик В.А. Состав вод докембрийских бассейнов по геохимическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 9. С. 100–110.

Мележик В.А., *Басалаев А.А.*, *Предовский А.А.*, *Балабонин Н.Л.*, *Болотов В.И.*, *Павлова М.А.*, *Гавриленко Б.В.*, *Абзалов М.З.* Углеродистые отложения ранних этапов развития Земли (геохимия и обстановки накопления на Балтийском щите). Л.: Наука, 1988. 197 с.

Мележик В.А., *Предовский А.А.* Геохимия раннепротерозойского литогенеза (на примере северо-востока Балтийского щита). Л.: Наука, 1982. 208 с.

Мелихов В.Р., *Пийп В.Б.* Глубинное строение Среднерусского авлакогена на основе комплексной интерпретации данных метода преломленных волн, гравиметрии и магнитометрии: Международная геофизическая конференция «300 лет горно-геологической службе России», 3–4 октября 2000 г. Санкт-Петербург: Тез. докл. / Науч. ред. В.П. Кальварская. СПб: ВИРГ «Рудгеофизика» им. А.А. Логачева, 2000.

Мелихов В.Р., *Пийп В.Б.* Сейсмогравимагнитные модели фундамента центральной части Московской синеклизы // Геофизика XXI столетия 2001 год: Сборник трудов третьих геофизических чтений имени В.В. Федынского. М.: Научный мир, 2001. С. 38–42.

Мелихов В.Р., *Пийп В.Б.*, *Гилод Д.А.*, *Булычев А.А.* Внутренняя структура Среднерусского рифта Московской синеклизы // Геофизика XXI столетия: Сборник трудов четвертых геофизических чтений имени В.В. Федынского. М.: Научный мир, 2002. С. 64–75.

Металлогеническая карта Карело-Кольского региона (со снятым платформенным чехлом фанерозоя). М-б 1:1 000 000 / Ред. В.Е. Попов, Д.В. Рундквист. Л.: ВСЕГЕИ : СЗТГУ; Архангельск: Архангельскгеология; М.: Аэрогеология; Апатиты: ГИ Кол. ФАН СССР; Петрозаводск: ИГ Кар. ФАН СССР, 1984.

Металлогения восточной части Балтийского щита / К.Д. Беляев, Т.В. Билибина, Ю.Б. Богданов и др. / Ред. А.В. Сидоренко, Т.В. Билибина. Л.: Недра, 1980. 247 с.

Металлогения Карелии / Ред. С.И. Рыбаков, А.И. Голубев. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1999. 340 с.

Металлоинвест. Официальный сайт. 2009. (http://mettinvest.com/rus/).

Метаморфизм супракрустальных комплексов раннего докембрия / Ред. В.Г. Загородный. Л.: Наука, 1986. 272 с.

Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты: Сб. статей. Л.: Наука, 1978. 222 с.

Миллер Ю.В. Позднеархейская покровная структура Беломорского подвижного пояса // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 1997. Вып. 3(21). С. 28–40.

Миллер Ю.В. Тектоника области сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона // Геотектоника. 2002. № 4. С. 14–28.

Миллер Ю.В., *Байкова В.С.*, *Арестова Н.А.*, *Шулешко И.К.* Роль Хетоламбинского террейна в становлении и ранней истории развития Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 2005. № 2. С. 17–32.

Миллер Ю.В., *Глебовицкий В.А.*, *Мыскова Т.А.*, *Львов А.В.* Новые данные о составе, структуре и геотектонике Чупинской пластины Беломорского пояса // Докл. РАН. 1999. Т. 366, № 3. С. 379–382.

Миллер Ю.В., *Милькевич Р.И.* Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.

Милькевич Р.И., *Арестова Н.А.* Метакоматииты в разрезе терригенной железисто-кремнистой формации Костомукшского зеленокаменного пояса // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 5. С. 517–523.

Милькевич Р.И., *Миллер Ю.В.*, *Глебовицкий В.А.*, *Богомолов Е.М.*, *Гусева В.Ф.* Толеитовый и известковощелочной магматизм в северной части Тикшозерского зеленокаменного пояса: Геохимические признаки субдукционной обстановки // Геохимия. 2003. № 12. С. 1262–1274.

Милькевич Р.И., *Мыскова Т.А.* Каликорвинская структура — фрагмент позднеархейского Тикшеозерского зеленокаменного пояса (геохимические и геохронологические данные) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 226–227.

Милькевич Р.И., *Мыскова Т.А.* Позднеархейские метатерригенные породы западной Карелии (литология, геохимия, источники сноса) // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 2. С. 177–194.

Милькевич Р.И., *Мыскова Т.А.*, *Глебовицкий В.А.*, *Львов А.Б.*, *Бережная Н.Г.* Каликорвинская структура и ее положение в системе Северо-Карельских зеленокаменных поясов: Геохимические и геохронологические данные // Геохимия. 2007. № 5. С. 483–506.

Минц М.В. Игнимбриты: Особенности состава и основные проблемы генезиса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 4. С. 82–94.

Минц М.В. Палеогеодинамические реконструкции раннего докембрия древнейшей восточной и северо-восточной) части Балтийского щита // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. С. 34–38.

Минц М.В. Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. Ст. 1: Ранний протерозой // Геотектоника. 1993а. № 1. С. 39–56.

Минц М.В. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита (геология, палеогеодинамика и эволюция континентальной коры): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН РАН, 1993б. 399 с.

Минц М.В. Архейская тектоника миниплит // Геотектоника. 1998. № 6. С. 3–22.

Минц М.В. Параметры состояния литосферы и тектоника плит в архее // Геотектоника. 1999. № 6. С. 45–58.

Минц М.В. Гранулито-гнейсовые комплексы в раннедокембрийской коре Восточно-Европейского кратона: Геодинамические обстановки формирования протолитов, высокоградного метаморфизма и структурообразования // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя: Материалы II Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб: ЦИК, 2007а. С. 209–212.

Минц М.В. Палеопротерозойский суперконтинент: Возникновение и эволюция аккреционных и коллизионных орогенов (на примере северных кратонов) // Геотектоника. 2007б. № 4. С. 3–29.

Минц М.В., *Берзин Р.Г.*, *Андрющенко Ю.Н.*, *Заможняя Н.Г.*, *Конилов А.Н.*, *Злобин В.Л.*, *Ступак В.М.*, *Сулейманов А.К.* Глубинное строение Карельского кратона вдоль геотраверса 1-ЕВ, юго-восток Фенноскандинавского щита // Геотектоника, 2004. № 5. С. 10–25.

Минц М.В., *Берзин Р.Г.*, *Бабарина И.И.*, *Заможняя Н.Г.*, *Злобин В.Л.*, *Конилов В.Л.*, *Каулина Т.В.*, *Ступак В.М.* Глубинное строение и эволюция раннедокембрийской коры восточной части Фенноскандинавского щита: Тез. докл. совещ. «Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных, и внутриплатформенных транзитных зон». Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2002. С. 163–165.

Минц М.В., *Берзин Р.Г.*, *Заможняя Н.Г.*, *Ступак В.М.*, *Сулейманов А.К.*, *Бабарина И.И.*, *Конилов А.Н.* Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: Геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: Профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 157–190.

Минц М.В., *Берзин Р.Г.*, *Сулейманов А.К.*, *Заможняя Н.Г.*, *Ступак В.М.*, *Конилов А.Н.*, *Злобин В.Л.*, *Каулина Т.В.* Глубинное строение раннедокембрийской коры Карельского кратона, юго-восток Фенноскандинавского щита: Результаты исследований вдоль профиля 4В // Геотектоника. 2004. № 2. С. 10–29.

Минц М.В., *Ветрин В.Р.*, *Конилов А.Н.* Эволюция, строение и термальная структура коры Лапландско-Беломорской области в раннем протерозое: Интеграция результатов геологического и петрологического изучения Лапландских гранулитов и глубинных ксенолитов и данных сейсмического профилирования // Материалы I Всероссийского петрографического совещания Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2000. Т. IV. С. 168–170.

Минц М.В., *Глазнев В.Н.*, *Конилов А.Н.*, *Никитичев А.П.*, *Раевский А.Б.*, *Седых Ю.Н.*, *Ступак В.М.*, *Фонарев В.И.* Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с. (Тр. ГИН РАН, Вып. 503)

Минц М.В., *Глазнев В.Н.*, *Раевский А.Б.* Трехмерная модель геологического строения верхней коры района Кольской сверхглубокой скважины и сопредельных территорий Кольского полуострова // Геотектоника. 1994. № 6. С. 3–22.

Минц М.В., *Каулина Т.В.*, *Конилов А.Н.* Термальная и геодинамическая эволюция Лапландского гранулитового пояса, термальная структура коры во время гранулитового метаморфизма // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Материалы II Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб: ИП Каталкина, 2007. С. 213–216.

Минц М.В., *Колпаков Н.И.*, *Ланев В.С.*, *Русанов М.С.* О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры (интерпретация данных бурения Кольской сверхглубокой скважины) // Геотектоника. 1987а. № 5. С. 62–72.

Минц М.В., *Колпаков Н.И.*, *Ланев В.С.*, *Русанов М.С.*, *Ляховский В.А.*, *Мясников В.П.* К вопросу о природе внутрикоровых субгоризонтальных сейсмических границ (интерпретация результатов бурения Кольской сверхглубокой скважины) // Докл. АН СССР. 1987б. Т. 296, № 1. С. 71–76.

Минц М.В., *Конилов А.Н.*, *Докукина К.А.*, *Каулина Т.В.*, *Белоусова Е.А.*, *Натапов Л.М.*, *Гриффин У.Л.*, *О'Рейлли С.* Беломорская эклогитовая провинция: Уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // Докл. РАН. 2010. Т. 434, № 6. С. 776–781.

Минц М.В., *Конилов А.Н.*, *Кротов А.В.*, *Ступак В.М.* Метаморфическая и тектоническая эволюция Лапландского гранулитового пояса, северо-восток Балтийского щита: Результаты петрологического картирования и сейсмопрофилирования // Материалы I Всероссийского петрографического совещания «Петрография на рубеже XXI века»: Итоги и перспективы. Т. 4. Сыктывкар, 2000. С. 294–297.

Минц М.В., *Соботович Э.В.*, *Цьонь О.В.* Свинцово-изохронное датирование горных пород Мурманского блока и его обрамления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 10. С. 5–16.

Минц М.В., *Ступак В.М.* Методические подходы к геологической интерпретации сейсморазведочных материалов, характеризующих глубинное строение кристаллической коры вдоль профиля 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: Профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 144–156.

Минц М.В., *Сулейманов А.К.*, *Заможняя Н.Г.*, *Ступак В.М.* Объемная модель глубинного строения Карело-Беломорской области Фенноскандинавского щита: Профиля 1-ЕВ, 4В, FIRE-1 // Материалы Международного научно-практического семинара «Модели земной коры и верхней мантии» (по результатам глубинного сейсмопрофилирования). СПб: ВСЕГЕИ, 2007а. С. 115–119.

Минц М.В., *Сулейманов А.К.*, *Заможняя Н.Г.*, *Ступак В.М.* Объемная модель глубинного строения Кольско-Лапландской области Фенноскандинавского щита: Профиля 1-ЕВ, ЭГГИ, FIRE-4а км // Материалы Международного научно-практического семинара «Модели земной коры и верхней мантии» (по результатам глубинного сейсмопрофилирования). СПб: ВСЕГЕИ, 2007б. С. 110–114.

Минц М.В., *Филиппова И.Б.*, *Бабаянц П.С.*, *Блох Ю.И.*, *Трусов А.А.* Тектонические структуры архейского фундамента и их роль в размещении месторождений углеводородов Волго-Уральской провинции (объемная модель глубинного строения по геотраверсу Татсейс) // Дегазация Земли: Геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их паганезы: Материалы Всерос. конф. М.: ГЕОС, 2008. С. 589–592.

Минц М.В., *Филиппова И.Б.*, *Сулейманов А.К.*, *Заможняя Н.Г.*, *Ступак В.М.*, *Бабаянц П.С.*, *Блох Ю.И.*, *Трусов А.А.* Восточно-Европейский кратон — палеопротерозойский аккреционно-коллизионный ороген // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 452–456. (Материалы XXXVIII тектонич. совещ.; Т. 1)

Минц М.В., *Цьонь О.В.* Геодинамическая обстановка позднеархейского вулканизма на северо-востоке Балтийского щита, Кейвы, Кольский полуостров // Геохимия. 1997. № 3. С. 243–259.

Минц М.В., *Цьонь О.В.*, *Соботович Э.В.* Время формирования Лапландских гранулитов, гранит-мигматитовых куполов и зеленокаменного пояса Печенга–Имандра–Варзуга // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 5. С. 83–91.

Минц М.В., *Цьонь О.В.*, *Шенкман Е.Я.* Изотопное датирование тектонической эволюции Кейвской структуры (Кольский полуостров) // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 10. С. 6–17.

Минц М.В., *Чудинова В.Е.*, *Королев Ю.К.*, *Кумеев С.С.* Полевые шпаты мигматитов и гранитоидов Мурманского блока (Кольский полуостров): Структурно-фазовая характеристика, термодинамические параметры, геологическая интерпретация // Вопросы изоморфизма и генезиса минеральных индивидов. Элиста: КГУ, 1977. С. 334–357. (Тр. IV Всесоюз. симпоз. по изоморфизму; Ч. 2)

Мирская Д.Д. Древнейшие вулканогенные толщи восточной части Кольского полуострова и возможность их палеовулканических реконструкций // Вулканизм докембрия: Материалы II всесоюз. палеовулканол. симпозиума. 2–7 июня 1975 г., Петрозаводск. Петрозаводск: Кар. ФАН СССР, 1976. С. 18–25.

Митрофанов Ф.П., *Балаганский В.В.*, *Балашев Ю.А.*, *Ганнибал Л.Ф.*, *Докучаева В.С.*, *Неровић Л.И.*, *Радченко М.К.*, *Рюнгенен Г.И.* U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 1. С. 95–98.

Митрофанов Ф.П., *Нерадовский Ю.Н.*, *Галимзянова Р.М.*, *Баянова Т.Б.*, *Деленицин А.А.* Минерагения Ондомозерского гипербазит-базитового интрузива юго-восточного обрамления Имандра-Варзугского проторифта // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 105–123.

Митрофанов Ф.П., *Неровић Л.И.* Время магматической кристаллизации и метаморфических преобразований автономных анортозитовых массивов Пыршин и Абварьский Лапландского гранулитового пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 381–390.

Моралев В.М., *Самсонов М.Д.* Тектоническая интерпретация петрохимических характеристик протерозойских и палеозойских щелочных пород Порьегубского дайкового поля (Кандалакшский залив Белого моря) // Геотектоника. 2004. № 2. С. 30–41.

Морозова И.М., *Ризванова Н.Г.*, *Лохов К.И. и др.* U-Pb система цирконов из пород экзоконтакта щелочно-ультрасоновной интрузии Озерная варака // Геохимия. 1998. № 8. С. 782–790.

Муслимов Р.Х. Новый взгляд на перспективы развития супергигантского Ромашкинского нефтяного месторождения // Геология нефти и газа. 2007. № 1. С. 3–14.

Муслимов Р.Х., *Голдин Ш.Е.*, *Гвоздь С.М. и др.* Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности / Ред. Р.Х. Муслимов, Т.А. Лапинская и др. Казань: Дента, 1996. 488 с.

Мыскова Т.А. Условия позднеархейского метаморфизма глиноземистых гнейсов чупинского комплекса Беломорья // Зап. РМО. 2002. № 4. С. 12–22.

Мыскова Т.А., *Глебовицкий В.А.*, *Миллер Ю.В.*, *Львов А.Б.*, *Котов А.Б.*, *Ковач В.П.*, *Загорная Н.Ю.* Супракрустальные толщи Беломорского подвижного пояса: Первичный состав, возраст и происхождение // Литология и полез. ископаемые. 2003. Т. 11, № 6. С. 3–19.

Мыскова Т.А., *Глебовицкий В.А.*, *Милькевич Р.И.*, *Бережная Н.Г.*, *Скублов С.Г.*, *Пресняков С.Л.*, *Шулешко И.Л.*, *Львов П.А.* Новые данные о происхождении и возрасте (U-Pb, SHRIMP-II) цирконов из кондалитов Лапландского гранулитового пояса (Балтийский щит) // Докл. РАН. 2008. Т. 423, № 1. С. 99–103.

Мыскова Т.А., *Милькевич Р.И.* Сравнительный анализ глиноземистых гнейсов Центрально-Кольского и Беломорского блоков Балтийского щита (состав, происхождение, возраст протолита) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 235–236.

Мяснянкин В.И., *Чернышов Н.М.* Новый тип золотого оруденения в протерозойских толщах Тим-Ястребовской структуры // Отечественная геология. 1992. № 2. С. 16–20.

Назарян А.Н., *Пийп В.Б.* Характер сочленения Московской синеклизы и Воронежской антеклизы по данным сейсмических исследований на профиле Купянск–Тума–Кинешма // Геофизика XXI столетия: 2005 год: Сб. тр. Седьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского (3–5 марта 2005 г., Москва). М.: Научный мир, 2006. С. 57–63.

Наркисова В.В., *Цветков Л.Д. Кирьяков А.Ф.*, *Злобин О.М.*, *Неронова И.В.* Людиковий в разрезе Онеж-

ской параметрической скважины: Некоторые особенности строения и состава // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: Материалы XIV Междунар. конф. Ч. 2. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2008. Ч. 2. С. 74–75.

Наркисова В.В., *Крупеник В.А.*, *Свешникова К.Ю.* Петрогенезис базальтоидов людиковия Онежской структуры (по результатам бурения Онежской параметрической скважины) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: Материалы XI Всерос. петрограф. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. Т. 2. С. 87–88.

Неволин Н.В. Тектоническая природа и нефтегазоносность Прикаспийской впадины // Сов. геология. 1985. № 6. С. 86–95.

Неволин Н.В., *Лапинская Т.А.* Геолого-петрографическая карта фундамента Восточно-Европейской платформы. М-б 1:2 500 000. М.; Киев: ВНИИГеофизика, 1976.

Негруца В.З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.

Негруца Т.Ф. Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. 255 с.

Негруца Т.Ф. Опорные разрезы, корреляция, объем и стратиграфическое расчленение предъятулийских отложений нижнего протерозоя Карелии // Стратиграфия нижнего докембрия Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1985. С. 55–66.

Негруца Т.Ф. Граница архея и протерозоя на Балтийском щите. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1988. 79 с.

Неймарк Л.А., *Немчин А.А.*, *Ветрин В.Р.*, *Сальникова Е.В.* Sm-Nd и Pb-Pb изотопная систематика нижнекоровых ксенолитов и трубок взрыва в южной части Кольского полуострова // Докл. РАН. 1993. Т. 329, № 6. С. 781–784.

Нерович Л.И. Петрология и геохронология анортозитов Лапландского гранулитового пояса: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1999. 23 с.

Нерович Л.И., *Баянова Т.Б.* Изотопная геохронология гранулитов среднего состава и эндербитов Лапландского гранулитового пояса (Балтийский щит) // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя: Материалы II Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб: ЦИК, 2007. С. 235–239.

Нерович Л.И., *Зозуля Д.Р.*, *Каулина Т.В.*, *Деленицин А.А.* Инициальные магмы и происхождение анортозитов Лапландского гранулитового пояса по данным о содержании РЗЭ и изотопии Nd // Материалы международной научно-технической конференции «Наука и образование — 2004». Мурманск: МГТУ, 2004. № 5. С. 80–84.

Нерович Л.И., *Каулина Т.В.*, *Зозуля Д.Р.*, *Деленицин А.А.*, *Живков В.А.* Результаты комплексного исследования полиметаморфических анортозитов Лапландского гранулитового пояса: От петрографии к изотопным меткам // Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита: Материалы Междунар. (X Всерос.) петрографич. совещ. «Петрография XXI века». Т. 3. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2005. С. 206–208.

Нерович Л.И., *Савченко Е.Э.*, *Серов П.А.* Геолого-петрографическая характеристика Мончетундровского массива и новое проявление благороднометальной минерализации в породах массива // Петрология и минерагения Кольского региона. Апатиты: КНЦ РАН, 2008. С. 179–182.

Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. М.: Недра, 1986. 342 с.

Никитин И.В. Тектоника зоны Колмозеро-Воронья в свете концепции горизонтальных движений // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 104–111.

Никитина Л.П., *Левский Л.К.*, *Лохов К.И.*, *Беляцкий Б.В.*, *Журавлев В.А.*, *Лепехина Е.Н.*, *Антонов А.В.* Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология. 1999. Т. 7, № 3. С. 252–275.

Ниткина Е.А., *Вурсий Г.Л.*, *Жавков В.А.*, *Баянова Т.Б.* Изотопное U-Pb датирование цирконов из безрудных и рудных пород платинометального Федорово-Панского интрузива // Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита: Материалы Междунар. (X Всерос.) петрографич. совещ. «Петрография XXI века». Т. 3. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 212–213.

Ниткина Е.А., *Каулина Т.В.* Морфология и возраст цирконов из гранитоидных пород участка Малонемецкая бухта (восточное обрамление Печенгской структуры) // Геология и геоэкология Фенноскандинавского щита, Восточно-Европейской платформы и их обрамления: Материалы XII молодеж. науч. конф. памяти К.О. Кратца. СПб: ВСЕГЕИ, 2001. С. 52–53.

Новоселицкий В.М. К теории определения изменения плотности в горизонтальном пласте по аномалиям силы тяжести // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1965. № 5. С. 25–32.

Новые данные по геохимии и геохронологии изотопов докембрия Кольского полуострова / Ред. Ф.П. Митрофанов, Ю.А. Балашов. Апатиты: ГИ КНЦ АН СССР. 1990. Ч. 1: 35 с.; Ч. 2: 33 с.

Новые методы, системы обработки и интерпретации сейсморазведочной информации на ЭВМ: Сборник докладов школы-семинара Ассоциации разработчиков и пользователей компьютерных технологий интегрированной обработки и интерпретации геолого-геофизических данных / Ред. В.А. Дядюра. М.: МГП «Геоинформмарк», 1992. 145 с.

Ножкин А.Д., *Крестин Е.М.* Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия. М.: Наука, 1984. 126 с.

Норильский никель. Официальный сайт компании. 2009 (http://nornik.ru/).

Овчаренко А.В., *Березина С.В.* Построение объемных распределений плотности в земной коре Урала на основе численной инверсии оператора прямой задачи для гравитационного поля // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 30-й сес. Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского. Ч. 1. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 82–83.

Овчинникова Г.В., *Матреничев В.А.*, *Левченков О.А.*, *Сергеев С.А.*, *Яковлева С.З.*, *Гороховский Б.М.* U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутоваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2, № 3. С. 266–281.

Павленкова Н.И. Развитие представлений о сейсмических моделях земной коры // Геофизика. 1996. № 4. С. 11–19.

Павленкова Н.И. Метод глубинного сейсмического зондирования, основные этапы развития, достижения и проблемы // Физика Земли. 1999. № 7/8. С. 3–29.

Павлов Н.Д., *Гогоненков Г.Н.*, *Торжевская Г.М.*, *Савельева Н.А.*, *Красавин Ю.В.* Сейсмофациальная модель строения Тенгизского нефтеносного палеоатолла и проблема оптимизации его доразведки // Экспресс-информация. Сер. нефтегазовая. Геология и геофизика. 1991. Вып. 2. С. 30–34.

Пахомов М.И., *Пахомов В.И.* Петрофизический метод выделения и оценки метасоматитов. М.: Недра, 1988. 152 с.

Перчук Л.Л., *Кротов А.В.*, *Геря Т.В.* Петрология амфиболитов пояса Тана и гранулитов Лапландского комплекса // Петрология. 1999. Т. 7, № 4. С. 356–381.

Петровская Л.С., *Митрофанов Ф.П.*, *Баянова Т.Б.*, *Серов П.А.* Этапы и условия формирования архейского эндербит-гранулитового комплекса района Пулозеро — Полнек-Тундра Центрально-Кольского блока (Кольский полуостров) // Докл. РАН. 2007. Т. 416, № 3. С. 114–117.

Петровский М.Н., *Петровская Л.С.*, *Баянова Т.Б.*, *Левкович Н.В.* Эндербиты района Гремихи Мурманского архейского домена: U-Pb- и Sm-Nd-данные // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 1. С. 90–94.

Пийп В.Б. Способ определения разреза в изолиниях скорости по годографам рефрагированных волн // Изв. АН СССР. Физика земли. 1978. № 8. С. 6–12.

Пийп В.Б. Использование однородных функций для аппроксимации сейсмического скоростного разреза // Физика Земли. 1981. № 7. С. 83–91.

Пийп В.Б. Упрощенный способ построения разреза в изолиниях скорости по годографам первых волн // Прикл. геофизика.1982. Вып. 105. С. 82–88.

Пийп В.Б. Новые методы интерпретации сейсмических временных полей в средах с переменными скоростями // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1984. № 3. С. 83–92.

Пийп В.Б. Локальная реконструкция сейсмического разреза по данным преломленных волн на основе однородных функций // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. № 10. С. 22–28.

Пийп В.Б. Структура коры и верхней мантии Охотского моря по сейсмическим данным // Геофизика XXI столетия: Сборник трудов Четвертых геофизических чтений им. В.В. Федынского. М.: Научный мир, 2002. С. 137–142.

Пилюгин С.М., *Савко К.А.*, *Конилов А.Н.* Монацит-ксенотимовая термометрия выкокометаморфизованных гранулитовых комплексов докембрия // Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: Новые рубежи: Материалы конф., посвященной 110-летию со дня рождения академика Д.С. Коржинского. Москва, ИГЕМ РАН, 7–9 окт. 2009 г. М.: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании», 2009. С. 316–317.

Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1966. 263 с.

Плаксенко Н.А., *Чернышов Н.М.*, *Щеголев И.Н.*, *Благонадеждин Б.И.* Металлогения докембрия Воронежского кристаллического массива // Региональная металлогения докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 21–28.

Платина России: Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов: Сб. науч. тр. М.: АО «Геоинформмарк», 1994. 248 с.

Плоткина Ю.В., *Сальникова Е.Б.*, *Котов А.Б.*, *Толкачев М.Д.*, *Павлов М.Р.* Компьютерная микротомография циркона — новый подход к выбору объектов для U-Pb геохронологических исследований // Петрология. 2006. Т. 14, № 2. С. 217–224.

Подгорный В.Я. Послойное определение плотности по гравитационным аномалиям // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 29-й сес. Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского. Ч. 1. Екатеринбург: УГГГА, 2002. С. 129–133.

Подольский Ю.В. К вопросу о генезисе щелочных гранитов в центральной части Кольского полуострова // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213, № 5. С. 63–68.

Пожиленко В.И., *Балашов Ю.А.*, *Ганнибал Л.Ф.*, *Кащеев О.А.* Возраст эндогенных процессов Енского сегмента Беломорья // Тезисы Всероссийского совещания «Главные рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. СПб: ИГГД РАН, 1995. С. 53–54.

Пожиленко В.И., *Баянова Т.Б.*, *Богачев В.А.*, *Филиппов Н.Б.*, *Гоголь О.В.* Соотношения и возраст арваренчской и кукшинской свит (г. Арваренч, Кольский регион, Балтийский щит) // Материалы III Всерос. совещ. «Общие вопросы расчленения докембрия». Апатиты: КНЦ РАН, 2000. С. 215–218.

Пожиленко В.И., *Гавриленко Б.В.*, *Жиров Д.В.*, *Жабин С.В.* Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 359 с.

Полищук В.Д., *Голивкин Н.И.*, *Зайцев Ю.С.*, *Клагиш Б.Д.*, *Полищук В.И.*, *Павловский В.И.*, *Красовицкая Р.С.* Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. Т. 1: Геология. Кн. первая: Докембрий. М.: Недра, 1970. 440 с.

Полякова Т.Н., *Скрябин В.Ю.*, *Савко К.А.* Фазовые равновесия и физико-химические условия метаморфизма карбонатных пород на контакте с интрузиями стойло-николаевского комплекса // Вестн. ВГУ. Геология. 2002. № 2. С. 46–58.

Попов М.Г., *Сухолетова Г.Н.*, *Морозов С.А.* Геология Каменноозерского района // Геология раннего докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1979. С. 76–95.

Попова Л.П. Гранитоидный магматизм в фундаменте восточной части Русской плиты // Магматизм, метаморфизм и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы в связи с крупномасштабным картированием. Тез. докл. IV Регион. петрограф. совещ. по Европейской части СССР. Петрозаводск: ИГ Кар. ФАН РАН, 1987. С. 56–57.

Постников А.В. Состав и структурное положение ранне-среднепротерозойских образований фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МИНХ и ГП, 1976. 26 с.

Постников А.В. Коматииты в составе фундамента Русской плиты // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Киев: Наук. думка, 1979. С. 88–89.

Постников А.В. Фундамент восточной части Восточно-Европейской платформы и его влияние на строение и нефтегазоносность осадочного чехла: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2002. 52 с.

Предовский А.А., *Федотов Ж.А.*, *Ахмедов А.М.* Геохимия печенгского комплекса (метаморфизованные осадки и вулканиты). М.;Л.: Наука, 1974. 139 с.

Прияткина Л.А., *Глебовицкий В.А.*, *Шлайфштейн Б.А.* О ранних стадиях развития Беломорско-Лапландского метаморфического пояса // Восточная часть Балтийского щита, геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975. С. 59–69.

Прияткина Л.А., *Шарков Е.В.* Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). Л.: Наука, 1979. 127 с.

Проскуряков В.В., *Баташев Е.В. и др.* Роль процессов метаморфизма в формировании медно-никелевых месторождений // Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М.: Наука, 1981. С. 109–119.

Пухтель И.С., *Богатиков О.А.*, *Куликов В.С.*, *Куликова В.В.*, *Журавлев Д.З.* Роль коровых и мантийных источников в петрогенезисе континентального магматизма: Изотопно-геохимические данные по раннепротерозойским пикробазальтам Онежского плато, Балтийский щит // Петрология. 1995. Т. 3, № 4. С. 397–419.

Пухтель И.С., *Богатиков О.А.*, *Куликов В.С.*, *Щипанский А.А.* Геология палеопротерозойского лавового озера в районе горы Большая Левгора, центральная часть Ветреного пояса, Балтийский щит // Петрология. 1997. Т. 5, № 4. С. 339–361.

Пухтель И.С., *Журавлев Д.З.*, *Куликова В.В.*, *Самсонов А.В.*, *Симон А.К.* Коматииты Водлозерского блока (Балтийский щит) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 1. С. 197–202.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.

Пучков В.Н., *Светлакова А.Н.*, *Разуваев В.И.* Геологическая интерпретация сейсмического профиля Уралсейс (западный домен) // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 148–154.

Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в системе кора-мантия. Л.: Наука, 1990. 216 с.

Пушкарев Ю.Д., *Ветрин В.Р.*, *Виноградов А.Н.*, *Виноградова Г.В.*, *Кравченко Э.В.*, *Шестаков Г.И.*, *Бельков Е.И.*, *Рюнгенен Г.И.*, *Суровцева Л.Н.*, *Обухова Л.А.*, *Ульяненко Н.А.* Возрастное положение лицко-арагубского и умбинского комплексов порфировидных гранитоидов по данным U-Th-Pb, Rb-Sr и K-Ar методов // Интрузивные чарнокиты и порфировидные граниты Кольского полуострова. Апатиты: ГИ Кол. ФАН СССР, 1975. С. 340–353.

Пушкарев А.Д., *Кравченко М.П.*, *Рюнгенен Г.И.*, *Смолькин В.Ф.* Геохимия изотопов свинца и серы в связи с проблемой генезиса сульфидного медно-никелевого оруденения // Новые данные по месторождениям никеля Кольского полуострова. Апатиты: Кол. ФАН СССР, 1985. С. 72–88.

Пушкарев Ю.Д., *Кравченко Э.В.*, *Шестаков Г.И.* Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 135с.

Пыстин А.М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. Л.: Наука, 1984. 207 с.

Радченко А.Т., *Балаганский В.В.*, *Виноградов А.Н.*, *Голионко Г.Б.*, *Петров В.П.*, *Пожиленко В.И.*, *Радченко М.К.* Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:500 000). СПб: Наука, 1992. 110 с.

Раевская М.Б., *Горьковец В.Я.*, *Светова А.И.*, *Володичев О.И.* Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 191 с.

Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В.А. Глебовицкий. СПб: Наука, 2005. 711 с.

Раскатов Г.И., *Лукьянов В.Ф.*, *Старухин А.А.*, *Мычев И.А.*, *Холмовой Г.В.*, *Шишов В.В.* Тектоника восточной части Воронежского кристаллического массива и его осадочного чехла. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1976. 120 с.

Ремизова А.М., *Баржицкая С.М.* Новые данные по геологическому строению южной части Центрального блока Имандра-Варзугской структуры // Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. ФАН СССР, 1984. С. 87–95.

Ризванова Н.Г., *Левченков О.А.*, *Богомолова В.С. и др.* Сопоставление методик сепарации фаз цирконов для геохронологических целей // Геохимия. 1994. № 7. С. 1076–1087.

Робонен В.И., *Коросов В.И.*, *Елисеев М.А.* О базальных образованиях карельского комплекса (нижнего протерозоя) // Геология раннего докембрия Карелии. Петрозаводск: ИГ Кар. ФАН СССР, 1979. С. 120–148.

Розен О.М. Сибирский кратон: Тектоническое районирование, вопросы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 1–19.

Розен О.М., *Аббясов А.А.*, *Аксаментова Н.В.*, *Бреданова Н.В.*, *Злобин В.Л.*, *Мигдисов А.А.*, *Сафронов В.Т.*, *Толкачикова А.А.*, *Трусов А.И.*, *Чехович П.А.*, *Ярошевский А.А.* Седиментация в раннем докембрии: Типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений. М.: Научный мир, 2006. 400 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 569)

Розен О.М., *Щипанский А.А.*, *Туркина О.М.* Геодинамика ранней Земли: Эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, осадочные бассейны). М.: Научный мир, 2008. 184 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 584)

Романько А.Е., *Шилов В.Н.*, *Савочкина Е.Н.*, *Ефремов Л.Б.*, *Савичев А.Т.* Сумий-сариолийские изверженные породы повышенной магнезиальности востока Балтийского щита // Докл. РАН. 1995. Т. 403, № 6. С. 802–804.

Ронкин Ю.Л., *Синдерн С.*, *Маслов А.В.*, *Матуков Д.И.*, *Крамм У.*, *Лепихина О.П.* Древнейшие (3.5 млрд лет) цирконы Урала: U-Pb (SHRIMP-II)- и T_{DM}-ограничения // Докл. РАН. 2007. Т. 415, № 5. С. 651–657.

Росс К.С., *Смит Р.Л.* Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация // Проблемы палеовулканизма. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 371–477.

Рундквист Д.В., *Минц М.В.*, *Ларин А.М.*, *Ненахов В.М.*, *Рыцк Е.Ю.*, *Турченко С.И.*, *Чернышов Н.М.* Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия. М.: МПР РФ, РАН: ГЕОКАРТ, 1999. 399 с.

Ручьев А.М. О протолите Северо-Карельских гнейсов Чупинской свиты Беломорского комплекса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2000. С. 12–23.

Ручьев А.М. Особенности метаморфизма гнейсов Чупинской свиты // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск: ИГ Кар. НЦ РАН, 2005. С. 256–260.

Рыбаков С.И. Особенности палеотектонической природы и развития архейских зеленокаменных поясов Карелии // Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Кар. ФАН СССР, 1985. С. 100–109.

Рыбалка А.В., *Петров Г.А.*, *Кашубин С.Н.*, *Юхлин К.* Среднеуральский трансект ESRU // Строение и данимика литосферы Восточной Европы: Результаты исследований по программе EUROPROBE. Вып. 2. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. С. 390–401.

Саватенков В.М., *Пушкарев Ю.Д.*, *Сергеев А.В.*, *Сулимов Р.Б.* Карбонатиты Гремяха-Вырмес как индикатор новой рудной специализации массива (Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41, № 5. С. 449–454.

Саватенков В.М., *Сулимов Р.Б.*, *Гончаров Г.Н.*, *Сергеев А.В.*, *Пушкарев Ю.Д.* Sm-Nd, Rb-Sr и Pb-Pb изотопные систематики баазит-гипербазитов в массиве Гремяха-Вырмес: Роль корово-мантийного взаимодействия при магмогенерации и рудообразовании // Записки ВМО. 1998. № 5. С. 15–25.

Савельев А.А., *Берзин Р.Г.*, *Сулейманов А.К.*, *Дегтярев К.Е*, *Волож Ю.А.*, *Ермолаева Г.М.* Основные черты фанерозойской структуры профиля Уралсейс // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. Раздел. С. 249–262.

Савко К.А. Гранулиты Воронежского кристаллического массива: Петрология и эволюция метаморфизма. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1999. 130 с.

Савко К.А., *Герасимов В.Ю.* Петрология и геоспидометрия метаморфических пород востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2002. 131 с.

Савко К.А., *Кальмуцкая И.Ю.* Минеральная ассоциация оливин-жедрит-ортопироксен-гранат-магнетит в недосыщенных калием сланцах Воронежского кристаллического массива // Вестн. ВГУ. Геология. 2001. Вып. 11. С. 115–121.

Савко К.А., *Полякова Т.Н.* Типы зональности гранатов и метаморфическая эволюция метапелитов Тим-Ястребовской структуры, Воронежский кристаллический массив // Вестн. ВГУ. Геология. 2000. Вып. 10. С. 64–79.

Савко К.А., *Поскрякова М.В.* Минералогия, фазовые равновесия и условия метаморфизма пород Новоялтинского железорудного месторождения КМА // Вестн. ВГУ. Геология. 2003. № 2. С. 113–131.

Савко К.А., *Поскрякова М.В.*, *Лебедев И.П.* Фазовые равновесия и физико-химические условия метаморфизма пород железисто-кремнистой формации Панковского месторождения Курской магнитной аномалии // Вестн. ВГУ. Геология. 2003. № 1. С. 58–71.

Савко К.А., *Самсонов А.В.*, *Пилюгин С.М.*, *Сальникова Е.Б.*, *Артеменко Г.В.*, *Плоткина Ю.В.*, *Яковлева С.З.* Возраст гранулитового метаморфизма Оскольско-Приазовского блока Сарматии // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. СПб: ИГГД РАН, 2009. С. 151–153.

Самсонов А.В. Эволюция магматизма гранит-зеленокаменных областей Восточно-Европейского кратона: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 48 с.

Самсонов А.В., *Берзин Р.Г.*, *Заможняя Н.Г.*, *Щипанский А.А.*, *Бибикова Е.В.*, *Кирнозова Т.И.*, *Конилов А.Н.* Процессы формирования раннедокембрийской коры северо-запада Карелии, Балтийский щит: Результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: Профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 109–143.

Самсонов А.В., *Бибикова Е.В.*, *Ларионова Ю.О.*, *Петрова А.Ю.*, *Пухтель И.С.* Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского района, Западная Карелия: Петрология, геохронология и тектонические условия становления // Петрология. 2004. Т. 12, № 5. С. 495–529.

Самсонов А.В., *Бибикова Е.В.*, *Пухтель И.С.* Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Тез. докл. СПб, 1996. С. 74–75.

Самсонов А.В., *Ларионова Ю.О.* Геохимическая эволюция магматизма архейских гранит-зеленокаменных областей // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 3. С. 3–18.

Самсонов А.В., *Ларионова Ю.О.*, *Сальникова Е.Б.*, *Носова А.А.*, *Ипатьева И.С.*, *Пименова Ю.Г.*, *Яковлева С.З.*, *Плоткина Ю.В.* Изотопная геохимия и геохронология палеопротерозойских метакимберлитов Кимозерского проявления (Центральная Карелия) // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 2. СПб: ИГГД РАН, 2009. С. 158–161.

Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.

Светов С.А. Коматиит-толеитовые ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. 172 с.

Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан — континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.

Светов С.А., *Голубев А.И.*, *Светова А.И.* Геохимия сумийских андезибазальтов Центральной Карелии // Геохимия. 2004. № 7. С. 729–739.

Светов С.А., *Хухма Х.* Геохимия и Sm-Nd систематика архейских коматит-толеитовых ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Центральная Карелия) // Докл. РАН. 1999. Т. 369, № 2. С. 261–263.

Светов С.А., *Хухма Х.*, *Светова А.И.*, *Назарова Т.Н.* Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита // Докл. РАН. 2004. Т. 397, № 6. С. 810–814.

Светова А.И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: Кар. ФАН СССР, 1988. 148 с.

Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. М.;Л.: Наука, 1974. 155 с.

Сегалович В.И., *Васильев О.А.*, *Шумилов А.С.* Гравитационная и магнитная томография сплошных геологических сред // Разведка и охрана недр. 2003. № 6. С. 46–53.

Седова И.С., *Глебовицкий В.А.*, *Вапник Е.А.*, *Саморукова Л.М.* Включения минералообразующих сред в ультраметаморфогенных гранитоидах // Термобарометрические исследования процессов минералообразования. 1988. С. 16–31.

Седова И.С., *Глебовицкий В.А.*, *Семенов А.П.* Эволюция метаморфизма позднеархейского периода на примере участка Тупой губы оз. Ковдозера (Северо-Западное Беломорье) // Петрология. 1996. Т. 4, № 2. С. 114–134.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / Ред. Н.В. Шаров. Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 226 с.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы. Ч. 1: Баренц регион / Ред. Ф.П. Митрофанов, Н.В. Шаров. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 237 с.

Сейсморазведка: Справочник геофизика / Ред. И.И. Гурвич, В.П. Номоконов. М.: Недра, 1981. 464 с.

Сергеев С.А. Геология и изотопная геология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., ИГГД АН СССР. 1989. 24 с.

Сергеев С.А., *Арестова Н.А*, *Левченков О.А.*, *Яковлева С.З.* Изотопный уран-свинцовый возраст Семченской интрузии габбро-диоритов (Карелия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 11. С. 15–21.

Сергеев С.А., *Бибикова Е.В.*, *Левченков О.А.*, *Лобач-Жученко С.Б.*, *Яковлева С.З.*, *Овчинникова Г.В.*, *Неймарк Л.А.*, *Комаров А.Н.*, *Гороховский Б.М.* Изотопная геохронология Водлозерского гнейсового комплекса // Геохимия. 1990. № 1. С. 73–86.

Сергеев С.А., *Бибикова Е.В.*, *Лобач-Жученко С.Б.*, *Матуков Д.И.* Возраст магматических и метаморфических процессов Водлозерского блока, Балтийский щит: U-Th-Pb-изотопное исследование цирконов на ионном микрозонде (SHRIMP II) // Геохимия. 2007. № 2. С. 229–236.

Сергеев С.А., *Левченков О.А.*, *Арестова Н.А.*, *Яковлева С.З.*, *Николаев А.А.* Возрастные границы формирования железорудных толщ Костомукшской структуры (Карелия) // Изотопное датирование эндогенных рудных процессов: Тез. докладов. Киев: ИГФМ, 1990. С. 72–73.

Сергеев С.А., *Лобач-Жученко С.Б.* Возраст фукситовых метасоматитов Хизоваары (Северная Карелия) по результатам U-Pb датирования единичных зерен циркона // Докл. РАН. 1993. Т. 333, № 1. С. 73–75.

Сергеев С.А., *Лобач-Жученко С.Б.*, *Арестова Н.А.*, *Толмачева Е.В.*, *Бережная Н.Г.*, *Матуков Д.И.*, *Лохов К.И.*, *Антонов А.В.* Возраст и геохимия цирконов из древнейших гранитоидов района реки Выг, юго-восток Карелии // Геохимия. 2008. № 6. С. 647–659.

Сергеев С.А., *Лобач-Жученко С.Б.*, *Ларионов А.Н.*, *Бережная Н.Г.*, *Гусева Н.С.* Архейский возраст миаскитовых лампроитов Панозерского комплекса Карелии // Докл. РАН. 2007. Т. 413, № 4. С. 541–544.

Сибилев О.С., *Бабарина И.И.*, *Слабунов А.И.*, *Конилов А.Н.* Архейский эклогитсодержащий меланж Гридинской зоны (Беломорский подвижный пояс) на о. Столбиха: Структура и метаморфизм // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 5–20.

Сидоренко А.В., *Ожогин В.А.* Применение аэрофотосъемки для определения первичного генезиса глубокометаморфизованных щелочных пород Кольского полуострова // Докл. АН СССР. 1968. Т. 180, № 3. С. 78–85.

Сидоренко Св.А., *Сидоренко А.В.* Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 138 с.

Синицын А.В. Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. Л.: Недра, 1990. 491 с.

Ситдиков Б.С. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1968. 435 с.

Ситдиков Б.С. Метаморфические комплексы докембрийского фундамента восточной части Русской платформы (на примере кристаллического основания Татарского свода) // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы: Тез. III регион. петрограф. совещ. Киев: Наук. думка, 1979. С 186–188.

Ситдиков Б.С., *Полянин В.А.* Особенности петрографического состава, геологического строения и условий формирования кристаллического фундамента Татарского свода // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 1. М.: Недра, 1976. С. 115–119.

Скобелев В.М. Петрохимия и геохронология докембрийских пород севера Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1987. 140 с.

Скуфьин П.К. Раннепротерозойские вулканогенные формации Печенгско-Варзугского пояса как индикаторы геодинамических режимов (северо-восток Балтийского щита): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1998. 66 с.

Скуфьин П.К., *Баянова Т.Б.*, *Митрофанов Ф.П.* Изотопный возраст субвулканических гранитоидных пород раннепротерозойской Панареченской вулканотектонической структуры // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 6. С. 805–809.

Слабунов А.И. Верхнеархейская Керетская гранит-зеленокаменная система Карелии // Геотектоника. 1993. № 5. С. 61–74.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита в архее: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН РАН, 2005. 46 с.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.

Слабунов А.И., *Бибикова Е.В.*, *Степанов В.С.*, *Володичев О.И.*, *Балаганский В.В.*, *Степанова А.В.*, *Сибилев О.С.* Неоархейский Беломорский подвижный пояс // Строение и динамика литосферы Восточной Европы / Ред. А.Ф. Морозов, Н.В. Межеловский, Н.И. Павленкова. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. Разд. 1.10. С. 143–151.

Слабунов А.И., *Богина М.М.*, *Злобин В.Л.*, *Матуков Д.И.* Вокшозерская структура Керетского зеленокаменного пояса Беломорского подвижного пояса: Петрология, геохронология метавулканитов и геодинамические следствия // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2007. С. 5–15.

Слабунов А.И., *Бурдюх Е.В.*, *Бабарина И.И.* Гранулометрия и распределение по площади обломочной составляющей Гридинского эклогитсодержащего меланжа // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН. 2007. С. 27–34.

Слабунов А.И., *Володичев О.И.*, *Балаганский В.В.*, *Бибикова Е.В. Степанов В.С.*, *Степанова А.В.* Беломорский подвижный пояс: Общие черты геологического строения и эволюции // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 6–12.

Слабунов А.И., *Володичев О.В.*, *Бибикова Е.В.* U-Pb геохронология, Nd систематика и петрология раннепротерозойских эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб: ЦИК, 2003. С. 465–467.

Слабунов А.И., *Куликова В.В.*, *Степанов В.С.*, *Куликов В.С.*, *Матуков Д.И.*, *Кевлич В.И.* U-Pb геохронология (данные ионного микрозонда SHRIMP II) цирконов Кийостровского расслоенного массива Беломорского подвижного пояса и корреляция палеопротерозойского магматизма юго-восточной части Фенноскандинавского щита // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 281–285.

Слабунов А.И., *Лобач-Жученко С.Б.*, *Бибикова Е.В.*, *Балаганский В.В.*, *Сорьенен-Вард П.*, *Володичев О.И.*, *Щипанский А.А.*, *Светов С.А.*, *Чекулаев В.П.*, *Арестова Н.А.*, *Степанов В.С.* Архей Балтийского щита: Геология, геохронология и геодинамика // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.

Слабунов А.И., *Степанова А.В.*, *Бибикова Е.В.*, *Бабарина И.И.*, *Матуков Д.И.* Неоархейские габброиды Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: Геология, состав, геохронология // Докл. РАН. 2008. Т. 422, № 6. С. 793–797.

Слабунов А.И., *Степанова А.В.*, *Степанов В.С.*, *Бабарина И.И.* Серякский мезоархейский протоофиолитовый комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 19–25.

Смирнова В.С., *Бабошин В.А.* Геологическое строение, метаморфизм и пегматитоносность архейских образований Беломорья. М.: Недра, 1967. 246 с.

Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб: Наука, 1992. 272 с.

Смолькин В.Ф., *Балашов Ю.А.*, *Хански Е.*, *Хухма Х.*, *Ваасйоки М.*, *Уокер Р.* Изотопный возраст ферропикритовой вулканоплутонической ассоциации Печенгской зоны // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. М.: Наука, 1993. С. 56–72.

Смолькин В.Ф., *Баянова Т.Б.*, *Митрофанов Ф.П. и др.* Мантийный плюмовый магматизм в раннем протерозое (2.5 млрд лет), Кольский регион // XVI симпоз. по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова: Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 2001. С. 230–231.

Смолькин В.Ф., *Баянова Т.Б.*, *Федотов Ж.А.* Рудоносные базит-ультрабазиты Печенгско-Алларечненского района, Кольский регион: Изотопное датирование // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб: ИГГД РАН, 2003. С. 467–470.

Смолькин В.Ф., *Борисова В.В.*, *Светов С.А.*, *Борисов А.Е.* Позднеархейские коматииты Урагубско-Титовской структуры, северо-запад Кольского региона // Петрология. 2000. Т. 8, № 2. С. 199–224.

Смолькин В.Ф., *Вревский А.Б.*, *Хански Е.* Эволюция высокомагнезиальных первичных магм северо-востока Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, № 1. С. 210–214.

Смолькин В.Ф., *Митрофанов Ф.П.*, *Аведисян А.А.*, *Балашов Ю.А.*, *Балаганский В.В.*, *Борисов А.Е.*, *Борисова В.В.*, *Волошина З.М.*, *Козлова Н.Е.*, *Кравцов Н.А.*, *Негруца В.З.*, *Мокроусов В.А.*, *Петров В.П.*, *Радченко А.Т.*, *Скуфьин П.К.*, *Федотов Ж.А.* Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 256 с.

Смолькин В.Ф., *Федотов Ж.А.*, *Нерадовский Ю.Н.*, *Баянова Т.Б.*, *Борисова В.В.*, *Глазнев В.Н.*, *Дедюхин А.Н.*, *Орсоев Д.А.*, *Оненстеттер М.*, *Оненстеттер Д.*, *Раевский А.Б.*, *Толстихин И.Н.*, *Чащин В.В.*, *Мокрушин А.В.*, *Новиков Д.Д.*, *Икорский С.В.*, *Каменский И.Л.*, *Деленицын А.А.* Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: Петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение: В 2 ч. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. 177 с.

Смолькин В.Ф., *Шарков Е.В.* Высокотитанистые пикриты — специфические магматические образования этапа перехода от раннего к позднему докембрию // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, № 1. С. 164–168.

Соколов В.А., *Галдобина Л.П.*, *Рылеев А.В.*, *Сацук Ю.И.*, *Светов А.П.*, *Хейсканен К.И.* Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970. 366 с. (Тр. ИГ Кар. ФАН СССР)

Соколов В.А., *Робонен В.И.*, *Рыбаков С.И.*, *Светов А.П.*, *Куликов В.С.*, *Голубев А.И.*, *Светова А.И.*, *Гончарова Л.В.* Вулканические постройки протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1978. 168 с.

Соловьев О.А., *Миков Б.Д.*, *Гайдуков Н.Е.* К вопросу об использовании интегрального преобразования Фурье при интерпретации магнитных аномалий // Геология и геофизика. 1963. № 3. С. 120–125.

Сочеванов Н.Н., *Арестова Н.А.*, *Матреничев В.А.*, *Лобач-Жученко С.Б.* Первые данные о Sm-Nd возрасте архейских базальтов Карельской гранит-зеленокаменной области // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 1. С. 175–180.

Сперанская И.М. Формация игнимбритов и ее роль в молодом вулканизме Тихоокеанского пояса // Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский: СВКНИИ, 1964. С. 91–98.

Стенарь М.М. Беломорская серия архея Кемско-Беломорского района (Западное Беломорье) // Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды. Петрозаводск: ИГ Кар. ФАН СССР, 1969. С. 38–57.

Стенарь М.М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии // Геотектоника. 1972. № 5. С. 42–52.

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. М.;Л.: Наука, 1981. 215 с.

Степанов В.С. Магматиты района д. Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1990. С. 78–101.

Степанов В.С. Благороднометальное рудопроявление Травяная Губа и возможная генетическая связь его с комплексом габбро-анортозитов Западного Беломорья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2001. С. 54–62.

Степанов В.С., *Степанова А.В.* Гридинское дайковое поле: Геология, геохимия, петрология // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 285–288.

Степанов В.С., *Степанова А.В.* Ранние палеопротерозойские метагаббро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН. 2006. С. 55–71.

Степанова А.В. Петрология высокожелезистых толеитовых дайковых комплексов раннего протерозоя Северной Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб: ИГГД РАН, 2004. 24 с.

Степанова А.В., *Ларионов А.Н.*, *Бибикова Е.В.*, *Степанов В.С.*, *Слабунов А.И.* Раннепротерозойский (2.1 млрд лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: Геохимия, геохронология // Докл. РАН. 2003. Т. 390, № 4. С. 528–532.

Степанова А.В., *Степанов В.С.* Коронитовые габбро Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 29–39.

Стовба С.Н., *Толкунов А.П.*, *Майстренко Ю.П.*, *Стифенсон Р.А.*, *Баер У.*, *Гаевский Д.*, *Раббель В.*, *Старостенко В.И.*, *Тибо Г.* Глубинные исследования по профилю DOBRE методом ОГТ // Строение и динамика литосферы Восточной Европы: Результаты исследований по программе EUROPROBE. Вып. 2 / Отв. ред. Н.И. Павленкова. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. Разд. 3.5. С. 328–332.

Стратиграфия докембрия Карельской АССР (архей, нижний протерозой) / Ред. В.А. Соколов. Петрозаводск: Кар. ФАН СССР, 1984. 115 с.

Страхов В.Н. К теории обратной задачи логарифмического потенциала для контактной поверхности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 6. С. 39–60.

Страхов В.Н. Алгоритмы редуцирования и трансформаций аномалий силы тяжести, заданных на физической поверхности Земли // Интерпретация гравитационных и магнитных полей. Киев: Наук. думка, 1992. С. 4–81.

Страхов В.Н., *Керимов И.А.* Аппроксимационная реализация спектрального анализа в гравиметрии и магнитометрии // Основные проблемы теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 183–206.

Страхов В.Н., *Романюк Т.В.*, *Фролова Н.К.* Метод решения прямых задач гравиметрии, используемых при моделировании глобальных и региональных гравитационных аномалий. М.: ИФЗ АН СССР, 1989. С. 118–235.

Строение и динамика литосферы Восточной Европы: Результаты исследований по программе EUROPROBE. Вып. 2 / Ред. А.Ф. Морозов, Н.В. Межеловский, Н.И. Павленкова. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. 736 с.

Ступак В.М. Дифференциальная сейсморазведка как инструмент детального изучения геологического разреза // Нетрадиционные методы поисков месторождений полезных ископаемых. СПб: СЗ ДПР, 2000. С. 164–176.

Сулейманов А.К., *Берзин Р.Г.*, *Заможняя Н.Г.*, *Липилин А.В.* Результаты комплексных глубинных геолого-геофизических исследований Восточно-Европейского кратона (опорный геофизический профиль 1-ЕВ) // Модели земной коры и верхней мантии: По результатам глубинного сейсмопрофилирования: Материалы Междунар. науч.-практ. семинара 18–20 сентября 2007 г. СПб: ВСЕГЕИ, 2007. С. 215–223.

Сулейманов А.К., *Заможняя Н.Г.*, *Павленкова Н.И.* Комбинированные сейсмические исследования методами ОГТ и ГСЗ Восточно-Европейского кратона (профиль 1-ЕВ) // Модели земной коры и верхней мантии: По результатам глубинного сейсмопрофилирования: Материалы Междунар. науч.-практ. семинара 18–20 сентября 2007 г. СПб: ВСЕГЕИ, 2007. С. 229–232.

Сыстра Ю.Й. Структурная эволюция Беломорид Западного Беломорья. Л.: Наука, 1978. 168 с.

Тейлор С.Р., *Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: Ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Тектоника восточной части Балтийского щита / Ред. В.А. Перевозчикова. Л.: Недра, 1974. 288 с.

Терентьев Р.А. Метавулканиты лосевской серии и их формационная принадлежность (Воронежский кристаллический массив) // Вестн. ВГУ. Геология. 2002. № 1. С. 140–150.

Терехов Е.Н., *Левицкий В.И.* Субщелочные граниты основания Лапландских гранулитовых покровов как геохимические аналоги гранитов рапакиви // Геохимия. 1995. № 2. С. 174–187.

Тихонов А.Н., *Арсенин В.Я.* Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1974. 284 с.

Тихонов А.Н., *Буланже Ю.Д.* Об осреднении гравиметрических полей // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1945. № 3. С. 240–260.

Травин В.В., *Докукина К.А.* Дайки базитов района села Гридино, Западное Беломорье: Условия внедрения и особенности деформаций // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 302–304.

Травин В.В., *Козлова Н.Е.* Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гридинской зоны мелажа, Беломорский подвижный пояс) // Докл. РАН. 2005. Т. 405, № 3. С. 376–380.

Травин В.В., *Козлова Н.Е.*, *Степанов В.С.* Деформации и метаморфические преобразования даек комплекса лерцолитов-габбро-норитов острова Избная Луда (Западное Беломорье) // Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита: Материалы Междунар. (X Всерос.) петрограф. совещ. «Петрография XXI века». Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2005. Т. 3. С. 262–264.

Травин В.В., *Степанов В.С.*, *Докукина К.А.* Характеристика и условия образования тектонитов острова Избная Луда (район села Гридино, северо-западное

Беломорье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 40–45.

Трофимов В.А. Глубинные сейсмические исследования МОВ-ОГТ на геотраверсе ТАТСЕЙС-2003, пересекающем Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию (по линии Воротиловская СГС — Пижма — Яранск — Мари-Турек — Кукмор — Альметьевск — Стерлитамак) // Геотектоника. 2006. № 4. С. 3–20.

Тугаринов А.И., *Бибикова Е.В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 131 с.

Тугаринов А.И., *Бибикова Е.В.*, *Зыков С.И.* Абсолютный возраст горных пород КМА // Геохимия. 1964. № 10. С. 988–994.

Туркина О.М. Протерозойские тоналиты и трондьемиты юго-западной окраины Сибирского кратона: Изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях образования расплавов в коллизионных обстановках // Петрология. 2005. Т. 13, № 1. С. 41–55.

Уотерс А.К. Определение направления течения в базальтах // Проблемы палеовулканизма. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 96–115.

Устиев Е.К. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулканно-плутонические формации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 12. С. 12–19.

Устинов В.Н., *Загайный А.К.*, *Смит К.Б.*, *Ушков В.В.*, *Лазько Е.Е.*, *Лукьянова Л.И.*, *Лобкова Л.П.* Раннепротерозойские алмазоносные кимберлиты Карелии и особенности их формирования // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 9. С. 963–977.

Ушков В.В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2001. С. 94–98.

Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита / Ред. В.А. Глебовицкий. Л.: Наука, 1990. 144 с.

Федотов Ж.А. Эволюция протерозойского вулканизма восточной части Печенга-Варзугского пояса (петрохимический аспект). Апатиты: Кол. ФАН СССР, 1985. 119 с.

Федотов Ж.А. Сравнительный анализ палеопротерозойских проявлений эффузивного, дайкового и интрузивного основного магматизма в Беломорской подвижной зоне и Кольском мегаблоке // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 307–309.

Фелпс Д. Петрология, геохимия и происхождение кварц-диорит-трондьемитового комплекса Спарта, северо-восточный Орегон // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 396–417.

Филиппов М.М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2002. 280 с.

Филиппов М.М., *Голубев А.И.*, *Медведев П.В. и др.* Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии: Генезис, эволюция, методы изучения. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1994. 208 с.

Филиппов Н.Б., *Трофимов Н.Н.*, *Голубев А.И.*, *Сергеев С.А.*, *Хухма Х.* Новые геохронологические данные по Койкаро-Святонаволокскому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 49–68.

Филиппова И.Б., *Минц М.В.*, *Бабаянц П.С.*, *Блох Ю.И.*, *Трусов А.А.* Глубинное строение неоархейского Волго-Уральского гранулито-гнейсового ареала: Свидетельства плюмовой природы гранулитового метаморфизма // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя: Материалы II Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб: ИП Каталкина, 2007а. С. 357–361.

Филиппова И.Б., *Минц М.В.*, *Бабаянц П.С.*, *Блох Ю.И.*, *Трусов А.А.* Объемная модель глубинного строения и история формирования Волго-Уральского кратона: Свидетельства плюмовой природы уникального гранулито-гнейсового комплекса // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007б. С. 379–383. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 2)

Филипповский В.И., *Ситдиков В.С.* Гранаты и гранатовые породы кристаллического фундамента Татарии и условия их образования // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209, № 5. С. 1189–1192.

Фонарев В.И. Минеральные равновесия железистых формаций докембрия: Экспериментальные, термодинамические и петрологические данные / Ред. А.А. Маракушев. М.: Наука, 1987. 296 с.

Фонарев В.И., *Графчиков А.А.*, *Конилов А.Н.* Экспериментальные исследования равновесий с минералами переменного состава и геологическая термобарометрия // Экспериментальные проблемы геологии. М.: Наука, 1994. С. 323–355.

Фонарев В.И., *Крейлен Р.* Доказательство полистадийности метаморфизма на основе изучения флюидных включений в породах Лапландского гранулитового пояса // Петрология. 1995. Т. 3, № 4. С. 379–396.

Фриш Т., *Джексон Г.Д.*, *Глебовицкий В.А.*, *Ефимов М.М.*, *Богданова М.Н.*, *Пэрриш Р.Р.* U-Pb геохронология циркона Колвицкого габбро-анортозитового комплекса, южная часть Кольского полуострова, Россия // Петрология. 1995. Т. 3, № 3. С. 248–254.

Хаин В.Е., *Божко Н.А.* Историческая геотектоника. М.: Недра. 1988. 382 с.

Халенев В.О., *Астафьев Б.Ю.*, *Шевченко С.С.*, *Крупенник В.А.*, *Воинова О.А.*, *Лохов К.И.* Возраст благороднометальной минерализации в породах Чупинского сегмента Беломорского подвижного пояса (Карелия) // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 374–378.

Хейсканен К.И. Палеогеография Балтийского щита в карельское время. Петрозаводск: ИГ КарНЦ АН СССР, 1990. 128 с.

Хейсканен К.И., *Голубев А.И.*, *Бондарь Л.Ф.* Орогенный вулканизм Карелии. Л.: Наука, 1977. 216 с.

Хисамов Р.С., *Гатиятуллин Н.С.*, *Тарасов Е.А.*, *Баратов А.Р.*, *Ананьев В.В.*, *Горбачев В.И.* Результаты параметрического бурения на территории Республики Татарстан в 2002–2003 гг. // Георесурсы. 2004. Т. 15, № 1. С. 20–23.

Ходоревская Л.И. Экспериментальное исследование гранитообразования по породам основного состава: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 2006. 40 с.

Цьонь О.В. Изотопы свинца в чарнокитах Северной Карелии // Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: ИГ Кар. ФАН СССР, 1985. С. 41–54.

Цьонь О.В. Возраст докембрийских пород Пурначской зоны и смежных районов Кольского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 1. С. 42–49.

Цьонь О.В., *Минц М.В.*, *Костюченко П.Г.*, *Лапшин С.Г.* Возраст, геохимические особенности и генезис гранитоидов обрамления Печенгской вулканотектонической депрессии (Кольский полуостров) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 7. С. 1012–1019.

Чащин В.В. Петрогеохимические особенности пород улитареченской толщи — нового верхнеархейского стратиграфического подразделения центральной части Кольского полуострова // Геохимия. 2008. № 2. С.151–166.

Чащин В.В., *Баянова Т.Б.*, *Левкович Н.В.* Кислогубская свита верхнеархейского Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса (Кольский полуостров, Россия): Стратотипический разрез и U-Pb возраст // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 6. С. 3–15.

Чащин В.В., *Баянова Т.Б.*, *Левкович Н.В.* Вулканоплутоническая ассоциация раннего этапа развития Имандра-Варзугской рифтогенной зоны: Геологические, петрогеохимические и изотопно-геохронологические данные // Петрология. 2008. Т. 16, № 3. С. 296–316.

Чекулаев В.П. Архейские «санукитоиды» на Балтийском щите // Докл. РАН. 1999. Т. 368, № 5. С. 676–678.

Чекулаев В.П., *Арестова Н.А.* Возраст архейских базитовых даек Водлозерского кратона // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 2. СПб: ИГГД РАН, 2009. С. 249–252.

Чекулаев В.П., *Арестова Н.А.*, *Бережная Н.Г.*, *Пресняков С.Л.* Новые данные о возрасте древнейшей тоналит-трондьемитовой ассоциации Балтийского щита // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 2. С. 124–128.

Чекулаев В.П., *Левченков О.А.*, *Иванников В.В.*, *Арестова Н.А.*, *Коваленко А.В.*, *Гусева Н.С.*, *Комаров А.Н.* Состав, возраст и Sm-Nd систематика санукитоидов Панозерского массива // Геохимия. 2003. № 8. С. 817–828.

Чекулаев В.П., *Левченков О.А.*, *Лобач-Жученко С.Б.*, *Сергеев С.А.* Новые данные по определению возрастных рубежей формирования архейского комплекса Карелии // Общие вопросы и принципы расчленения докембрия / Ред. В.А. Глебовицкий, В.М. Шемякин. СПб: Наука, 1994. С. 69–86.

Чекулаев В.П., *Лобач-Жученко С.Б.*, *Арестова Н.А.*, *Гусева Н.С.*, *Коваленко А.В.*, *Крылов И.Н.* Архейский магматизм северо-западной окраины древнего Водлозерского домена, район оз. Остер, Карелия: Геология, геохимия и петрология // Петрология. 2002. Т. 10, № 2. С. 138–167.

Чекулаев В.П., *Лобач-Жученко С.Б.*, *Левский Л.К.* Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. № 8. С. 805–816.

Чен Я.Д., *Кроу Т.Е.*, *Ветрин В.Р.*, *Митрофанов Ф.П.* U-Pb геохронология пород архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины // Кольская сверхглубокая: Научные результаты и опыт исследований / Гл. ред. В.П. Орлов, Н.П. Лаверов. М.: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998. Гл. 3. С. 59–70.

Чернов В.М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.;Л.: Наука, 1964. 104 с.

Чернов В.М., *Инина К.А.*, *Горьковец В.Я.*, *Раевская М.Б.* Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии: Литология, геохимия, корреляция, палеотектоника. Петрозаводск: Карелия, 1970. 285 с.

Чернышов Н.М. Формационно-генетические типы платинометальных проявлений Воронежского кристаллического массива // Платина России: Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АО «Геоинформмарк», 1994. С. 85–103.

Чернышов Н.М. Металлогения раннего докембрия Воронежского кристаллического массива // Вест. ВГУ. Сер. геол. 1996. № 1. С. 5–20.

Чернышов Н.М., *Баянова Т.Б.*, *Левкович Н.В.*, *Рыборак М.В.* Возраст пород ранней фазы Ольховского габбронорит-кварцмонцонит-гранитного кольцевого комплекса Воронежского кристаллического массива // Докл. РАН. 1998. Т. 359, № 5. С. 680–682.

Чернышов Н.М., *Бочаров В.Л.*, *Фролов С.М.* Гипербазиты КМА. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1981. 252 с.

Чернышов Н.М., *Коробкина Т.П.* Новый тип платинометального оруденения Воронежской провинции: Платиноносные высокоуглеродистые стратифицированные комплексы // Платина России. Т. 2: Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. С. 55–83.

Чернышов Н.М., *Молотков С.П.*, *Буковшин В.В.* Минерально-сырьевой потенциал эндогенных плати-

ноидно-медно-никелевых и благороднометальных формаций ВКМ // Вестн. ВГУ. Геология. 2002. № 1. С. 164–180.

Чернышов Н.М., *Ненахов В.М.*, *Лебедев И.П.*, *Стрик Ю.Н.* Геодинамическая модель формирования Воронежского кристаллического массива // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21–31.

Чернышов Н.М., *Переславцев А.В.*, *Молотков С.П.*, *Чернышова М.Н.* Новый тип никеленосной формации в докембрии Воронежского кристаллического массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 111–124.

Чернышов Н.М., *Пономаренко А.Н.*, *Бартницкий Е.Н.* Новые данные о возрасте никеленосных дифференцированных плутонов Воронежского кристаллического массива // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1990. № 6. С. 11–19.

Чернышов Н.М., *Чесноков В.С.* Траппы Курской магнитной аномалии. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та , 1983. 276 с.

Чудинова В.Е., *Минц М.В.*, *Глаголев А.А.* Вопросы стратиграфии и метаморфизма пород фундамента Печенгской структуры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 6. С. 58–66.

Чупин В.П., *Ветрин В.Р.*, *Родионов Н.В.*, *Матуков Д.И.*, *Бережная Н.Г.*, *Сергеев С.А.*, *Митрофанов Ф.П.*, *Смирнов Ю.П.* Состав расплавных включений и возраст цирконов из плагиогнейсов архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины (Балтийский щит) // Докл. РАН. 2006. Т. 406, № 4. С. 533–537.

Чупин В.П., *Ветрин В.Р.*, *Сергеев С.А.*, *Бережная Н.Г.*, *Родионов Н.В.* Магматические включения в цирконе из архейских «серых гнейсов» Кольской сверхглубокой скважины как показатель происхождения и возраста протолитов // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 2. СПб: ИГГД РАН, 2009. С. 266–269.

Шаргородский И.Е., *Либерман В.Б.*, *Казаков Э.Р.*, *Зинатова М.Ф.*, *Гирина И.Н.*, *Зиганшин А.А.* Составление тектонической схемы центральных районов Приволжского федерального округа // Георесурсы. 2004. Т. 15, № 1. С. 12–16.

Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 184 с.

Шарков Е.В. Эклогиты в метагаббро-анортозитах Сальных и Колвицких тундр (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, № 6. С. 1449–1454.

Шарков Е.В. Физико-химические аспекты образования анортозитов // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 235–245.

Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 368 с.

Шарков Е.В., *Богина М.М.* Эволюция магматизма палеопротерозоя — геология, геохимия, изотопия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 4. С. 3–27.

Шарков Е.В., *Красивская И.С.*, *Чистяков А.В.* Диспергированный мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 632–655.

Шарков Е.В., *Ляхович Вл.В.*, *Леднева Г.В.* Петрология раннепротерозойского друзитового комплекса Беломорья на примере Пежостровского массива, Северная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2, № 5. С. 511–531.

Шарков Е.В., *Смолькин В.Ф.*, *Беляцкий В.Б.*, *Чистяков А.В.*, *Федотов Ж.А.* Время формирования Мончетундровского разлома (Кольский полуостров) по данным Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систематик метаморфических парагенезисов // Геохимия. 2006. № 4. С. 355–364.

Шарков Е.В., *Смолькин В.Ф.*, *Красивская И.С.* Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 503–522.

Шарков Е.В., *Трубкин Н.В.*, *Красивская И.С.*, *Богатиков О.А.*, *Мохов А.В.*, *Чистяков А.В.*, *Евсеева К.А.* Особенности строения и состава древнейшего вулканического стекла в бонинитоподобных лавах раннего палеопротерозоя Южной Карелии // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 264–280.

Шаров Н.В., *Исанина Э.В.*, *Ступак В.М.* Результаты сейсмических иследований в Лапландско-Печенгском районе (гл. 6) // Строение литосферы российской части Баренц-региона / Ред. Н.В. Шаров, Ф.П. Митрофанов, М.Л. Верба, К.Гиленн. Петрозаводск: ИГ Кар.НЦ РАН, 2005. С. 131–157.

Шишов В.В. Новые данные о геологическом строении песчано-сланцевой толщи воронцовской серии // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 2. М.: Недра, 1976. С. 230–233.

Шуркин К.А., *Горлов Н.В.*, *Салье М.Е.*, *Дук В.Л.*, *Никитин Ю.В.* Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (геология и пегматитоносность). М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 306 с. (Тр. ЛАГЕД АН СССР; Вып. 14)

Шуркин К.А., *Шемякин В.М.*, *Пушкарев Ю.Д.*, *Сидоренко В.В.*, *Фиженко В.В.*, *Берковский А.Н.*, *Шустова Л.Е.* Геология и магматизм зоны сочленения беломорид и карелид (Беломорско-Карельский глубинный разлом). Л.: Наука, 1974. 184 с.

Щербак Н.П., *Артеменко Г.В.*, *Бартницкий Е.Н.*, *Верхогляд В.М.*, *Комаристый А.А.*, *Лесная И.М.*, *Мицкевич Н.Ю.*, *Пономаренко А.Р.*, *Скобелев В.М.*, *Щербак Д.Р.* Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1989. 144 с.

Щербак Н.П., *Артеменко Г.В.*, *Бартницкий Е.Н.*, *Сергиенко В.Н.*, *Татаринова Е.И.* Возраст кислых метавулканитов Александровского и Коробковского

участков КМА // Докл. НАН Украины. 1992. № 6. С. 120–123.

Щербак Н.П., *Бартницкий Е.Н.*, *Заяц А.П.* Уран-свинцовый изотопный возраст гранитоидов Белоруссии // Докл. АН БССР. 1990. Т. 34. С. 740–743.

Щербак Н.П., *Чернышов Н.М.*, *Пономаренко А.Н.* Уран-свинцовый возраст сингенетического циркона древнейших траппов юга Восточно-Европейской платформы // Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки. 1990. № 8. С. 27–30.

Щербакова Т.Ф., *Терехов Е.Н.* Геохимическая характеристика глиноземистых плагиогнейсов: К вопросу о происхождении кианитсодержащих пород Беломорского пояса // Геохимия. 2004. № 6. С. 611–631.

Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 560 с.

Щипанский А.А., *Бабарина И.И.*, *Крылов К.А.*, *Самсонов А.В.*, *Богина Е.В.*, *Слабунов А.И.* Древнейшие офиолиты на Земле: Позднеархейский супрасубдукционый комплекс Ириногорский структуры Северо-Карельского зеленокаменного пояса // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 3. С. 376–380.

Щипанский А.А., *Конилов А.Н.*, *Минц М.В.*, *Докукина К.А.*, *Соколикова С.Ю.* Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе, Кольский полуостров // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005а. С. 389–392. (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 2.)

Щипанский А.А., *Конилов А.Н.*, *Минц М.В.*, *Докукина К.А.*, *Соколикова С.Ю.* Позднеархейские эклогиты Салмы, Беломорский подвижный пояс, Кольский полуостров, Россия: Петрогенезис, возраст и значение для геодинамической интерпретации обстановок формирования ранней континентальной коры // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005б. С. 324–327.

Щипанский А.А., *Самсонов А.В.*, *Богина М.М.*, *Слабунов А.В.*, *Бибикова Е.В.* Высокомагнезиальные, низкотитанистые кварцевые амфиболиты Хизоваарского зеленокаменного пояса Северной Карелии — архейские метаморфизованные аналоги бонинитов? // Докл. РАН. 1999. Т. 365, № 6. С. 817–820.

Щипанский А.А., *Самсонов А.В.*, *Петрова А.Ю.*, *Ларионова Ю.О.* Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.

Щипцов В.В., *Скамницкая Л.С.*, *Гаранджа А.В.*, *Сыстра Ю.Й. и др.* Хизоваарское кианитовое поле (Северная Карелия) / Ред. Л.Л. Гродницкий. Петрозаводск: Кар. ФАН СССР, 1988. 105 с.

Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита (связь металлогении с глубинным строением) / Отв. ред И.В. Бельков. Л.: Наука, 1987. 110 с.

Эрнст Р., *Бликер В.* Крупные магматические провинции и их дайковые рои: Ключ к построению палеогеографической летописи Земли до 2.5 млрд лет назад // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 398–401. (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 2)

Юдин Б.А. Габбро-лабродоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л.: Наука, 1980. 169 с.

Яковлев Б.Г. Региональный метаморфизм фундамента Татарии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МИНХ и ГП, 1976. 25 с.

Япаскурт В.О., *Каулина Т.В.*, *Нерович Л.И.* Гранулитовый метаморфизм в омфацитовых породах участка Широкой Салмы (Кольский полуостров) // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя: Материалы II Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб: ЦИК, 2007. С. 402–407.

Ярмолюк В.В., *Коваленко В.И.* Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.

Abbott D.H., *Burgess L.*, *Longhi J.*, *Smith W.H.F.* An empirical thermal history of the Earth's upper mantle // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 13835–13850.

Abbott D.H., *Isley A.E.* The intensity, occurrence, and duration of superplume events and eras over geological time // J. Geodynamics. 2002. Vol. 34. P. 265–307.

Abramovitz T., *Thybo H.*, *Berthelsen A.* Proterozoic sutures and terranes in the southeastern Baltic Shield interpreted from BABEL deep seismic data // Tectonophysics. 1997. Vol. 270. P. 259–277.

Alapieti T. The Koillismaa layered igneous complex — its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium // Bull. Geol. Surv. Finland. 1982. Vol. 319. 116 p.

Alapieti T., *Filén B.*, *Lahtinen J.*, *Lavrov M.*, *Smolkin V.*, *Voitekhovsky S.* Early Proterozoic layered intrusions in the northeastern part of the Fennoscandian Shield // Miner. Petrol. 1990. Vol. 42. P. 1–22.

Alapieti T.T., *Lahtinen J.J.* Platinum-group element mineralization in layered intrusions of northern Finland and the Kola Peninsula, Russia // The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum group elements / Ed. L.J. Cabri. CIM, 2002. Spec. Vol. 54. P. 507–546.

Alexejev N., *Huhma H.*, *Belyatsky B.*, *Balagansky V.* Sm-Nd Grt-WR ages on the Kolvitsa-Umba zone and Pongoma area, Belomorian-Lapland Belt, Baltic Shield, Russia // Abstracts of the SVEKALAPKO workshop. Finland: Lammi, 1999. P. 1.

Alexejev N.L., *Zinger T.F.*, *Belyatsky B.V.*, *Balagansky V.V.* Age of crystallization and metamorphism of the

Pezhostrov gabbro-anorthosites, northern Karelia, Russia // 5th SVEKALAPKO Meeting: Abstracts. Finland: Lammi, 2000. P. 3.

Amelin Yu.V., *Heaman L.M.*, *Semenov V.S.* U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: Implication for the timing and duration of the Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. 1995. Vol. 75. P. 31–46.

Amelin Yu.V., *Semenov V.S.* On the age and source of magmas of Lower Proterozoic platinum-bearing layered intrusions of Karelia // Isotopic dating of endogenic ore formations. All-Union Workshop: Abstracts. Kiev, 1990. P. 40–42.

Amelin Yu.V., *Semenov V.S.* Nd and Sr isotopic geochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic Shield: Implications for the evolution of Paleoproterozoic continental mafic magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. Vol. 124. P. 255–272.

Arndt N. Why was flood volcanism on submerged continental platforms so common in the Precambrian? // Precambrian Res. 1999. Vol. 97. P. 155–164.

Arndt N.T., *Albarède F.*, *Nisbet E.G.* Mafic and ultramafic magmatism // Greenstone Belts / Eds. M. de Wit, L.D. Ashwal. Oxford Monograpths on Geology and Geophysics. 1997. Vol. 35. P. 233–254.

Arzamastsev A.A., *Belyatsky B.V.*, *Arzamastseva L.V.* Agpaitic magmatism in the northeastern Baltic Shield: A study of the Niva intrusion, Kola peninsula, Russia // Lithos. 2000. Vol. 51. P. 27–46.

Ashwal L.D., *Tucker R.D.*, *Zinner E.K.* Slow cooling of deep crustal granulites and Pb-loss in zircon // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. Vol. 63, № 18. P. 2839–2851.

BABEL Working Group. Evidence for early Proterozoic plate tectonics from seismic reflection profiles in the Baltic Shield // Nature. 1990. Vol. 348, № 6296. P. 34–38.

BABEL Working Group. Integrated seismic studies of the Baltic Shield using data in the Gulf of Bothnia Region // Geophys. J. Intern. 1993. Vol. 112. P. 305–324.

Baer A.J. Speculation on the evolution of the lithosphere // Precambrian Res. 1977. Vol. 5, № 3. P. 249–260.

Baird D.J., *Nelson K.D.*, *Knapp J.H.*, *Walters J.J.*, *Brown L.D.* Crustal structure and evolution of the Trans-Hudson orogen: Results from seismic reflection profiling // Tectonics. 1996. Vol. 15, № 2. P. 416–426.

Balagansky V.V., *Timmerman M.J.*, *Kozlova N.Ye.*, *Kislitsyn R.V.* A 2.44 Ga syn-tectonic mafic dyke swarm in the Kolvitsa Belt, Kola Peninsula, Russia: Implications for the early Palaeoproterozoic tectonics in the north-eastern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2001. Vol. 105, № 2/4. P. 269–287.

Balashov Yu.A., *Bayanova T.B.*, *Mitrofanov F.P.* Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. Vol. 64, № 14. P. 197–205.

Balashov Yu.A., *Mitrofanov F.P.*, *Balagansky V.V.* New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // Correlarion of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Apatity: Kola Sci. Center, 1992. P. 13–34.

Balashov Yu.A., *Torokhov M.P.* PGE as a source indicator for MORBs, ophiolites, komatiites, layered mafic-ultramafic intrusions: Evidence of depleted-enriched mantle transfer // Precambrian of Europe: Stratigraphy, structure, evolution and mineralization^ Abstracts. St.-Petersburg: IPGG RAS, 1995. P. 6.

Balashov Yu.A., *Zozulya D.R.* Rb-Sr dating of the Western Keivy peralkaline granite and the Sakharijok alkaline massif theralite, Kola Peninsula // Symposium «The Svecofennian Domain» and Annual Meeting of IGCP-275: Abstracts. Finland: Turku, 1993. P. 14–15.

Baldwin S.L., *Monteleone B.*, *Webb L.E*, *Fitzgerald P.G.*, *Grove M.*, *Hill E.J.* Pliocene eclogite exhumation at plate tectonic rates in eastern Papua — New Guinea // Nature. 2004. Vol. 431. P. 263–267.

Bancroft G.M., *Metson J.B.*, *Kresovich R.A.* Leaching studies of natural and synthetic titanites using secondary ion mass-spectrometry // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. Vol. 51. P. 911–918.

Barbey P., *Convert J.*, *Capdevila R.*, *Hameurt J.* Petrogenesis and evolution of an early Proterozoic collisional orogenic belt: The granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // Bull. Geol. Surv. Finland. 1984. Vol. 56. P. 161–188.

Barbey P., *Convert J.*, *Martin H.*, *Capdevila R.*, *Hameurt J.* Relationships between granite-gneiss terrains, greenstone belts and granulite belts in the Archean crust of Lapland (Fennoscandia) // Geol. Rundsch. 1980. Bd. 69. S. 648–658.

Barbey P., *Raith M.* The granulite belt of Lapland // Granulites and crustal evolution / Eds. D.Vielzeuf, Ph.Vidal. Dordrecht: Kluwer Publ., 1990. P. 111–132.

Barker F. Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin // Trondhjemites, dacites and related rocks / Ed. F.Barker. Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 1–12.

Barling J., *Marker M.*, *Brewer T.* (*A juvenile ca*). 1.95–1.93 Ga magmatic arc complex northeast of the Lapland Granulite Belt in the Lapland-Kola orogen, northern Baltic Shield — a geochemical and isotopic study // Proceedings of the 2nd DLC Workshop on Nagssugtoqidian Geology / Ed. F.Mengel. Copenhagen: Danish Lithosphere Centre, 1996. P. 66–70.

Barth M.G., *Foley S.F.*, *Horn I.* Partial melting in Archean subduction zones: Constraints from experimentally determined trace element partition coefficients between eclogitic minerals and tonalitic melts under upper mantle conditions // Precambrian Res. 2002. Vol. 113. P. 323–340.

Bayanova T.B., *Voloshin A.V.* U-Pb dating of zircon megecrysts (8 cm) from amazonite rand-pegmatite of Mt. Ploskaya, Baltic Shield // EUG-10: Abstracts. Strasbourg, 1999. P. 153.

Bea F., *Arzamastsev A.*, *Montero P.*, *Arzamastseva L.* Anomalous alkaline rocks of Soustov, Kola: Evidence of

mantle-derived metasomatic fluids affecting crustal materials // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. Vol. 140. P. 554–566.

Beccaluva L., *Serri G.* Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites a reappraisal of their petrogenesis and ooriginal tectonic setting // Tectonophysics. 1988. Vol. 146. P. 291–315.

Beddoe-Stephens B., *Mason I.* The volcanogenetic significance of garnet-bearing minor intrusions within the Borrowdale Volcanic Group, Eckdale area, Cumbria // Geol. Mag. 1991. Vol. 128, № 5. P. 505–516.

Belousova E.A., *Griffin W.L.*, *O'Reilly S.Y.*, *Fisher N.I.* Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. Vol. 143. P. 602–622.

Belousova E.A., *Natapov L.M.*, *Griffin W.L.*, *O'Reilly S.Y.* U-Pb dating and Hf-isotope analyses of zircons from Salma Eclogites, Kola Peninsula, Russia. GEMOC Report, IMP-2004/1/GEMOC. Australia, Sidney: Macquarie University, 2004. 38 p.

Belyatzky B., *Tikhomirova M.* Sm-Nd and Rb-Sr mineral isotope data on carbonatites from the Tiksheozero massif // IAGOD Symposium.:Abstracts. France, 1993. P. 5.

Bennett G., *Dressler B.O.*, *Robertson J.A.* The Huronian Supergroup and associated intrusive rocks // Ont. Geol. Surv. 1991. Spec. Vol. 4, № 1. P. 549–591.

Bernard-Griffiths J., *Peucat J.J.*, *Postaire B.*, *Vidal Ph.*, *Convert J.*, *Moreau B.* Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland // Precambrian Res. 1984. Vol. 23. P. 325–348.

Berthelsen A., *Marker M.* Tectonics of Cola collision suture and adjacent Archean and Early Proterozoic terrains in the northeastern region of the Baltic Shield: Pt. 1 // Tectonophysics. 1986. Vol. 126. P. 31–55.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // J. Geology. 1983. Vol. 91. P. 611–627.

Bhowmik S. K., *Roy A.* Garnetiferous metabasites from the Sausar Mobile Belt: Petrology, *PT*-path and implications for the tectonothermal evolution of the Central Indian Tectonic Zone // J. Petrology. 2003. Vol. 44, № 3. P. 387–420.

Bibikova E., *Skiöld T.*, *Bogdanova S.*, *Gorbatschev R.*, *Slabunov A.* Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // Precambrian Res. 2001. Vol. 105. P. 315–330.

Bibikova E.V., *Petrova A.*, *Claesson S.* The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian craton, Baltic Shield: An ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 129–145.

Bibikova E.V., *Skiöld T.*, *Bogdanova S.V.* Age and geodynamic sapects of the oldest rocks in the Precambrian Belomorian Belt of the Baltic (Fennoscandian) Shield // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1996. Vol. 112. P. 55–67.

Bjørlykke A., *Olerud S.*, *Sandstad J.S.* Metallogeny of Finnmark, North Norway // Nor. Geol. Unders. Bull. 1985. Vol. 403. P. 183–196.

Bjørnerud M.G., *Austrheim H.* Inhibited eclogite formation: The key to the rapid growth of strong and buoyant Archean continental crust // Geology. 2004. Vol. 32, № 9. P. 765–768.

Black L.P., *Gulson B.L.* The age of Mud Tank carbonatite, Strangways Range, North Territory // BMR J. Australian Geol. Gephys. 1978. Vol. 3. P. 227–232.

Black L.P., *Kamo S.L.* TEMORA 1: A new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. Vol. 200. P. 155–170.

Blackman D.K., *Cann J.R.*, *Janssen B.*, *Smith D.K.* Origin of extensional core complexes: Evidence from the Mid-Atlantic Ridge at Atlantis Fracture Zone // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 21315–21333.

Blichert-Toft J., *Chauvel CC.*, *Albaréde F.* The Lu-Hf geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 148. P. 243–258 (Erratum // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 154. P. 349)

Bogdanova M.N., *Yefimov M.M.* Origin of parental anorthosite magmas, tectonic and metamorphic processes in the evolution of anorthosites (Kolvitsa anorthosite associations) // Guidebook of Geological Excursion for IGCP Project 290. Apatity: Kola Sci Center RAS, 1993. P. 1–61.

Bogdanova S.V. Segments of the East European Craton // EUROPROBE in Jablonna 1991 / Eds. D.G. Gee, M.Beckholmen. Warszawa: Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci., 1993. P. 33–38.

Bogdanova S.V. High-grade metamorphism of 2.44–2.4 Ga age in mafic intrusions of the Belomorian Belt in the northeastern Baltic Shield // Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region / Ed. T.S. Bruwer // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1996. Vol. 112. P. 69–90.

Bogdanova S.V. The Paleoproterozoic history of the East European craton: Abstracts of International Conference «Early Precambrian: Genesis and evolution of the continental crust», Moscow, 1999. P. 21–22.

Bogdanova S.V., *Bibikova E.V.* The «Saamian» of the Belomorian mobile belt: New geochronological constraints // Precambrian Res. 1993. Vol. 64. P. 131–152.

Bogdanova S.V., *Bingen B.*, *Gorbatschev R.*, *Kheraskova T.N.*, *Kozlov V.I.*, *Puchkov V.N.*, *Volozh Yu.A.* The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. Vol. 160. P. 23–45.

Bogdanova S., *De Waele B.*, *Bibikova E.*, *Postnikov A.* Volgo-Uralia: SHRIMP evidence of strong Palaeoproterozoic reworking of Archaean crust // Supercontinents and Earth evolution Symposium. Fremantle, Western Australia, 26–30 September 2005: Program and abstracts // Geological Soc. Australia Inc. Abstracts, № 81. PROMACO conventions PTY LTD, 2005. P. 118.

Bogdanova S., *Gorbatschev R.*, *Garetsky R.G.* EUROPE: East European Craton // Encyclopedia of Geology. Elseviar, 2005. Vol. 2. P. 34–49.

Bogdanova S.V., *Page L.M.*, *Skridlaite G.*, *Taran L.N.* Proterozoic tectonothermal history in the western part of the East European Craton: $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronological constraints // Tectonophysics. Vol. 339, № 1/2. 2001. P. 39–66.

Bohrson W.A., *Reid M.R.* Genesis of silicic peralkaline volcanic rocks in an Ocean Island setting by crustal melting and open-system processes: Socorro Island, Mexico // J. Petrology. 1997. Vol. 38, № 9. P. 1137–1166.

Boily M., *Dion C.* Geochemistry of boninite-type volcanic rocks in the Frotet-Evand greenstone belt, Opatica subprovince, Quebec: Implications for the evolution of Archaean greenstone belts // Precambrian Res. 2002. Vol. 115. P. 349–371.

Borisova E.Yu., *Bibikova E.V.*, *Lvov A.B.*, *Miller Yu.V.* U-Pb age and nature of magmatic complex of Seryak mafic zone (The Belomorian mobile belt) // Terra Nova: Abstract Supplement. 1997. Vol. 9, № 1. P. 132.

Bradshaw J.Y. Early Cretaceous vein related garnet granulite in Fiordland, southwest New Zealand: A case for infiltration of mantle-derived CO_2-rich fluids // J. Geol. 1989. Vol. 97. P. 697–717.

Bhatia M.R., *Crook K.A.W.* Trace element characteristics of greywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. Vol. 92. P. 181–192.

Brenan J.M., *Shaw H.F.*, *Phinney D.L.*, *Ryerson F.J.* Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, H, Zr, U and Th: Implications for high field strength depletion in island arc basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 128. P. 327–339.

Bridgwater D., *Marker M.*, *Mengel F.* The eastern extension of the Early Proterozoic Torngat Orogenic Zone across the Atlantic // Lithoprobe, Eastern Canadian Shield Onshore–Offshore Transect (ECSOOT): Report № 27 / Eds. R.J. Wardle, J.Hall. St. John's: Memorial University of Newfoundland, 1992. P. 76–91.

Bridgwater D., *Scott D.J.*, *Balagansky V.V.*, *Timmerman M.J.*, *Marker M.*, *Bushmin S.A.*, *Alexeyev N.L.*, *Daly J.S.* Age and provenance of Early Precambrian metasedimentary rocks in the Lapland-Kola Belt, Russia: Evidence from Pb and Nd isotopic data // Terra Nova. 2001. Vol. 13, № 1. P. 32–37.

Bröcker M., *Enders M.* U-Pb zircon geochronology of unusual eclogite-facies rocks from Syros and Tinos (Cyclades, Greece) // Geol. Mag. 1999. Vol. 136. P. 111–118.

Bröcker M., *Enders M.* Unusual bulk-rock compositions in eclogite-facies rocks from Syros and Tinos (Cyclades, Greece): Implications for U-Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2001. Vol. 175. P. 581–603.

Brown A.V., *Jenner G.A.* Geological setting, petrology and geochemistry of Cambrian boninite and low-Ti tholeiite lavas in Western Tasmania // Boninites and Related Rocks / Ed. A.J. Crawford. London: Unwin Hyman, 1989. P. 232–263.

Brown M. Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record // Earth Accretionary Systems in Space and Time / Eds. P.A. Cawood, A.Kröner // Geol. Soc. Spec. Publ. 2009. Vol. 318. P. 37–74.

Buchan K.L., *Halls H.C.*, *Mortensen J.K.* Paleomagnetism, U-Pb geochronology and geochemistry of Marathon dykes, Superior Province, and comparison with the Fort Frances swarm // Canad. J. Earth Sci. 1996. Vol. 33. P. 1583–1595.

Buchan K.L., *Mertanen S.*, *Park R.G.*, *Pesonen L.J.*, *Elming S-Å.*, *Abrahamsen N.*, *Bylund G.* Comparing the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: The importance of key paleomagnetic poles // Tectonophysics. 2000. Vol. 319. P. 167–198.

Cabanis B., *Lecolle M.* Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: Un outil pour la discrimination des series volcanques et la mues en evidence des processus de melange etou de contamination crast // Compt. Ren. Acad. Sci. Ser. 2. 1989. T. 309. P. 2023–2029.

Caddick M.J., *Thompson A.B.* Quantifying the tectonometamorphic evolution of pelitic rocks from a wide range of tectonic settings: Mineral compositions in equilibrium // Contrib. Mineral. Petrol. 2008. Vol. 156. P. 177–195.

Cameron W.E. Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. Vol. 89. P. 239–255.

Card C.D., *Campbell J.E.*, *Slimmon W.L.* Basement lithologic framework and structural features of the western Athabasca Basin // Summary of Investigations 2003. Vol. 2 // Saskatchewan Geol. Surv., Sask. Industry Resources, Misc. Rep. 2003–4.2. 2003. CD-ROM. Paper D-3. 17 p.

Carson C.J., *Powell R.*, *Clarke G.L.* Calculated mineral equilibria for eclogites in $CaO–Na_2O–FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O$: Application to the Pouébo Terrane, Pam Peninsula, New Caledonia // J. Metamorphic Geol. 1999. Vol. 17. P. 9–24.

Cawood P.A., *Kröner A.*, *Collins W.J.*, *Kusky T.M.*, *Mooney W.D.*, *Windley B.F.* Accretionary orogens through Earth history // Earth Accretionary Systems in Space and Time / Eds. P.A. Cawood, A.Kröner // Geol. Soc. Spec. Publ. 2009. Vol. 318. P. 1–36.

Chacko T., *Creaser R.A.*, *Poon D.* Spinel + quartz granites and associated metasedimentary enclaves from the Taltson magmatic zone. Alberta, Canada: A view into a root zone of a high temperature S-type granite batholith // Mineral. Mag. 1994. № 8A. P. 161–162.

Chacko T., *De S.K.*, *Creaser R.A.*, *Muehlenbach K.* Tectonic setting of the Talston magmatic zone at 1.9–2.0 Ga: A granitoid-based perspective // Canad. J. Earth Sci. 2000. Vol. 37. P. 1597–1609.

Chauvel C., *Dupré B.*, *Jenner G.A.* The Sm-Nd age of Kambalda volcanics is 500 Ma too old! // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 74. P. 315–324.

Chen Y.D., *Krogh T.E.*, *Vetrin V.R.*, *Mitrofanov F.P.* Precise zircon geochronology of Archaean rocks samples by the world's deepest continental borehole, SD-3 superdeep well, Kola Peninsula, Russia // Abstracts of the 8th International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology / Eds.

M.A. Lanphere, G.B. Dalrymple, B.D. Turrin // U.S. Geological Survey Circular: Vol. 1107. California: Berkeley, 1994. P. 56.

Cherniak D.J. Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport // Chem. Geol. 1993. Vol. 110. P. 177–194.

Cherniak D.J. REE diffusion in feldspar // Chem. Geol. 2003. Vol. 193. P. 25–41.

Christensen N.I. Reflectivity and seismic properties of the deep continental crust // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. P. 17795–17804.

Claesson S., *Bibikova E.V.*, *Skiöld T.*, *Glebovitsky V.A.* The evolution of the Belomorian mobile belt based on U-Pb microanalysis of zircon // 24 Nordiske Geologiske Wintermote: Abstracts. Trondheim, 2000. P. 50–51.

Claesson S., *Bogdanova S.V.*, *Bibikova E.V.*, *Gorbatschev R.* Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // Tectonophysics. 2001. P. 1–18.

Claesson S., *Huhma H.*, *Kinny P.D.*, *Williams I.S.* Svecofennian detrital zircon ages — implications for the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. Vol. 64. P. 109–130.

Clark R., *Lyon J.R.*, *Lyon J.B.* Petrogenesis of the Kinsman intrusive suite: Peraluminous granitoids of Western New Hampshire // J. Petrology. 1986. Vol. 27, № 6. P. 1365–1393.

Clarke G.L., *Aitchison J.C.*, *Cluzel D.* Eclogites and blueschists of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: A reappraisal // J. Petrology. 1997. Vol. 38, № 7. P. 843–876.

Clarke G.L., *Norman A.R.* Generation of pseudotachylite under granulite facies conditions, and its preservation during cooling // J. Metamorphic Geol. 1993. Vol. 11. P. 319–335.

Condie K.C. Growth and accretion of continental crust: Inferences based on Laurentia // Chem. Geol. 1990. Vol. 83. P. 183–194.

Condie K.C. Greenstones through time // Archean crustal evolution / Ed. K.C. Condie. Amsterdam; Lausanne; N.Y.; Oxford; Shannon; Tokyo: Elsevier, 1994. P. 85–120.

Condie K.C. Episodic continental growth and supercontinents: A mantle avalanche connection? // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 163. P. 97–108.

Condie K.C. Breakup of a Paleoproterozoic Supercontinent // Gondwana Res. 2002. Vol. 5, № 1. P. 41–43.

Condie K.C. Precambrian superplume events // The Precambrian Earth: Tempos and Events / Eds. P.G. Eriksson, W.Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O.Catuneanu / Series «Developments in Precambrian Geology, Vol. 12» / Series Ed. K.C. Condie. Amsterdam; Boston and others: Elsevier, 2004a. P. 163–173.

Condie K.C. Supercontinents and superplume events: Distinguishing signals in the geologic record // Phys. Earth and Planet. Inter. 2004b. Vol. 146. P. 319–332.

Condie K.C., *Des Marais D.J.*, *Abbott D.* Precambrian superplumes and supercontinents: A record in black shales, carbon isotopes, and paleoclimates? // Precambrian Res. 2001. Vol. 106. P. 239–260.

Condie K.C., *Viljoen M.J.*, *Kabl E.D.J.* Effects of alteration on element distributions in Archean tholeiites from the Barberton greenstone belt, South Africa // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. Vol. 64. P. 75–89.

Coogan L.A., *MacLeod C.J.*, *Dick H.J.B.*, *Edwards S.J.*, *Kvassnes A.*, *Natland J.H.*, *Robinson P.T.*, *Thompson G.*, *O'Hara M.J.* Whole-rock geochemistry of gabbros from the Southwest Indian Ridge: Constraints on geochemical fractionations between the upper and lower oceanic crust and magma chamber processes at (very) slow-spreading ridges // Chem. Geol. 2001. Vol. 178. P. 1–22.

Corfu F., *Easton R.M.* U-Pb evidence for polymetamorphic history of Huronian rocks within the Grenville front tectonic zone east of Sudbury, Ontario, Canada // Chem. Geol. 2000. Vol. 172. P. 149–171.

Corfu F., *Hanchar J.M.*, *Hoskin P.W.O.*, *Kinny P.* Atlas of Zircon Textures // Reviews in mineralogy and geochemistry. Zircon / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. 2003. Vol. 53, chap. 16. P. 469–500.

Crawford A.J., *Fallon T.J.*, *Green D.H.* Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // Boninites and Related Rocks / Ed. A.J. Crawford. London: Unwin Hyman, 1989. P. 2–44.

Crough S.T. Hotspot swells // Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 1983. Vol. 11. P. 165–193.

Czamanske G., *Bohlen S.B.* The Stillwater Complex and its anorthosites: An accident of magmatic underplating? // Amer. Miner. 1990. Vol. 75. P. 37–45.

Daly J.S., *Balagansky V.V.*, *Timmerman M.J.*, *Whitehouse M.J.*, *de Jong K.*, *Guise P.*, *Bogdanova S.*, *Gorbatschev R.*, *Bridgwater D.* Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola orogen, northern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2001. Vol. 105, № 2/4. P. 289–314.

Daly J.S., *Balagansky V.V.*, *Timmerman M.J.*, *Whitehouse M.J.* The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // European Lithosphere Dynamics: Memoirs. London: Geological Society, 2006. Vol. 32. P. 579–598.

Daly J.S., *Mitrofanov F.P.*, *Morozova L.N.* Late Archaean Sm-Nd model ages from the Voche-Lambina area implication for the age distribution of Archaean crust in the Kola Peninsula, Russia // Precambrian Res. 1993. Vol. 64. P. 189–195.

Davis D.W., *Williams I.S.*, *Krogh T.E.* Historical development of zircon geochronology // Reviews in mineralogy and geochemistry. Zircon / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. 2003. Vol. 53, chap. 6. P. 145–181.

De S.K., *Chacko T.*, *Creaser R.A.*, *Muehlenbachs K.* Geochemical and Nd-Pb-O isotope systematics of granites from the Taltson Magmatic Zone, NE Alberta: Implications for Early Proterozoic tectonics in western Laurentia // Precambrian Res. 2000. Vol. 102. P. 221–249.

DePaolo D.J. Trace element and isotopic effect of combined wallrock assimilations and fractional crystal-

lization // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 53. P. 189–202.

DePaolo D.J. Neodymium Isotope Geochemistry. Berlin: Springer, 1988. 230 s.

DePaolo D.J., *Wasserburg G.J.* Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}Nd/^{144}Nd$ // Geophys. Res. Lett. 1976. Vol. 3. P. 743–746.

Dick H.J.B., *Natland J.H.*, *Alt J.C.*, *Bach W.*, *Bideau D.*, *Gee J.S.*, *Haggas S.*, *Hertogen J.G.H.*, *Hirth G.*, *Holm P.M.*, *Ildefonse B.*, *Iturrino G.J.*, *John B.E.*, *Kelley D.S.*, *Kikawa E.*, *Kingdon A.*, *LeRoux P.J.*, *Maeda J.*, *Meyer P.S.*, *Miller D.J.*, *Naslund H.R.*, *Niu Y.-L.*, *Robinson P.T.*, *Snow J.*, *Stephen R.A.*, *Trimby P.W.*, *Worm H.-U.*, *Yoshinobu A.* A long in situ section of the lower ocean crust: Results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge // Earth and Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 179. P. 31–51.

Dick H.J.B., *Natland J.H.*, *Miller D.J.*, *Alt J.C.*, *Bach W.*, *Bideau D.*, *Gee J.S.*, *Haggas S.*, *Hertogen J.G.H.*, *Hirth G.*, *Holm P.M.*, *Ildefonse B.*, *Iturrino G.J.*, *John B.E.*, *Kelley D.S.*, *Kikawa E.*, *Kingdon A.*, *Le Reoux P.J.*, *Maeda J.*, *Meyer P.S.*, *Naslund H.R.*, *Niu Y.*, *Robinson P.T.*, *Snow J.E.*, *Stephen R.A.*, *Trimby P.W.*, *Worm H.-U.*, *Yoshinobu A.* Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 1999. Vol. 176. Texas: A&M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX. [Online] Available at: http://www-odp.tamu.edu/publications/176_IR/176TOC.HTM [last accessed October 4, 2006]

Dobrzhinetskaya L.F., *Nordgulen O.*, *Vetrin V.R.*, *Cobbing J.*, *Sturt B.* Correlation of the Archaean rocks between the Sorvaranger area, Norway, and the Kola Peninsula, Russia (Baltic Shield) // Nor. Geol. Unders. Spec. Publ. 1995. Vol. 7. P. 7–27.

Dodson M.N. Closure temperature in cooling geological and petrological systems // Contrib. Mineral. Petrol. 1973. Vol. 40. P. 259–274.

Dokukina K., *Konilov A.*, *Mints M.* From eclogites to granulites: Transformation of gabbroic dykes from the Gridino tectonic zone (Belomorian eclogite province, Western Fennoscandian Shield) Granulliites and Granulliites: Program and Abstracts. Brasiilliia: Brasil, 2006. P. 26.

Downes H., *Peltonen P.*, *Mänttäri I.*, *Sharkov E.V.* Proterozoic zircon ages from crustal granulite xenoliths, Kola Peninsula, Russia: Evidence for crustal growth and reworking // J. Geol. Soc., London. 2002. Vol. 159. P. 485–488.

Drummond M.S., *Defant M.J.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. Vol. 347. P. 662–665.

Drummond M.S., *Defant M.J.*, *Kepezhinskas P.K.* Petrogenesis of slab derived tonalite-dacite adakite magmas // Trans. Roy. Soc. Edinb. Eart Sci. 1996. Vol. 58. P. 205–215.

Ehlers C., *Lindroos A.*, *Selonen O.* The late Svecofennian granite–migmatite zone of southern Finland — a belt of transpressive deformation and granite emplacement // Precambrian Res. 1993. Vol. 64. P. 295–309.

Eilu P., *Sorjonen-Ward P.*, *Nurmi P.*, *Niranen T.* A review of gold mineralization styles in Finland // Econ. Geol. 2003. Vol. 98. P. 1329–1353.

Elliott B.A., *Rämö O.T.*, *Nironen M.* Mineral chemistry constraints on the evolution of the 1.88–1.87 Ga post-kinematic granite plutons in the Central Finland Granitoid Complex // Lithos. 1998. Vol. 45. P. 109–129.

Ellis D.J. Garnet-liquid Fe^{+2}–Mg equilibria and implication for the beginning of melting in the crust and subduction zones // Amer. J. Sci. 1986. Vol. 286. P. 765–791.

Elming S.-Å., *Mikhailova N.P.*, *Kravchenko S.* Palaeomagnetism of Proterozoic rocks from Ukrainian Shield: New tectonic reconstructions of the Ukrainian and Fennoscandian shields // Tectonophysics. 2001. Vol. 339. P. 19–38.

England P.C., *Thompson A.B.* Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. 1. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // J. Petrology. 1984. Vol. 25. P. 894–928.

Ernst R.E., *Buchan K.L.* Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: Evidence from large igneous provinces // J. Geodynamics. 2002. Vol. 34. P. 309–342.

Ernst R.E., *Buchan K.L.*, *Prokoph A.* Large igneous province through time // The Precambrian Earth: Tempos and Events / Eds. P.G. Eriksson, W.Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O.Catuneanu / Series «Developments in Precambrian Geology, Vol. 12» / Series Ed. K.C. Condie. Amsterdam; Boston and others: Elsevier, 2004. P. 173–180.

Ernst W.G., *Mosenfelder J.L.*, *Leech M.L.*, *Liu J.* H_2O recycling during continental collision: Phase-equilibrium and kinetic considerations // When continents collide: Geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks / Eds. B.R. Hacker, J.G. Liou. Dordrecht: Kluwer, 1998. P. 275–295.

EUROBRIDGE: Paleoproterozoic accretion Fennoscandia and Sarmatia / Eds. S.Bogdanova, R.Gorbatschev, P.A. Stephenson, A.Guterch // Tectonophysics. 2001. Vol. 339, № 1/2. P. 1–237.

European Lithosphere Dynamics / Eds. D.G. Gee, R.A. Stephenson // Geol. Soc. London: Memoirs. 2006. Vol. 32. 654 p.

Evensen N.M., *Hamilton P.J.*, *O'Nionsen R.K.* Rare earth element abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. Vol. 42. P. 1199–1212.

Evins P.M., *Mansfeld J.*, *Laajoki K.* Geology and Geochronology of the Suomujä rvi Complex: A new Archaean gneiss region in the NE Baltic Shield, Finland // Precambrian Res. 2002. Vol. 116. P. 285–306.

Fairclough M.C. KINGSCOTE Special Geological Atlas 1:250 000 Series, sheet SI 53–16 // Geol. Surv. South Australia. 2008. 1v Map.

Fan J., *Kerrich R.* Geochemical characteristics of aluminium depleted and undepleted komatiites and HREE-enriched low-Ti tholeiites, western Abitibi greenstone belt: A heterogeneous mantle plume-convergent margin envi-

ronment // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. Vol. 61. P. 4723–4724.

Farquar J., *Chacko T.*, *Ellis D.J.* Preservation of oxygen isotope compositions in granulites from Northwestern Canada and Enderby Land, Antarctica: Implications for high-temperature isotopic thermometry // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. Vol. 125. P. 213–224.

Fedi M., *Quarta T.*, *De Santis A.* Inherent power-law behavior of magnetic field power spectra from a Spector and Grant ensemble // Geophysics. 1997. Vol. 62, № 4. P. 1143–1150.

Feig S.T., *Koepke J.*, *Snow J.E.* Effect of water on tholeiitic basalt phase equilibria: An experimental study under oxidizing conditions // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. Vol. 152. P. 611–638.

Ferry J.M. Reaction mechanism, physical condition and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from south-central Maine, USA // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 68. P. 125–139.

Finnish reflection experiment FIRE 2001–2005 / Eds. I.T. Kukkonen, R.Lahtinen // Geol. Surv. Finland. 2006. Spec. Paper 43. 247 p.

Fitton J.G., *Saunders A.D.*, *Norry M.J.*, *Hardarson B.S.*, *Taylor R.N.* Thermal and chemical structure of the Iceland plume // Earth and Planet. Sci. Letters. 1997. Vol. 153. P. 197–208.

Fonarev V.I., *Graphchikov A.A.* Two-pyroxene thermometry: A critical evaluation // Progress in metamorphic and magmatic petrology: A memorial volume in honor of D.S. Korzhinsky / Ed. L.L. Perchuk. N.Y.: Cambridge University Press, 1991. P. 65–92.

Fonarev V.I., *Graphchikov A.A.*, *Konilov A.N.* A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes // Intern. Geol. Rev. 1991. Vol. 33. P. 743–783.

Fonarev V.I., *Konilov A.N.* Pulsating evolution of metamorphism in granulite terrains: Kolvitsa meta-anorthosite massif, Kolvitsa Belt, Northeast Baltic Shield // Intern. Geol. Rev. 2005. Vol. 47, № 8. P. 815–850.

Fonarev V.I., *Pilugin S.M.*, *Savko K.A.*, *Novikova M.A.* Exsolution textures of orthopyroxene and clinopyroxene in high-grade BIF of the Voronezh Crystalline Massif: Evidence of ultrahigh-temperature metamorphism // J. Metamorphic Geol. 2006. Vol. 24. P. 135–151.

Fornelli A., *Piccarreta G.*, *Del Moro A.*, *Acquafredda P.* Multi-stage melting in the lower crust of the Serre (Southern Italy) // J. Petrology. 2002. Vol. 43, № 12. P. 2191–2217.

Fountain D.M. The Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri zones, northern Italy: A cross-section of the continental crust — new evidence from seismic velocities of rock samples // Tectonophysics. 1976. Vol. 33. P. 145–165.

Fountain D.M., *Hurich C.A.*, *Smithson S.B.* Seismic reflectivity of mylonite zones in the lower continental crust // Geology. 1984. Vol. 12. P. 195–198.

Frazer G., *Ellis D.*, *Eggins S.* Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks // Geology. 1997. Vol. 25. P. 607–605.

Gaal G. Global Proterozoic tectonic cycles and Early Proterozoic metallogeny // S. Afric. J. Geol. 1992. Vol. 95, № 3. P. 79–87.

Gaal G., *Gorbatschev R.* An Outline of the Precambrian Evolution of the Baltic Shield // Precambrian Res. 1987. Vol. 35. P. 15–52.

Gala M.G., *Symons D.T.A.*, *Palmer H.C.* Geotectonics of the Hanson Lake block, Trans-Hudson orogen, central Canada: A preliminary paleomagnetic report // Precambrian Res. 1998. Vol. 90. P. 85–101.

Gangopadhay A., *Walker R.J.*, *Hanski E.*, *Solheid P.A.* Origin of Paleoproterozoic komatiites at Jeesiörova, Kittilä greenstone complex, Finnish Lapland // J. Petrology. 2006. Vol. 47, № 4. P. 773–789.

Ganguly J., *Turone M.* Relationship between cooling rate and cooling age of a mineral: Theory and applications to meteorites // Meteoritics and Planet. Sci. 2001. Vol. 36, № 1. P. 167–177.

Garcia-Abdeslem J.G., *Ness G.E.* Inversion of the power spectrum from magnetic anomalies // Geophysics. 1994. Vol. 59, № 3. P. 391–401.

Garson M.S., *Mitchell A.H.G.* Precambrian ore deposits and plate tectonics // Precambrian Plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 689–731.

Gasquet D., *Barbey P.*, *Adoua M.*, *Paquette J.L.* Structure, Sr–Nd isotope geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (C te d'Ivoire): Evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the Palaeoproterozoic of West Africa? // Precambrian Res. 2003. Vol. 127. P. 329–354.

Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland / Eds. P.A. Nurmi, P.Sorjonen-Ward // Geol. Surv. Finland 1993. Spec. Paper 17. P. 386.

Geological Map, Northern Fennoscandia, 1:1 mill. Helsinki: Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden, 1987.

Geological Map of the Fennoscandian Shield. Scale 1:2 000 000 / Main compilers: T.Koistinen, M.B. Stephens, V.Bogatchev, I.Nordgulen, M.Wennerström, J.Korhonen. Espoo; Trondheim; Uppsala; Moscow: Geological Survey of Finland : Geological Survey of Norway : Geological Survey of Sweden : Ministry of Natural Resources of Russia, 2001.

Geothermal Atlas of Europe / Eds. E.Hurtig, H.Haack. The Netherlands, Amsterdam: Rudolf Muller International Booksellers, 1992. 36 maps. 156 p.

Giacomini F., *Bomparola R.M.*, *Ghezzo C.* Petrology and geochronology of metabasites with eclogite facies relics from NE Sardinia: Constraints for the Palaeozoic evolution of Southern Europe // Lithos. 2005. Vol. 82. P. 221–248.

Gibson G.M., *Ireland T.R.* Granulite formation during continental extension on Fiordland, New Zealand // Nature. 1995. Vol. 375. P. 479–482.

Gibson G.M., *Ireland T.R.* Black Giants Anorthosite, New Zealand: A Paleozoic analogue of Arcgean stratiform anorthosite and implications for the formation of Archean high-grade terranes // Geology. 1999. Vol. 27, № 2. P. 131–134.

Glebovitsky V.A. The Early Precambrian of Russia. London: Hood Acad. Publ., 1997. 261 p.

Glebovitsky V.A., *Alexejev N.*, *Marker M.*, *Bridgwater D.*, *Salnikova E.*, *Berezhnaya N.* Age, evolution and regional setting of the Palaeoproterozoic Umba igneous suite in the Kolvitsa-Umba zone, Kola Peninsula: Constraints from new geological, geochemical and U-Pb zircon data // Precambrian Res. 2001. Vol. 105. P. 247–268.

Goff S.P., *Godfrey J.D.*, *Holland J.G.* Geochemistry of the Canadien Shield of Northeastern Alberta // Alberta Res. Council, Edmonton Bull. 1986. Vol. 51. 60 p.

Goldstein S.J., *Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 87. P. 249–265.

Goldstein S.L., *Arndt N.T.*, *Stallard R.F.* The history of a continent from U-Pb ages of zircons from Orinoco River sand and Sm-Nd isotopes in Orinoco basin river sediments // Chem. Geol. 1997. Vol. 139. P. 271–286.

Gorbatschev R., *Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. Vol. 64. P. 3–21.

Gorton M.P., *Schandl E.S.* From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks // Canad. Miner. 2000. Vol. 38. P. 1065–1073.

Graphchikov A.A., *Fonarev V.I.* Garnet-orthopyroxene-plagioclase equilibrium and geobarometry, experimental study / Ed. V.A. Zharikov // Experiment-89. Inform. Vol. Moscow: Nauka Press, 1990. P. 34–37.

Gratz R., *Heinrich W.* Monazite-xenotime thermobarometry: Experimental calibration of the miscibility gap in the binary system $CePO_4$–YPO_4 // Amer. Miner. 1997. Vol. 82. P. 772–780.

Griffin W.L., *Råheim A.* Convergent metamorphism of eclogites and dolerites, Kristiansund area, Norway // Lithos. 1973. Vol. 6. P. 21–40.

Griffin W.L., *Pearson N.J.*, *Belousova E.A.*, *Jackson S.R.*, *van Achterbergh E.*, *O'Reilly SY.*, *Shee S.R.* The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. Vol. 64. P. 133–147.

Grimes C.B., *John B.E.*, *Cheadle M.J.*, *Wooden J.L.* Protracted construction of gabbroic crust at a slow spreading ridge: Constraints from $^{206}Pb/^{238}U$ zircon ages from Atlantis Massif and IODP Hole U1309D (30°N, MAR) // Geochem. Geophys. Geosyst. G3. 2008. Vol. 9, № 8. Q08012, doi: 10.1029/2008GC002063.

Green D.H. Genesis of Archean peridototic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics // Geology. 1975. Vol. 3. P. 15–18.

Groppo C., *Lombardo B.*, *Rolfo F.*, *Pertusati P.* Clockwise exhumation path of granulitized eclogites from the Ama Drime range (Eastern Himalayas) // J. Metamorphic Geol. 2007. Vol. 25. P. 51–75.

Guernina S., *Sawyer E.W.* Large-scale melt-depletion in granulite terranes: An example from the Archean Ashuanipi Subprovince of Quebec // J. Metamorphic Geol. 2003. Vol. 21. P. 181–201.

Halkoaho T. The Sompujarvi and Ala-Penikka PGE Reefs in the Penikat layered intrusion, Northern Finland, — implications for PGE Reef-forming processes // Acta Univ. Oulu. 1994. Vol. A249. 122 p.

Hall R.P., *Hughes D.J.* Noritic dykes of southern West Greenland: Early Proterozoic boninitic magmatism // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. Vol. 97. P. 169–182.

Hall R.P., *Hughes D.J.* Early Precambrian crustal development: Changing styles of mafic magmatism // J. Geol. Soc., London. 1993. Vol. 150. P. 625–635.

Halla J. Origin of Paleoproterozoic reactivation of Neoarchean high-K granitoids in eastern Finland // Ann. Acad. Sci. Fenn. Geol.-Geogr. 2002. Vol. 163. P. 1–103.

Halls H.C., *Heaman L.M.* The paleomagnetic significance of new U-Pb age data from the Molson dyke swarm, Cauchon Lake area, Manitoba // Canad. J. Earth Sci. 2000. Vol. 37. P. 957–966.

Hanski E. Intrusions of the gabbro-wehrlite association and their stratigraphic implications in Finland // Early Proterozoic of the Baltic Shield. Proceedings of the Finnish-Soviet Symposium held in Petrozavodsk August 19–27, 1985 / Eds. V.A. Sokolov, K.I. Heiskanen. Petrozavodsk: Karel'skij filial AN SSSR, 1986. P. 123–136.

Hanski E. The Nuttio serpentinite belt, central Lapland: An example of Paleoproterozoic ophiolitic mantle rocks in Finland // Ofioliti. 1997. Vol. 22. P. 35–46.

Hanski E. History of stratigraphical research in northern Finland // Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences // Geol. Surv. Finland. 2001. Spec. Paper 33. P. 15–43.

Hanski E.J., *Huhma H.*, *Lehtonen M.*, *Rastas P.* Isotopic (Sm-Nd, U-Pb) and geochemical evidence for an oceanic crust to molasse evolution of the Paleoproterozoic Kittilä greenstone complex, northern Finland // COPENA Conference at NGU, Trondheim, August 18–22, 1997: Abstracts and Proceedings. 1997. NGU Rep. 97. P. 131.

Hanski E.J., *Huhma H.*, *Lehtonen M.I.*, *Rastas P.* 2.0 Ga old oceanic crust in northern Finland / Eds. E.Hanski, J.Vuollo // International Ophiolite Symposium and Field Excursion: Abstracts // Geol. Surv. Finland. 1998. Spec. Paper 26. P. 24.

Hanski E., *Huhma H.*, *Vaasjoki M.* Geochronology of Northern Finland: A summary and discussion // Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences // Geol. Surv. Finland. 2001. Spec. Paper 33. P. 255–279.

Hanski E.J., *Smolkin V.E.* Pechenga ferropicrites and other Early Proterozoic picrites in the eastern part of the Baltic Shield // Precambrian Res. 1989. Vol. 45. P. 63–82.

Hanski E., *Walker R.J.*, *Huhma H.*, *Suominen I.* The Os and Nd isotopic systematics of c. 2.44 Ga Akanvaara and Koitelainen mafic layered intrusions in northern Finland // Precambrian Res. 2001. Vol. 109. P. 73–102.

Harley S.L. The Solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in $FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ and $CaO–FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ // J. Petrology. 1984. Vol. 25. P. 665–694.

Harley S.L. A pyroxene-bearing metaironstone and other pyroxene granulites from Tonagh Island, Enderby Land, Antarctica: Further evidence for very high temperature (> 980°C) Archean regional metamorphism in the Napier Complex // J. Metamorphic Geol. 1987. Vol. 5. P. 341–356.

Harley S.L. Proterozoic granulite terranes // Proterozoic Crustal Evolution / Ed. K.C. Condie. Amsterdam: Elsevier, 1992. P. 301–359.

Harper G.D. Fe-Ti basalts and propagating-rift tectonics in the Josephine Ophiolite // GSA Bulletin. 2003. Vol. 115, № 7. P. 771–787.

Harris N.B.W., *Marzouki F.M.H.*, *Ali S.* The Jabel Sayid complex, Arabian shield: Geochemical constraints on the origin of peralkaline and related granites // J. Geol. Soc., London. 1986. Vol. 143. P. 287–295.

Heaman L.M. Global mafic magmatism at 2.45 Ga: Remnants of an ancient large igneous province? // Geology. 1997. Vol. 25. P. 299–302.

Heilimo E., *Mikkola P.*, *Halla J.* Age and petrology of the Kaapinsalmi sanukitoid intrusion in Suomussalmi, Eastern Finland // Bull. Geol. Soc. Finland. 2007. Vol. 79. P. 117–125.

Heinrich W., *Andrehs G.*, *Franz G.* Monazite-xenotime miscibility gap thermometry. Pt. 1: An empirical calibration // J. Metamorphic. Geol. 1997. Vol. 15. P. 3–17.

Henderson R.G., *Cordell L.* Reduction of unevenly spaced potential field data to a horizontal plane by means of finite harmonic series // Geophysics. 1971. Vol. 36, № 5. P. 856–866.

Hickey R.L., *Frey F.A.* Geochemical characteristics of boninite series volcanics: Implications for their source // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. Vol. 46, № 11. P. 2099–2115.

Hoffman P.F. Precambrian geology and tectonic history of North America // The geology of North America — an Overview / Eds. A.W. Bally, A.R. Palmer. Boulder: Geological Society of America, 1989. Vol. A. P. 447–512.

Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle continental crust and oceanic crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 90. P. 297–314.

Holdaway M.J., *Lee S.M.* Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. Vol. 63. P. 175–198.

Hölttä P. Geochemical characteristics of granulite facies rocks in the Archean Varpaisjä rvi area, central Fennoscandian Shield // Lithos. 1997. Vol. 40. P. 31–53.

Hölttä P., *Huhma H.*, *Mänttäri I.*, *Paavola J.* P-T-t development of Archaean granulites in Varpaisjä rvi area, Central Finland. Pt. 2: Dating of high-grade metamorphism with the U-Pb and Sm-Nd methods // Lithos. 2000. Vol. 50. P. 121–136.

Hölttä P., *Paavola J.* P-T-t development of Archaean granulites in Varpaisjä rvi area, Central Finland. Pt. 1: Effects of multiple metamorphism on the reaction history of mafic rocks // Lithos. 2000. Vol. 50. P. 97–120.

Holland T.J.B. The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600–1200°C // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, № 1. P. 129–134.

Holland T., *Blundy J.* Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. Vol. 116. P. 433–447.

Hörmann P.K., *Raith M.*, *Raase P.*, *Ackermand D.*, *Seifert F.* The granulite complex of Finnish Lapland: Petrology and metamorphic conditions in the Ivalojoky-Inarijarvi area // Bull. Geol. Surv. Finland. 1980. Vol. 308. 100 p.

Hoskin P.W.O. Patterns of chaos: Fractal statistics and the oscillatory chemistry of zircon // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. Vol. 64. P. 1905–1923.

Hoskin P.W.O., *Black L.P.* Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous Zircon // J. Metamorphic Geol. 2000. Vol. 18. P. 423–439.

Hoskin P.W.O., *Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Zircon / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin // Reviews in mineralogy and geochemistry. 2003. Vol. 53, chap. 2. P. 27–62.

Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland // Geol. Surv. Finland: Bull. 1986. Vol. 337. 48 p.

Huhma H., *Claesson S.*, *Kinney P.D.*, *Williams I.S.* The growth of Early Proterozoic crust: New evidence from Svecofennian detrital zircons // Terra Nova. 1991. № 3. P. 175–179.

Huhma H., *Cliff R.*, *Perttunen V.*, *Sakko M.* Sm-Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: The Perä pohja schist belt in northern Finland // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. Vol. 104. P. 367–379.

Huhma H., *Meriläinen K.* Provenance of paragneisses from the Lapland granulite belt // Metamorphism, deformation and structure of the crust: Abstracts (IGCP 275) / Eds. P.Tuisku, K.Laajoki // Res Terrae. Ser. A. 1991. № 5. P. 26.

Huhma H., *Mutanen T.*, *Hanski E.*, *Räsänen J.*, *Manninen T.*, *Lehtonen M.*, *Rastas P.*, *Juopperi H.* Sm-Nd isotopic evidence for contrasting sources of the prolonged Palaeoproterozoic mafic-ultramafic magmatism in northern Finland // IGCP project 336 symposium in Rovaniemi, Finland: Program and abstracts. Publ. 33. Turku: University of Turku, 1996. P. 17.

Hurich C.A., *Smithson S.B.* Compositional variation and the origin of deep crustal reflections // Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 85. P. 416–426.

Hurich C.A., *Smithson S.B.*, *Fountain D.M.*, *Humphreys M.C.* Seismic evidence of mylonite reflectivity and deep structure in the Kettle dome metamorphic core complex, Washington // Geology. 1986. Vol. 13. P. 577–580.

Irvine T.N., *Baragar W.R.* A guide to the geochemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8. P. 523–547.

Irvine T.N., *Keith D.W.*, *Todd S.G.* The J-M platinum-palladium Reef of the Stillwater Complex, Montana. Pt. 2: Origin by double-diffusive convective magma mixing and implications for the Bushveld Complex // Econ. Geol. 1983. Vol. 78, № 7. P. 1287–1334.

Ishii T. The relations between temperature and composition of pigeonite in some lavas and their application to geothermometry // Mineral. J. 1975. Vol. 8. P. 48–57.

Isley A.E., *Abbott D.H.* Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. P. 15461–15477.

Ismail-Zadeh A., *Krupsky D.*, *Wilhelm H.*, *Volozh Yu.*, *Antipov M.*, *Tinakin O.* Numerical modelling of the geothermal and structural evolution of the Astrakhan crest, SW-Pricaspian salt basin (Russia) // Geophys. Res. Abstr. EGU General Assembly. 2006. Vol. 8. EGU06-A-08046.

Jackson G.D., *Berman R.G.* Precambrian metamorphism and tectonic evolution of northern Baffin Island, Ninavut, Canada // Canad. Miner. 2000. Vol. 38. P. 399–421.

Jackson S.E., *Pearson N.J.*, *Griffin W.L.*, *Belousova E.A.* The application of Laser Ablation Microprobe-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (LAM-ICP-MS) to in situ U-Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. Vol. 211. P. 47–69.

Jahn B.-M., *Vidal P.*, *Kröner A.* Multi-chronometric ages and origin of Archaean tonalitic gneisses in Finnish Lapland: A case for long crustal residence time // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. Vol. 86. P. 398–408.

James W.R. Fortran IV program using double Fourier series for surface fitting of irregularly spaced data // Kanzas Geol. Survey. Computer Contr. 1966. Vol. 5. 19 p.

Janoušek V., *Bowes D.R.*, *Rogers G.*, *Farrow C.M.*, *Jelínek E.* Modelling diverse processes in the petrogenesis of a composite batholith: The Central Bohemian Pluton, Central European Hercynides // J. Petrology. 2000. Vol. 41, № 4. P. 511–543.

Jayaraman N. The cause of colour of the blue quartzes of the charnockites of South India and the Champion Gneiss and other related rocks of Mysore // Proc. Indian Acad. Sci. 1939. Vol. 9. P. 265–285.

Ji S., *Long C.*, *Martignole J.*, *Salisbury M.* Seismic reflectivity of a finely layerd granulite-facies ductile shear zone in the southern Grenville Province (Quebec) // Tectonophysics. 1997. Vol. 279. P. 113–133.

Jocelyn J., *Pidgeon R.T.* Examples of twinning and parallel growth in zircons from some Precambrian granites and gneisses // Mineral. Mag. March 1974. Vol. 39. P. 587–594.

Jolly W.T, *Dichin A.P.*, *Wu T-W.* Geochemical stratigraphy of the Huronian continental volcanics at Thessalon, Ontario: Contributions of two-stage crustal fusion // Contrib. Mineral. Petrol. 1992. Vol. 110. P. 411–428.

Jones A.P., *Mutanen T.*, *Tuisku P.*, *Hanski E.*, *Price G.D.* The Pechenga structure, Russia: Giant Ni-Cu mineralisation related to large meteorite impact? // Fermor Flagship Meeting «World Class Mineral Deposits and Earth Evolution» 18–21 August 2003 Cardiff University and The National Museum of Wales: Abstracts / Eds. I.McDonald et al. // Appl. Earth Sci. (Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B). 2003. Vol. 112, № 2. P. B149–B150.

Jung S., *Hoernes S.*, *Masberg P.*, *Hoffer E.* The petrogenesis of some migmatites and granites (Central Damara Orogen, Namibia): Evidence for disequilibrium melting, wall-rock contamination and crystal fractionation // J. Petrology. 1999. Vol. 40, № 8. P. 1241–1269.

Jung S., *Hoernes S.*, *Mezger K.* Geochronology and petrology of migmatites from the Proterozoic Damara Belt — importance of episodic fluid-present disequilibrium melting and consequences for granite petrology // Lithos. 2000. Vol. 51. P. 153–179.

Jung S., *Mezger K.*, *Masberg P.*, *Hoffer E.*, *Hoernes S.* Petrology of an intrusion-related high-grade migmatite: Implications for partial melting of metasedimentary rocks and leucosome-forming processes // J. Metamorphic Geol. 1998. Vol. 16. P. 425–445.

Juopperi H., *Vaasjoki M.* U-Pb mineral age determinations from Archean rocks in eastern Lapland // Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences // Geol. Surv. Finland. 2001. Spec. Paper 33. P. 209–227.

Kaban M.K., *Schwintzer P.*, *Tikhotsky S.A.* Global isostatic gravity model of the Earth // Geophys. J. Intern. 1999. Vol. 136. P. 519–536.

Kaczmarek M.-A., *Müntener O.*, *Rubatto D.* Trace element chemistry and U-Pb dating of zircons from oceanic gabbros and their relationship with whole rock composition (Lanzo, Italian Alps) // Contrib. Mineral. Petrol. 2008. Vol. 155. P. 295–312.

Kähkönen Y. Geochemistry and petrology of the metavolcanic rocks of the early Proterozoic Tampere Schist Belt, southern Finland // Geol. Surv. Finland. Bull. 1989. Vol. 34. P. 1–104.

Kähkönen Y., *Lahtinen R.*, *Nironen M.* Palaeoproterozoic supracrustal belts in southwestern Finland // High temperature-low pressure metamorphism and deep crustal structures: Meeting of IGCP project 304 «Deep Crustal Processes» in Finland / Ed. M.Pajunen // Geological Survey of Finland, Guide. 1994. Vol. 37. P. 43–47.

Kalsbeek F., *Nutman A.P.* Anatomy of the Early Proterozoic Nagssugtoqidian Orogen, West Greenland,

explored by reconnaissance SHRIMP U-Pb dating // Geology. 1996. Vol. 24. P. 515–518.

Kalsbeek F., *Pulvertaft T.C.R.*, *Nutman A.P.* Geochemistry, age and origin of metagreywackes from the Palaeoproterozoic Karrat Group, Rinkian Belt, West Greenland // Precambrian Res. 1998. Vol. 91. P. 383–399.

Kamber B.S., *Ewart A.*, *Collerson K.D.*, *Bruce M.C.*, *McDonald G.D.* Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. Vol. 144. P. 38–56.

Kaneko Y., *Katayama I.*, *Yamamoto H.*, *Misawa K.*, *Ishikawa M.*, *Rehman H.*, *Kausar A.*, *Shiraishi K.* Timing of Himalayan ultrahigh-pressure metamorphism: Sinking rate and subduction angle of the Indian continental crust beneath Asia // J. Metamorphic Geol. 2003. Vol. 21. P. 589–599.

Käpyaho A. Whole-rock geochemistry of some tonalite and high Mg/Fe gabbro, diorite, and granodiorite plutons (sanukitoid suites) in the Kuhmo district, eastern Finland // Bull. Geol. Soc. Finland. 2006. Vol. 78. P. 121–141.

Käpyaho A., *Hölttä P.*, *Whitehouse M.J.* U-Pb zircon geochronology of selected Archaean migmatites in eastern Finland // Bull. Geol. Soc. Finland. 2007. Vol. 79. P. 95–115.

Käpyaho A., *Mänttäri I.*, *Huhma H.* Growth of Archaean crust in the Kuhmo district, eastern Finland: U-Pb and Sm-Nd isotope constraints on plutonic rocks // Precambrian Res. 2006. Vol. 146. P. 95–119.

Karhu J. Paleoproterozoic evolution of the carbon isotopic ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield // Geol. Surv. Finland. Bull. 1993. Vol. 371. 87 p.

Katayama I., *Parkinson C.D.*, *Okamoto K.*, *Nakajima Y.*, *Maruyama S.* Supersilicic clinopyroxene and silica exsolution in UHPM eclogite and pelitic gneiss from the Kokchetav massif, Kazakhstan // Amer. Miner. 2000. Vol. 85. P. 1368–1374.

Kato T., *Ringwood A.E.*, *Irifune T.* Experimental determination of element partitioning between silicate perovskites, garnets and liquids: Constraints on early diffentiation of the mantle // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 89. P. 123–145.

Kaulina T.V. Growth of 1.7 Ga metamorphic zircons in rocks of Keivy supracrustal belt, ctntral Kola Peninsula: Abstracts of a joint meeting of the EUROBRIDGE and SVEKALAPKO projects. Russia, St.-Peterburg: VSEGEI, 2001. P. 19.

Kempton P.D., *Downes H.*, *Neymark L.A.*, *Wartho*, *J.A. Zartman R.E.*, *Sharkov E.V.* Garnet granulite xenoliths from the northern Baltic Shield — the underplated lower crust of a Palaeoproterozoic large igneous province? // J. Petrology. 2001. Vol. 42, № 4. P. 731–763.

Kempton P.D., *Downes H.*, *Sharkov E.V.*, *Vetrin V.R.*, *Ionov D.A.*, *Carswell D.A.*, *Beard A.* Petrology and geochemistry of xenoliths from the Northern Baltic shield: Evidence for partial melting and metasomatism in the lower erust beneath an Archean terrane // Lithos. 1995. Vol. 36. P. 157–184.

Kenter J.A.M., *Harris P.M.*, *Collins J.F.* Facies and reservoir quality of the Tengiz isolated platform, Pricaspian Basin, Kazakhstan // By Search and Discovery Article. 2008. № 20048 (adapted from oral presentation at AAPG and European region Energy Conference & Exhibition, Athens, Greece, November 18–21, 2007).

Kerr A.C. Oceanic Plateaus // Treatise on Geochemistry. Vol. 3 / Eds. H. Holland, K.Turekian. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 537–565.

Kerrich R., *Wyman D.*, *Bleeker W.* Boninite series: Low Ti-tholeiite associations from the 2.7 Ga Abitibi greenstone belt // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 164. P. 303–316.

Kienast J.R., *Pognante U.* Chloritoid-bearing assemblages in eclogitised metagabbros of the Lanzo peridotite body (western Italian Alps) // Lithos. 1988. Vol. 21. P. 1–11.

Kislitsyn R.V., *Timmerman M.J.*, *Daly J.S.*, *Balagansky V.V.*, *Mänttäri I.* Isotope data (U-Pb and Sm-Nd) on the Umba granitoid complex, Kola Peninsula, Russia // SVEKALAPKO workshop abstracts. Finland: Lammi, 1999. P. 34.

Kitsul V.I., *Glebovitsky V.A.*, *Vapnic Ye.A.*, *Frisch T.* Gneisses from the granulite terrane of the Central Boothia uplift, Arctic Canada // Canad. Miner. 2000. Vol. 38. P. 443–454.

Kleinhanns I.C., *Kramers J. D.*, *Kamber B.S.* Importance of water for Archaean granitoid petrology: A comparative study of TTG and potassic granitoids from Barberton Mountain Land, South Africa // Contrib. Mineral. Petrol. 2003. Vol. 145. P. 377–389.

Klemme S., *Blundy J.D.*, *Wood B.J.* Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. Vol. 66. P. 3109–3123.

Knudsen T.-L., *Andersen T.* Petrology and geochemistry of the Tromøy Gneiss Complex, South Norway, an alleged example of Proterozoic depleted lower continental crust // J. Petrology. 1999. Vol. 40, № 6. P. 909–933.

Kohn M.Y., *Spear F.S.* Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont // Amer. Miner. 1990. Vol. 75. P. 89–96.

Koistinen T., *Klein V.*, *Koppelmaa H.*, *Korsman K.*, *Lahtinen R.*, *Nironen M.*, *Puura V.*, *Saltykova T.*, *Tikhomirov S.*, *Yanovskiy A.* Paleoproterozoic Svecofennian orogenic belt in the surroundings of the Gulf of Finland // Explanation to the Map of Precambrian basement of the Gulf of Finland and surrounding area 1:1 million / Ed. T.J. Koistinen // Geol. Surv. Finland. 1996. Spec. Paper 21. P. 21–57.

Konilov A.N. Testing of the consistent system of geothermometers and geobarometers of the program TPF // Experiment in GeoSciences. Moscow: Nauka, 1999. № 8. P. 60–62.

Konilov A.N., *Graphchikov A.A.*, *Fonarev V.I.*, *Sultanov D.M.* A consistent system of geothermometers and geobarometers: Testing with using independent experimental data. Int. Meet. «Mineral Equilibria and Data Bases»: Abstracts. Espoo: Geol. Surv. Finland, 1997. P. 40–42.

Konilov A.N., *Shchipansky A.A.*, *Mints M.V.* Archaean eclogites from the central part of the Belomorian mobile belt, Kola Peninsula, Russia // 7th International Eclogite Conference. Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft. Vol. 150. Austria: Seggau, 2005. P. 70.

Konrad-Schmolke M., *Babist J.*, *Handy M.R.*, *O'Brien P.J.* The physico-chemical properties of a subducted slab from garnet zonation patterns (Sesia Zone, Western Alps) // J. Petrology. 2006. Vol. 47, № 11. P. 2123–2148.

Kontinen A. An early proterozoic ophiolite — the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland // Precambrian Res. 1987. Vol. 35, № 1. P. 313–341.

Kontinen A. The nature of the serpentinites, associated dolomite-skarn-quartz rocks and massive Co-Cu-Zn sulphide ores in the Outokumpu area, eastern Finland // International Ophiolite Symposium and Field Excursion — Generation and Emplacement of Ophiolites Through Time. University of Oulu, Oulu, Finland: Abstracts. Excursion Guide / Eds. E.Hanski, J.Vuollo // Geol. Surv. Finland. Spec. Paper 26. 1998. P. 33.

Kontinen A., *Käpyaho A.*, *Huhma H.*, *Karhu J.*, *Matukov D.I.*, *Larionov A.*, *Sergeev S.A.* Nurmes paragneisses in eastern Finland, Karelian craton: Provenance, tectonic setting and implications for Neoarchaean craton correlation // Precambrian Res. 2007. Vol. 152, № 3–4. P. 119–148.

Kontinen A., *Paavola J.* A preliminary model of the crustal structure of the eastern Finland Archaean complex between Vartius and Vieremä , based on constraints from surface geology and Fire 1 seismic survey // Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005 / Eds. I.T Kukkonen, R.Lahtinen // Geol. Surv. Finland. 2006. Spec. Paper 43. P. 223–240.

Kopperoinen T., *Tuokko I.* The Ala-Luoma and Taivaljarvi deposits, eastern Finland // Archean geology of the Fennoscandian Shield // Geol. Surv. Finland. 1988. Spec. Paper 4. 1988. P. 131–144.

Korikovsky S.P., *Hovorka D.* Two types of garnet-clinopyroxene-plagioclase metabasites in the Mala Fatra Mountains crystalline complex, Western Carpathians: Metamorphic evolution, *PT*-conditions, symplectitic and kelyphitic textures // Petrology. 2001. Vol. 9, № 2. P. 119–141.

Korja A., *Heikkinen P.* Proterozoic extensional tectonics of the central Fennoscandian Shield: Results from the Baltic and Bothnian echoes from the lithosphere experiment // Tectonics. 1995. Vol. 14, № 2. P. 504–517.

Korja A., *Lahtinen R.*, *Heikkinen P.*, *Kukkonen I.N.*, *FIRE Working Group*. A geological interpretation of the upper crust along FIRE 1 // Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005 / Eds. I.T Kukkonen, R.Lahtinen // Geol. Surv. Finland. 2006. Spec. Paper 43. 2006. P. 45–76.

Korja A., *Lahtinen R.*, *Nironen M.* The Svecofennian orogen: A collage of microcontinents and island arcs // European Lithosphere Dynamics / Eds. D.G. Gee, R.A. Stephenson //Geol. Soc., London. Memoirs. 2006. Vol. 32. P. 561–578.

Korja T., *Tuisku P.*, *Pernu T.*, *Karhu J.* Field, petrophysical and carbon isotope studies on the Lapland Granulite Belt: Implications for deep continental crust // Terra Nova. 1996. Vol. 8. P. 48–58.

Korneliussen A., *McEnroe S.A.*, *Nilsson L.P.*, *Schiellerup H.*, *Gautneb H.*, *Meyer G.B.*, *Størseth L.R.* An overview of titanium deposits in Norway // Norges geologiske undersøkelse: Bulletin. 2000. Vol. 436. P. 27–38.

Korsakov A.V., *Shatsky V.S.*, *Sobolev N.V.*, *Zayachkovsky A.A.* Garnet-biotite-clinozoisite gneiss: A new type of diamondiferous metamorphic rock from the Kokchetav Massif // Eur. J. Mineral. 2002. Vol. 14. P. 915–928.

Korsman K., *Korja T.*, *Papunen M.*, *Virransalo P.*, *GGT/SVEKA Working Group*. The GGT/SVEKA Transect: Structure and evolution of the continental crust in the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in Finland // Intern. Geol. Rev. 1999. Vol. 41. P. 287–333.

Kovalenko A., *Clemens J.D.*, *Savatenkov V.* Petrogenetic constraints for the genesis of Archaean sanukitoid suites: Geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 147–160.

Kozhevnikov V.N., *Shchipansky A.A.* Neoarchaean Khizovaara greenstone complex in the Lake Verkhnee area // Karelian Craton transect (Finland, Russia): Precambrian greenstone belts, ophiolotes and eclogites. 33 IGC excursion № 18. Oslo: IGC 33, 2008. P. 33–40.

Koziol A.M., *Newton R.C.* Grossular activity-composition relationship in ternary garnets determined by reversed displaced-equilibrium experiments // Contrib. Mineral. Petrol. 1989. Vol. 103. P. 423–433.

Kozlovskaya E.G., *Karatayev G.I.*, *Yliniemi J.* Lithosphere structure along the northern part of EUROBRIDGE in Lithuania: Results from integrated interpretation of DSS and gravity data // Tectonophysics. 2001. Vol. 339. P. 177–191.

Krenn K., *Kaindl R.*, *Hoinkes G.* Pumplellyite in metapelites of the Schneeberg Complex (Eastern Alps, Austria): A relict of a prograde *PT*-path? // Eur. J. Mineral. 2004. Vol. 16. P. 661–669.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Amer. Mineral. 1983. Vol. 68. P. 277–279.

Krill A.G. Svecokarelian thrusting with thermal inversion in the Karasjok-Levajok area of the northern Baltic Shield // Nor. Geol. Unders. 1985. Vol. 403. P. 89–101.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircons and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. Vol. 37. P. 485–494.

Kröner A., *Compston W.* Archaean tonalitic gneiss of Finnish Lapland revisited: Zircon ion-microprobe ages // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. Vol. 104. P. 348–352.

Kröner A., *Puustinen K.*, *Hickman M.* Geochronology of an Archaean tonalitic gneiss dome in Northern Finland

and its relation with an unusual overlying volcanic conglomerate and komatiitic greenstone // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. Vol. 76. P. 33–41.

Kröner A., *Wilde S.A.*, *Zhao G.C.*, *O'Brien P.J.*, *Sun M.*, *Liu D.Y.*, *Wan Y.S.*, *Liu S.W.*, *Guo J.H.* Zircon geochronology and metamorphic evolution of mafic dykes in the Hengshan Complex of northern China: Evidence for late Palaeoproterozoic extension and subsequent high-pressure metamorphism metamorphism in the North China Craton // Precambrian Res. 2006. Vol. 146. P. 45–67.

Kudryashov N.M., *Bayanova T.B.*, *Gavrilenko*, *B.V.*, *Nikitin I.V.*, *Delenitzin A.A.*, *Mitrofanov F.P.* Archaean geochronology of the Kola region (north-eastern Baltic Shield) // Fourth International Archaean Symposium: Extended Abstracts / Eds. K.F. Cassidy, J.M. Dunphy, M.J. Van Krenendonk // AGSO Geoscience Australia, Record 2001. Vol. 37. P. 58–60.

Kuehner S.M. Petrology and geochemistry of early Proterozoic high-Mg dykes from the Vestfold Hills, Antarctica // Boninites and Related Rocks / Ed. A.J.Crawford. London: Unwin Hyman, 1989. P. 208–231.

Kulikov V., *Galdobina L.*, *Voinov A.*, *Golubev S.*, *Polehovsky Yu.*, *Svetov A.* Jatulian geology of the Paanajä rvi-Kuolajä rvi synclinorium // Jatulian geology of the eastern part of the Baltic Schield / Ed. A.Silvennoinen. Proceedings of a Finnish-Soviet Symposium held in Finland, August 21–26, 1979. Rovaniemi: The committee for Scientific and Technical Co-operation between Finland and Soviet Union, 1980. P. 73–96.

Kuno H. Origin of andesite and its bearing on the island arc structure // Bull. Volcanol. 1968. Vol. 32. P. 141–176.

Kusky T.M., *Li J.H.* Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China craton // J. Asian Earth Sci. 2003. Vol. 22. P. 23–40.

Kussmaul S., *Hormann P.K.*, *Ploskouka E.*, *Subieta T.* Volcanism and structure of South-Western Bolivia // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1977. Vol. 2, № 1. P. 118–132.

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 gneissic tonalites and associated supracrustal rocks in the Rautalampi area, central Finland // Geol. Surv. Finland: Bull. 1994. Vol. 378. P. 1–128.

Lahtinen R., *Huhma H.* Isotopic and geochemical constraints on the evolution of the 1.93–1.79 Ga Svecofennian crust and mantle // Precambrian Res. 1997. Vol. 82. P. 13–34.

Lahtinen R., *Huhma H.*, *Kousa J.* Contrasting source components of the Paleoproterozoic Svecofennian metasediments: Detrital zircon U-Pb, Sm-Nd and geochemical data // Precambrian Res. 2002. Vol. 116. P. 81–109.

Lahtinen R., *Korja A.*, *Nironen M.* Paleoproterozoic tectonic evolution // Precambrian Geology of Finland — Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield / Eds. M.Lehtinen, P.A. Nurmi, O.T. Rä mö. Amsterdam: Elsevier B.V., 2005. P. 481–532.

Lang H.M., *Gilotti J.A.* Plagioclase replacement textures in partially eclogitised gabbros from the Sanddal mafic-ultramafic complex, Greenland Caledonides // J. Metamorphic Geol. 2001. Vol. 19. P. 497–517.

Larson R.L. Geological consequences of superplumes // Geology. 1991. Vol. 19. P. 963–966.

Laske G., *Masters G.*, *Reif C.* CRUST 2.0: A New Global Crustal Model at 2×2 Degrees. 2000. http://mahi.ucsd.edu/Gabi/rem.html

Lauri L.S., *Karinen T.*, *Räsänen J.* The earliest Paleoproterozoic supracrustal rocks in Koillismaa, northern Finland — their petrographic and geochemical characteristics and lithostratigraphy // Bull. Geol. Soc. Finland. 2003. Vol. 75, № 1/2. P. 29–50.

Le Bas M.J. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // J. Petrology. 2000. Vol. 41. P. 1467–1470.

Le Maitre R.W. A proposal by the IUGS Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // Austral. J. Earth Sci. 1984. Vol. 31. P. 243–256.

Levchenkov O.A., *Levsky L.K.*, *Nordgulen Ø.*, *Dobrzhinetskaya L.F.*, *Vetrin V.R.*, *Cobbing J.*, *Nilsson L.P.*, *Sturt B.A.* U-Pb zircon ages from Sørvaranger, Norway, and the western part of the Kola Peninsula, Russia // Nor. Geol. Unders. Spec. Publ. 1995. № 7. P. 29–47.

Li Y., *Oldenburg D.W.* 3-D inversion of gravity data // Geophysics. 1998. Vol. 63, № 1. P. 109–119.

Li Y., *Oldenburg D.W.* 3-D inversion of magnetic data // Geophysics. 1996. Vol. 61, № 2. P. 394–408.

Liati A., *Seidel E.* Metamorphic evolution and geochemistry of kyanite eclogites in central Rhodope, northern Greece // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. Vol. 123. P. 293–307.

Lin W., *Enami M.* Prograde pressure-temperature path of jadeite-bearing eclogites and associated high-pressure/low-temperature rocks from western Tianshan, northwest China // Island Arc. 2006. Vol. 15. P. 483–502.

Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // Amer. Mineral. 1983. Vol. 68. P. 477–493.

Lindsley D.H., *Andersen D.J.* A two-pyroxene thermometer // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. Suppl. P. A887–A906.

Liou J.G., *Tsujimori T.*, *Zhang R.Y.*, *Katayama I.*, *Maruyama S.* Global UHP metamorphism and continental subduction/collision: The Himalayan model // Intern. Geol. Rev. 2004. Vol. 46. P. 1–27.

Lipman P.W. Evolution of silicic magma in the upper crust: The mid Tertiary Latir volcanic field and its cogenetic granitic batholith, northern New Mexico, USA // Trans. Roy. Soc. Edinb.: Earth Sci. 1988. Vol. 79. P. 265–288.

Liu F., *Xu Z.*, *Xue H.* Tracing the protolith, UHP metamorphism, and exhumation ages of orthogneiss from the SW Sulu terrane (eastern China): SHRIMP U-Pb dating of mineral inclusion-bearing zircons // Lithos. 2004. Vol. 78. P. 411–429.

Lobach-Zhuchenko S.B., *Arestova N.A.*, *Chekulaev V.P.*, *Levsky L.K.*, *Bogomolov E.S.*, *Krylov I.N.* Geochemistry

and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // Precambrian Res. 1998. Vol. 92. P. 223–250.

Lobach-Zhuchenko S.B., *Chekulaev V.P.*, *Ivanikov V.V.*, *Kovalenko A.V.*, *Bogomolov E.S.* Late Archaean high-Mg and subalkaline granitoids and lamprophyires indicators of gold mineralozation in Karelia (Baltic Shield), Russia // Ore bearing granites of Russia and adjacent countries. Moscow: IMGRE, 2000. P. 193–211.

Lobach-Zhuchenko S.B., *Chekulaev V.P.*, *Ivanikov V.V.*, *Kovalenko A.V.*, *Bogomolov E.S.* The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: Geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 107–128.

Lobach-Zhuchenko S.B., *Chekulaev V.P.*, *Sergeev S.A.*, *Levchenkov O.A.*, *Krylov I.N.* Archaean rocks from south-eastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // Precambrian Res. 1993. Vol. 62. P. 375–388.

Lobkovsky L.I., *Cloetingh S.*, *Nikishin A.M.*, *Volozh Y.*, *Lankreijer A.*, *Belyakov A.*, *Groshev V.*, *Fokin P.A.*, *Milanovsky E.*, *Pevzner L.*, *Gorbachev V.I.*, *Korneev M.* Extensional basins of the former Soviet Union — structure, basin formation mechanisms and subsidence history // Tectonophysics. 1996. Vol. 266. P. 251–286.

Ludden J., *Gelienas L.*, *Trudel P.* Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Quebec. Pt. 2: Mobility of trace elements and petrogenetic constraints // Canad. J. Earth Sci. 1982. Vol. 19. P. 2276–2287.

Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex — A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 2.05. USA, Berkeley: Berkeley Geochronology Center, 1999. Spec. Publ. № 1a.

Ludwig K.R. SQUID 1.00, A User's Manual. USA, Berkeley: Berkeley Geochronology Center, 2000. № 2.

Luukkonen E.J. Structural and U-Pb isotopic study of the late Archaean migmatitc gneisses of the Presvecokarelides, Lylyvaara, eastern Finland // Trans. Roy. Soc. Edinb.: Earth Sci. 1985. Vol. 176. P. 401–410.

Luukkonen E.J. The structure and stratigraphy of the northern part of the Late Archaean Kuhmo greenstone belt, eastern Finland // Archaean geology of the Fennoscandian Shiield: Proceedings of a Finnish-Soviet Symposium in Finland on July 28 — August 7, 1987 // Geol. Surv. Finland. 1988. Spec. Paper 4. P. 71–96.

Luukkonen E.J. Late Archaean and Early Proterozoic structural evolution in the Kuhmo-Suomussalmi terrain, eastern Finland // Ann. Univ. Turkuensis. 1992. Ser. A 78. P. 1–37.

Luukkonen E., *Halkoaho T.*, *Hartikainen A.*, *Heino T.*, *Niskanen M.*, *Pietikäinen K.*, *Tenhola M.* Itä -suomen arkeeiset alueet-hankkeen (12201 ja 210 5000) toiminta vuosina 1992–2001 Suomussalmen, Hyrynsalmen, Kuhmon, Nurmeksen, Rautavaaran, Valtimon, Lieksan, Ilomantsin, Kiihtelysvaaran, Enon, Kontiolahden, Tohmajä rven ja Tuupovaaran alueella // Geol. Surv. Finland. Report M19/4513/2002/1. 2002. 265 p. (на финском языке)

Maaskant P. Thermobarometry of the Furua granulites, Tanzania: A comparative study // Neue Jb. Miner. Abh., Stuttgart. 2004. Vol. 180. P. 65–100.

Macdonald R., *Smith R.L.*, *Thomas J.E.* Chemistry of the subalkalic silicic obsidians // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, Washington. 1992. Vol. 1523. 214 p.

Manikyamba C., *Naqvi S.M.*, *Subba Rao D.V. Ram Mohan M.*, *Khanna T.C.*, *Rao T.G.*, *Reddy G.L.N.* Boninites from the Neoarchean Gadwal greenstone belt, Eastern Dharwar Craton, India: Implicatons for Archean subduction processes // Earth and Planet. Sci. Lett. 2005. Vol. 230. P. 65–83.

Mann A.C. Trace element geochemistry of high alumina basalt-andesite-dacite-rhyodacite lavas of the Main Volcanic Series of Santorini Volcano, Greece // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. Vol. 84. P. 43–57.

Manninen T. Sallan alueen vulkaniitit: Lapin vulkaniittiprojektin raportti. Summary: Volcanic rocks in the Salla area, northeastern Finland: A report of the Lapland Volcanite Project // Geol. Surv. Finland: Report of Investigation. 1991. Vol. 104. 97 p.

Manninen T., *Huhma H.* A new U-Pb zircon constraints from Salla schist belt, Northern Finland // Geol. Surv. Finland. 2001. Spec. Paper 33. P. 201–208.

Manninen T., *Pihlaja P.*, *Huhma H.* U-Pb geochronology of the Peurasuvanto area, northern Finland // Geol. Surv. Finland, Spec. Paper 33, 2001. P. 189–200

Mänttäri I., *Hölttä P.* U-Pb dating of zircons and monazites from Archean granulites in Varpaisjä rvi, central Finland: Evidence for multiple metamorphism and Neoarchean terrain accretion // Precambrian Res. 2002. Vol. 118. P. 101–131.

Marker M. Early Proterozoic (c. 2000–1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: tectonic division and tectogenesis // Nor. Geol. Under. 1985. Vol. 403. P. 55–74.

Marker M., *Henkel H.*, *Lee M.K.* Combined gravity and magnetic modeling of the Tanaelv and Lapland granulite belts, Polar Profile, Northern Baltic Shield // The European geotraverse: Integrative studies / Eds. R.Freeman, P.Giese. Strasbourg: European Science Foundation, 1990. P. 67–76.

Martignole J., *Calvert A.J.* Crustal scale shortening and extension across the Grenville Province of western Quebeck // Tectonics. 1996. Vol. 15. P. 376–386.

Martin H. Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. Vol. 46. P. 411–429.

Martin H. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas // Geology. 1986. Vol. 14. P. 753–756.

Martin H. Evolution in composition of granitic rocks controlled by time-dependent changes in petrogenetic processes: Examples from the Archaean of eastern Finaland // Precambrian Res. 1987a. Vol. 35. P. 257–276.

Martin H. Petrogenesis of Archaean trondjemites, tonalities and granodiorites from eastern Finaland: Major and trace element geochemistry // J. Petrology. 1987b. Vol. 28. P. 921–953.

Martin H. The Archaean grey gneisses and the genesis of continental crust // The Archaean Crustal Evolution / Ed. K.Condie. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 205–259.

Martin H., *Chauvel C.*, *Jann B.-M.*, *Vidal P.* Rb-Sr and Sm-Nd and isotopic geochemistry of Archaean granodioritic gneisses from eastern Finland // Precambrian Res. 1983. Vol. 20. P. 79–91.

Martin H., *Smithies R.H.*, *Rapp R.*, *Moyen J.-F.*, *Champion D.* An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 1–24.

Maruyama S. Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan. 1994. Vol. 100. P. 24–49.

McCarthy T.C., *Patiño Douce A.E.* Empirical calibration of the silica-Ca-tschermak's-anorthite (SCAn) geobarometer // J. Metamorphic Geol. 1998. Vol. 16. P. 671–682.

McDonough D.T., *Fountain D.M.* Reflection characteristics of a mylonite zone based on compressional wave velocities of rock samples // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1988. Vol. 93. P. 547–558.

McDonough M.R., *McNicoll V.J.*, *Schetselaar E.M.* Age and kinematics of crustal shortening and escape in a two sided oblique slip collisional and magmatic orogen, Proterozoic Taltson Magmatic Zone, northeastern Alberta // Alberta Basement Transects Workshop / Ed. G.M. Ross. University of British Columbia: LITHOPROBE Secretariat, 1995. Lithoprobe Report № 47. P. 264–289.

McDonough W.F. Partial melting of subducted continental crust and isolation of its residual eclogitic lithology // Phil. Trans. Roy. Soc., London. 1991. Vol. A 335. P. 407–418.

McKenzie D., *Bickle M.J.* The volume and composition of melt generated by extention of the lithosphere // J. Petrology. 1988. Vol. 29. P. 625–629.

Melezhik V.A., *Fallick A.E.*, *Filippov M.M.*, *Larsen O.* Karelian shungite — an indication of 2.0 Ga-old metamorphosed oil-shale and generation of petroleum: Geology, lithology and geochemistry // Earth Sci. Rev. 1999. Vol. 47. P. 1–40.

Melezhik V.A., *Sturt B.F.* General geology and evolutionary history of the Early Proterozoic Polmak–Pasvik–Pechenga–Imandra–Varzuga–Ust'Ponoy greenstone belt in the northeastern Baltic Shield // Earth Sci. Rev. 1994. Vol. 36. P. 205–241.

Meriläinen K. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, Nrthern Finland // Bull. Geol. Surv. Finland. 1976. Vol. 281. 129 p.

Mertanen S., *Halls H.C.*, *Vuollo J.L.*, *Pesonen L.J.*, *Stepanov V.S.* Paleomagnetism of 2.44 Ga mafic dykes in Russian Karelia, eastern Fennoscandian Shield — implications for continental reconstructions // Precambrian Res. 1999. Vol. 98. P. 197–221.

Mertanen S., *Vuollo J.I.*, *Huhma H.*, *Arestova N.A.*, *Kovalenko A.* Early Paleoproterozoic–Archean dykes and gneisses in Russian Karelia of the Fennoscandian Shield — New paleomagnetic, isotope age and geochemical investigations // Precambrian Res. 2006. Vol. 144. P. 239–260.

Meshele M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. 1986. Vol. 56. P. 207–218.

Mezger K., *Rawnsley C.M.*, *Bohlen S.*, *Hanson G.N.* U-Pb garnet, sphene, monazite, and rutile ages: Implications for the duration of the high-grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mts // J. Geol. 1991. Vol. 99. P. 415–428.

Mints M.V. The correlation between the Palaeoproterozoic orogens and granulite belts in the Baltic Shield and North America Craton: A suggested model of Palaeoproterozoic plate tectonics // Gondwana Res. 1998. Vol. 1, № 2. P. 235–246.

Mints M.V., *Belousova E.A.*, *Konilov A.N.*, *Natapov L.M.*, *Shchipansky A.A.*, *Griffin W.L.*, *O'Reilly S.Y.* , *Dokukina K.A.*, *Kaulina T.V.* Mesoarchean Subduction Processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // Geology. 2010. Geology. 2010. Vol. 38. P. 739–742. doi: 10.1130/G31219.1.

Mints M.V., *Berzin R.G.*, *Philippova I.B.*, *Suleimanov A.K.*, *Zamozhniaya N.G.*, *Babayants P.S.*, *Blokh Yu.I.*, *Trusov A.A.* Deep crustal structure of the East-European platform basement: Accretion and collision related stacking within Supercontinent interior? // 32nd International Geological Congress: Abstracts. Italy: Florence, 2004. CD-ROM.

Mints M.V., *Kaulina T.V.*, *Konilov A.N.*, *Krotov A.V.*, *Stupak V.M.* The thermal and geodynamic evolution of the Lapland granulite belt: Implications for the thermal structure of the lower crust during granulite-facies metamorphism // Gondwana Res. 2007. Vol. 12. P. 252–267.

Mints M.V., *Konilov A.N.* Thermal structure of the crust during granulite metamorphism: Petrological speculations and geodynamic implications // Origin and evolution of continents / Eds. Y.Motoyoshi, K.Shiraishi: Proceedings of Intern. Symp. Tokyo. Mem. Nat. Inst. of Polar Research. Spec. Issue. 1998. Vol. 53. P. 137–156.

Mints M.V., *Konilov A.N.* Geodynamic crustal evolution and long-lived supercontinents during the Palaeoproterozoic: Evidences from granulite-gneiss belts, collisional and accretionary orogens // The Precambrian Earth: Tempos and Events / Eds. P.G. Eriksson, W.Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O.Catuneanu / Series «Developments in Precambrian Geology, Vol. 12» / Series Ed. K.C. Condie. Amsterdam; Boston and others: Elsevier, 2004. P. 223–239.

Mints M.V., *Konilov A.N.*, *Suleimanov A.K.*, *Zamozhniaya N.G.* Lapland granulite-gneiss belt in context of deep crustal structure and Palaeoproterozoic evolution of the East European Craton // IGC-33: Abstract Volume (CD-ROM). Norway: Oslo, 2008.

Mints M.V., *Philippova I.B.*, *Babayants P.S.*, *Blokh Yu.I.*, *Trusov A.A.* Deep crustal structure and evolution of the Neoarchaean Volgo-Uralian granulite-gneiss terrane,

East European Craton: Evidences of plume related origin of the granulite facies metamorphism // IGC-33: Abstract Volume (CD-ROM). Norway: Oslo, 2008.

Mints M.V., *Philippova I.B.*, *Suleimanov A.K.*, *Zamozhniaya N.G.*, *Babayants P.S.*, *Blokh Yu.I.*, *Trusov A.A.* Deep crustal structure and evolution of the Early Precambrian crust of the East European craton // IGC-33: Abstract Volume (CD-ROM). Norway: Oslo, 2008.

Mints M.V., *Suleimanov A.K.*, *Zamozhniaya N.G.*, *Morozov A.F.*, *Lipilin A.V.* Deep crustal structure of the East European Craton in context of suggested Trans-EuroAsian Megatransect // IGC-33: Abstract Volume (CD-ROM). Norway: Oslo, 2008.

Mints M.V., *Suleimanov A.K.*, *Zamozhniaya N.G.*, *Stupak V.M.* Reflection seismic images of the Early Precambrian crust of the major tectonic units within East European Craton: Data from the 1-EU, 4B, Tatseis geotraverses // IGC-33: Abstract Volume (CD-ROM). Norway: Oslo, 2008.

Mints M., *Suleimanov A.*, *Zamozhniaya N.*, *Stupak V.* A 3-D model of the Early Precambrian crust under the southeastern Fennoscandian Shield: Karelia Craton and Belomorian tectonic province // Tectonopysics. 2009. Vol. 472, № 1/4. P. 323–339 (Deep seismic profiling of the continents and their margins / Ed. T.Ito, T.Iwasaki, H.Thybo).

Mitrofanov F.P., *Balagansky V.V.*, *Balashov Yu.A.*, *Dokuchaeva V.S.*, *Gannibal L.F.*, *Nerovich L.I.*, *Radchenko M.K.*, *Ryungenen G.I.* U-Pb age of gabbro-anorthosite massifs in the Lapland Granulite Belt // Nor. Geol. Unders. Spec. Publ. 1995. Vol. 7. P. 179–183.

Mitrofanov F.P., *Bayanova T.B.* Duration and timing of ore-bearing Palaeoproterozoic intrusions of Kola province // Mineral Deposits: Processes to Processing / Eds. C.R. Stanley et al. Rotterdam: Balkema, 1999. P. 1275–1278.

Mitrofanov F.P., *Pozhilenko V.I.*, *Smolkin V.E.*, *Arzamastsev A.A.*, *Yevzerov V.Ya.*, *Lyubtsov V.V.*, *Shipilov E.V.*, *Nikolaeva S.B.*, *Fedotov Zh.A.* Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield). Apatity: Kola Sci. Center RAS, 1995. 145 p.

Mogilevsky P. On the miscibility gap in monazite-xenotime systems // Phys. Chem. Minerals. 2007. Vol. 34. P. 201–214.

Möller A, *Appel P.*, *Mezger K.*, *Schenk V.* Evidence for a 2.0 Ga subduction zone: Eclogites in the Usagaran belt of Tanzania // Geology. 1995. Vol. 23, № 12. P.1067–1070.

Möller C. Decompressed eclogites in the Sveconorwegian (Grenvillian) orogen of SW Sweden: Petrology and tectonic implications // J. Metamorphic Geol. 1998. Vol. 6. P. 641–656.

Moores E.M., *Twiss R.J.* Tectonics. N.Y.: W.H. Freeman and Co, 1995. 414 p.

Morgan W.J. Rodriguez, Darwin, Amsterdam: A second type of hotspot island // J. Geophys. Res. 1978. Vol. 83. P. 5355–5360.

Moyen J.-F., *Stevens G.*, *Kisters A.* Record of mid-Archaean subduction from metamorphism in the Barberton terrain, South Africa // Nature. August 2006. Vol. 442, № 3. P. 559–562.

Mutanen T. Geology and ore petrology of the Akanvaara and Koitelainen mafic layered intrusions and the Keivitsa-Satovaara layered complex, Northern Finland // Geol. Surv. Finland. Bull. 395. 1997. 233 p.

Mutanen T., *Huhma H.* U-Pb geochronology of the Koitelainen, Akanvaara and Keivitsa mafic layered intrusions and related rocks // Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences // Geol. Surv. Finland. 2001. Spec. Paper 33. P. 229–246.

Mutanen T., *Huhma H.* The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjä rvi Granulite Belt, northern Finland // Bull. Geol. Soc. Finland. 2003. Vol. 75, № 1/2. P. 51–68.

Nabighian M.N., *Hansen R.O.* Unification of Euler and Werner deconvolution in three dimensions via the generalized Hilbert transform // Geophysics. 2001. Vol. 66, № 6. P. 1805–1810.

Nakamura D., *Svojtka M.*, *Naemura K.* Very high-pressure (> 4 GPa) eclogite associated with the Moldanubian Zone garnet peridotite (Nové Dvory, Czech Republic) // J. Metamorphic Geol. 2004. Vol. 22. P. 593–603.

Natapov L.M., *Belousova E.A.*, *Griffin W.L.*, *O'Reilly S.Y.* U-Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons from Salma Eclogites, Kola Peninsula, Russia. Pt 2: GEMOC Report IMP-2005/1/GEMOC. Australia, Sidney: Macquarie University, 2005. 42 p.

Nehring F., *Foley S.F.*, *Hölttä P.*, *Van den Kerkhof A.M.* Internal differentiation of the Archean continental crust: Fluid-controlled partial melting of granulites and TTG-amphibolite associations in Central Finland // J. Petrology. 2009. Vol. 50, № 1. P. 3–35.

Nesbitt R.W., *Jahn B.M.*, *Purvis A.C.* Komatiites: An early Precambrian phenomenon // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1982. Vol. 14. P. 31–45.

Nesbitt R.W., *Sun S.-S.* Geochemistry of Archaean spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 31. P. 433–453.

Nicolas A. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Dordrecht: Kluwer, 1989. 367 p.

Niggli E., *Thompson J.B.* Petrogcnetic significance of blue, opalescent quartz in metamorphic rocks // Memorie degli Istituti di Geologic e Mineralogia dell' Iniversitä di Padova. 1979. Vol. 33. P. 258.

Niiranen T., *Hanski E.*, *Eilu P.* General geology, alteration, and iron deposits in the Palaeoproterozoic Misi region, northern Finland // Bull. Geol. Soc. Finland. 2003. Vol. 75, № 1/2. P. 69–92.

Nironen M. The Svecofennian Orogen: A tectonic model // Precambrian Res. 1997. Vol. 86. P. 21–44.

Nironen M., *Elliott B.A.*, *Rämö O.T.* 1.88–1.87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland Granitoid Complex: A shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence // Lithos. 2000. Vol. 53. P. 37–58.

Noble D.C., *Rigot W.L.*, *Bowman H.R.* Rare-earth element content of some highly differentiated ash-flow tuffs and lavas // Geol. Soc. Amer. 1979. Spec. Paper 180. P. 92–103.

Nutman A.P., *Kalsbeek F.*, *Marker M.*, *van Gool J.A.M.*, *Bridgwater D.* U-Pb zircon ages of Kangâmiut dykes and detrital zircons in metasediments in the Palaeoproterozoic Nagssugtoqidian Orogen (West Greenland). Clues to the precollisional history of the orogen // Precambrian Res. 1999. Vol. 93. P. 87–104.

O'Brien H.E., *Huhuma H.*, *Sorjonen-Ward P.* Petrogenesis of the Late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland: Geochemistry and Sr, Nd isotopic composition // Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland / Eds. P.A. Nurmi, P.Sorjonen-Ward // Geol. Surv. Finland. 1993. Spec. Paper 17. P. 147–184.

O'Brien P.J., *Rötzler J.* High-pressure granulites: Formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics // J. Metamorphic Geol. 2003. Vol. 21. P. 3–20.

O'Connor J.T. A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1965. Vol. 525B. P. B79–B84.

Öhlander B., *Skiöld T.*, *Elming S.Å.*, *BABEL Working Group*, *Claesson S.*, *Nisca D.H.* Delineation and character of the Archean–Proterozoic Boundary in northern Sweden // Precambrian Res. 1993. Vol. 64. P. 67–84.

Ohtani E. Majorite fractionation and genesis of komatiites in the deep mantle // Prcambrian Res. 1990. Vol. 48. P. 195–202.

Paavola J. A communication on the U-Pb and K-Ar age relations of the Archaean basement in the Lapinlahti-Varpaisjä rvi area, central Finland // Development of deformation, metamorphism and metamorphic blocks in eastern and southern Finland / Ed. K.Korsman // Geol. Surv. Finland: Bull. 1986. Vol. 339. P. 7–15.

Paavola J. Rautovaaran kartta-alueen kallioperä . Kallioperä karttojen selitykset. Lehty 3343. Suomen geologinen kartta 1:100 000. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Rautavaara map-sheet area. Explanation to the maps of Pre-Quaternary rocks, Sheet 3343. Geological map of Finland 1:100 000. Espoo: Geological Survey of Finland, 1999. P. 1–53.

Page F.Z., *Essene E.J.*, *Mukasa S.B.* Prograde and retrograde history of eclogites from the Eastern Blue Ridge, North Carolina, USA // J. Metamorphic Geol. 2003. Vol. 21. P. 685–698.

Papunen H., *Halkoaho T.*, *Tulenheimo T.*, *Liimayainen J.* Excursion to the Kuhmo greenstone belt // Geol. Surv. Finland. 1998. Spec. Paper 26. P. 91–106.

Paquette J.-L., *Monchoux H.*, *Couturier M.* Geochemical and isotopic study of a norite-eclogite transition in the European Variscan belt: Implications for U-Pb zircon systematics in metabasic rocks // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. Vol. 59, № 8. P. 1611–1622.

Partison N.L., *Korja A.*, *Lahtinen R.*, *Ojala V.J. and FIRE working Group.* FIRE seismic reflection profiles 4, 4a and 4b: Insights into the crustal structure of the Northern Finland from Ranua to Nä ä tä mö // Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005 // Geol. Surv. Finland. 2006. Spec. Paper 43. P. 161–222.

Patchett P.J., *Kouvo O.*, *Hedge C.E.*, *Tatsumoto M.* Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf isotopes // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. Vol. 78. P. 279–297.

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 Res. 1986. Vol. 35. P. 145–160.

Peacock S. M., *Rushmer T.*, *Thompson A.B.* Partial melting of subducting oceanic crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1994. P. 121, 227–244.

Peacock S.M., *Wang W.*, *McMahon A.M.* Thermal structure and metamorphism of subducting oceanic crust: Insight into Cascadia intraslab earthquakes // The Cascadia subduction zone and related subduction systems /Eds. S.Kirby, K.Wang, S.Dunlop // U.S. Geol. Survey open-file report 02–328 and Geol. Survey of Canada open-file 4350. Version 1.0. 2002. P. 123–126.

Pearce J.A. A role of sub-continental lithospherein magma genesis at active continental margins // Continental basalts and mantle xenoliths. England: Shiva Publishing Ltd., 1983. P. 230–249.

Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. Vol. 100. P. 14–48.

Pearce J.A., *Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 19. P. 290–300.

Pearce J.A., *Harris N.B.W.*, *Tindle A.G.* Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrology. 1984. Vol. 25. P. 956–983.

Pearce J.A., *Norry M.J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 69. P. 33–47.

Pearce J.A., *Thirlwall F.M.*, *Ingram G.A.*, *Murton B.J.*, *Arculus R.J.*, *van der Laan S.R.* Isotopic evidence for the origin of boninites and related rocks drilled in the Izu-Bonin (Ogasawara) forearc / Eds. P.Fryer, J.A. Pearce, L.Stokking et al. // Proc. ODP Sci.: Results. Texas: College Station, 1992. Vol. 125. P. 237–261.

Peccerillo A., *Taylor S.R.* Cheochemestry of Eocene calc-alkaline rocks in the Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. Vol. 58, № 1. P. 63–81.

Peltonen P., *Kontinen A.*, *Huhma H.* Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophiolite, Northeastern Finland // J. Petrology. 1996. Vol. 37, № 6. P. 1359–1383.

Peltonen P., *Kontinen A.*, *Huhma H.* Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua Ophiolite (Finland): Melt

migration in the upper mantle during Palaeoproterozoic continental break-up // J. Petrology. 1998. Vol. 39, № 2. P. 297–329.

Perchuk L., *Gerya T.* Petrology and retrograde P-T path in granulites of the Kanskaya formation, Yenisey range, Eastern Siberia // J. Metamorphic Geol. 1989. Vol. 7. P. 599–617.

Perchuk L.L., *Lavrent'eva I.V.* Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite / Ed. S.K. Saxena // Kinetics and equilibrium in mineral reactions. Advances in Physical Geochemistry. Vol. 3. Heidelberg; N.Y.: Springer, 1983. P. 199–239.

Perchuk L.L., *Lavrent'eva I.V.* Some equilibria involving garnet, orthopyroxene and amphibole as geothermometers and geobarometers for metamorphic rocks // Experiment-89: Informative volume. Moscow: Nauka, 1990. P. 44–45.

Percival J.A., *West G.F.* The Kapuskasing uplift: A geological and geophysical synthesis // Canad. J. Earth Sci. 1994. Vol. 31. P. 1256–1286.

Perkins M.E., *Nash B.P.* Explosive silicic volcanism of the Yellowstone hotspot: The ash fall tuff record // Geol. Soc. Amer. Bull. 2002. Vol. 114, № 3. P. 367–381.

Perttunen V., *Hanski E.*, *Väänänen J.* Stratigraphical map of the Perä pohja schist belt, Northern Finland // The 22nd Nordic Geological Winter meeting, 8–11 January 1996 in Turku-Åbo, Finland: Abstracts of oral and poster presentations / Eds. T.Kohonen, B.Lindberg. Turku-Åbo: Turun-yliopisto: Åbo-Academi, 1996. p. 152.

Perttunen V., *Vaasjoki M.* U-Pb geochronology of the Perä pohja schist belt, northwestern Finland // Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences // Geol. Surv. Finland. 2001. Spec. Paper 33. P. 45–84.

Pevzner L.A., *Kirjakov A.F.*, *Vorontsov A.K.*, *Masaitis V.L.*, *Mashchak M.S.*, *Ivanov B.A.* Vorotilovskaya drill-hole: First deep drilling in the central uplift of large terrestrial impact crater // Lunar and Planet. Sci. Vol. 23: Abstr. Pap. 23rd Lunar and Planet. Sci. Conf. Houston (US, Texas). 1992. P. 1063.

Picard C., *Giovenazzo D.*, *Lamothe D.* Geotectonic evolution by asymmetric rifting of the Proterozoic Cape Smith Belt, New Quebec // Geoscience Canada. 1989. Vol. 16, № 3. P. 130–133.

Piip V.B. 2D inversion of refraction travel-time curves using homogeneous functions // Geophys. Prospecting. 2001. Vol. 49. P. 461–482.

Pilkington M., *Gregotski M.E.*, *Todoeschuck J.P.* Using fractal crustal magnetization models in magnetic interpretation // Geophys. Prospecting. 1994. Vol. 42. P. 677–692.

Pilkington M., *Todoeschuck J.P.* Fractal magnetization of continental crust // Geophys. Res. Lett. 1993. Vol. 20, № 8. P. 639–641.

Piper J.D.A. Proterozoic palaeomegnetism and single continent plate tectonics // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1983. Vol. 74. P. 163–197.

Pognante U., *Kienast J.-R.* Blueschist and eclogite transformations in Fe-Ti gabbros: A case from the Western Alps Ophiolites // J. Petrology. 1987. Vol. 28, pt. 2. P. 271–292.

Polat A., *Hofmann A.W.*, *Rosing M.T.* Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: Geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth // Chem. Geol. 2002. Vol. 184. P. 231–254.

Polat A., *Kerrich R.* Magnesian andesites, Nb-enriched basalt-andesites, and adakites from late-Archaean 2.7 Ga Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: Implications for late Archaean subduction petrogenetic processes // Contrib Mineral. Petrol. 2001. Vol. 141. P. 36–52.

Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: The garnet-clinopyroxene geothermometer revised // J. Metamorphic Geol. 1985. № 3. P. 231–243.

Prouteau G., *Maury R.C.*, *Sajona F.G.*, *Cotton J.*, *Joron J.* Bahavior of Niobium, Tantalum and other high field strength elements in adakites and related lavas from the Philippines // Island Arc. 2000. Vol. 9. P. 487–498.

Puchtel I.S., *Arndt N.T.*, *Hofmann A.W.*, *Haase K.M.*, *Kröner A.*, *Kulikov V.S.*, *Kulikova V.V.*, *Garbe-Schönberg C.-D.*, *Nemchin A.A.* Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: Evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. Vol. 130. P. 134–153.

Puchtel I.S., *Brügmann G.E.*, *Hofmann A.W.* ^{187}Os-enriched domain in an Archean mantle plume: Evidence from 2.8 Ga komatiites of the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth and Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 186. P. 513–526.

Puchtel I.S., *Haase K.M.*, *Hofmann A.W.*, *Chauvel C.*, *Kulikov V.S.*, *Garbe-Schönberg C.-D.*, *Nemchin A.A.* Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. Vol. 61. P. 1205–1222.

Puchtel I.S., *Hofmann A.W.*, *Amelin Y.V.*, *Garbe-Schonberg C.-D.*, *Samsonov A.V.*, *Shchipansky A.A.* Combined mantle plume — island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. Vol. 63. P. 3579–3595.

Puchtel I.S., *Hofmann A.W.*, *Mezger K.*, *Shchipansky A.A.*, *Kulikov V.S.*, *Kulikova V.V.* Petrology of a 2.41 Ga remarkably fresh komatiitic basalt lava lake in Lion Hills, central Vetreny Belt, Baltic Shield // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. Vol. 124. P. 273–290.

Puchtel I.S., *Hofmann A.W.*, *Mezger K.*, *Shchipansky A.A.*, *Samsonov A.V.* Oceanic plateau for continental crustal growth in the Archean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 155. P. 57–74.

Puchtel I.S., *Humayuna M.*, *Walker R.J.* Os-Pb-Nd isotope and highly siderophile and lithophile trace element systematics of komatiitic rocks from the Volotsk suite, SE Baltic Shield // Precambrian Res. 2007. Vol. 158. P. 119–137.

Puustinen K. Geology of the Siilinjarvi carbonatite complex, eastern Finland // Bull. Geol. Surv. Finland. 1971. Vol. 249. 43 p.

Pyle J.M, *Spear F.S*, *Rudnick R.L*, *McDonough W.F.M.* Monazite–xenotime-garnet equilibrium in metapelites and a new monazite-garnet thermometer // J. Petrology. 2001. Vol. 42. P. 2083–2107.

Radchenko A., *Balagansky V.*, *Basalaev A.*, *Belyaev O.*, *Pozhilenko V.*, *Radchenko M.* An explanatory note on Geological Map of the north-eastern Baltic Shield of a scale of 1:500 000. Apatity: GI Kola Sci Center RAS, 1994. 96 p.

Raith M., *Raase P.* High-grade matamorphism in the granulite belt of Finnish Lapland // The nature of the Lower continental crust // Finn. Geol. Soc. 1986. Spec. Paper 24. P. 283–295.

Raith M., *Srikantappa C.*, *Ashamanjar*, *K.G.*, *Spiering B.* The granulite terrane of the Nilgiri Hills (Southern India): Characterization of high-grade metamorphism // Granulites and crustal evolution / Eds. D.Vielzeuf, Ph.Vidal. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1990. P. 339–365.

Rämö O.T., *Vaasjoki M.*, *Mänttäri I.*, *Elliott B.A.*, *Nironen M.* Petrogenesis of the post-kinematic magmatism of the Central Finland Granitoid Complex. Pt. 1: Radiogenic isotope constraints and implications for crustal evolution // J. Petrology. 2001. Vol. 42, № 11. P. 1971–1993.

Ramsay J.G., *Huber M.I.* The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 2: Folds and Fractures. London, 1987. P. 309–700.

Räsänen J., *Hanski E.*, *Lehtonen M.* Komatiites, low-Ti basalts and andesites in the Möykkelmä area, Central Finnish Lapland: Report of the Lapland Volcanite Project // Geol. Surv. Finland: Report of Investigation. 1989. Vol. 88. 41 p.

Rastas P., *Huhma H.*, *Hanski E.*, *Lehtonen M.I.*, *Härkönen I.*, *Kortelainen V.*, *Mänttäri I.*, *Paakkola J.* U-Pb isotopic studies on the Kittilä greenstone area, Central Lapland, Finland // Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences // Geol. Surv. Finland. 2001. Spec. Paper 33. P. 95–141.

Reid A.B., *Allsop J.M.*, *Granser H.*, *Millett A.J.*, *Somerton I.W.* Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution // Geophysics. 1990. Vol. 55, № 1. P. 80–91.

Reyerson F.J., *Watson E.B.* Rutile saturation in magmas: Implications for Ti-Nb-Ta depletion in island basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 86. P. 225–239.

Rivalenti G., *Mazzucchelli M.*, *Barbieri M.A.*, *Parenti M.*, *Schmid R.*, *Zanetti A.* Garnetite-forming processes in the deep crust: The Val Fiorina case study (Ivrea-Verbano Zone, NW Alps) // Eur. J. Mineral. 1997. Vol. 9. P. 1053–1071.

Roberts M.P., *Finger F.* Do U-Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions? // Geology. 1997. Vol. 25, № 4. P. 319–322.

Rogers J.J.W. A history of continents for the past billion years // J. Geol. 1996. Vol. 104. P. 91–107.

Rosen O.M., *Condie K.C.*, *Natapov L.M.*, *Nozhkin A.D.* Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: A preliminary assessment // Archean Crustal Evolution / Ed. K.C. Condie. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.

Ross G.M., *Eaton D.W.* Proterozoic tectonic accretion and growth of western Laurentia: Results from Lithoprobe studies in northern Alberta // Canad. J. Earth Sci. 2002. Vol. 39. P. 313–329.

Ross G.M., *Parrish R.S.*, *Villeneuve M.E.*, *Bowring S.A.* Geophysics and geochronology of the crystalline basement of the Alberta basin, Western Canada // Canad. J. Earth Sci. 1991. Vol. 28. P. 512–522.

Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // Chem. Geol. 2002. Vol. 184. P. 123–138.

Rubie D.C. The catalysis of mineral reactions by water and restrictions on the presence of aqueous fluid during metamorphism // Mineral. Mag. 1986. Vol. 50. P. 399–415.

Rudnick R.L., *Fountain D.M.* Nature and composition of continental crust: A lower crustal perspective // Rev. Geophys. 1995. Vol. 33, № 3. P. 267–309.

Sajona F.G., *Maury R.C.*, *Prouteau G.*, *Gotten G.*, *Schiano P.*, *Bellon Y.*, *Fountaine L.* Slab melt metasomatic agent in island arc magma mantle sources, Negros and batan (Philippine) // Island Arc. 2000. Vol. 9. P. 472–486.

Saltikoff B., *Puustinen K.*, *Tontti M.* Metallogenic zones and metallic mineral deposits in Finland: Explanation to the Metallogenic Map of Finland // Geol. Surv. Finland. 2006. Spec. Paper 35. 66 p.

Samsonov A.V., *Bogina M.M.*, *Bibikova E.V.*, *Petrova A.Yu.*, *Shchipansky A.A.* The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: Implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 83–106.

Sandiford M. Horizontal structures in granulite terrain: A record of mountain building or mountain collapse? // Geology. 1989. Vol. 17. P. 449–452.

Sandiford M., *Powell R.* Pyroxene exsolution in granulites from Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica: Evidence for 1000°C metamorphic temperatures in Archean continental crust // Amer. Mineral. 1986. Vol. 71. P. 946–954.

Schmitz M.D., *Bowring S.A.* Ultrahigh-temperature metamorphism in the lower crust during Neoarchean Ventersdorp rifting and magmatism, Kaapvaal Craton, southern Africa // GSA Bull. 2003. Vol. 115, № 5. P. 533–548.

Schreurs J. The thermotectonic evolution of a Proterozoic, low pressure, granulite dome, West Uusimaa,

SW Finland // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. Vol. 93. P. 236–250.

Schumacher R., *Faulhaber S.* Summary and discussion of *PT*-estimates from garnet-pyroxene-plagioclase-quartz-bearing granulite facies rocks from Sri Lanka // Precambrian Res. 1994. Vol. 66. P. 295–308.

Scott D.J. U-Pb geochronology of the eastern Hall Peninsula, Southern Baffin Island, Canada: A northern link between the Archean of West Greenland and the Palaeoproterozoic Torngat Orogen of northern Labrador // Precambrian Res. 1999. Vol. 93. P. 5–26.

Scott D.J., *Bickle M.J.* Field relationships in the Early Proterozoic Purtuniq Ophiolite, Lace Watts and Purtuniq map areas, Quebec // Geol. Surv. Canada. 1991. Paper 91–1C. P. 179–188.

Scott D.J., *St-Onge M.R.*, *Lucas S.B.*, *Helmstaedt H.* The 1998 Ma Purtuniq ophiolite: Imbricated and metamorphosed oceanic crust in the Cape Smith Belt, northern Quebec // Geoscince Canada. 1989. Vol. 16, № 3. P. 144–147.

Seck H.A., *Kötz J.*, *Okrusch M.*, *Seidel E.*, *Stosch H.-G.* Geochemistry of a meta-ophiolite suite: An association of metagabbros, eclogites and glaucophanites on the island of Syros, Greece // Eur. J. Mineral. 1996. Vol. 8. P. 607–623.

Seydoux-Guillaume A.-M., *Wirth R.*, *Heinrich W.*, *Montel J.M.* Experimental determination of the Th partitioning between monazite and xenotime using analytical electron microscopy and X-ray diffraction Rietveld analysis // Eur. J. Mineral. 2002. Vol. 14. P. 869–878.

Sharpe M.R., *Hulbert L.J.* Ultramafic sills beneath the eastern Bushveld Complex: Mobilized suspensions of early Lower Zone cumulates in a parental magma with boninitic affinities // Econ. Geol. 1985. Vol. 80. P. 849–871.

Shaw S.E., *Flood R.H.* The New England batholith, eastern Australia: Geochemical variations in time and space // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 10530–10544.

Shchipansky A.A., *Bogdanova S.V.* The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets Aulacogen // Tectonophysics. 1996. Vol. 268. P. 109–125.

Shchipansky A.A., *Samsonov A.V.*, *Bibikova E.V.*, *Babarina I.I.*, *Konilov A.N.*, *Krylov K.K.*, *Slabunov A.I.*, *Bogina M.M.* 2.8 Ga boninite-hosting partial suprasubduction zone ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE Baltic Shield, Russia // Precambrian ophiolites and related rocks / Ed. T.Kusky. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 430–486. (Development in Precambrian Geology, 13)

Sheppard S., *Occhipinti S.A.*, *Tyler I.M.* The relationship between tectonism and composition of granitoids magmas, Yarlarweelor Gneiss Complex, Western Australia // Lithos. 2003. Vol. 66. P. 133–154.

Shervais J.W. Birth, death, and ressurection: the life cycle of suprasubduction zone ophiolites // Geochem. Geophys. Geosyst. 2001. Vol. 2. Pap. n. 2000GS000080.

Shervais J.W. Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 59. P. 101–118.

Shirey S.B., *Hanson G.N.* Mantle derived Archaean monzodiorites and trachyandesites // Nature. 1984. Vol. 310. P. 222–224.

Siedlecka A., *Iversen E.*, *Krill A.G.*, *Lieungh B.*, *Often M.*, *Sanstad J.S.*, *Solli A.* Lithostratigraphy and correlation of the Archean and Early Paleoproterozoic rocks of Finnmarkvidda and Sørvaranger District // Geology of Finnmark. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, 1985. P. 7–36.

Silvenneoinen A. On the Proterozoic stratigraphy of Northern Finland // Geol. Surv. Finland. 1985. Bull. 331. P. 107–116.

Skiöld T. On the age of the Kiruna greenstones, Northern Sweden // Precambrian Res. 1986. Vol. 32. P. 35–44.

Skjerlie K.P., *Johnston A.D.* Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: Implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins // J. Petrology. 1996. Vol. 37. P. 661–691.

Skridlaite G., *Motuza G.* Precambrian domains in Lithuania: Evidence of terrane tectonics // Tectonophysics. 2001. Vol. 339. P. 113–133.

Skuf'in P.K., *Theart H.F.J.* Geochemical and tectonomagmatic evolution of the volcano-sedimentary rocks of Pechenga and other greenstone fragments within the Kola Greenstone Belt, Russia // Precambrian Res. 2005. Vol. 141. P. 1–48.

Smellie J.L., *Stone P.*, *Evans J.* Petrogenesis of boninites in the Ordovician Ballantrae Complex ophiolite, southwestern Scotland // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1995. Vol. 69. P. 323–342.

Smith D., *Griffin W.L.* Garnetite xenoliths and mantle-water interactions below the Colorado Plateau, Southwestern United States // J. Petrology. 2005. Vol. 46, № 9. P. 1901–1924.

Smith R.D., *Cameron,K.L.*, *McDowell F.W.*, *Niemeyer S.*, *Sampson D.E.* Generation of voluminous silicic magmas and formation of mid-Cenozoic crust beneath north-central Mexico: Evidence from ignimbrites, associated lavas, deep crustal granulites, and mantle pyroxenites // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. Vol. 123. P. 375–389.

Smith R.L. Ash flow magmatism // Geol. Soc. Amer. 1979. Spec. Paper 180. P. 5–27.

Smithies R.H. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // Earth and Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 182. P. 115–125.

Smithies R.H. Archaean boninite-like rocks in an intracratonic setting // Earth and Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 197. P. 19–34.

Smithies R.H., *Champion D.C.* The Archaean high-Mg diorite suite: Links to tonalite-trondhjemite-granodiorite magmatism and implications for Early Archaean crustal growth // J. Petrology. 2000. Vol. 41, № 12. P. 1653–1671.

Smithies R.H., *Champion D.C.*, *Cassidy K.F.* Formation of Earth's early Archaean continental crust // Precambrian Res. 2003. Vol. 127. P. 89–101.

Sneeringer M., *Hart S.R.*, *Shimizu N.* Strontium and samarium diffusion in diopside // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. Vol. 48, № 8. P. 1589–1609.

Snyder D.B., *Lucas S.B.*, *McBride J.N.* Crustal and mantle reflectors from Palaeoproterozoic orogens and their relation to arc-continent collisions // Precambrian crustal evolution in the North Atlantic Region / Ed. T.S. Brewer // Spec. Publ. Geol. Soc., London. 1996. № 112. P. 1–23.

Sorjonen-Ward P. An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the Late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // Geol. Surv. Finland. 1993. Spec. Paper 17. P. 9–192.

Sorjonen-Ward P. Geological and structural framework and preliminary imterpretation of the FIRE 3 and FIRE 3a reflection seismic profiles, Central Finland // Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005 // Geol. Surv. Finland. 2006. Spec. Paper 43. P. 105–159.

Sorjonen-Ward P., *Clauoé-Long J.* A preliminary note on ion probe results for zircons from Silvevaara Granodiorite, Ilomantsi, eastern Finland // Geological Survey Finland, Current Reasearch 1991–1992 // Geol. Surv. Finland. 1993. Spec. Paper 18. P. 25–29.

Sorjonen-Ward P., *Clauoé-Long J.*, *Huhma H.* SHRIMP isotope studies of granulite zircons and their relevance to early Proterozoic tectonics in northern Fennoscandia // U.S.G.S. Circular 1107. 1994. P. 299.

Sorjonen-Ward P., *Luukkonen E.J.* Archean rocks // Precambrian Geology of Finland — Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield / Eds. M.Lehtinen, P.A. Nurmi, O.T. Rä mö. Amsterdam: Elsevier B.V., 2005. P. 35–115.

Sorjonen-Ward P., *Ord A.*, *Kontinen A.*, *Alt-Epping P.*, *Zhang Y.*, *Kuronen U.* Geological constraints and numerical simulations of the formation and deformation of the Outokumpu Cu–Co–Ni–Zn–Au deposits // Predictive Mineral Discovery under Cover. SEG Meeting. Extended Abstracts. Perth, Western Australia: Centre for Global Metallogeny: The University of Western Australia, 2004. Vol. 33. P. 285–288.

Spandler C., *Hermann J.*, *Arculusa R.*, *Mavrogenes J.* Geochemical heterogeneity and element mobility in deeply subducted oceanic crust; insights from high-pressure mafic rocks from New Caledonia // Chem. Geol. 2004. Vol. 206. P. 21–42.

Spandler C., *Rubatto D.* Late Cretaceous-Tertiary tectonics of the southwest Pacific: Insights from U-Pb sensitive, high-resolution ion microprobe (SHRIMP) dating of eclogite facies rocks from New Caledonia // Tectonics. 2005. Vol. 24, TC3003, doi:10.1029/2004TC001709.

Spector A., *Grant F.S.* Statistical models for interpreting aeromagnetic data // Geophysics. 1970. Vol. 35, № 2. P. 293–302.

Springer W., *Seck H.A.* Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: Implications for the origin of TTG magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. Vol. 127. P. 30–45.

Spry P.G., *Heimann A.*, *Messerly J.D.*, *Houk R.S.* Discrimination of metamorphic and metasomatic processes at the Broken Hill Pb-Zn-Ag deposit, Australia: Rare Earth Element signatures of garnet-rich rocks // Econ. Geol. 2007. Vol. 102. P. 471–494.

Stacey J.S., *Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26. P. 207–221.

Steiger R.H., *Jäger E.* Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 36, № 3. P. 359–362.

Stein H.J., *Sundblad K.*, *Markey R.J.*, *Morgan J.W.*, *Kouvo O.* New method for precise Re-Os dating reveals two generation of molibdenite at Mä tä svaara, Karelian Province of Eastern Finland // Precambrian of Europe: Stratigraphy, structure, evolution and mineralization: Abstracts. St.-Petersburg: IPGG RAS, 1995. P. 112.

Steltenpohl M.G., *Kassos G.*, *Andresen A.* Retrograded eclogite-facies pseudotachylytes as deep-crustal paleoseismic faults within continental basement of Lofoten, north Norway // Geosphere. 2006. Vol. 2, № 1. P. 61–72.

Stepanov V.S., *Stepanova A.V.* The facies granite-gabbro-norite association of the eastern part of the Baltic Shield (Northern Karelia) // Precambrian of northern Europa-Asia: Abstracts. St.-Petersburg: IGGD RAS, 1997. P. 99.

Stephenson R.A., *Yegorova T.*, *Brunet M.-F.*, *Stovba S.*, *Wilson M.*, *Starostenko V.*, *Saintot A.*, *Kusznir N.* Late Palaeozoic intra- and pericratonic basins on the East European Craton and its margins // European Lithosphere Dynamics // Geol. Soc. London. 2006. Memoirs Vol. 32. P. 463–479.

Stern R.G., *Bloomer S.H.* Subduction zones infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California // Geol. Soc. Amer. Bull. 1992. Vol. 104. P. 1621–1636.

Stern R.A., *Hanson G.N.* Archean High-Mg granodiorite: A derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin // J. Petrology. 1991. Vol. 32, pt. 1. P. 201–238.

Stern R.A., *Lukas S.B.* U-Pb zircon age constraints on the early tectonic history of the Flin Flon accretionary collage, Saskatchewan // Radiogenic Age and Isotopic Studies: Rep. 8 // Geol. Surv. Canad. Current Res. 1994–F. P. 75–86.

St-Onge M.R., *Lukas S.B.*, *Scott D.J.*, *Wodichka N.* Upper and lower plate juxtaposition, deformation and metamorphism during crustal convergence, Trans-Hudson Orogen (Quebeck-Baffin segment), Canada // Precambriam Res. 1999. Vol. 93. P. 27–49.

Stucki A., *Rubatto D.*, *Trommsdorff V.* Mesozoic ophiolite relics in the Southern Steep Belt of the Central Alps // Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. 2003. Vol. 83. P. 285–299.

Sturm R. PX-NOM — an interactive spreadsheet program for the computation of pyroxene analyses derived from the electron microprobe // Computers and Geosciences. 2002. Vol. 28. P. 473–483.

Sun S.S., *McDonouch W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // Geol. Soc., London. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Sun S.-S., *Nesbitt R.W.* Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts // Geology. 1978. Vol. 6. P. 689–693.

Sun S.-S., *Nesbitt R.W.*, *McCulloch M.T.* Geochemistry and petrogenesis of Archaean and early Proterozoic siliceous high-magnesium basalts // Boninites and Related Rocks / Ed. A.J. Crawford. London: Unwin Hyman, 1989. P. 148–173.

Suomen kallioperä kartta — Berggrundskarta over Finland — Bedrock map of Finland 1:1 000 000 / Eds. K.Korsman, T.Koistinen, J.Kohonen, M.Wennerström, E.Ekdahl, M.Honkamo, H.Idman, Y.Pekkala. Espoo: Geological Survey of Finland, 1997.

Sutton A.N., *Blake S.*, *Wilson C.J.N.*, *Charlier B.L.A.* Late Quaternary evolution of a hyperactive rhyolite magmatic system: Taupo volcanic center, New Zealand // Geol. Soc., London. 2000. Vol. 157. P. 537–552.

Svetov S.A., *Svetova A.I.*, *Huhma H.* Geochemistry of the komatiite-tholeiite rock association in the Vedlozero-Segozero Archean greenstone belt, Central Karelia // Geochem. Inter. 2001. Vol. 39. P. 24–38.

Sylvester P.J., *Harper G.D.*, *Byerly G.R.*, *Thurston P.S.* Volcanic aspects // Greenstone belts / Eds. M. de Wit, L.D. Ashwal: Oxford monographs on Geology and Geophysics. 1997. Vol. 35. P. 55–90.

Symons D.T.A., *Harris M.J.* The ~1830 Ma Trans-Hudson hairpin from paleomagnetism of the Wapisu gneiss dome, Kisseynew Domain, Manitoba // Canad. J. Earth Sci. 2000. Vol. 37. P. 913–922.

Tani K., *Fiske R.S.*, *Tamura Y.*, *Kido Y.*, *Naka J.*, *Shukuno H.*, *Takeuchi R.* Sumisu volcano, Izu-Bonin arc, Japan: Site of a silicic caldera-forming eruption from a small open-ocean island // Bull. Volcanol. 2008. Vol. 70, № 5. P. 547–562.

Taran L.N., *Bogdanova S.V.* The Fennoscandia-Sarmatia junction in Belarus: New inferences from a *PT*-study // Tectonophysics. 2001. Vol. 339. P. 193–214.

Taylor P.N., *Kalsbeek F.* Dating the metamorphism of Precambrian marbles: Examples from Proterozoic mobile belts in Greenland // Chem. Geol. 1990. Vol. 86. P. 21–28.

Precambrian superplume events // The Precambrian Earth: Tempos and Events / Eds. P.G. Eriksson, W.Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O.Catuneanu / Series «Developments in Precambrian Geology, Vol. 12» / Series Ed. K.C. Condie. Amsterdam; Boston and others: Elsevier, 941 p.

Thomas J.B., *Bodnar R.J.*, *Shimizu N.*, *Chesner C.A.* Melt Inclusions in Zircon // Reviews in mineralogy and geochemistry. Zircon / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin P.W.O. 2003. Vol. 53, chap. 16. P. 63–87.

Thompson A.B. Mineral reactions in pelitic rocks. Pt. 2: Calculations of some P–T–X (Fe–Mg) phase relations // Amer. J. Sci. 1976. Vol. 276. P. 425–454.

Thompson A.B., *Ridley J.R.* Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1987. Vol. A321. P. 27–45.

Thompson D.T. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data // Geophysics. 1982. Vol. 47, № 1. P. 31–37.

Thompson P.H. Proterozoic evolution of the Northern Thelon Tectonic Zone: Ph.D. thesis. New Jersey, Princeton: Princeton Univ., 1992 (cited from Kitsul et al., 2000).

Thompson R.A., *Dungan M.A.*, *Lipman P.W.* Multiple differentiation processes in early-rift calc-alkaline volcanics, northern Rio Grande rift, New Mexico // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91, № B6. P. 6046–6058.

Thorkelson D.J., *Mortensen J.K.*, *Creaser R.A.*, *Davidson G.J.*, *Abbott J.G.* Early Proterozoic magmatism in Yukon, Canada: Constraints on the evolution of northwestern Laurentia // Can. J. Earth Sci. 2001. Vol. 38. P. 1479–1494.

Thurston P.S., *Kozhevnikov V.N.* An Archean quartz arenite — andesite association in the eastern Baltic Shield, Russia: Implications for assemblage types and shield history // Precambrian Res. 2000. Vol. 101. P. 313–340.

Tikhomirova M., *Belyatsky B. et al.* Rb-Sr and Sm-Nd isotope systematics of the Proterozoic carbonatite massif (Karelia, Russia) // 9th Meeting of the Association of European Geological Societies (MAEGS), 4–15 September, 1995. Saint-Petersburg «Precambrian of Europe: Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization». St.-Petersburg, 1995. P. 120.

Tikhotsky S. Determination of the sublithospheric component in the Earth's anomalous gravity field // Proc. of the Workshop: Analytical representation of the potential field anomalies for Europe (AROPA). Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie. 2003. Vol. 20. P. 79–85.

Timmerman M.J., *Daly J.S.* Sm-Nd evidence for late Archean crust formation in the Lapland-Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // Precambrian Res. 1995. Vol. 72. P. 97–107.

Tollo R., *Aleinikoff J.*, *Borduas E.*, *Hackley P.* Petrologic and geochronologic evolution of the Grenville orogen, northern Blue Ridge province, Virginia // Proterozoic tectonic evolution off the Grenville orogen in eastern North America / Eds. R.P. Tollo, L.Corriveau, J.McLelland, M.J. Bartholomew // Geol. Soc. Amer. 2004. Memoir. Vol. 197. P. 140–162.

Tomashek F., *Kennedy A.K.*, *Villa I.M. Lagosi M.*, *Ballhaus C.* Zircons from Syros, Cyclades, Greece — recrystallization and mobilization of zircon during high-pressure metamorphism // J. Petrology. 2003. Vol. 44, № 11. P. 1977–2002.

Touret J.L.R., *Hartel T.H.D.* Synmetamorphic fluid inclusions in granulites // Granulites and Crustal Evolution / Eds. D.Vielzeuf, Ph.Vidal. Dordrecht: Kluwer Publ., 1990. P. 397–417.

Tsujimori T., *Sisson V.B.*, *Liou J.G.*, *Harlow G.E.*, *Sorensen S.S.* Petrologic characterization of Guatemalan lawsonite eclogite: Eclogitization of subducted oceanic crust in a cold subduction zone // Ultrahigh-pressure metamorphism: Deep continental subduction / Eds. B.R. Hacker, W.C. McClelland, J.G. Liou // Geol. Soc. Amer. 2006. Spec. Paper 403. P. 147–168.

Tuisku P., *Huhma H.* Geochronology of Lapland granulite belt and implications for the Fennoscandian assembly // The architecture and evolution of the Palaeoproterozoic Lapland-Kola orogen. SVEKALAPKO, an Europrobe project: Abstracts. Finland: Oulu, 1999. P. 65.

Tuisku P., *Huhma H.* Generation of the norite-enderbite series of the Lapland Granulite Belt: Implications from SIMS U-Pb-dating of zircons // Geophys. Res. Abstr. 2005. Vol. 7. P. 8–22.

Tuisku P., *Huhma H.* Evolution of Migmatitic Granulite Complexes: Implications from Lapland Granulite Belt. Pt. 2: Isotopic dating // Bull. Geol. Soc. Finland. 2006. Vol. 78. P. 143–175.

Tuisku P., *Makkonen H.* Spinel-bearing symplectites in Palaeoproterozoic ultramafic rocks from two different geological settings in Finland: Thermobarometric and tectonic implications // Geol. Fören. Stockholm Förhand. 1999. Vol. 121. P. 293–300.

Tuisku P., *Mikkola P.*, *Huhma H.* Evolution of Migmatitic Granulite Complexes: Implications from Lapland Granulite Belt. Pt. 1: Metamorphic geology // Bull. Geol. Soc. Finland. 2006. Vol. 78. P. 71–105.

Turchenko S.I. Precambrian metallogeny related to tectonics in the eastern part of the Baltic Shield // Precambrian Res. 1992. Vol. 58. P. 121–141.

Turchenko S.I., *Semenov V.S.*, *Amelin Yu.V.*, *Levchenkov O.A.*, *Neymark L.A.*, *Buiko A.K.*, *Koptev-Dvornikov J.V.* Early Proterozoic riflogenic belt of Northern Karelia and types of the Cu-Ni, PGE and Cu-Au mineralization // New ore types in Northern Fennoscandia. Geol. Förhen. Stockholm Förhand. 1991. Vol. 113. P. 70–72.

Turcotte D. Fractals and chaos in geology and geophysics. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1992. 221 p.

Väänänen J., *Lehtonen M.I.* U-Pb isotopic age determinations from the Kolaru-Muonio area, Western Finnish Lapland // Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences // Geol. Surv. Finland. 2001. Spec. Paper 33. P. 85–93.

Vaasjoki M., *Sorjonen-Ward P.*, *Lavikainen S.* U-Pb age determinations and sulfide Pb-Pb characteristics from the Late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland / Eds. P.A. Nurmi, P.Sorjonen-Ward // Geol. Surv. Finland. 1993. Spec. Paper 17. P. 103–131.

Vaasjoki M., *Taipale K.*, *Tuokko I.* Radiometric ages and other isotopic data bearing on the evolution of the Archaean crust and ores in the Kuhmo-Suomussalmi area, Eastern Finland // Studiesrelated to the Global Geoscience transects / SVEKA Project in Finland: Spec. Issue // Bull. Geol. Soc. Finland. 1999. Vol. 71. P. 155–176.

Väisänen M., *Hölttä P.* Structural and metamorphic evolution of the Turku migmatite complex, southwestern Finland // Studiesrelated to the Global Geoscience transects / SVEKA Project in Finland: Spec. Issue // Bull. Geol. Soc. Finland. 1999. Vol. 71. P. 177–218.

Väisänen M., *Mänttäri I.*, *Kriegsman L.M.*, *Hölttä P.* Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland // Lithos. 2000. Vol. 54. P. 63–81.

Van Duin J.A., *Nieman C.P.* Pressure and temperature history of a low-pressure transitional granulite area, Turku, SW Finland // Geol. Mijnbouw. 1993. Vol. 71. P. 259–280.

Van Kranendonk M.J. Tectonic evolution of the Palaeoproterozoic Torngat orogen: Evidence from pressure-temperature-time-deformation paths in the North River map area, Labrador // Tectonics. 1996. Vol. 15, № 4. P. 843–869.

Vogel D.C., *Vuollo J.I.*, *Alapieti T.T.*, *James R.S.* Tectonic, stratigraphic and geochemical comparisons between ca: 2500–2440 Ma mafic igneous events in the Canadian and Fennoscandian Shields // Precambrian Res. 1998. Vol. 92. P. 89–116.

Volozh Yu.A., *Antipov M.P.*, *Brunet M.F.*, *Garagash I.A.*, *Lobkovskii L.I.*, *Cadet J.P.* Pre-Mesozoic geodynamics of the Precaspian basin (Kazakhstan) // Sedimentary Geology. 2003. Vol. 156. P. 35–58.

Vrána S., *Frýda J.* Ultrahigh-pressure grossular-rich garnetite from the Moldanubian Zone, Czech Republic // Eur. J. Mineral. 2003. Vol. 15. P. 43–54.

Vuollo J. Palaeoproterozoic basic igneous events in Eastern Fennoscandian Shield between 2.45 and 1.97 Ga. Oulu: Acta Univ., 1994. Vol. A250. 32 p.

Wang C.-Y., *Okaya D.A.*, *Ruppert C.*, *Guo T.*, *Davis G.A.*, *Zhong Z.*, *Wenk H.-R.* Seismic reflectivity of the Wipple Mountain Shear Zone in Southern California // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. P. 2989–3005.

Wang R.-L., *Chung S.-L.*, *Chen C.-H.*, *Chen C.-H.* Geochemical constraints on the petrogenesis of high-Mg basaltic andesites from the Northern Taiwan Volcanic Zone // Chem. Geol. 2002. Vol. 182. P. 513–528.

Wark D.A., *Hildreth W.*, *Spear F.S.*, *Cherniak D.J.*, *Watson E.B.* Pre-eruption recharge of the Bishop magma system // Geology. 2007. Vol. 35. P. 235–238.

Wark D.A., *Watson E.B.* TitaniQ: A titanium-in-quartz geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. Vol. 152. P. 743–754.

Watson E.B., *Harrison T.M.* Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of

crustal magma types // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 64. P. 295–304.

Weihed P., *Arndt N.*, *Billström K.*, *Duchesne J.-C.*, *Eilu P.*, *Martinsson O.*, *Papunen H.*, *Lahtinen R.* Precambrian geodynamics and ore formation: The Fennoscandian Shield // Geodynamics and Ore Deposit Evolution in Europe / Eds. D.Blundell, N.Arndt, P.R. Cobbold, C.Heinrich //Ore Geology Reviews. 2005. Vol. 27. P. 273–322.

Werner S. Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies // Sver. Geol. Unders. 1953. Ser. C.C. Arsbok 43. № 6. 130 p.

Whalen J.B., *Percival J.A.*, *McNicoll V.J.*, *Longstaffe F.J.* A mainly crustal origin for tonalitic granitoid rocks, Superior Province, Canada: Implications for Late Archean tectonomagmatic processes // J. Petrology. 2002. Vol. 43, № 8. P. 1551–1570.

White D.J., *Jones A.G.*, *Lucas S.B.*, *Hajnal Z.* Tectonic evolution of the Superior Boundary Zone from coincident seismic reflection and magnetotelluric profiles // Tectonics. 1999. Vol. 18, № 3. P. 430–451.

Whitehouse M.J., *Platt J.P.* Dating high-grade metamorphism-constraints from rare-earth elements in zircon and garnet // Contrib. Mineral. Petrol. 2003. Vol. 145. P. 61–74.

Wiedenbeck M., *Alle P.*, *Corfu F.*, *Griffin W.L.*, *Meier M.*, *Oberli F.*, *Quadt A.* The natural zircon standarts for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and REE analyses // Geostandrts Newsletter. 1995. Vol. 19. P. 1–23.

Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley // Rev. Econ. Geol. 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Winchester J.A., *Pharaoh T.C.*, *Verniers J.*, *Ioane D.*, *Seghedi A.* Palaeozoic accretion of Gondwana-derived terranes to the East European Craton: Recognition of detached terrane fragments dispersed after collision with promontories // European Lithosphere Dynamics / Eds. D.G. Gee, R.A. Stephenson // Geol. Soc. London: Memoirs. 2006. Vol. 32. P. 323–332.

Wise1 M.A. Blue quartz in Virginia // Virginia Minerals. 1981. Vol. 27. P. 9–13.

Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problem of tectono-magmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 50. P. 11–30.

Xu J.-F., *Shinjo R.*, *Defant M.J.*, *Wang Q.*, *Rapp R.P.* Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust? // Geology. 2002. Vol. 30, № 12. P. 1111–1114.

Yang J.-J. Titanian clinohumite-garnet-pyroxene rock from the Su-Lu UHP metamorphic terrane, China: Chemical evolution and tectonic implications // Lithos. 2003. Vol. 70. P. 359–379.

Yang T.N., *Xu Z.Q.*, *Leech M.* Mass balance during retrogression of eclogite-facies minerals in the Rongcheng eclogite, eastern Sulu ultrahigh-pressure terrane, China // Amer. Mineral. 2004. Vol. 89. P. 1525–1532.

Zeck H.P., *Williams I.S.* Inherited and magmatic zircon from Neogene Hoyazo cordierite dacite, SE Spain — anatectic source rock provenance and magmatic evolution // J. Petrology. 2002. Vol. 43, № 6. P. 1089–1104.

Zegers T.E. Granite formation and emplacement as indicators of Archaean tectonic processes // The Precambrian Earth: Tempos and Events / Eds. P.G. Eriksson, W.Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O.Catuneanu / Series «Developments in Precambrian Geology, Vol. 12» / Series Ed. K.C. Condie. Amsterdam; Boston and others: Elsevier, 2004. P. 103–118.

Zhang Z.M., *Liou J.G.*, *Zhao X.D.*, *Shi C.* Petrogenesis of Maobei rutile eclogite from the southern Sulu ultrahigh-pressure metamorphic belt, Eastern China // J. Metamorphic Geol. 2006. V. 24. P. 727–741.

Ziegler P.A., *Schumacher M.E.*, *Dézes P.*, *Van Wees J.-D.*, *Cloetingh S.* Post-Variscan evolution of the lithosphere in the area of the European Cenozoic Rift System // European Lithosphere Eds. D.G. Gee, R.A. Stephenson // Geol. Soc. London: Memoirs. 2006. Vol. 32. P. 97–112.

Zolensky M.E., *Sylvester P.J.*, *Pages J.B.* Origin and significance of blue coloration in quartz from Llano rhyolite (Illanite), north-central Llano County, Texas // Amer. Mineral. 1988. Vol. 73. P. 313–323.

Благодарности

Исследования, результаты геологические которых приведены в книге, были инициированы отработкой опорного профиля 1-ЕВ (ОП «Спецгеофизика») в рамках программы Федерального агентства по недропользованию («РОСНЕДРА») по созданию сети опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин. Работа была выполнена авторами — сотрудниками нескольких производственных и научных организаций («Спецгеофизика», ГИН, ИГЕМ и ИФЗ РАН, «Аэрогеофизика», ГИ КНЦ РАН). Решение ряда непростых методических вопросов было найдено в рамках специальной программы ВСЕГЕИ. Исследования, выполненные в объединении «Аэрогеофизика», включали обобщение данных по глубокому бурению фундамента Московской синеклизы (А.В. Постников, РГУ НиГ). В работе представлены новые результаты прецизионных геохронологических исследований, выполненных в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург, Россия) и в Macquarie University, GEMOC ARC National Key Centre (Сидней, Австралия).

Авторы выражают искреннюю признательность коллегам и руководству перечисленных организаций. Объединению усилий исследовательских коллективов, лишь в небольшой степени связанных совместными программами и проектами, способствовали инициативы руководителя Межрегионального Центра «ГЕОКАРТ» Н.В. Межеловского и академика РАН Ю.Г. Леонова, обозначивших в качестве главной цели создание целостного объемного представления о строении и эволюции раннедокембрийской коры ВЕК на основе принципиально новой информации. Комфортные условия для совместной работы специалистов производственных и научных организаций были созданы директором ФГУ ГНПП «Спецгеофизика» Р.Г. Берзиным. Исследования были поддержаны заместителем руководителя Федерального агентства по недропользованию («РОСНЕДРА») А.Ф. Морозовым. Авторы выражают глубокую признательность А.А. Щипанскому и А.В. Самсонову, которые, не участвуя непосредственно в подготовке монографии, любезно предоставили свои материалы, в том числе ранее не публиковавшиеся.

Авторы считают приятным долгом выразить благодарность литературному редактору И.М Ерофеевой и дизайнеру Е.Ю. Ерофеевой, труд и терпение которых позволили довести работу до публикации.

Авторы благодарны за финансовую поддержку исследований РФФИ (проекты 00-05-64241, 05-05-65012 и 08-05-00350) и ОНЗ РАН (программа № 6).

Работа является вкладом в проект IGCP-559 «Crustal Architecture and Images: structural controls on landscapes, resources and hazards».

Список приложений

I-1. Геолого-тектоническая карта с элементами геодинамики. Ранний докембрий восточной части Фенноскандинавского щита Восточно-Европейской платформы. 2009. Составил М.В. Минц

I-2. Геолого-тектоническая карта с элементами геодинамики. Ранний докембрий центральной и восточной частей Восточно-Европейской платформы. 2009. Составили: М.В. Минц, И.Б. Филиппова

I-3 (левая половина). Условные обозначения к геолого-тектоническим картам с элементами геодинамики «Ранний докембрий восточной части Фенноскандинавского щита», «Ранний докембрий центральной и восточной частей Восточно-Европейской платформы», глубинным геологическим разрезам и объемным моделям коры. 2009. Составили: М.В. Минц, И.Б. Филиппова

I-3 (правая половина). Условные обозначения к геолого-тектоническим картам с элементами геодинамики «Ранний докембрий восточной части Фенноскандинавского щита», «Ранний докембрий центральной и восточной частей Восточно-Европейской платформы», глубинным геологическим разрезам и объемным моделям коры. 2009. Составили: М.В. Минц, И.Б. Филиппова

II-1. Тектоническое районирование архейской коры в восточной части Фенноскандинавского щита. Составил М.В. Минц. 2009 Масштаб 1:5 000 000

II-2. Мезо-неоархейские гранит-зеленокаменные области в восточной части Фенноскандинавского щита. Составил М.В. Минц. 2009 Масштаб 1:5 000 000

III-1. Тектоническое районирование раннедокембрийской коры в восточной части Фенноскандинавского щита в палеопротерозое. Составил М.В. Минц. 2009 Масштаб 1:5 000 000

III-2. Ключевые палеопротерозойские комплексы пород в восточной части Фенноскандинавского щита. Составил М.В. Минц. 2009. Масштаб 1:5 000 000

IV-1. Тектоническое районирование раннедокембрийской коры центральной и восточной частей Восточно-Европейской платформы. Составили: М.В. Минц, И.Б. Филиппова. 2009. Масштаб 1:5 000 000

IV-2. Тектонические границы раннедокембрийской коры в центральной и восточной частях Восточно-Европейской платформы поверх карты поля силы тяжести. Составили: М.В. Минц, И.Б. Филиппова. 2009. Масштаб 1:5 000 000

IV-3. Тектонические границы раннедокембрийской коры в центральной и восточной частях Восточно-Европейской платформы поверх карты магнитного поля. Составили: М.В. Минц, И.Б. Филиппова. 2009. Масштаб 1:5 000 000

IV-4. Тектонические границы раннедокембрийской коры в центральной и восточной частях Восточно-Европейской платформы поверх карты эффективной плотности. Составили: П.С. Бабаянц, Ю.И. Блох, А.А. Трусов, М.В. Минц, И.Б. Филиппова. 2009. Масштаб 1:5 000 000

IV-5. Тектонические границы раннедокембрийской коры в центральной и восточной частях Восточно-Европейской платформы поверх карты локальной составляющей эффективной плотности. Составили: П.С. Бабаянц, Ю.И. Блох, А.А. Трусов, М.В. Минц, И.Б. Филиппова. 2009. Масштаб 1:5 000 000

IV-6. Тектонические границы раннедокембрийской коры в центральной и восточной частях Восточно-Европейской платформы поверх карты эффективной намагниченности. Составили: П.С. Бабаянц, Ю.И. Блох, А.А. Трусов, М.В. Минц, И.Б. Филиппова. 2009. Масштаб 1:5 000 000

IV-7. Тектонические границы раннедокембрийской коры в центральной и восточной частях Восточно-Европейской платформы поверх карты локальной составляющей эффективной намагниченности. Составили: П.С. Бабаянц, Ю.И. Блох, А.А. Трусов, М.В. Минц, И.Б. Филиппова. 2009. Масштаб 1:5 000 000

IV-8. Тектонические границы раннедокембрийской коры в центральной и восточной частях Восточно-Европейской платформы поверх карты петрофизических классов. Составили: П.С. Бабаянц, Ю.И. Блох, А.А. Трусов, М.В. Минц, И.Б. Филиппова. 2009. Масштаб 1:5 000 000

IV-9. Трехмерная плотностная модель верхней части коры в центральной области Восточно-Европейской платформы. Вертикальные сечения по ключевым направлениям до глубины 10–15 км. Составили: П.С. Бабаянц, Ю.И. Блох, А.А. Трусов. 2009. Масштаб 1:5 000 000

IV-10. Трехмерная магнитная модель верхней части коры в центральной области Восточно-Европейской платформы. Вертикальные сечения по ключевым направлениям до глубины 10–15 км. Составили: П.С. Бабаянц, Ю.И. Блох, А.А. Трусов. 2009. Масштаб 1:5 000 000

IV-11. Тектонические границы раннедокембрийской коры в центральной и восточной частях Восточно-Европейской платформы и ориентировка петрофизических объектов в трехмерных мерных моделях плотности и намагниченности верхней части коры. Составили: М.В. Минц, И.Б. Филиппова, П.С. Бабаянц, Ю.И. Блох, А.А. Трусов. 2009. Масштаб 1:5 000 000

IV-12. Тектонические границы раннедокембрийской коры в центральной и восточной частях Восточно-Европейской платформы и скважины, достигшие фундамента. Составили: М.В. Минц, И.Б. Филиппова (использованы материалы, предоставленные А.В. Постниковым). 2009. Масштаб 1:5 000 000

V-1–V-4. Опорный профиль 1-ЕВ в интервале 0–1370 км (восточная часть Фенноскандинавского щита). Масштаб 1:15 000 000.

Верхний лист

Приложение V-1. Сейсмический образ коры и верхней части литосферной мантии (мигрированный разрез МОГТ). Составили: Н.Г. Заможняя («Спецгеофизика») и М.В. Минц (ГИН РАН, «Спецгеофизика») по материалам ОП «Спецгеофизика». 2009

Приложение V-2. Сейсмический образ коры и верхней части литосферной мантии (мигрированный разрез МОГТ), совмещенный с границами структурных доменов, геологическими и тектоническими границами. Составили: М.В. Минц (ГИН РАН, «Спецгеофизика») и Н.Г. Заможняя («Спецгеофизика») по материалам ОП «Спецгеофизика». 2009

Нижний лист

Приложение V-3. Сейсмический образ коры и верхней части литосферной мантии (мигрированный разрез МОГТ) и разрез эффективной акустической жесткости, совмещенные с границами структурных доменов, геологическими и тектоническими границами. Составили: М.В. Минц (ГИН РАН, «Спецгеофизика»), Н.Г. Заможняя и В.М. Ступак («Спецгеофизика») по материалам ОП «Спецгеофизика». 2009

Приложение V-4. Геологический разрез коры и верхней части литосферной манти. Составил М.В. Минц (ГИН РАН, «Спецгеофизика») по материалам ОП «Спецгеофизика». 2009

VI-1–VI-3. Опорный профиль 1-ЕВ в интервале 1050–2750 км (раннедокембрийский фундамент Восточно-Европейской платформы, территория Московской синеклизы и северная часть Воронежского кристаллического массива). Масштаб 1:15 000 000

Приложение VI-1. Сейсмический образ коры и верхней части литосферной мантии (мигрированный разрез МОГТ). Составили: Н.Г. Заможняя («Спецгеофизика») и М.В. Минц (ГИН РАН, «Спецгеофизика») по материалам ОП «Спецгеофизика». 2009

Приложение VI-2. Сейсмический образ коры и верхней части литосферной мантии (мигрированный разрез МОГТ), совмещенный с границами структурных доменов, геологическими и тектоническими границами. Составили: М.В. Минц (ГИН РАН, «Спецгеофизика») и Н.Г. Заможняя («Спецгеофизика») по материалам ОП «Спецгеофизика». 2009

Приложение VI-3. Геологический разрез коры и верхней части литосферной манти. Составил М.В. Минц (ГИН РАН, «Спецгеофизика») по материалам ОП «Спецгеофизика». 2009

VII-1–VII-3. Опорный профиль 1-ЕВ в интервале 2400–3550 км (раннедокембрийский фундамент Восточно-Европейской платформы, территория, Воронежский кристаллический массив). Масштаб 1:15 000 000.

Приложение VII-1. Сейсмический образ коры и верхней части литосферной мантии (мигрированный разрез МОГТ). Составили: Н.Г. Заможняя («Спецгеофизика») и М.В. Минц (ГИН РАН, «Спецгеофизика») по материалам ОП «Спецгеофизика». 2009

Приложение VII-2. Сейсмический образ коры и верхней части литосферной мантии (мигрированный разрез МОГТ), совмещенный с границами структурных доменов, геологическими и тектоническими границами. Составили: М.В. Минц (ГИН РАН, «Спецгеофизика») и Н.Г. Заможняя («Спецгеофизика») по материалам ОП «Спецгеофизика». 2009

Приложение VII-3. Геологический разрез коры и верхней части литосферной манти. Составил М.В. Минц (ГИН РАН, «Спецгеофизика») по материалам ОП «Спецгеофизика». 2009

VIII-1. Опорный профиль 1-ЕВ, 3400–4080 км. Тектонические нарушения, формирующие структуру Прикаспийской депрессии (районирование поля силы тяжести). Составил М.В. Минц. 2008. Масштаб 1:10 000 000

VIII-2.

Приложение VIII-2 (верхняя половина). Глубинный разрез коры и верхней мантии вдоль опорного профиля 1-ЕВ, 3390–4084 км, Прикаспийская впадина. Составил М.В. Минц по материалам ОП «Спецгеофизика». 2008. Масштаб 1:15 000 000

Приложение VIII-2 (нижняя половина). Глубинный разрез коры и верхней мантии вдоль опорного профиля 1-ЕВ, 3390–4084 км, Прикаспийская впадина. Составил М.В. Минц по материалам ОП «Спецгеофизика». 2008. Масштаб 1:15 000 000

VIII-3. Объемная модель глубинного строения Прикаспийской впадины (карта поля силы тяжести, совмещенная с глубинным разрезом по опорному профилю 1-ЕВ, 3390–4084 км). Составил М.В. Минц. 2008

IX-1. Тектоническая схема раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона. Составил М.В. Минц. 2009. Масштаб 1:12 500 000

IX-2. Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона (опорный профиль 1-ЕВ, профили 4В, ТАТСЕЙС, FIRE-1 и FIRE-4). Составил М.В. Минц. 2009

Научное издание

Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС

Том второй

Редактор *И.М. Ерофеева*
Дизайн и компьютерная верстка *Е.Ю. Ерофеева*

Рубрикация и геологические термины даны в авторской редакции

Книга выпущена издательством МЦГК «ГЕОКАРТ»
ЛП № 000014 от 28.28.98

Налоговая льгота — общероссийский классификатор продукции ОК-005-93, том 3; 95300 — книги, брошюры

Подписано к печати 00.00.10
Формат 60x90 1/8. Бумага офсетная 1,80 г/м^2
Гарнитура Таймс Кириллик. Печать офсетная.
Уч.-изд. 64 л. Усл.-печ. 57 л. (в т.ч. 6 л. цв. вкл.) Тираж 00 экз.

Издательство МЦГК «ГЕОКАРТ»
113105, Москва, Варшавское ш., д. 4, корп. 2, оф. 32
Тел./факс: (495) 954-60-92
e-mail: geokart@hotbox.ru

При участии издательства ГЕОС
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91
e-mail: geos@ginras.ru www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета
в ООО «Чебоксарская типография № 1»
428019, г. Чебоксары, пр. И.Яковлева, д. 15