Серия аналитических обзоров
"Очерки по региональной геологии России"

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

Выпуск 4

Том 1

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 первый

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. 1. 408 с. + 48 с. цв. вкл. Список литературы помещен во второй том. (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

Авторы монографии

Бабаянц Павел Суренович — ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», Москва, Россия; bab@aerogeo.ru

Белоусова Елена Алимовна — GEMOC ARC National Key Centre, Macquarie University, Sydney, Australia; ebelouso@els.mq.edu.au

Блох Юрий Исаевич — ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», Москва, Россия; yuri_blokh@mail.ru

Богина Мария Михайловна — Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), Москва, Россия; lehta@mail.ru

Буш Вильям Артурович — ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», Москва, Россия; bush@agpru.com

Докукина Ксения Александровна — Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия; dokukina@mail.ru

Заможняя Надежда Григорьевна — Филиал ГФУП «ВНИИГеофизика» «Спецгеофизика», пгт Поварово, Московская область, Россия; eskp.sg@spetsgeo.ru

Злобин Валерий Леонилович — Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия; vzlobin@bk.ru

Каулина Татьяна Владимировна — Геологический институт Кольского научного центра РАН (ГИ КНЦ РАН), Апатиты, Россия; kaulina@geoksc.apatity.ru

Конилов Александр Николаевич — Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия; konilov@iem.ac.ru

Минц Михаил Вениаминович — Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия; michaelmints@yandex.ru

Михайлов Валентин Олегович — Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ РАН), Москва, Россия; mikh@ifz.ru

Натапов Лев Моисеевич — GEMOC ARC National Key Centre, Macquarie University, Sydney, Australia; lnatapov@els.mq.edu.au

Пийп Валентина Борисовна — Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), геологический факультет, Москва, Россия; piip@list.ru

Ступак Владимир Матвеевич — Филиал ГФУП «ВНИИГеофизика» «Спецгеофизика», пгт Поварово, Московская область, Россия; stupak_spets@mail.ru

Сулейманов Арсен Кунмаммаевич — Филиал ГФУП «ВНИИГеофизика» «Спецгеофизика», пгт Поварово, Московская область, Россия; suleimanov@telcomnet.ru

Тихоцкий Сергей Андреевич — Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ РАН), Москва, Россия; sat@ifz.ru

Трусов Алексей Андреевич — ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», Москва, Россия; trusov@aerogeo.ru

Филиппова Ирина Борисовна — Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия; filippova@ yandex.ru

Шур Дина Юрьевна — Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ РАН), Москва, Россия; dshur@ifz.ru

Оглавление

Предисловие (*М.В. Минц*) 7

Глава 1. Тектоническое районирование раннедокембрийской коры ВЕП. Геолого-тектонические карты с элементами геодинамики (*М.В. Минц*, *Ю.И. Блох*, *П.С. Бабаянц*, *А.А. Трусов*, *И.Б. Филиппова*) 15

1.1. Тектоническое районирование раннедокембрийской коры ВЕП (*М.В. Минц*) 15

1.2. Геолого-тектонические карты с элементами геодинамики: методические принципы и подходы (*М.В. Минц*, *Ю.И. Блох*, *П.С. Бабаянц*, *А.А. Трусов*, *Н.Б. Филиппова*) 18

1.2.1. Геолого-тектоническая карта с элементами геодинамики «Ранний докембрий восточной части Фенноскандинавского щита Восточно-Европейской платформы» (прил. I-1) (*М.В. Минц*) 19

1.2.2. Геолого-тектоническая карта с элементами геодинамики «Ранний докембрий центральной и восточной частей Восточно-Европейской платформы» (прил. I-2) (*М.В. Минц*, *Ю.И. Блох*, *П.С. Бабаянц*, *А.А. Трусов*, *Н.Б. Филиппова*) 20

1.2.2.1. Геофизические и петрофизические карты и разрезы (сечения трехмерных моделей): методика и технология (*Ю.И. Блох*, *П.С. Бабаянц*, *А.А. Трусов*) 20

1.2.2.2. Методика первичной геологической интерпретации региональных геофизических материалов и петрофизических моделей (*Ю.И. Блох*, *П.С. Бабаянц*, *А.А. Трусов*, *М.В. Минц*) 45

1.2.2.3. Геологические и петрофизические образы раннедокембрийских тектонических структур (структурно-петрофизических комплексов) (*М.В. Минц*, *Ю.И. Блох*, *П.С. Бабаянц*, *А.А. Трусов*) 46

Линейные структуры 46

Изометричные структуры 47

1.2.2.4. Уровень генерализации геолого-тектонических карт (*М.В. Минц*) 47

1.2.3. Принципы выделения тектонических структур и структурно-вещественных комплексов. Система условных обозначений (прил. I-3) (*М.В. Минц*, *И.Б. Филиппова*) 48

Глава 2. Архейские тектонические провинции и структурно-вещественные комплексы (*М.В. Минц*, *А.Н. Конилов*, *К.А. Докукина*, *Т.В. Каулина*, *Л.М. Натапов*, *Е.А. Белоусова*, *У.Л. Гриффин*, *С.О'Рейлли*, *И.Б. Филиппова*, *Ю.И. Блох*, *П.С. Бабаянц*, *А.А. Трусов*) 51

2.1. Мезо-неоархейский континент Кола-Карелия (*М.В. Минц*, *А.Н. Конилов*, *К.А. Докукина*, *Т.В. Каулина*, *Л.М. Натапов*, *Е.А. Белоусова*, *У.Л. Гриффин*, *С.О'Рейлли*) 52
2.1.1. Мурманский микроконтинент (*М.В. Минц*) 54
2.1.1.1. Габбро-анортозитовый массив Патчемварек 55
2.1.1.2. Мурманский гранит-мигматитовый комплекс 55
2.1.1.3. Иоканьгский массив субщелочных гранитов 66
2.1.1.4. Качаловский зеленокаменный пояс 67
2.1.2. Сутура (зеленокаменный пояс) Колмозеро-Воронья (*М.В. Минц*) 67
2.1.3. Кольский микроконтинент (*М.В. Минц*) 71
2.1.3.1. Инари-Кольская гранит-зеленокаменная область 71
2.1.3.2. Центрально-Кольский гранулито-гнейсовый пояс 81
2.1.3.3. Кейвская вулкано-тектоническая палеодепрессия 84
2.1.3.4. Геодинамика формирования Кольского микроконтинента и его объединения с Мурманским микроконтинентом 93
2.1.4. Карельский аккреционно-коллизионный ороген (*М.В. Минц*) 95
2.1.4.1. Водлозерский микроконтинент 97
2.1.4.2. Микроконтинент Рауа-Иисалми 116
2.1.4.3. Микроконтинент Кьянта 121
2.1.4.4. Кухмо-Сегозерский микроконтинент 121
2.1.4.5. Комплекс санукитоидов Карельского АКО 138
2.1.4.6. Гранулитовые комплексы Кухмо-Сегозерского и Водлозерского микроконтинентов 148
2.1.4.7. Геодинамика формирования Кухмо-Сегозерского микорконтинента (от 2.94–2.84 до 2.68 млрд лет) 150
2.1.5. Беломорский аккреционно-коллизионный ороген (*М.В. Минц*) 155
2.1.5.1. Хетоламбинский микроконтинент 157
2.1.5.2. Ковдозерский микроконтинент 169
2.1.5.3. Нотозерский комплекс гранулитов и чарнокит-эндербитов и Чупинский гранулито-гнейсовый пояс 191
2.1.6. Беломорская мезо-неоархейская эклогитовая провинция (*М.В. Минц*, *А.Н. Конилов*, *К.А. Докукина*, *Т.В. Каулина*, *Л.М. Натапов*, *Е.А. Белоусова*, *У.Л. Гриффин*, *С.О'Рейлли*) 199
2.1.6.1. Эклогитовая ассоциация Салмы (*М.В. Минц*, *А.Н. Конилов*, *Т.В. Каулина*, *К.А. Докукина*, *Л.М. Натапов*, *Е.Белоусова*, *У.Л. Гриффин*, *С.О'Рейлли*) 201
Петрология: минеральные ассоцциации 206
Геохимия 224
Изотопная геохронология и геохимия 233
Циркон: строение, геохимия и U-Pb датирование циркона 236
2.1.6.2. Эклогитовая ассоциация Гридино (*К.А. Докукина*, *А.Н. Конилов*, *Т.В. Каулина*, *М.В. Минц*) 274
Петрохимия и геохимия 287
Петрология 299
Геохронология 314
U-Pb датирование циркона 316
Sm-Nd датирование 321
Результаты датирования — синтез 322
2.1.6.3. Обсуждение: эволюция и геодинамические обстановки формирования эклогитов Салмы и Гридино (*М.В. Минц*, *К.А. Докукина*, *А.Н. Конилов*, *Т.В. Каулина*) 324
Формирование дометаморфических протолитов 324
Метаморфические преобразования 329

Геодинамические обстановки и специфика условий формирования архейских эклогитовых ассоциаций Беломорской провинции 331
Высокие температуры — специфика субдукционных процессов и формирования эклогитов мезо-неоархея 333
Тектоника и глубинное строение коры континента Кола-Карелия в области коллизионного объединения архейских орогенов: Кольского, Беломорского и Карельского 334
Геодинамическая интерпретация эволюции Беломорской эклогитовой провинции 335
2.2. Неоархейские внутриконтинентальные ареалы высокотемпературного метаморфизма и в том числе щелочного, магматизма в пределах мезо-неоархейского континента Кола-Карелия (*М.В. Минц*) 335
2.2.1. Карело-Беломорский ареал внутриконтинентальных проявлений высокотемпературного метаморфизма и магматизма 337
2.2.2. Кольский ареал внутриконтинентальных проявлений высокотемпературного метаморфизма и высокотемпературного, в том числе щелочного, магматизма 341
2.2.3. Карбонатитовый массив Сиилинъярви 342
2.2.4. Геодинамическая интерпретация неоархейских внутриконтинентальных ареалов высокотемпературного метаморфизма и магматизма 343
2.3. Палео-мезо-неоархейский континент Сарматия (*М.В. Минц*, *А.Н. Конилов*) 344
2.3.1. Курский микроконтинент (кратон) (*М.В Минц*, *А.Н. Конилов*) 346
2.3.1.1. Курская гранит-зеленокаменная область (*М.В. Минц*) 347
2.3.1.2. Курско-Бесединский гранулито-гнейсовый ареал (*М.В. Минц*, *А.Н. Конилов*) 351
2.3.1.3. Модель геодинамической эволюции Курского кратона в архее (*М.В. Минц*) 353
2.3.2. Кратон Хопёр (*М.В. Минц*) 354
2.4. Неоархейский континент Волго-Уралия (геология, тектоника, метаморфизм, глубинный разрез по профилю ТАТСЕЙС, объемная модель глубинного строения) (*М.В. Минц*, *И.Б. Филиппова*, *Ю.И. Блох*, *П.С. Бабаянц*, *А.А. Трусов*) 356
2.4.1. Вместо Введения 356
2.4.2. Структурно-вещественные комплексы 361
2.4.2.1. Гранулито-гнейсовые ассоциации 362
2.4.2.2. Мафит-ультрамафитовые интрузивы 364
2.4.2.3. Эндербитоиды и гранитоиды 366
2.4.3. Метаморфизм 369
2.4.4. Геохронология 372
2.4.5. Тектоническое районирование 374
2.4.6. Тектонические структуры 375
2.4.6.1. Овоиды 375
2.4.6.2. Межовоидная область 390
2.4.7. Объемная модель глубинного строения Волго-Уральского кратона: сейсмические образы коры по геотраверсам ТАТСЕЙС, ESRU-2003–2005, УРАЛСЕЙС 398
2.4.8. Возникновение, соотношения и эволюция главных структур и горно-породных ассоциаций Волго-Уральского кратона 401
2.4.9. Плюмовая модель неоархейской тектонотермальной эволюции коры ВУК 405
2.4.10. Взаимосвязи между тектоническими структурами Волго-Уральского кратона и размещением месторождений углеводородов Волго-Уральской провинции 407



Установка линейной группы виброисточников, опорный профиль 1-ЕВ («Спецгеофизика», 2003 г.)

Слушая полемик жаркий бред,
Я люблю накал предубеждения,
Ибо, чем туманнее предмет,
Тем категоричнее суждения.
Гарик Губерман

Предисловие

В результате масштабных геолого-геофизических исследований — отработки системы региональных и опорных профилей МОГТ в России (опорный профиль 1-ЕВ, профили 4В, ТАТСЕЙС, УРСЕЙС, ESRU-2003–2005), а также на сопредельной территории Финляндии (проект FIRE, профильные исследования выполнены ФГУ ГНПП «Спецгеофизика») и Украины (DOBRE), выполненных в течение 1995–2008 гг., сведения о глубинном строении и геологической истории раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона (ВЕК) пополнились принципиально новой обширной информацией.

Особую роль сыграли исследования вдоль опорного профиля 1-ЕВ, отработанного предприятием «Спецгеофизика» в рамках программы Федерального агентства по недропользованию (РОСНЕДРА) по созданию сети опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин. Опорный профиль 1-ЕВ протянулся от Кольской сверхглубокой скважины до Астрахани и полностью пересек Восточно-Европейскую платформу (ВЕП) в меридиональном направлении (рис. 01, см. цв. вкл.).

Восточно-Европейская (Русская) платформа охватывает восточную, преобладающую по своим размерам, часть Европы. На севере и на востоке платформа граничит с палеозойскими орогенами: Норвежским, Тимано-Канинским и Уральским, на западе через Трансевропейскую сутурную зону — с герцинскими структурами Центральной Европы, вдоль южной границы ВЕП протягиваются орогены Альпийского пояса (см. рис. 01).

Перекрытый рифейско-кайнозойским осадочным чехлом фундамент платформы образован раннедокембрийскими (архейскими и палеопротерозойскими) структурно-вещественными комплексами. Формирование отдельных фрагментов раннедокембрийской коры, слагающей фундамент платформы, их зарождение, эволюция, объединение, преобразование и кратонизация охватили период приблизительно с 3.5 до 1.75 млрд лет, т.е. с начала палеоархея до позднего палеопротерозоя. На уровне дневной поверхности фундамент обнажен в пределах Фенноскандинавского и Украинского щитов, кроме того, поверхность фундамента в пределах Воронежской антиклизы (Воронежского кристаллического массива) располагается на небольшой глубине — от десятков до первых сотен метров. В пределах остальной территории центральной части ВЕП мощность осадочного чехла существенно выше: от 1.5–3.0 км в преобладающей части платформы до 4–5 км в пределах линейных отрицательных структур — авлакогенов. Мощность осадочного покрова достигает максимальных значений, до 10–15 км, в краевых прогибах фанерозойских орогенов. Юго-восточный «угол» платформы перекрыт мощной осадочной толщей, выполняющей Прикаспийскую впадину (до 20–25 км в центральной части впадины [Камбаров, 2000]).

Восточно-Европейская платформа — одна из крупнейших геологических структур регионального ранга на территории Российской Федерации. Экономическая значимость этого региона, расположенного в наиболее населенной и экономически освоенной части страны, в немалой степени определяется внушительным числом месторождений полезных ископаемых, в том числе, крупных и уникальных.

ВЕП характеризуется длительной геологической историей. Раннедокембрийскую континентальную кору, образующую фундамент платформы, принято рассматривать в качестве Восточно-Европейского кратона. Формирование осадоч-

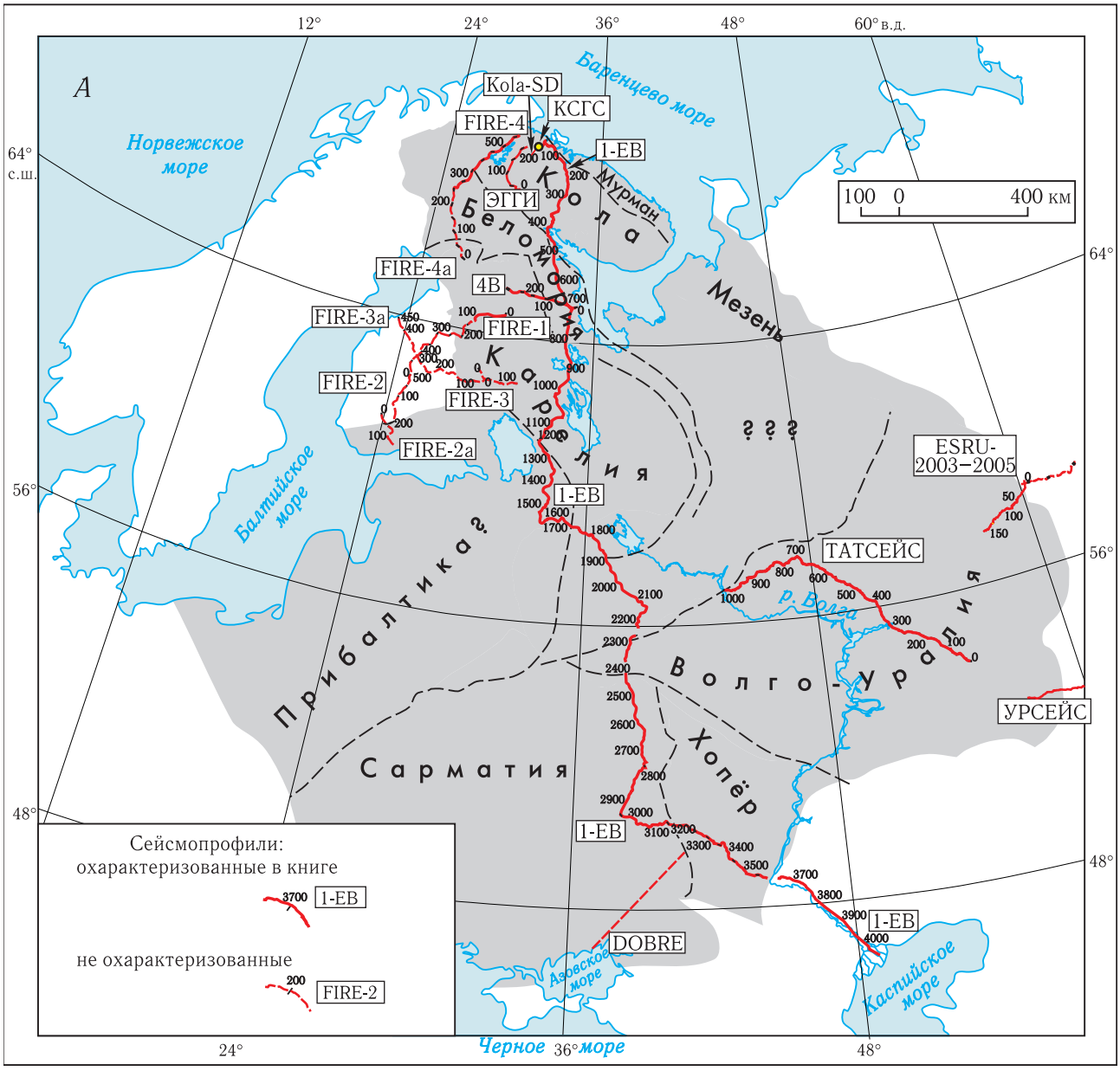
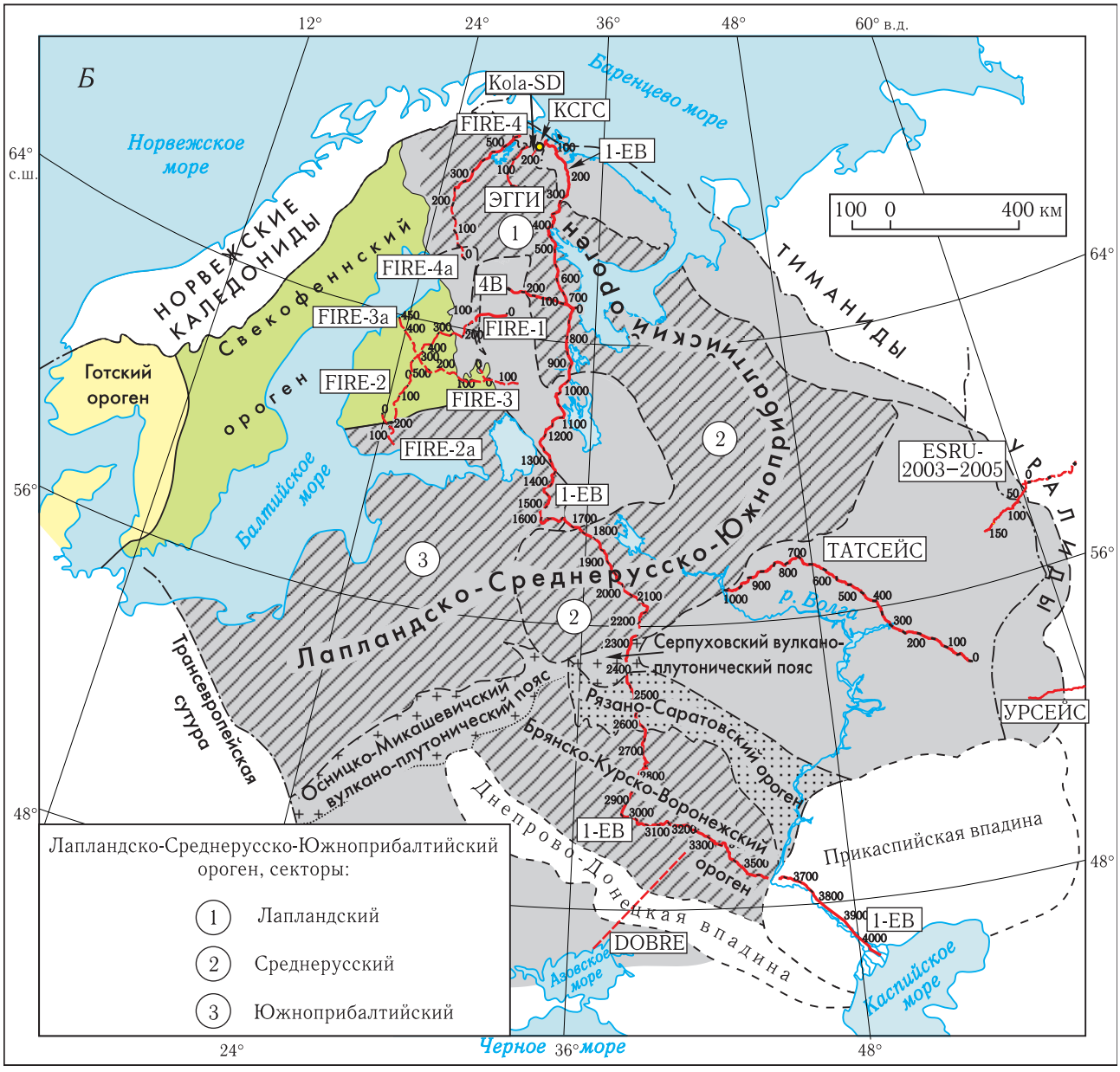


Рис. 01. Схема тектонического районирования раннедокембрийской коры ВЕК — главные тектонические структуры фундамента Восточно-Европейской платформы, сформированные: *А* — к концу неоархея и *Б* — к концу палеопротерозоя (также показаны неопротерозойский Готский ороген и неопротерозой-палеозойские орогены в обрамлении ВЕП). Показана система опорных и региональных профилей МОГТ



Обозначения главных тектонических структур: Карелия — Карельский аккреционно-коллизионный ороген (АКО), Кола — Кольский микроконтинент, Беломория — Беломорский АКО, Волго-Уралия — Волго-Уральский гранулито-гнейсовый ареал, Прибалтика — гипотетический сегмент архейской коры; палеопротерозойские орогены, за исключением Свекофеннского аккреционного орогена (АО), — внутриконтинентальные коллизионные орогены (ВКО)

ного чехла и проявления внутриплатформенной (внутриплитной) тектоники и магматизма связаны с неопротерозой-фанерозойским временным интервалом.

Раннедокембрийские образования доступны непосредственному наблюдению в пределах Фенноскандинавского (Балтийского) щита (территории России, Финляндии, Швеции и Норвегии) и Украинского щита (территория Украины). Помимо щитов, относительно полно изучен фундамент Воронежского кристаллического массива (ВКМ), где мощность осадочного чехла сокращена до первых сотен и, локально, десятков метров, и фундамент Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. В последние 10–15 лет уровень познания состава, строения и геологической истории возникновения и эволюции раннедокембрийской коры в пределах щитов значительно вырос, что способствовало развитию и частичному пересмотру ранее созданных геологических представлений.

Раннедокембрийские образования весьма неравномерно охарактеризованы по данным глубокого бурения. К сожалению, керн скважин, несколько десятилетий назад пробуренных до фундамента в процессе поисковых работ на горючие ископаемые, далеко не всегда был в должной мере изучен. К настоящему времени бóльшая часть керна безвозвратно утеряна. Тем не менее, некоторые из сохранившихся материалов были вовлечены в последние годы в геохимические и геохронологические исследования с применением новейших методов и технологий. Недостаток вещественной информации частично компенсируется результатами интерпретации региональных геофизических материалов, уровень которых для отдельных частей территории весьма высок.

Интерес к изучению геологии, тектоники и металлогении раннего докембрия особенно возрос в последние годы. Докембрийская история, охватывающая 87% всей длительности геологического развития Земли, определяет и важнейшие глобальные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых на континентах. 80% площади современных континентов имеют кору докембрийского возраста и возникли в результате архей-палеопротерозойских орогенических процессов. Статистические данные показывают, что в докембрийских структурах сосредоточено 80% мировых запасов железных руд, около 70% хромитов, 60% меди, 70% сульфидного никеля, более 90% золота и кобальта, почти половина запасов урана и бóльшая часть запасов платиноидов. Для докембрийских формаций характерны также уникальные месторождения мусковита и флогопита, графита, драгоценных и поделочных камней, керамического сырья и других неметаллических полезных ископаемых. Динамика развития минерально-сырьевых ресурсов стран мира свидетельствует о том, что главный прирост запасов руд металлов (Au, Pt, Pb, Zn, Cu, Ni, Co, U) и неметаллов (алмазы, асбест, графит) в последние десятилетия был получен за счет открытия и освоения новых месторождений в докембрийских регионах.

Исследования вдоль опорных и региональных профилей преследуют исключительно важные ***региональные*** и ***прикладные цели***, к числу которых относятся:

— усовершенствование и корректировка существующих геологических представлений о геологическом строении и эволюции коры в пределах крупных регионов и крупных тектонических подразделений коры и, на этой основе, усовершенствование ранее составленных геологических карт;

— выяснение взаимосвязей металлогенической специализации крупных регионов и конкретных металлогенических провинций с особенностями глубинного строения;

— выявление новых направлений поисково-разведочных работ и обоснование новых перспектив развития минерально-сырьевой базы регионов;

— изучение взаимосвязей строения и геологической эволюции фундамента платформ с особенностями строения и эволюции осадочного чехла.

Наряду с региональными и прикладными задачами, исследования вдоль опорных и региональных профилей преследуют исключительно важные ***фундаментальные цели***, к числу которых относятся:

1. Изучение глубинного строения литосферы (земной коры и верхней мантии). В частности, задачей, решить которую должен был помочь опорный профиль 1-ЕВ, является изучение глубинного строения раннедокембрийской коры композитного Восточно-Европейского кратона. Познание глубинного строения литосферы такого крупного региона безусловно относится к числу фундаментальных проблем геологии. Изучение глубинного строения включает исследование вещественного состава литосферы, выделение обособленных горно-породных подразделений и выяснение их структурно-тектонических соотношений.

2. Создание моделей возникновения и геологической (равным образом, тектонической, гео-

динамической) эволюции литосферы и отдельных ее частей. Необходимая представительность и достоверность геолого-структурных и эволюционных моделей коры и литосферы в целом может быть достигнута только в рамках объемного (в идеале — трехмерного) исследования.

Работы вдоль опорных и региональных профилей преследуют также решение ***методических и технологических задач***.

Предлагаемая книга является первой обстоятельной публикацией, посвященной характеристике полученных материалов и результатов глубинных исследований раннедокембрийской коры — фундамента Восточно-Европейской платформы. Она охватывает лишь часть перечисленных выше фундаментальных и региональных проблем и задач. В частности, металлогеническим и минерально-сырьевым аспектам работы должны быть посвящены специальные исследования и публикации.

Геотраверс 1-ЕВ — первый российский проект, нацеленный на региональное изучение глубинного строения раннедокембрийской коры с использованием методов и средств сейсмопрофилирования МОВ-ОГТ (МОГТ). Задача интерпретации данных по профилю 1-ЕВ стимулировала проведение специальных исследований с целью обобщения и объединения обширной и разноплановой геологической информации, характеризующей состав, строение и эволюцию раннедокембрийской коры ВЕК в пределах Фенноскандинавского щита и перекрытой осадочным чехлом территории Восточно-Европейской (Русской) платформы. Объединению усилий исследовательских коллективов, лишь в небольшой степени связанных совместными программами и проектами, способствовали инициативы руководителя Межрегионального центра ГЕОКАРТ Н.В. Межеловского, академика-секретаря Отделения наук о Земле 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.

В соответствии с принятыми методическими установками, 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 анализом комплексной геолого-геофизической информации о строении ВЕК, полученной в пределах Фенноскандинавского щита и на поверхности фундамента, перекрытого осадочным чехлом. Интерпретация была выполнена совместно исследователями 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. Одним из главных результатов работы стало создание объемных моделей глубинного строения крупных сегментов Восточно-Европейского кратона и кратона в целом. Авторы соответствующих разделов книги поименованы в оглавлении.

Представленные в книге «объемные» представления о глубинном строении раннедокембрийской коры ВЕК развивают некоторые идеи, заложенные в предшествующих моделях глубинного строения. Эти модели опирались главным образом на скоростные–плотностные модели, базирующиеся на представлениях о слоисто-блоковом геологическом строении коры. Новые представления, обоснованные в данной работе, принципиально отличаются от прежних моделей, демонстрируя образ тектонически расслоенной коры с преобладанием пологонаклонных границ между главными тектоническими подразделениями. Сейсмические образы обнаруживают сложное строение коро-мантийного раздела, неоднократно пересеченного коровыми пластинами, погружающимися в мантию.

Многие особенности строения коры, верхней части мантии и коро-мантийного раздела, выявленные в результате исследований МОГТ, кажутся неожиданными, а результаты предлагаемой интерпретации — в определенной степени искусственными и даже сомнительными. В особенности это касается признаков наклонной, части случаев — сквозькоровой «тектонической расслоенности» раннедокембрийской коры, представления ее в виде ансамбля тектонических пластин, испытавших значительные латеральные перемещения.

Изучением геологического строения восточной части Фенноскандинавского щита и фундамента Восточно-Европейской платформы занимались поколения советских и затем российских геологов. Было физически невозможно отразить в этой сводной работе вклад каждого из них. Авторы

данной монографии были вынуждены ограничиться ссылками только на те работы, которые стали источником фактической информации, непосредственно вовлеченной в анализ и использованной при подготовке предлагаемой книги.

До настоящего времени не существовало работы, где в едином ключе были бы детально охарактеризованы и объединены в рамках единого подхода геологические представления и соответствующие картографические материалы, демонстрирующие особенности строения и эволюции раннедокембрийской коры ВЕК. Поэтому уже на первой стадии работа по интерпретации материалов сейсмических образов (картин сейсмических отражений) коры и верхней части мантии потребовала решения задачи, обозначенной выше. Следует признать, что единой трактовки геологического строения к началу нашей работы не существовало даже в отношении восточной части Фенноскандинавского щита. Недавно опубликованная монография «Ранний докембрий Балтийского щита» под редакцией В.А. Глебовицкого [2005], которая содержит огромное количество детальной и точной информации, тем не менее, является суммой разделов, подготовленных различными авторами, и не дает единого представления о тектонике и эволюции восточной части щита.

Поэтому создание комплекта карт геологического и тектонического содержания, охвативших бóльшую часть Фенноскандинавского щита и фундамента ВЕП, и разработка соответствующей системы представлений стали крупной самостоятельной задачей, для решения которой было невозможно ограничиться компиляцией. Авторы стремились решить эту задачу с максимальным охватом материала, как собственного, так и заимствованного в литературе (как правило, приведены ссылки на первичные источники заимствованной фактической информации). В качестве опорных регионов были использованы Фенноскандинавский щит и, отчасти, ВКМ. При этом, обозначение «опорный регион» следует понимать преимущественно в методическом смысле, поскольку области перекрытого фундамента, более всего в пределах Московской синеклизы и Волго-Уралии, характеризуются специфическими особенностями геологического строения, исключающими прямые аналогии со строением «опорных регионов».

Составление геологической карты по поверхности фундамента перекрытой осадочным чехлом территории ВЕП представляло собой особую задачу, решение которой оказалось возможным благодаря использованию специального комплекса методов получения и интерпретации геофизической информации. Использованные методы, технологии и подходы к геологической интерпретации геофизических материалов при составлении карт фундамента детально охарактеризованы в соответствующих разделах, выделенных журнально-рубленным шрифтом.

Предлагаемая работа не представляет собой некоей суммы ранее опубликованных моделей геологического строения и эволюции, разработанных разными исследователями применительно к различным участкам геологических структур и для различных этапов эволюции. Авторы данной работы предприняли попытку анализа ситуации на всей исследованной территории под общим углом зрения, на основе комплексного анализа новейшей информации и, прежде всего, материалов сейсмопрофилирования МОГТ, впервые позволивших получить детальный структурный образ глубинного строения коры.

Теоретической базой для интерпретации геодинамической эволюции раннедокембрийской коры региона стало систематическое использование глобальных геодинамических моделей применительно к раннему докембрию и универсальных методических приемов. Авторы стремились непредвзято подойти к интерпретации огромного фактического материала. В соответствии с современным уровнем представлений о состоянии планеты и о геодинамических обстановках в раннем докембрии, при интерпретации главных тектонических подразделений коры ВЕК в качестве базовых были использованы модели тектоники плит и тектоники плюмов (см., например, обзоры в работах: [Минц, 1998, 1999; Розен и др., 2008]). Тем не менее, в каждом конкретном случае в анализ вовлекалась вся доступная информация. Во многих случаях предлагаемые трактовки конкретных геологических структур и Восточно-Европейского кратона в целом в той или иной степени (иногда — кардинально) отличаются от известных в геологической литературе, как отечественной, так и международной. При необходимости в текст включены разделы, также выделенные журнально-рубленным шрифтом, кратко характеризующие современное состояние затрагиваемых сложных геологических проблем. Особое внимание было уделено систематизации и использованию геохронологических данных, полученных на базе разнообразных изотопных систем и методов исследования. Необходимые методические пояснения размещены в тексте и также выделены журнально-рубленным шрифтом.

Следующая задача включала создание объемных моделей строения областей коры, соответст-

вующих крупным тектоническим подразделениям и географически выделенным частям ВЕП. Решение этой задачи предусматривало работу с обратной связью: 1) геологическая интерпретация сейсмического образа коры в решающей степени выполнена как трассирование на глубину геологических границ, откартированных на уровне дневной поверхности или на поверхности фундамента; 2) получаемые в результате интерпретации объемные представления о геологических объектах были использованы для усовершенствования представлений о геологическом строении картируемых объектов. Далее, объемные представления были в полной мере учтены при последующей разработке моделей геодинамической эволюции. Геологическая интерпретация сейсмических образов кристаллической коры представляет собой нетривиальную задачу. Для ее решения потребовалось прояснить целый ряд методических аспектов, в некоторых случаях — на основе собственных методических разработок. Как и в предшествующих случаях, методические аспекты работы охарактеризованы в специальных разделах, выделенных журнально-рубленным шрифтом.

Особые проблемы возникли из-за крайней неравномерности в обеспеченности фактически материалом. В итоге, картографические приложения разделены на две части. Раздельно представлены карты: 1) восточной части Фенноскандинавского щита, 2) фундамента платформы, перекрытого осадочным чехлом. Карты щита характеризуются значительно большей детальностью, однако, как отмечено выше, особенности расчленения геологических комплексов и соответствующие системы условных обозначений для обоих разделов в полной мере согласованы.

Комплексный характер информации, приведенной в книге, потребовал многократных перекрестных ссылок, соединяющих разделы, размещенные в разных частях книги. Кроме того, для облегчения выбора необходимой информации читателем текст снабжен многочисленными, по возможности однотипными подзаголовками, такими, как «геохронология», «оруденение», «геодинамическая интерпретация» и т.п., которые выделены жирным шрифтом вразрядку. Эти разделы имеют самостоятельное значение.

Результаты промежуточных исследований авторов этой работы отражены в рукописных отчетах и частично опубликованы [Берзин и др., 2000, 2001, 2004; Минц и др., 2001, 2002; Минц, Берзин, Сулейманов и др., 2004; Минц, Берзин, Андрющенко и др., 2004; Минц, Каулина, Конилов, 2007; Минц и др., 2007а; Минц, Ступак, 2001; Сулейманов, Берзин, 2007; Сулейманов, Заможняя, Павленкова, 2007; Филиппова и др., 2007 а,б; Mints et al., 2004, 2009; Mints, Konilov et al., 2008; Mints, Philippova, Babayants et al., 2008; Mints, Philippova, Suleimanov et al., 2008; Mints, Suleimanov, Zamozhnia et al., 2008; Mints, Suleimanov, Zamozhnia, Stupak, 2008]. Следует признать, что развитие исследований позволило уточнить ряд важных деталей и привело к неизбежному в подобных случаях частичному пересмотру первоначальных выводов и моделей.

Проблемы особого свойства связаны с неоднотипностью и неоднозначностью геологической и тектонической терминологии, применяемой при изучении раннедокембрийской коры вообще и, в частности, использовавшейся при предыдущих исследованиях ВЕП. Везде, где возможно, мы стремились сохранить термины и обозначения, укоренившейся в геологической литературе. Не менее сложной оказалась проблема создания иерархической лестницы в отношении используемых тектонических подразделений. При необходимости в соответствующих разделах текста помещены специальные пояснения. Принятая нами иерархическая схема иллюстрируется таблицей условных обозначений к геолого-тектоническим картам (см. прил. I-3).

Использование некоторых специфических терминов

Кратон. Обычно принимается, что кратон — это область коры, в пределах которой завершились активные тектонические процессы, кора достигла устойчивости (изостатического равновесия) и в течение длительного времени подвергалась лишь незначительным деформациям. Обширные центральные кратоны современных континентов включают как щиты, так и платформенные области. Однако при соотнесении термина «кратон» с длительной раннедокембрийской историей мы сталкиваемся с определенными затруднениями. Многие области коры, которые по всем признакам достигли уровня стабильных кратонов к концу архея, позднее были вовлечены в активные тектонические процессы и подверглись интенсивным деформациям и метаморфизму — в палеопротерозое и/или в более поздние периоды. Содержание и масштаб палеопротерозойских процессов преобразования архейских кратонов во многих случаях не укладываются в понятие «тектоническая активизация». В ряде известных случаев результатом подобных процессов оказывается формирование новых орогенов, включающих фрагменты архейских кратонов. Вместе с тем, применение к таким, «частично

сохранившимся» древним кратонам термина «протократон» кажется не вполне оправданным, так как вовлечение их в активные палеопротерозойские преобразования является, в определенном смысле, «делом случая». Поэтому в данной работе термин «кратон» в равной мере употребляется как по отношению к архейским кратонам, которые в той или иной степени переработаны в палеопротерозое (Карельский, Волго-Уральский и др.), так и к более молодому композитному образованию, Восточно-Европейскому кратону. Этот кратон, сформированный к концу палеопротерозоя, включает фрагменты архейских кратонов совместно с завершившими свое развитие палеопротерозойскими и мезо-неопротерозойскими орогенами.

Плюм и суперплюм. Современные представления об эволюции Земли в значительной части сконцентрированы во взаимодополняющих глобальных моделях «тектоники плит» и «тектоники плюмов». Можно констатировать, что глобальная модель тектоники плит, надежно опирающаяся на современные и недавние геологические процессы и их производные в достаточной мере определилась в том, что касается главных понятий и терминов. В отличие от тектоники плит, модель тектоники плюмов оперирует понятиями, в преобладающей степени относящимися к разделам глубинной геологии. Поэтому эта модель в значительно преобладающей степени (особенно в сравнении с моделью тектоники плит) вынуждена опираться на косвенные свидетельства. Ниже кратко охарактеризованы главные понятия и термины модели тектоники плюмов, использованные в данной работе.

Специальные обсуждения понятий и терминов, так или иначе относящихся к модели тектоники плюмов, присутствуют в работах многих авторов. Первоначально модель мантийных плюмов, более или менее совпадающая с моделью горячих точек, была применена для характеристики областей необычного вулканизма, которые было невозможно соотнести с процессами магмообразования, так или иначе связанными с зонами субдукции [Morgan, 1978; Crough, 1983]. В океанических областях активностью «обычных» плюмов определяется формирование вулканических гряд и островов горячих точек. В пределах континентов «обычные плюмы» продуцируют платобазальты (траппы) и вулканические поля.

Термин «*суперплюм*» был введен Л.Р. Ларсоном и Ш.Маруяма [Larson, 1991; Maruyama, 1994], которые использовали его как синоним термина мантийный апвеллинг (mantle upwelling — «всплывание» мантийного вещества). В отличие от плюмов, мантийный апвеллинг не образует отдельных всплывающих «капель», которые по мере подъема разделяются на «голову» и «хвост». Области мантийного апвеллинга — это обширные регионы диаметром во многие тысяч километров [Condie et al., 2001].

К.Конди [Condie, 2004b] предложил сохранить термин «мантийный апвеллинг» для обозначения крупных объемов мантии, участвующих в подъемном течении в системе мантийной конвекции. Термин «плюм» применяется К.Конди для обозначения отчетливо выделенных гигантских «капель», всплывающих с уровня термальных пограничных слоев в недрах Земли и по мере подъема разделяющихся на «голову» и «хвост». Согласно К.Конди [Condie, 2004b; Condie et al., 2001], *суперплюм* — это крупный мантийный плюм, который протягивается от пограничных слоев в мантии, преимущественно от слоя D″, расплываясь в верхней части литосферы с образованием уплощенной грибообразной вершины (головы), размер которой достигает 1500–3000 км в диаметре. Одним из главных признаков суперплюма в геологической летописи К.Конди считает высокий темп и значительные объемы прироста ювенильной коры. Этот признак в равной мере характерен и для периодов формирования *суперконтинентов*. Напротив, распаду суперконтинентов отвечает низкий или умеренный прирост ювенильной коры.

Следующее понятие — «суперплюмовое событие» («superplume event») или *эпоха суперплюмов*. Согласно [Condie, 2004b], эпоха суперплюмов — это быстро развивающееся мантийное событие продолжительностью порядка 100 млн лет, в течение которого множество суперплюмов, а также плюмов меньшего размера бомбардируют основание литосферы. Во время эпохи суперплюмов активность может быть сконцентрирована в одной или нескольких структурах мантийного апвеллинга, как, например, во время среднемеловой эпохи суперплюмов продолжительностью около 100 млн лет активность была сосредоточена преимущественно в связи с Тихоокеанской областью мантийного апвеллинга. Однако раннедокембрийские эпохи с возрастом 2.7 и 1.9 млрд лет коррелируют с Мировым максимумом скорости прироста ювенильной коры и потому не могут быть сопоставлены с одним или двумя конкретными мантийными апвеллингами. К.Конди высказал предположение, что главные максимумы прироста ювенильной коры были связаны с эпохами суперплюмов [Condie, 2004b и ссылки в этой работе].

Для выявления эпох активности суперплюмов в геологической летописи, помимо масштаба и продолжительности, можно использовать данные об изверженных породах, происхождение которых принято связывать с мантийными плюмами. Характерные типы изверженных пород предлагается рассматривать в качестве свидетельств плюмов (plume proxies [Abbott, Isley, 2002; Ernst, Buchan, 2002]), это, в частности, базальты траппов, коматииты, высокомагнезиальные лавы, гигантские рои даек и расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы, обогащенные хромом и металлами платиновой группы (МПГ) (расслоенные интрузивы, лишенные

подобного обогащения связываются с «нормальными» плюмами). Кроме того, в качестве свидетельств могут рассматриваться и некоторые особенности осадконакопления, в частности, формирование мощных толщ железистых кварцитов (BIF — banded iron formation), поскольку первичным источником железа были гидротермы, ассоциированные с плюмовым магматизмом. Низкий уровень моря и пиковые значения на кривой формирования черных сланцев также в ряде случаев сопутствуют эпохам суперплюмов [Condie, 1998; Isley, Abbott, 1999]. В областях гранулитового метаморфизма удается зафиксировать лишь незначительные свидетельства суперплюмовой активности — в виде нижних частей магматических очагов, представленных расслоенными интрузивами мафит-ультрамафитов. Собственно гранулитовый метаморфизм, даже в виде обширных ареальных проявлений, в работах названных авторов, детально исследовавших проблему суперплюмов, в качестве «свидетельства» суперплюмов не является. (В скобках заметим, что материалы, полученные при исследовании ВЕК и приведенные в этой книге, напротив, указывают на то, что крупные гранулито-гнейсовые ареалы отчетливо коррелируют с магматическими событиями — типичными свидетельствами суперплюмов.)

Эпохи суперплюмов в ряде случаев совпадают с *распадом* суперконтинентов. Принято считать, что за фрагментацию суперконтинентов ответственны суперплюмы, связанные с мантийным апвеллингом. Подобная ситуация наиболее достоверно задокументирована в истории раскрытия Атлантического океана, продолжающегося в течение последних 200 млн лет. В итоге, моделируется циклическая последовательность геологических событий: объединение небольших континентов и островодужных комплексов и формирование крупного (shielding — щитовидного) суперконтинента → мантийный апвеллинг под этим щитом, вызванный эффектом экранирования мантийного теплового потока, → полная или частичная фрагментация суперконтинента. Диаметр «головы» подобных супеплюмов может достигать 2500 км. По оценке К.Конди [Condie, 2004a], с этим типом суперплюмов связаны относительно небольшие объемы ювенильной коры, преимущественно в виде траппов и андерплейтинга мафитовых магм.

Используя комбинации свидетельств плюмов, Д.Х. Эббот и А.Е. Исли [Abbott, Isley, 2002] выделили 36 эпох суперплюмов за последние 3.8 млрд лет в геологической истории Земли. Продолжительность суперплюмов, зафиксированных «свидетельствами», варьирует от 1 до 76 млн лет, при этом в двух третях случаев эта продолжительность составляла 8 млн лет или еще меньше. В частности, согласно [Isley, Abbott, 1999], особенно ярко выделяются неоархейская и пограничная неоархейско-палеопротерозойская эпохи суперплюмов — около 2.7 и 2,5 млрд лет назад, соответственно. 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]. Как предполагает К.Конди (там же), эпоха 2.5 млрд лет может быть своеобразным «дочерним» событием — продолжением эпохи 2.7 млрд лет. Известно, что пиковые объемы железистых кварцитов коррелируют с эпохами 2.7 и 1.9 млрд лет, но эти образования практически не характерны для возрастного интервала около 2.5 млрд лет. Аналогично обстоит дело с пиком формирования черных сланцев 2.0 млрд лет назад: эта дата не охарактеризована иными проявлениями суперплюмов и, по мнению К.Конди, фиксирует распад суперконтинента.

Свидетельства суперплюмов и признаки возникновения и распада континентов, записанные в геологической летописи, могут усиливать или, напротив, ослаблять друг друга. Так, например, низкий уровень моря, зафиксированный в геологической летописи 2.7 млрд лет назад, может суммарно отражать влияние недавно сформированного суперконтинента и размещение плюма под этим суперконтинентом [Condie, 2004b].

Осадочно-вулканогенные и гранулито-гнейсовые пояса. Эти термины широко применяются для обозначения контрастных по уровню метаморфизма тектонических подразделений. Противопоставление этих подразделений в определенном смысле условно, поскольку гранулито-гнейсовые ассоциации в значительной, а нередко — в преобладающей части представляют собой продукт высокоградного метаморфизма вулканогенно-осадочных ассоциаций. Тем не менее, противопоставление названных типов тектонических подразделений имеет глубокий смысл.

Осадочно-вулканогенные пояса образованы породами названного типа, подвергшимися слабому или умеренному метаморфизму и потому сохраняющими первичные признаки, непосредственно свидетельствующие об условиях и обстановках их формирования.

Гранулито-гнейсовые пояса образованы метаморфическими породами высокого уровня метаморфизма, полностью или почти полностью утратившими первичные признаки протолитов. Особенности состава и происхождения этих протолитов, как правило, устанавливаются только по косвенным признакам.

Пояса названных типов нередко формируются синхронно, но в различных геодинамических обстановках.

Термины «***аккреционный ороген***» и «***коллизионный ороген***» широко распространены в современной геологической литературе и не требуют специального

пояснения. Хотя термин ***внутриконтинентальный коллизионный ороген*** (***ВКО***) также достаточно широко используется, его применение в данной работе в таком пояснении нуждается. Традиционно этим термином принято обозначать специфические орогены коллизионного типа, лишенные свидетельств участия в их строении и эволюции процессов формирования и последующей субдукции океанической литосферы. Подобные орогены возникают на месте областей внутриконтинентального растяжения в результате сжатия и столкновения континентальных фрагментов области, подвергшейся растяжению (см., например, [Cawood et al., 2009]). Наши исследования позволили несколько расширить это определение: в результате процессов внутриконтинентального растяжения могут появляться локальные разрывы континентальной литосферы, в пределах которых рифтинг сменяется спредингом и формируется океаническая литосфера. Закрытие возникающих при этом узких линейно-вытянутых океанов сопровождается также локальными проявлениями субдукции и/или обдукции океанической литосферы.

В истории формирования ВЕК внутриконтинентальное растяжение более всего связано с процессами, относящимися к области плюм-тектоники. Для адекватного описания тектонической структуры ВЕК потребовалось многократно обращаться к типу орогенов, формирование которых во внутренних областях континентов инициировалось мантийными плюмами, в том числе, супеплюмами. Одним из главных компонентов ВКО являются гранулито-гнейсовые пояса. Осадочно-вулканогенные пояса также могут участвовать в строении ВКО, закономерно сочетаясь с гранулито-гнейсовыми поясами. В строении Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского ВКО — наиболее значительной структуры этого типа в коре Восточно-Европейского кратона — выделяются краевые осадочно-вулканогенные пояса (надвиго-поддвиговые структурные ансамбли, частично, — типа сутурных зон) и покровно-надвиговые гранулито-гнейсовые пояса синформного строения.

Коро-мантийная граница и раздел Мохо (граница Мохоровичича, М). Эти понятия часто воспринимаются как синонимы. Следует напомнить, что раздел Мохо — изначально чисто геофизический термин, фиксирующий изменение скорости продольных сейсмических волн с 6.9–7.4 до 8.0–8.2 км/с, что соответствует возрастанию расчетной плотности пород с 2.8–2.9 до 3.2–3.3 г/см^3. Размещение раздела Мохо изучается методом глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), который позволяет получить значительно осредненное начертание раздела. Оценки скорости и плотности показывают, что ниже раздела Мохо располагаются породы либо ультраосновного состава (перидотиты), либо основного состава — эклогиты. Глубинные ксенолиты, вынесенные кимберлитовыми трубками, свидетельствуют о том, что возможен и перидотитовый, и эклогитовый состав мантии, а также переслаивание перидотитов с линзами эклогитов. Как показывают результаты сейсмических исследований МОВ-ОГТ, в том числе охарактеризованные в данной книге, граница между отражающей корой и акустически прозрачной мантией нередко имеет сложную структуру, существенно отличающуюся по начертанию от раздела Мохо, полученного ГСЗ. Поскольку в данной работе специальное внимание уделено особенностям строения коро-мантийной границы, охарактеризованной картиной сейсмических отражений, мы сохраняем за этой границей наименование ***коро-мантийная граница*** или ***раздел кора–мантия.***

Необходимо сделать формальное замечание, касающееся формы записи геохронологических оценок, которые часто создают видимость высокой, однако не достигнутой реально точности. Согласно правилам, закрепленным в теории ошибок, например, оценку возраста 2542±4.7 млн лет следует записывать как 2542±5 млн лет или 2.542±0.005 млрд лет, а оценку 2548±38 млн лет следует записывать как 2.55±0.04 млрд лет. Именно так выглядят возрастные оценки, обсуждаемые в данной книге.

Согласно Л.Л. Гольдину [1973], для правильной записи конечного результата измерений необходимо округлить значение абсолютной погрешности и сам результат измерений. Как правило, точность оценки погрешности оказывается очень небольшой, особенно в тех случаях, когда число входящих в расчетную формулу параметров велико. Поэтому абсолютная погрешность округляется, как правило, до одной значащей цифры. Если, однако, эта цифра оказалась единицей, следует оставить две значащие цифры.

Округление само́й измеренной величины следует проводить, учитывая ее абсолютную погрешность. При этом последняя значащая цифра в приводимом результате должна быть того же порядка величины (находиться в той же десятичной позиции), что и погрешность. Все более мелкие разряды не несут никакой информации и должны быть отброшены (или заменены нулями). Особенно строго следует придерживаться этого правила в тех случаях, когда погрешность не указывается в явном виде, так как именно последний разряд числа, дающего значение физической величины, показывает точность ее определения. Или, например, если в результате расчетов получено, что J = 0,1428 кг/м^3, ΔJ = = 0,00791 кг/м^3, то правильная запись конечного результата будет выглядеть так: J = 0,143±0,008 кг/м^3.

Глава 1
Тектоническое районирование раннедокембрийской коры ВЕП. Геолого-тектонические карты с элементами геодинамики

1.1. Тектоническое районирование раннедокембрийской коры ВЕП

Кристаллическая кора ВЕП принадлежит Восточно-Европейскому кратону. Его формирование в раннем докембрии предшествовало появлению двухъярусного рифей-фанерозойского геологического образования — собственно «платформы». В строении щитов и фундамента в центральном, восточном, южном и юго-западном секторах ВЕП важную роль играют области коры архейского возраста. В этих секторах наращивание коры в палеопротерозое сопровождалось теми или иными видами участия архейских образований в палеопротерозойских процессах. Напротив, в западной части Фенноскандинавского щита (Свекофеннский и Готский орогены), где архейские комплексы, согласно изотопно-геохимическим данным, отсутствуют не только на уровне дневной поверхности, но и в глубинных сечениях, кора практически полностью образована ювенильными протерозойскими породами. Впервые это было продемонстрировано два десятилетия назад в работе [Patchett et al., 1986]. Спорадически встречающиеся в этой коре архейские компоненты представлены перемещенными продуктами денудации коры соседних областей, тем или иным путем включенными в протерозойские образования. В восточной части Фенноскандинавского щита и в пределах перекрытого осадочным чехлом фундамента ВЕП области архейской коры разделены структурно-вещественными ассоциациями палеопротерозойских орогенов. Как показывают данные геологического картирования и глубинные исследования, результаты которых представлены в последующих главах, в большинстве случаев главные тектонические подразделения разделены наклонными (не субвертикальными и, тем более, не вертикальными) границами. Структурно-вещественные ассоциации палеопротерозойских орогенов, охватывающие среднюю и верхнюю части разреза коры как правило подстилаются более древними архейскими образованиями. Лишь на отдельных участках «пунктирные» сутуры, участвующие в строении палеопротерозойских внутриконтинентальных коллизионных орогенов (ВКО), прослеживаются до основания коры, а в некоторых случаях пересекают коро-мантийную границу. Помимо этого, прослеживание структурных элементов на сейсмических образах коры (картинах сейсмических отражений) и региональные особенности распределения структурно-вещественных ассоциаций в ряде случаев позволяют предполагать палеопротерозойский возраст нижней коры, подстилающей архейские структурно-вещественные ассоциации.

В результате многолетних геологических исследований был разработан целый ряд тектонических моделей строения кристаллической коры ВЕП. В современной литературе, посвященной региональным аспектам строения и эволюции ВЕП, наибольшей популярностью пользуется схема трехчленного деления Восточно-Европейского кратона, предложенная более 15 лет назад С.В. Богдановой [Bogdanova, 1993;

Bogdanova et al., 2001; Международная... карта, 1996; см. также: Bogdanova, Gorbatchev, Garetsky, 2005; Bogdanova et al., 2008; Богданова, Гарецкий, 2006]. Согласно этой схеме, к концу палеопротерозоя главными составляющими ВЕК были литосферные (по другой версии — коровые) сегменты: Фенноскандия, Сарматия и Волго-Уралия. В качестве структур, маркирующих границы этих сегментов, были приняты рифейские авлакогены, Волынь-Центральнороссийский и Пачелмский, которые по ряду признаков наследуют положение ранее сформированных границ между собственно сегментами раннедокембрийской (преимущественно архейской) коры.

Согласно схеме С.В. Богдановой, палеопротерозойский Свекофеннский аккреционный ороген охватывает преобладающую часть Фенноскандии. Его северная половина, приходящаяся собственно на Фенноскандинавский щит, образована вулкано-генно-осадочными и вулканоплутоническими комплексами, метаморфизм которых не превышает (за локальными исключениями) уровня амфиболитовой фации. Южная половина, в пределах перекрытых осадочным чехлом территорий в Южной Прибалтике и Беларуси, отличается широким распространением пород гранулитовой фации. Палеопротерозойские пояса играют значительную роль в строении восточной части Фенноскандии и в строении Сарматии. В пределах Волго-Уралии палеопротерозойские комплексы почти совершенно отсутствуют.

Исследования последних лет продемонстрировали определяющую роль палеопротерозойских процессов в создании итоговой структуры раннедокембрийского фундамента платформы [Минц, 2007б]. Проведенный анализ доступной геологической информации позволил, используя модель С.В. Богдановой в качестве отправной точки, предложить более детальную схему тектонического районирования, дополнив и частично пересмотрев картину, нарисованную С.В. Богдановой. Отличие состоит, прежде всего, в том, что на схеме М.В. Минца существенно по-иному выделены, оконтурены и идентифицированы палеопротерозойские тектонические структуры ВЕК. Новизну и уровень обоснованности предлагаемого подхода мы обсудим ниже — в одном из заключительных разделов книги.

Фрагменты континентальных образований, сформированных в архее, в большей или меньшей (частично — в преобладающей) степени преобразованы палеопротерозойскими процессами и спаяны палеопротерозойскими орогенами. В данной работе предпринята попытка дать последовательную характеристику главных тектонических подразделений значительной части ВЕК, представленных на «Схеме тектонического районирования раннедокембрийской коры ВЕК...» (см. рис. 01), особенностей их строения в трехмерном представлении, а также реконструировать условия возникновения и эволюции образующих раннедокембрийскую кору структурно-вещественных комплексов и их ассоциаций. Намечены последовательность и направленность их формирования, распределения и взаимодействия. Главные структурные направления впервые выделенного М.В. Минцем [2007б] регионального дугообразного пояса, которому присвоено наименование «Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского поздне-палеопротерозойского внутриконтинентального коллизионного орогена», непосредственно следуют из анализа морфологии аномальных полей: силы тяжести и магнитного (рис. 1.1 и 1.2, см. цв. вкл.).

Поскольку значительная, если не преобладающая, часть архейской коры оказалась включенной в палеопротерозойские орогены и/или подверглась тем или иным преобразованиям в палеопротерозое, многие тектонические границы архейского и палеопротерозойского возраста пересекаются. Поэтому на рисунке раздельно показано тектоническое районирование на конец неоархея и на конец палеопротерозоя. В последующих главах мы последовательно рассмотрим главные особенности состава, строения и эволюции каждого из выделенных подразделений.

В современном виде ВЕК представляет собой палеопротерозойский аккреционно-коллизионный ороген: главные черты тектонической структуры раннедокембрийской коры в пределах Фенноскандинавского щита и перекрытого чехлом фундамента ВЕК были сформированы к концу палеопротерозоя.

Границы главных тектонических подразделений ВЕК имеют палеопротерозойский возраст. Эти границы разделяют палеопротерозойские орогены и обрамленные ими области архейской коры (коровые сегменты — фрагменты бывших континентов и микроконтинентов), относительно пассивные во время палеопротерозойского орогенеза. Соответственно ВЕК представляет собой палеопротерозойский аккреционно-коллизионный ороген.

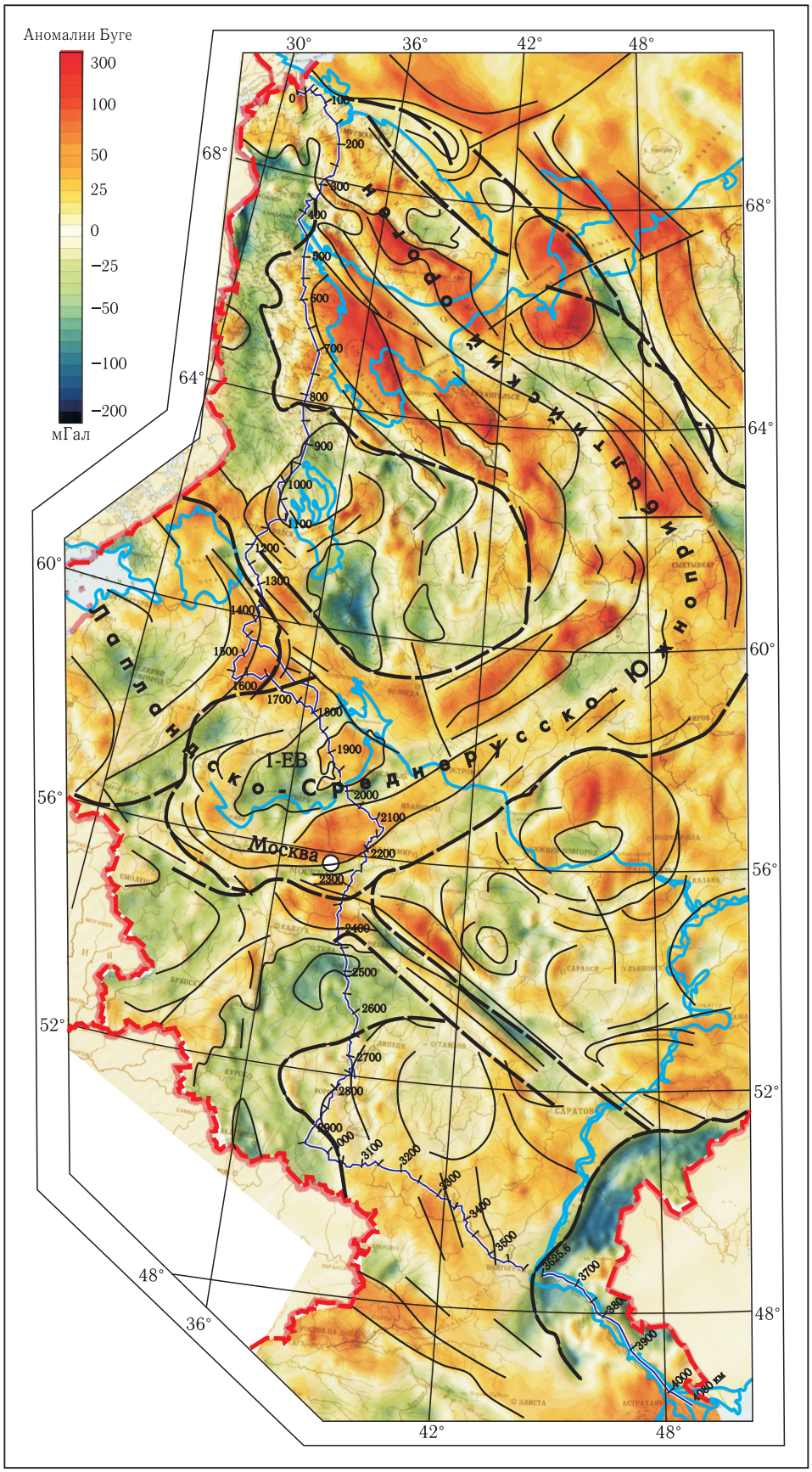


Рис. 1.1. Главные особенности морфологии структурного рисунка аномалий поля силы тяжести Восточно-Европейской платформы, маркирующие, в частности, дугообразный пояс, которому присвоено наименование «Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский поздне-палеопротерозойский внутриконтинентальный коллизионный ороген»

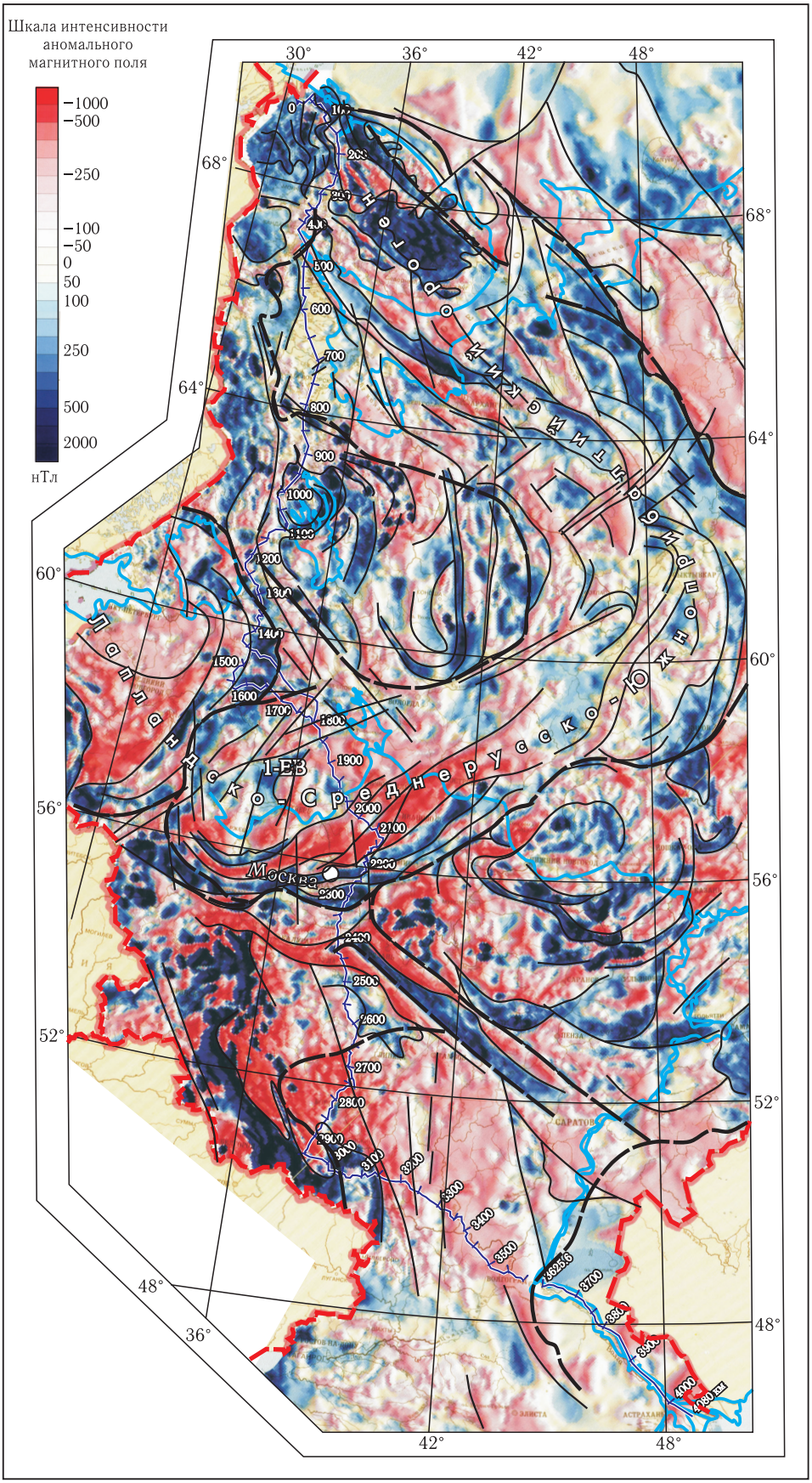


Рис. 1.2. Главные особенности морфологии структурного рисунка аномалий магнитного поля Восточно-Европейской платформы, маркирующие, в частности, дугообразный пояс, которому присвоено наименование «Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский-поздне-палеопротерозойский внутриконтинентальный коллизионный орогенный»

Палеопротерозойские орогены 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. Дальнейшее развитие внутриплитных процессов было связано с собственно платформенным этапом, рассмотрение которого выходит за рамки данной работы.

Активные магматические, метаморфические и тектонические процессы, итогом которых стало формирование палеопротерозойских орогенов, в различных частях ВЕК стартовали и завершились коллизионными событиями и анорогенным магматизмом в различное время, поэтому нами выделены и рассмотрены в последующих главах ранне-средне-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 распределены средне-палеопротерозойские орогены.

Орогены, завершившие свою эволюцию в позднем палеопротерозое, охватывают преобладающую по размеру часть ВЕК (см. рис. 01, *Б*). Бóльшая часть северо-западной области ВЕК принадлежит Свекофеннскому аккреционному орогену (АО), к которому с запада причленен Готский ороген (этот ороген в данной работе не рассматривается). Во внутренней области ВЕК выделяются три внутриконтинентальных коллизионных орогена (содержание, которое мы вкладываем в этот термин, было пояснено выше в Предисловии). Первый из них — грандиозный по размерам Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский внутриконтинентальный коллизионный ороген длиной около 3500 км протягивается от северной оконечности ВЕК в юго-восточном направлении, охватывая широкой дугой Карельский кратон, и далее — в субширотном направлении к западной границе ВЕК, огибая с юга Свекофеннский ороген. Таким образом, Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский ВКО отделяет древний Карельский кратон, объединившийся в одно целое со Свекофеннским АО от Кола-Мезеньского, Волго-Уральского и Сарматского сегментов архейской коры, следующих друг за другом во внешнем обрамлении «дуги». В строении орогена выделяются пространственно- и отчасти структурно-индивидуализированные сектора: Лапландский, Среднерусский и Южно-Прибалтийский (см. рис. 01, *Б*). Гораздо более скромный по размерам Северо-Воронежский ВКО, длиною около 1000 км, протягивается в юго-восточном направлении, разделяя коровые сегменты Волго-Уралия и Сарматия.

Средне-палеопротерозойские орогены сосредоточены во внутренней области Сарматии. В данной работе рассмотрены восточная и центральная части Сарматии, в строении которых значительную, если не преобладающую, роль играют ювенильные палеопротерозойские образования и области архейской коры, подвергшиеся значительной переработке в палеопротерозое. Соответствующие структурно-вещественные ассоциации мы рассматриваем в составе Брянск-Курск-Воронежского внутриконтинентального коллизионного орогена (см. рис. 01, *Б*; прил. IV-1). В его строении, в свою очередь, участвуют субмеридиональные области, которые мы выделяем в качестве орогенов более высокого порядка, с запада на восток: Криворожско-Брянский, Курский и Восточно-Воронежский. Их протяженность последовательно сокращается с 800–900 до приблизительно 600 км. Также со средне-палеопротерозойским этапом связано формирование Осницко-Микашевичи-Серпуховской активной континентальной окраины вдоль северной границы Сарматии. Геохронологические данные свидетельствуют о субсинхронном формировании средне-палеопротерозойских тектонических структур, однако детали взаимодействия соответствующих геодинамических обстановок и процессов пока остаются не исследованными.

Фрагменты древних континентов, оформившихся к концу неоархея, представлены областями частично переработанной архейской коры, разделенными палеопротерозойскими орогенами. К их числу относятся континенты Кола-Карелия, Сарматия и Волго-Уралия. Кола-Карелия объединяет Мурманский и Кольский микроконтиненты, Беломорский и Карельский аккреционно-колизионные орогены, условно обозначенные на рис. 01, *А*, как Мурман, Кола, Беломория и Карелия. В северо-восточной части Сарматии, которая также является объектом исследования в предлагаемой работе, выделяют Курский и Хопёрский микроконтинен-

ты. Курский микроконтинент представляет собой переработанную в палеопротерозое гранит-зеленокаменную область коры. Слабо изученный фрагмент коры, образующий восточную оконечность Сарматии, получил название Хопёр (см. прил. IV-1). В палеопротерозое он играл роль связующего звена между Сарматией и Волго-Уралией, что позволяет, с определенной условностью рассматривать его в качестве самостоятельного континентального образования. Помимо этого, мы предполагаем существование архейской коры в основании Южно-Прибалтийского сектора поздне-палеопротерозойского ВКО. Эту область можно обозначить как перекрытый гипотетический континент Прибалтика. Никаких прямых указаний на его существование к настоящему времени не получено [Bogdanova et al., 2001; Bogdanova, Gorbachev, Garetsky, 2005; Богданова, Гарецкий, 2006]. Однако, как будет показано в соответствующих разделах, Южно-Прибалтийский палеопротерозойский ороген является очевидным продолжением к западу Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского внутриконтинентального орогена. Широкое участие в строении этого орогена пород гранулитовой фации, которые могут лишь локально формироваться в надсубдукционных областях коры, где температуры стабилизированы на уровне плавления в присутствии водного флюида, практически однозначно указывает на внутриконтинентальную природу орогена.

Наиболее обширный и сложно построенный континент Кола-Карелия представляет собой композицию Мурманского микроконтинента, Кольского, Беломорского и Карельского аккреционно-колизионных орогенов (АКО) (см. прил. II-1). С учетом продолжения структур Кольского АКО в юго-восточном направлении под осадочным чехлом этот ороген может быть назван Кола-Мезеньским. В свою очередь, в строении Сарматии выделяются Подольский, Среднеприднепровский, Приазовский, Курский и Хопёрский «блоки» архейской коры. В рамках данной работе мы ограничимся рассмотрением Курского блока (переработанной в палеопротерозое гранит-зеленокаменной области) и слабо изученного фрагмента коры, получившего название Хопёр, который мог быть частью Сарматии или Волго-Уралии (см. прил. IV-1).

Палеопротерозойские структуры формировались, наследуя в той или иной степени границы более древних архейских структур. Поэтому архейские коровые сегменты можно рассматривать или в качестве архейских кратонов, объединившихся в некий суперконтинент (возможно, Пангея-0, по В.Е. Хаину и Н.А. Божко [1988]) к концу архея, или случайным образом совмещенные фрагменты неоархейского суперконтинента, подвергшегося фрагментации в начале палеопротерозоя. В формировании Волго-Уральского гранулито-гнейсового ареала определяющую роль сыграли неоархейские внутриконтинентальные процессы плюмового типа.

Даже наименее переработанные архейские коровые сегменты, как правило, не оставались в полной мере «безучастными» относительно палеопротерозойской тектонической эволюции соседних орогенов. В их пределах размещены палеопротерозойские структуры внутриконтинентального типа (деформированное и метаморфизованное выполнение рифтов и тектонических депрессий, фрагменты толщ шельфового типа, интрузивные комплексы) и палеопротерозойские зоны интенсивных сдвиговых и надвиго-поддвиговых деформаций. Особое место принадлежит надвиго-поддвиговым ансамблям палеопротерозойских осадочно-вулкано-генных поясов, которые можно рассматривать в качестве образований промежуточного типа между деформированными рифтогенными комплексами и сутурами, образовавшимися на месте локально возникавших океанов небольшой протяженности.

1.2. Геолого-тектонические карты с элементами геодинамики: методические принципы и подходы

Первая задача работы, как отмечено во Предисловии, состояла в систематизации и взаимной увязке существующей информации с целью создания согласованной геолого-тектонической карты фундамента значительной по площади части Восточно-Европейской платформы. В пределах этой территории расположена восточная часть Фенноскандинавского щита и области, где фундамент перекрыт осадочным платформенным чехлом значительно варьирующей мощности. В соответствии с главной задачей, карта должна была обеспечить, с одной стороны, оптимально-максимальный уровень представления главных тектонических подразделений региона, их геологических особенностей и

эволюции, с другой — оптимальный выход на разработку объемных моделей строения коры. Иными словами, количество деталей и подробностей геологического строения, которые из-за малого размера или иных причин невозможно выделить и проследить на глубинных разрезах, должно быть максимально-оптимально сокращено. Мы не случайно прибегаем к словосочетанию «максимально-оптимально». Понятно, что в нашем распоряжении не было какого-то решающего правила. Фактически тот уровень загрузки карты, который в итоге представлен в прил. I-1 и I-2, формировался постепенно методом «проб и ошибок». Одним из решений, принятых в ходе работы, стало определение карты по ее содержанию как «геолого-тектонической с элементами геодинамики».

В качестве главного подхода, положенного в основу районирования, выбран *тектонический принцип*: на карте выделены тектонические пояса разных рангов — орогены регионального уровня и составляющие их структуры локального ранга, такие как зеленокаменные или осадочно-вулкано-генные пояса, интрузивные пояса и отдельные массивы и т.п. (см. прил. I-3).

В основе второго главного подхода — *геологический принцип*. Он получил отражение в выделении вполне конкретных комплексов пород.

Третий главный подход — *геодинамический принцип*. Он заключался в стремлении отразить на карте и в системе условных обозначений ключевые комплексы-индикаторы геодинамических обстановок формирования и преобразования горно-породных ассоциаций и образованных ими тектонических структур различных рангов.

Многоуровневый характер расчленения предопределил использование вспомогательных карт и схем, что позволило в более или менее доступной для обозрения форме продемонстрировать соотношения тектонических структур разного ранга и масштаба.

С учетом необходимости использования кардинально различающихся источников геологической информации, задача естественным образом распадается на две составляющие: 1) составление карты восточной части Фенноскандинавского щита; 2) составление карты фундамента, перекрытого осадочным чехлом. Соответственно геологическое строение ВЕП представлено на двух внутренне согласованных и, тем не менее, разных геолого-тектонических картах с элементами геодинамики: «Ранний докембрий восточной части Фенноскандинавского щита» (см. прил. I-1) и «Ранний докембрий центральной и восточной частей Восточно-Европейской платформы» (см. прил. I-2), сопровождаемых собственными наборами дополнительных и вспомогательных карт и схем (см. прил. II-1, II-2, III-1, III-2 и IV-1).

1.2.1. Геолого-тектоническая карта с элементами геодинамики «Ранний докембрий восточной части Фенноскандинавского щита Восточно-Европейской платформы» (прил. I-1)

Главные особенности методического подхода при разработке этой карты достаточно полно иллюстрируются таблицей условных обозначений и, как нам представляется, не нуждаются в специальном обсуждении. Мы ограничимся одним кратким замечанием.

Области в восточной части Фенноскандинавского щита, которые пересечены опорными профилями МОГТ, были покрыты геологической съемкой 20–30 и более лет назад. К тому времени на основе богатого опыта геологосъемочных работ, использования материалов аэро- и космических съемок и региональных геофизических материалов были составлены, как правило, достаточно качественные геологические карты. Прежде всего это касается детальности расчленения осадочных, вулканических и метаморфических толщ и интрузивных комплексов и отрисовки геологических контуров. В принципе, достигнутые в те годы детальность, точность и воспроизводимость геологических карт не только обеспечивали разработку эволюционных и металлогенических моделей и прогнозных рекомендаций, но и создавали необходимую фактическую основу для развития этих моделей, а при необходимости — и для разработки новых моделей. Необходимость переинтерпретации возникла уже в те годы в связи с появлением новой геологической парадигмы: на смену геосинклинальной концепции пришла модель глобальной тектоники — «тектоники плит». Вслед за тем, была начата отработка опорных и региональных геофизических профилей. Как видно из представленной в в последующих главах характеристики геологического строения и эволюции раннедокембрийской коры крупных сегментов ВЕП, оба названных обстоятельства позволяют, в принципе, предложить существенно

новое представление о строении и геологической истории региона.

1.2.2. Геолого-тектоническая карта с элементами геодинамики «Ранний докембрий центральной и восточной частей Восточно-Европейской платформы» (прил. I-2)

Ограниченная информация, доставленная немногочисленными скважинами, достигшими основания осадочного чехла и вскрывшими фундамент Восточно-Европейской платформы, была (и остается) совершенно недостаточной для сколько-нибудь детального представления о главных типах структурно-вещественных комплексов, образующих фундамент ВЕП. 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 имеющаяся информация в большинстве случаев ограничивается наименованием пород, полученным в результате петрографического описания шлифов. Петрофизические данные приводятся далеко не во всех случаях. Керн этих скважин к настоящему времени в значительной части утрачен. Во всех случаях, когда это оказалось возможным, были выполнены специальные исследования сохранившегося керна с использованием всего арсенала современных методов (неопубликованные материалы этих исследований были любезно представлены А.В. Самсоновым с соавторами). Данные, доставленные скважинами, непосредственно характеризуют вещественный состав фундамента и являются одним из главных источников информации.

Другим главным источником информации о геологическом строении поверхности фундамента являются региональные геофизические материалы — гравиметрические и магниторазведочные карты. Специальные исследования, целью которых была отработка новых методических подходов к геологической интерпретация региональных геофизических материалов в полосе геотраверса 1-ЕВ, были завершены в 2002 г. в ФГУ НПП «Аэрогеофизика» (неопубликованные материалы П.С. Бабаянца, М.В. Минца и др., 2002 г.). В качестве полигона для формирования системы геофизических и петрофизических образов структурно-вещественных комплексов, участвующих в строении раннедокембрийской коры, и для «геологического» тестирования технологий обработки и преобразования физических полей, применяемых в предприятии «Аэрогеофизика», была использована территория в юго-восточной части Фенноскандинавского щита, пересеченная опорным профилем 1-ЕВ. Составление новой 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 также было завершено предприятием «Аэрогеофизика» в 2002 г. (неопубликованные материалы В.А. Буша, Ю.И. Блоха и др., 2002 г.). С учетом полученного опыта и с привлечением всех доступных материалов, включая материалы, полученные в ходе отработки опорного профиля 1-ЕВ и других новых геотраверсов, была составлена принципиально новая карта фундамента в пределах обширной территории ВЕП, перекрытой осадочным чехлом (см. прил. I-2).

Ниже приведена характеристика главных особенностей методического подхода к геологической интерпретации аэрогеофизических данных, представленных в виде комплекта материалов, который был сформирован с использованием технологического комплекса, принятого в ФГУ НПП «Аэрогеофизика» [Бабаянц, Блох, 1999; Бабаянц и др., 2003 а,б, 2004, 2005; Блох, 1993, 1995, 1998 а,б].

При составлении карты фундамента перекрытой осадочным чехлом ВЕП был использован комплект карт петрофизического содержания предприятия «Аэрогеофизика». В свою очередь, эти карты были получены на основе первичных геофизических карт — аэромагнитной и поля силы тяжести, для уровня, отвечающего поверхности фундамента. Применявшаяся для этой цели технология не получила пока широкого распространения, в связи с чем мы приводим ниже ее краткое обоснование и описание главных особенностей.

1.2.2.1. Геофизические и петрофизические карты и разрезы (сечения трехмерных моделей): методика и технология

Исходные данные. Московская синеклиза и сопредельные структуры Восточно-Европейской

платформы постоянно привлекали внимание геофизиков. За многие годы изучения территории была накоплена весьма обширная и разнородная информация о гравитационном и магнитном полях, от качества которой существенно зависят возможности интерпретации. В связи с этим, прежде, чем приступать к ней, необходимо корректно свести материалы съемок разных масштабов в единые цифровые базы данных.

Основой для интерпретации гравитационного поля послужили материалы Государственной наземной гравиметрической съемки масштаба 1:200 000, которая выполнена практически во всем регионе за исключением нескольких участков, таких как Рыбинское водохранилище. Эта съемка проведена по неравномерной сети и, согласно инструкции по гравиразведке, характеризуется густотой пунктов наблюдения от 0.1 до 0.25 на 1 км^2 и среднеквадратической погрешностью аномальных значений 0.8 мГал. Для проведения общей интерпретации координаты всех пунктов наблюдения были пересчитаны в прямоугольную проекцию Гаусса-Крюгера с центральным меридианом 39° в.д. На рис. 1.3 в условном уровне представлена сводная карта гравитационных аномалий региона в редукции Буге для плотности промежуточного слоя 2.3 г/см^3. Данная плотность промежуточного слоя близка к реальной для платформенных территорий и является одной из стандартных для Российской Федерации. Высоты пунктов наблюдений над уровнем геоида, разумеется, были занесены в базу данных и учитывались при количественной интерпретации.

В качестве основы для сводки материалов аэромагнитных съемок также были использованы данные Государственной геологической карты масштаба 1:200 000. Этими съемками, характеризующимися расстоянием между линиями полета, равным 2 км, и среднеквадратической погрешностью определения аномалий модуля индукции магнитного поля около 10 нТл, покрыта вся изучаемая территория. Для современных съемок масштабов 1:50 000 и 1:25 000 среднеквадратическая погрешность определения аномалий ΔT составляет 1–2 нТл, но ими покрыта лишь часть территории. В итоге в сводную электронную цифровую базу аэромагнитных данных были включены 23 площади, в пределах которых силами предприятия «Аэрогеофизика», Петербургской геофизической экспедиции и ПГО «Беларусьгеология» проведены подобные съемки. На рис. 1.4 показано их общее расположение, а на рис. 1.5 — сводная карта изодинам ΔT. Как и для данных гравиразведки, координаты всех пунктов наблюдения были пересчитаны в прямоугольную проекцию Гаусса-Крюгера с центральным меридианом 39° в.д.

Полученные таким образом электронные цифровые базы данных дали возможность применять для интерпретации современные способы содержательной интерпретации потенциальных полей.

Методология интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Основные геологические источники наблюдаемых физических полей региона были вполне адекватно установлены еще в 1937 г. А.Д. Архангельским, А.А. Михайловым, В.В. Федынским и Е.Н. Люстихом, а позже четко сформулированы Э.Э. Фотиади. Они отмечали в числе основных: влияние осадочного покрова, кристаллического фундамента и так называемых глубинных факторов, создающих региональный фон. С тех пор практически все работы по изучению глубинного строения региона строились в расчете на разделение влияния указанных компонент теми или иными способами, учитывающими бóльшие или меньшие объемы априорной информации, прежде всего, данные глубокого бурения и сейсмики. Количественная интерпретация потенциальных полей, если и осуществлялась, то, как правило, в двумерном варианте, чаще по профилям сейсмических наблюдений, а трехмерные модели, если строились, были в силу качества имевшихся материалов и доступных в то время технологий либо чересчур обобщенными, либо грубо оценочными.

В настоящее время данные прецизионных съемок и возможности компьютерной техники позволяют перейти к региональному трехмерному моделированию, что естественно предъявляет ряд требований к методологии интерпретации потенциальных полей.

Одним из достижений последних десятилетий в области интерпретации стало всеобщее и достаточно глубокое понимание степени неоднозначности и неустойчивости решения обратных задач гравиразведки и магниторазведки. Известно, что обратные задачи, вообще говоря, не имеют единственного решения, а изученные к настоящему времени теоретически классы единственности являются чересчур узкими. В этой ситуации неминуемо возникает конфликт между теорией и практикой. В соответствии с формулировкой В.Н. Страхова, модели представляют собой совокупность принятых упро-

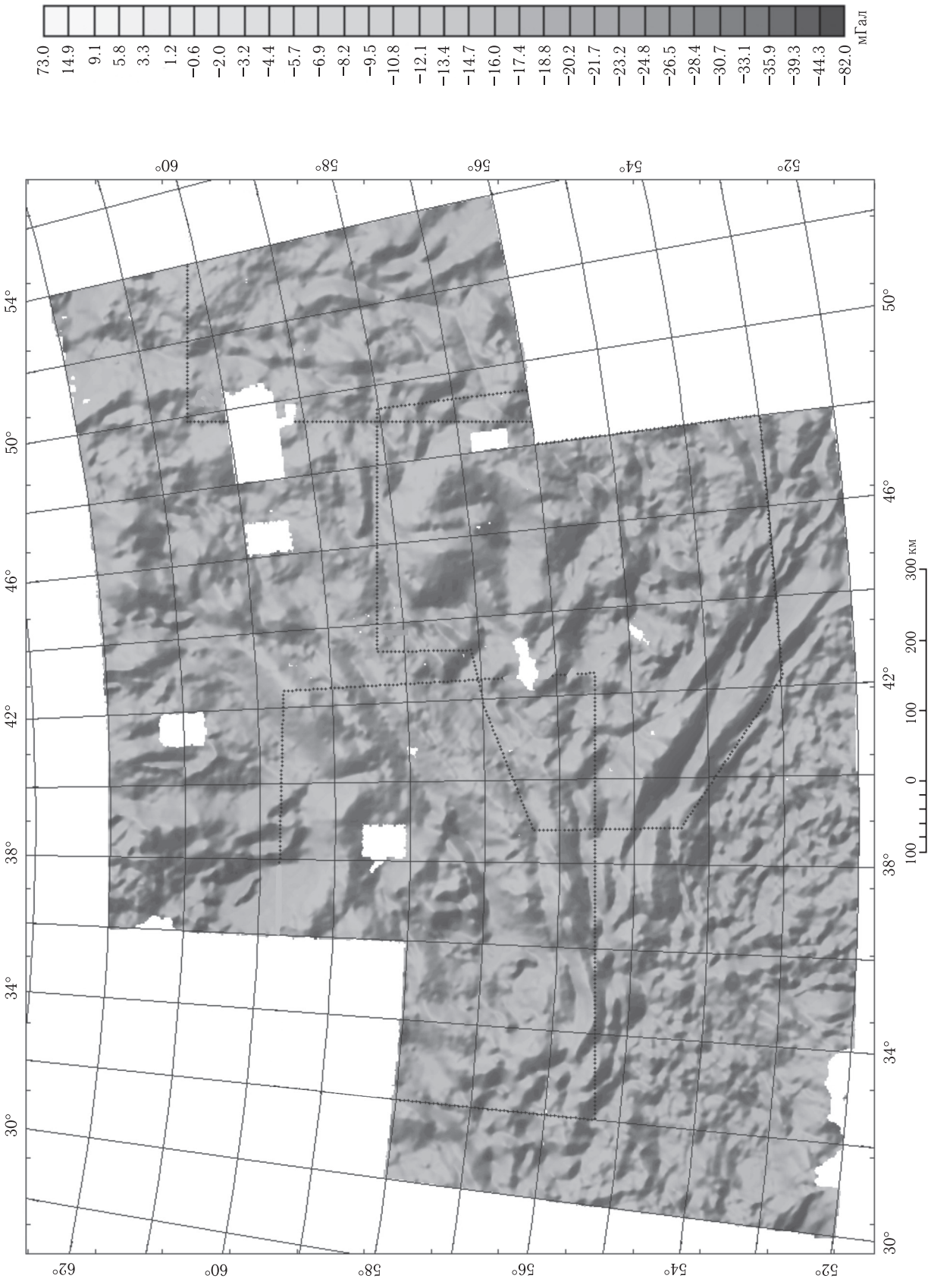


Рис. 1.3. Сводная карта гравитационных аномалий в редукции Буге для плотности промежуточного слоя 2.3 г/см^3

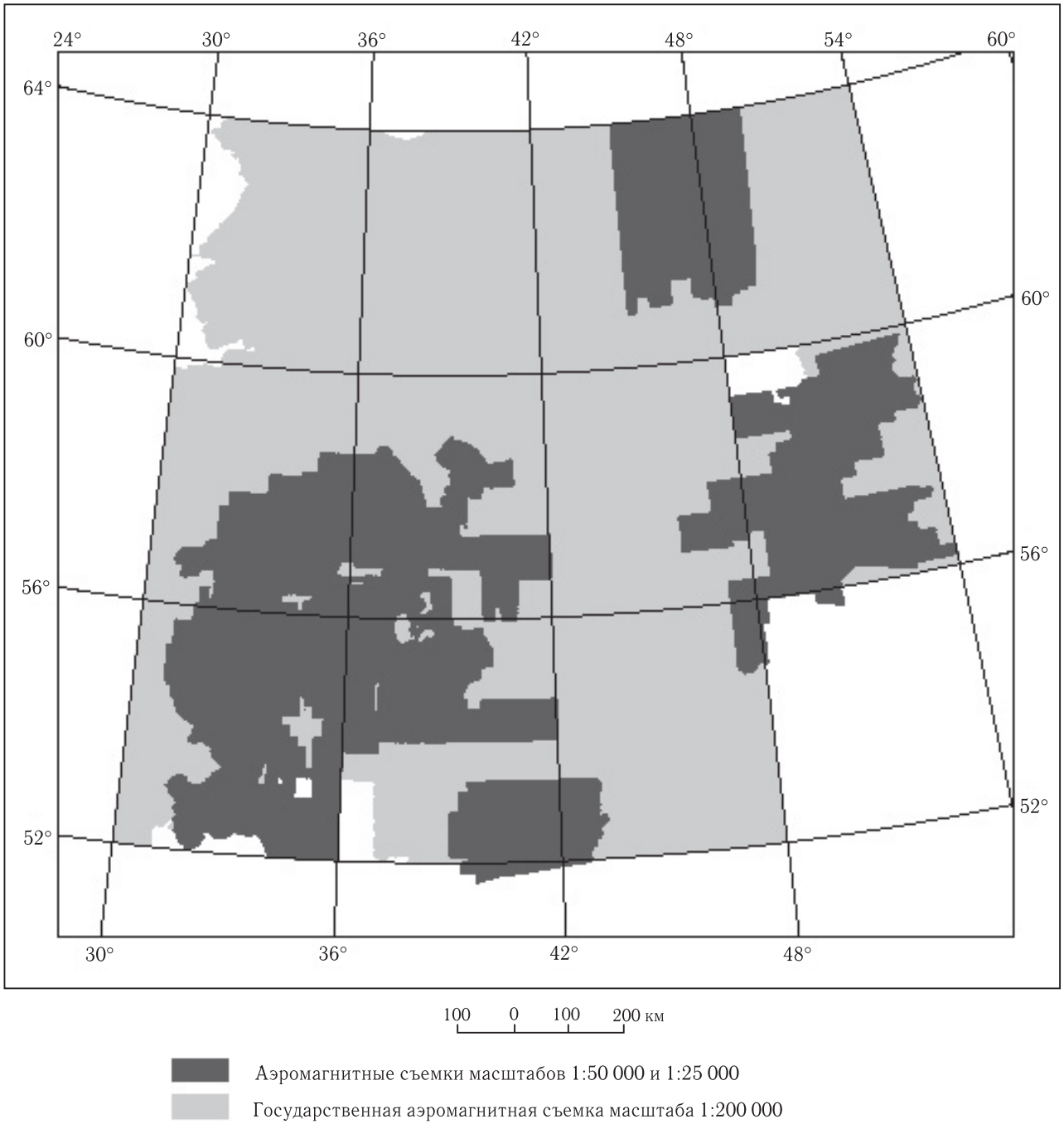


Рис. 1.4. Схема изученности региона аэромагнитными съемками

щений и допущений. Поэтому получается, что упрощения, которые предлагаются теоретиками для обеспечения единственности получаемого решения, не вполне устраивают практиков, поскольку в интерпретационных моделях зачастую уничтожаются некоторые существенные черты, как раз и являющиеся предметом исследования.

Неустойчивость решения обратных задач выражается в том, что интерпретационные модели не являются непрерывно зависящими от исходных данных. Даже бесконечно малые помехи в исходных полях и необоснованное пренебрежение теми или иными, кажущимися малыми, погрешностями в моделях может стать губительным для результатов интерпретации. Особо

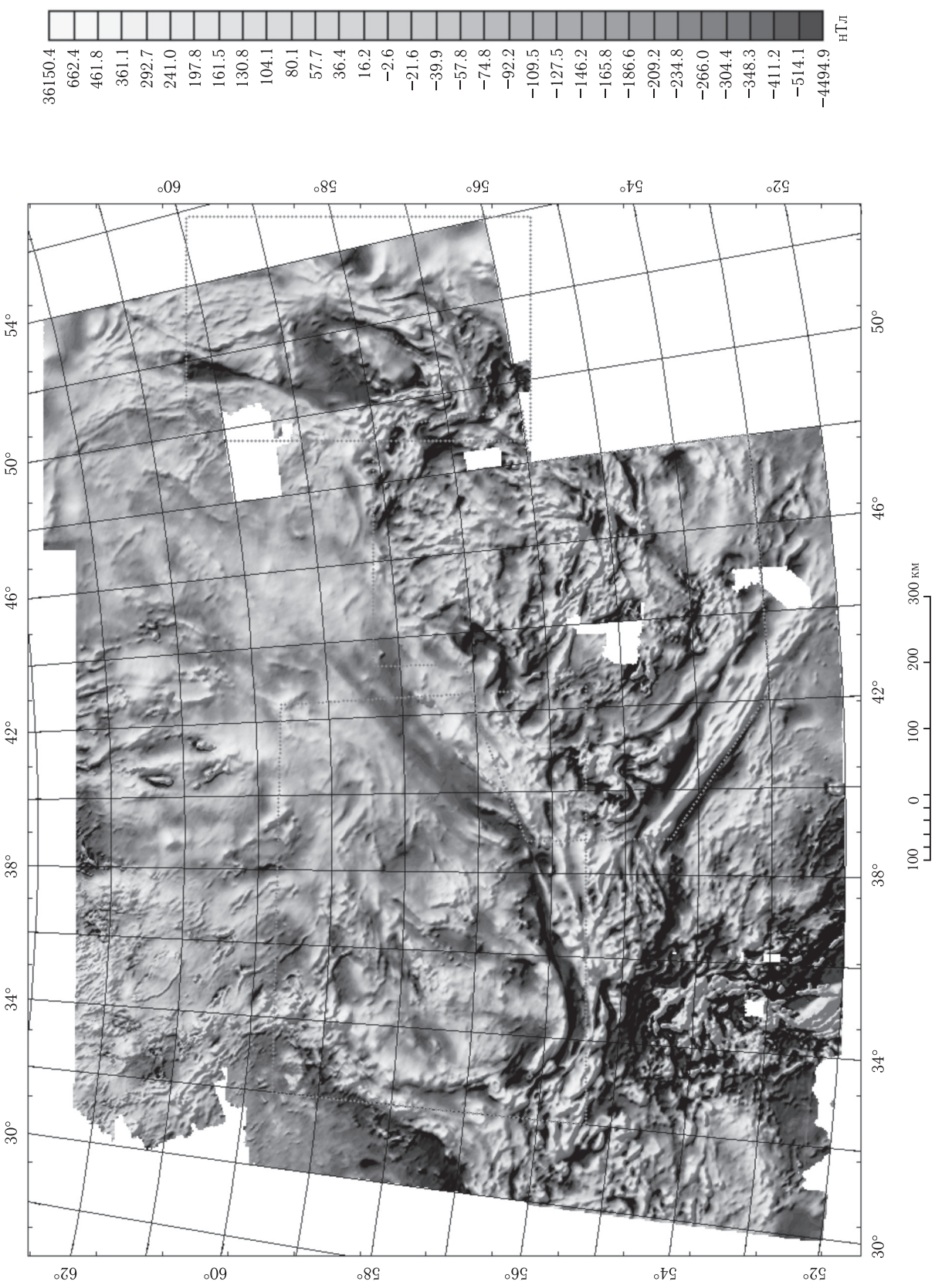


Рис. 1.5. Сводная карта магнитных аномалий ΔT

неустойчивыми являются задачи для моделей, описываемых большим числом параметров, а именно такие модели и появляются при региональном моделировании, что усугубляет ситуацию. В связи со сказанным, основной методологической проблемой является выбор классов интерпретационных моделей, для которых применительно к специфике исследуемой территории поелику возможно разрешаются отмеченные конфликты между теорией и практикой.

В.Н. Страхов ввел понятия о трех типах интерпретационных моделей: адекватном, эквивалентном и смешанном. Адекватной называется такая модель, в которой обеспечивается аппроксимация распределения физических свойств в изучаемом объеме геологической среды с высокой точностью. Такая модель обеспечивает требуемую степень близости наблюденного и модельного полей и решения целевой задачи интерпретации. Эквивалентная модель заведомо не обеспечивает аппроксимации распределения физических свойств, зато обеспечивает требуемую степень близости полей. Смешанная модель обеспечивает требуемую степень близости полей и аппроксимацию природного распределения физических свойств в части объема среды, позволяющую решить целевую задачу интерпретации.

Очевидно, эквивалентное моделирование для изучения региона в настоящее время уже не имеет практической ценности, а более или менее адекватно можно моделировать лишь отдельные локальные и хорошо изученные участки, обеспеченные достаточным объемом априорной информации. В итоге, основным при изучении глубинного строения региона в настоящее время является смешанный тип моделирования. Но и при соблюдении условий единственности необходимо тщательно анализировать возможные источники неустойчивости и прилагать усилия для их устранения.

Основным источником неустойчивости являются помехи разнообразного происхождения в самой исходной информации. К сожалению, до сих пор влияние помех зачастую искусственно усиливают, подвергая интерпретации не сами исходные данные, а их суррогаты, т.е. то, что принято называть картами. Очевидно, все съемки реально проводятся по нерегулярным сетям, причем высоты пунктов наблюдений могут изменяться в достаточно широких пределах. Тем не менее, традиционно, прежде чем приступить к интерпретации, строят карты элементов полей. Для этого путем формальной интерполяции и зачастую с полным пренебрежением высотами пунктов наблюдений редуцируют исходные данные на плоские, горизонтальные и равномерные сети. Только после этой, вносящей дополнительные погрешности операции начинают проводить основные аналитические и синтетические процедуры интерпретации. Реже при проведении предварительного построения карт пользуются аппроксимационными методами, редуцируя исходные данные на горизонтальную плоскость, проходящую на уровне самых больших альтитуд пунктов наблюдений. Данный подход, конечно, более адекватен, но и он вносит свои погрешности в исходные данные. Дело в том, что в нем фактически производится аналитическое продолжение измеренного поля вверх на уровень редуцирования и при этом искажается высокочастотная часть поля, регистрируемая на нижних уровнях съемки.

Отсюда вытекает первый из важнейших для понимания проводимой нами интерпретации принцип: *исходной информацией для интерпретации являются не карты*, *полученные путем формальной интерполяции без учета высот пунктов наблюдений*, *а электронные цифровые базы данных.*

Карты же могут служить лишь в качестве удобных и привычных, но не вполне адекватных средств визуализации этих данных. Используемые нами программы интерпретации для каждой точки наблюдения запрашивают все три ее координаты и значение интерпретируемого поля. Другими словами, интерпретация ведется не по планово привязанным данным (картам), а по пространственно привязанным данным. Соответственно, все получаемые модели не содержат искажений из-за неадекватного учета высот пунктов.

В процессе моделирования мы принципиально не подвергаем количественной интерпретации никакие формальные трансформанты исходных полей и пользуемся для разделения полей только истокообразными аппроксимациями. Мы полностью согласны с Э.Э. Фотиади в его критике «различных способов осреднения полей» и с тем, что в процессе применения формальных трансформаций «теряется физический смысл таких полей». Окончательный приговор подобным подходам был вынесен еще в 1945 г. [Тихонов, Буланже, 1945]. Но и подход самого Э.Э. Фотиади и его последователей, применяющих для сглаживания интерполяцию по разреженной сети, мы не считаем верным. Интерполяция вносит свои искажения, зависящие от

применяемого способа и в условиях неустойчивости способные существенно и практически непредсказуемо исказить разделяемые компоненты.

Тем не менее, это не означает, что мы являемся противниками применения трансформаций вообще — они крайне важны при решении задач обнаружения и распознавания, но, по нашему мнению, трансформироваться должны не сами аномальные поля. Дело в том, что поля зависят от множества разнообразных факторов. Среди них: упомянутая выше разновысотность пунктов наблюдения, разноглубинность источников, а в магниторазведке — также и мешающее влияние сопряженных индукционных экстремумов, по-разному проявляющееся в разных регионах Земли. Традиционные подходы при распознавании подразумевают поэтапное проведение: вначале — формальной интерполяции поля в точки равномерной сети, затем — трансформации интерполированных полей. Наконец, все трансформанты надо непосредственно анализировать, чтобы не принять не связанные с геологическим строением сопряженные экстремумы за проявления изучаемых объектов, что крайне нетехнологично. Не в полной мере помогают повышению технологичности процедур распознавания и вспомогательные трансформации типа редуцирования к полюсу. После их выполнения сопряженные экстремумы остаются, хотя, действительно, идентифицировать их несколько проще, нежели по исходным полям.

В соответствии со сказанным, второй из методологических принципов можно сформулировать следующим образом: *в процессе разделения компонент поля, вызванных разными геологическими источниками, должны применяться исключительно истокообразные аппроксимации, с помощью которых строятся содержательные параметризованные модели, а задачи обнаружения и распознавания могут решаться путем анализа этих моделей, в том числе с применений формальных трансформаций.*

Одним из возможных источников помех, снижающих устойчивость решения обратных задач, является пренебрежение в процессе интерпретации сферичностью Земли. При изучении больших территорий, когда надо учитывать источники в верхней мантии, погрешности из-за пренебрежения сферичностью Земли теоретически могут быть весьма большими. Вследствие этого при изучении глубокозалегающих объектов приходится, в частности, вычислять радиальную компоненту гравитационного поля, а не вертикальную, как это принято при исследовании небольших по площади участков.

Рассмотрим возможный уровень погрешностей данного типа при моделировании кристаллического фундамента региона и воспользуемся вначале спектральным анализом аномальных полей. В 1956 г. В.К. Иванов впервые высказал идею определения глубины особых точек функций, описывающих аномальные поля, по амплитудному спектру [Иванов, 1956]. Он теоретически показал, что амплитудный спектр поля на высоких пространственных частотах асимптотически стремится к экспоненте с декрементом, равным глубине самой верхней из особенностей. На этой базе были созданы и активно применялись несколько компьютерных программ [Соловьев и др., 1963]. За рубежом близкая по смыслу идея была предложена в 1970 г. [Spector, Grant, 1970]. С помощью этого подхода можно оценить по низкочастотной части спектра также и глубины предельно глубоких особенностей, проявляющихся в аномальном поле.

На рис. 1.6 показан график логарифма радиально осредненного амплитудного спектра аномального магнитного поля региона и определенные по нему с помощью канадской программы «GeoSoft OASIS Montaj» глубины источников в разных частотных диапазонах. Хотя спектральный анализ установил наличие источников и на глубинах несколько десятков километров, бóльшая их часть, как видно, сосредоточена в верхнем 10-километровом слое коры. В связи с этим моделирование осуществлялось преимущественно для этого слоя, в то время как более глубоко залегающие источники считались создающими в модели лишь плавные региональные тренды.

Для такой модели даже на длинных профилях протяженностью свыше 1000 км вполне можно применять модель поля, пренебрегающую сферичностью Земли. Дело в том, что на аномальные поля существенное влияние оказывает лишь та часть Земли, которая расположена сбоку на расстоянии вплоть до трех глубин нижней кромки модели. Если глубина нижней кромки модели равна 10 км, то влияние масс, находящихся за пределами 30-километровой зоны от точки расчета поля, для моделирования незначительно. Другими словами, в данном случае аномальное поле практически не зависит от того, как расположены массы за пределами той части профиля, которая лежит за пределами 30-километровой зоны, в частности, образуют ли

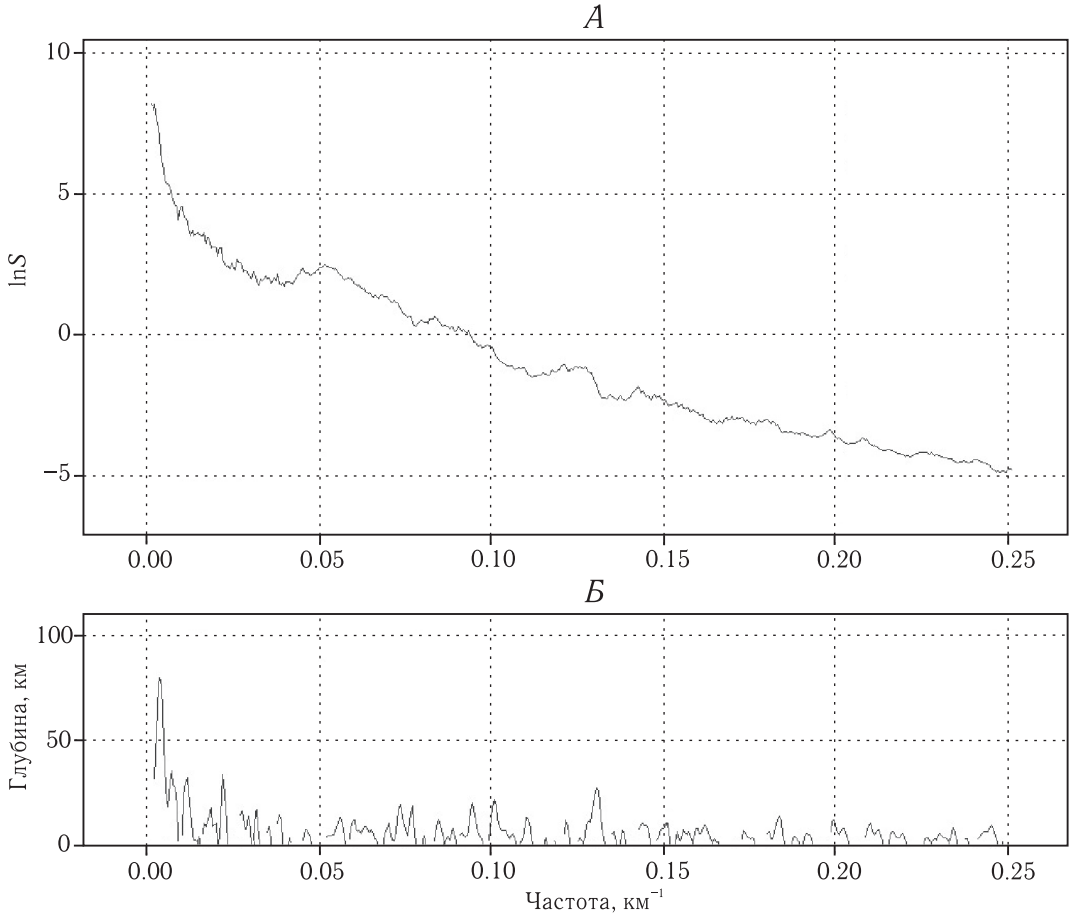


Рис. 1.6. График логарифма радиально осредненного амплитудного спектра аномального магнитного поля Московской синеклизы и определенные по нему глубины источников в разных частотных диапазонах

эти массы сферическую поверхность или плоскую.

Для того чтобы убедиться в сказанном, приведем результаты расчетов на профиле длиной 1400 км. Модель, аппроксимирующая строение верхней части кристаллического фундамента, взята из реальной модели Московской синеклизы. Эта часть была представлена в виде набора многогранников размерами в плане 10 км. Общее число многогранников вдоль профиля составило 161. На рис. 1.7 показаны поля, вычисленные для плоской и сферической Земли, а также разность между ними. Различия в полях не превышают 1 мГал даже на краях профиля, при удалении от центра профиля более чем на 500 км, где они связаны не столько со сферичностью, сколько вообще с краевыми эффектами. В пределах же средней трети профиля, т.е. там, где краевые эффекты отсутствуют, эти различия лежат в пределах 0.1 мГал. Поскольку интерпретируемое гравитационное поле является результатом съемки масштаба 1:200 000 и характеризуется среднеквадратической погрешностью аномального значения 0.8 мГал, погрешности, связанные со сферичностью, вполне можно считать пренебрежимо малыми. Еще меньшее влияние сферичность Земли оказывает на магнитное поле, поскольку оно затухает на расстоянии быстрее, чем гравитационное, ведь гравитационное поле от шара убывает как квадрат расстояния, а магнитное — как его третья степень. Таким образом, влиянием сферичности при моделировании кристаллического фундамента данного региона на глубину до 10 км вполне допустимо пренебрегать.

Еще один из источников помех, возникающих при моделировании магнитных объектов, связан с выбором направления вектора намагниченности. Ранее намагниченность моделей, как правило, считалась вертикальной, и подоб-

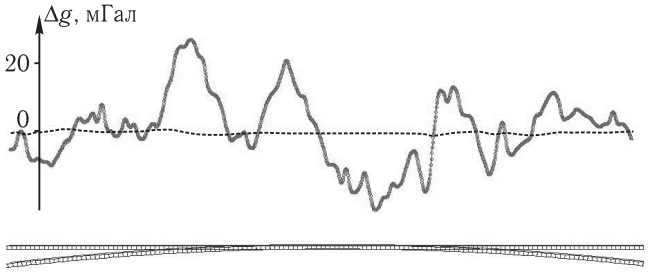


Рис. 1.7. Влияние сферичности Земли на гравитационные аномалии от модели, расположенной в пределах глубин 0–10 км; на профиле длиной 1400 км

Черным и серым цветами, которые практически сливаются, показаны аномалии, вычисленные для плоской и сферической Земли; пунктирной линией — разность между ними

ные чрезмерные упрощения, к сожалению, сохраняются до сих пор [Мелихов, Пийп, 2001]. Менее грубой является модель намагничения, при которой вектор намагниченности считается направленным коллинеарно современному геомагнитному полю, но, конечно, и она несовершенна. Некоторые из пород обладают интенсивной естественной остаточной намагниченностью, отклоняющей суммарный вектор, другие породы (тем более, руды, в частности, района КМА) имеют повышенную магнитную восприимчивость, и для них суммарный вектор намагниченности отклоняется под влиянием эффектов размагничивания. Однако в настоящее время для достаточно полного учета этих влияний пока нет соответствующей априорной информации. Вместе с тем, в процессе моделирования непременно надо следить за теми местами, где данные влияния так или иначе сказываются на характере модели, и не допускать неверных, с точки зрения геологии, толкований.

Совокупность высказанных соображений позволяет предложить следующую методологию интерпретации. В качестве основной модели, позволяющей достаточно обоснованно провести моделирование строения верхней части кристаллического фундамента, принят субгоризонтальный слой. Верхняя кромка слоя должна, по возможности, совпадать с реальной кровлей фундамента, которая является первым основным уровнем, на котором локализуются особые точки функции, описывающей магнитное поле — так называемая Главная магнитоактивная поверхность (ГМАП). Нижняя кромка слоя должна располагаться на глубине 10 км, соответствующей второму основному уровню локализации особых точек. Изменения физических свойств в этом слое могут допускаться только латеральные, тогда, в соответствии с теоремой В.М. Новоселицкого, обратная задача гравиразведки для данной модели решается однозначно [Новоселицкий, 1965]. В магниторазведке обеспечить единственность решения обратной задачи для такого слоя можно, задав направление вектора намагниченности коллинеарным современному геомагнитному полю.

Эта модель, очевидно, не является адекватной, так как допускает лишь вертикальные границы между элементами аппроксимации, но присутствие в подобной модели невертикальных границ, вообще говоря, теоретически недопустимо, поскольку выводит ее из исследованного В.М. Новоселицким класса единственности. Расположение в модели даже двух уровней аппроксимирующих элементов друг под другом, тем более, нескольких при автоматическом подборе, неминуемо выводит на абсолютно бессмысленные с геологической точки зрения гармонические решения, что было теоретически доказано в работах А.И. Кобрунова, А.С. Маргулиса, С.М. Оганесяна и В.И. Старостенко, В.Н. Страхова и др. [Кобрунов, 1995]. Тем не менее, основные черты строения в этой модели воспроизводятся, хотя бы для верхней части кристаллического фундамента, поэтому модель и является смешанной, а не эквивалентной. Основная же и наиболее важная для геологии часть информации содержится в локальной компоненте данной модели, которая практически адекватно отражает строение верхней части фундамента. Таким образом, по нашему мнению, именно в рамках данной модели оптимально для современного уровня знаний о регионе разрешается указанное выше противоречие между теорией и практикой.

Проведя аппроксимацию независимо для данных гравиразведки и магниторазведки, мы получаем практически адекватную комплексную модель распределения физических свойств (плотности и намагниченности) в верхней части фундамента, которая допускает применение разнообразных методов обнаружения, распознавания и классификации. В этой комплексной модели уже отсутствуют помехи, связанные с разновысотностью пунктов наблюдения, разноглубинностью источников и с влиянием сопряженных индукционных экстремумов.

Построенная модель, подобно геологической карте, содержит в себе достаточно определенную

информацию о реальной морфологии границ раздела в верхней части фундамента, несмотря на то, что при ее создании все границы между элементами считались вертикальными. Вместе с тем, *экстраполяция границ на большие глубины по ней, конечно, всегда может оказаться некорректной*. В этой ситуации возможны несколько подходов. Первый — это достаточно полный учет априорной, прежде всего, сейсмической информации. Она в регионе сосредоточена на отдельных профилях, что дает возможность проводить построение максимально адекватных моделей на отдельных участках, прежде всего, в 2.5-мерном варианте. Второй — это применение так называемой интерпретационной томографии, дающей возможность строить формальные трехмерные модели распределения эффективных физических свойств там, где практически отсутствует априорная информация.

Изложенная методология реализована в пакете программ СИГМА-3D (Структурная интерпретация гравитационных и магнитных аномалий), разработанном П.С. Бабаянцем, Ю.И. Блохом и А.А. Трусовым для содержательной интерпретации потенциальных полей и включающем несколько модулей. Пакет, вообще говоря, предназначен для решения широкого круга геологических задач, и при изучении кристаллического фундамента поэтапно применялась лишь часть его модулей. Перейдем к непосредственному описанию технологии проведенной интерпретации.

Изучение рельефа кровли кристаллического фундамента. Первым этапом в моделировании является изучение рельефа кровли кристаллического фундамента. Его результаты во многом определяют, насколько построенная модель верхней части фундамента окажется близкой к реальному распределению эффективных физических свойств.

В настоящее время имеется достаточно большой объем априорных сведений о рельефе кровли фундамента, полученных на основе глубокого бурения и данных сейсморазведки, наиболее надежными из которых являются результаты МОВ-ОГТ. Иногда при этом привлекается информация, получаемая с помощью глубинных электрических зондирований. Тем не менее, общая совокупность точек, где имеются более или менее надежные сведения о глубинах фундамента, как правило, остается весьма ограниченной, а их расположение в плане — чрезвычайно неравномерным. Формальная интерполяция в этой ситуации дает крайне ненадежные результаты, и тогда зачастую прибегают к заполнению получающихся лакун на основании данных о структуре гравитационного поля изучаемого региона. Однако характер гравитационного поля лишь частично определяется морфологией кровли фундамента. Значительный вклад в его структуру вносят как вещественные неоднородности в составе фундамента, так и образования осадочного чехла, а это естественно вносит свои погрешности в итоговые карты. Таким образом, в районах, где структурные карты кровли кристаллического фундамента построены разными исследователями, различия в альтитудах на них, как правило, составляют сотни метров, а зачастую заметно различается и общий структурный план. В этом легко убедиться, сравнив, например, недавние карты региона, составленные Д.Л. Федоровым, Ю.Т. Кузьменко, С.Л. Костюченко и И.Л. Капустиным.

Эффективность картирования кровли кристаллического фундамента можно значительно повысить за счет привлечения дополнительной информации, получаемой с помощью магнитной съемки. Дело в том, что основная часть энергии аномального магнитного поля (до 99%) зачастую обусловлена влиянием именно верхней части кристаллического фундамента, и для ее картирования магнитная съемка в большинстве платформенных регионов фактически является прямым методом. Проблема состоит лишь в разработке эффективных способов извлечения интересующей информации, на что в течение длительного времени направлялись значительные усилия.

Основные методы определения глубин поверхности фундамента по данным магнитометрии, применяемые в настоящее время на практике, связаны с анализом особых точек функций, описывающих аномальные поля. Как уже отмечалось, в 1956 г. В.К. Иванов впервые предложил определять глубину верхней особенности по амплитудному спектру [Иванов, 1956]. За рубежом аналогичная идея была предложена А.Спектором и Ф.Грантом [Spector, Grant, 1970] для мультиблочных моделей и с тех пор широко применяется там для решения разнообразных практических задач. В 90-х годах прошлого века появился ряд работ, указывающих на то, что реальные среды за счет совместных влияний разнородных блоков могут создавать аномальные поля со спектрами других типов. С одной стороны, Дж.Гарсия-Абдеслем и Дж.Несс продемонстрировали [Garcia-Abdeslem, Ness, 1994],

что при анализе сред с равномерным и нормальным распределениями свойств блоков может происходить систематическое занижение глубин, определяемых по методике А.Спектора и Ф.Гранта. С другой стороны, М.Феди, Т.Кварта и А.Де Сантис указали на то, что, если реальная среда является фрактальной, это может привести, наоборот, к систематическому завышению глубин, определяемых по подобной методике [Fedi et al., 1997]. Подчеркнем, что обычно такие определения проводятся по полю, редуцированному к полюсу, без учета реальной высоты точек наблюдений над геоидом.

Другим способом решения указанной задачи, нашедшим широкое практическое применение, является технология, основанная на так называемой деконволюции Эйлера, использующая одноименное уравнение для однородных функций. Эта методика впервые была предложена американцем Д.Томпсоном в профильном варианте [Thompson, 1982], а затем была распространена британскими геофизиками во главе с А.Рэйдом на трехмерный случай [Reid et al., 1990], после чего вошла во многие интерпретационные системы. С ее помощью в скользящем окне путем решения линейной обратной задачи для уравнения Эйлера определяются координаты единственной особенности заданного типа, характеризующей бóльшую часть энергии поля в этом окне. Результаты применения данной методики представляют собой облака точек, как правило, приуроченных в плане к градиентным зонам аномального поля. Точность определения глубин особенностей с помощью деконволюции Эйлера в руководствах к современным интерпретационным системам оценивается в 15%. Несмотря на то, что в итоге применения этой технологии на картах остаются огромные лакуны, вообще не содержащие особых точек, деконволюцию Эйлера зачастую рекомендуют как основной метод быстрой оценки параметров аномалообразующих источников.

К указанной методике в некотором смысле близка так называемая деконволюция Вернера, впервые предложенная С.Вернером для определения параметров тонких пластин [Werner, 1953] и в дальнейшем модифицировавшаяся многими исследователями. Она также фактически сводится к решению линейной обратной задачи при аппроксимации поля в скользящем окне выражениями типа рациональных дробей. Недавно М.Набигян и Р.Хансен указали на возможность унификации этих двух методик для трехмерных моделей [Nabighian, Hansen, 2001].

Нами при изучении рельефа фундамента применялась обобщившая предыдущие достижения в этой области технология ROMGAS, которая входит в пакет СИГМА-3D. Она базируется на определении координат особых точек функций, описывающих магнитные аномалии, по амплитудному спектру, вычисляемому в скользящем окне, и характеризуется следующими основными чертами.

1. Определение глубины особенности ведется в квадратном скользящем окне, размеры которого должны примерно на порядок превышать ожидаемые глубины фундамента. Расчеты ведутся непосредственно по аномальному полю, и никакого предварительного редуцирования к полюсу производить не надо. В результате интерпретатор получает оценки альтитуд особенностей по равномерной сети, и их совокупность фактически характеризует огибающую множества особенностей, которую называют Главной магнитоактивной поверхностью. Обычно ГМАП совпадает с кровлей кристаллического фундамента, но естественно возможны и отклонения. С одной стороны, если верхняя часть кристаллического фундамента сложена практически немагнитными породами, то ГМАП проходит глубже и в этом случае несет информацию о глубинах залегания намагниченных пород в слепом и скрытом залегании. С другой стороны, при наличии в осадочном чехле интрузий или мощных толщ эффузивно-осадочных отложений, отличающихся высокой намагниченностью, ГМАП проходит на меньшей глубине, нежели та, на которой расположена поверхность фундамента. К ограничениям данной технологии относятся также ошибки определения глубин в областях развития узких грабенообразных структур. Очевидно, что в скользящем окне, размеры которого в плане могут значительно превышать поперечные размеры структуры, локализуемые верхние особенности расположены на ее бортах, а не на дне. Тем не менее, несмотря на указанные ограничения, технология ROMGAS показала себя весьма эффективной в самых разнообразных геологических условиях.

2. Если исходное поле задано в узлах равномерной сети, вычисление двумерного спектра проводится стандартно с применением процедуры быстрого преобразования Фурье.

3. Если исходное поле задано по неравномерной сети с учетом высоты точек наблюдения над геоидом, двумерный спектр вычисляется аппроксимационно с помощью отрезков соответствующих двумерных рядов Фурье.

Впервые идея аппроксимационного вычисления спектров по наблюдениям на неравномерной трехмерной сети была опубликована, видимо, Р.Гендерсоном и Л.Корделлом [Henderson, Cordell, 1971]; при этом они сослались на то, что их подход является развитием еще более ранней работы В.Джеймса [James, 1966]. С тех пор идея использовалась разными геофизиками в различных программах, в том числе одним из авторов в интегрированной системе «Сингуляр» [Блох и др., 1993]. В последние годы В.Н. Страхов и И.А. Керимов активно разрабатывали оригинальную модификацию аппроксимационного спектрального анализа на базе метода интегральных представлений [Страхов, Керимов, 1999].

Количество гармоник, которые вычисляются программой ROMGAS естественно значительно меньше числа точек наблюдений. Дело в том, что обычно в скользящее окно, например, 30×30 км, попадает несколько десятков тысяч точек, например, аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000, а для устойчивого определения глубины искомой особенности, характеризующей ГМАП, достаточно получить всего около тысячи начальных гармоник. Решение линейной обратной задачи в процессе их определения производится с помощью метода регуляризации.

4. Непосредственное определение глубины особенности, характеризующей ГМАП, может вестись двояко.

В первом варианте вычисленный двумерный спектр радиально усредняется, логарифмируется, а затем аппроксимирует на некотором (автоматически выбираемом программой) участке прямой линией, угловой коэффициент которой и является оценкой искомой глубины. Такой подход, вообще говоря, имеет широкое распространение, в частности, применяется в известной интегрированной системе «GeoSoft OASIS Montaj», результаты работы которой были продемонстрированы на рис. 1.7.

Во втором варианте аппроксимации непосредственно подвергается множество значений логарифма модуля амплитудного спектра и соответствующих пространственных частот

$$\omega = \sqrt{u^2 + v^2},$$

причем линия регрессии строится по всем низким частотам. Чтобы пояснить этот подход, обратимся к реальному примеру. На рис. 1.8, *А* и 1.8, *Б* показаны аномальное магнитное поле ΔT в пределах окна 30×30 км и рельеф дневной поверхности над одной из скважин, пробуренных на юге Московской синеклизы. По данным бурения, альтитуда кровли кристаллического фундамента здесь составляет –586 м. На рис. 1.8, *В* изображена корреляционная зависимость логарифма модуля амплитудного спектра поля, редуцированного к средней высоте наблюдений, от пространственной частоты. Общее число использованных при этом гармоник составляет 900 (30×30). Проведенная линия регрессии имеет угловой коэффициент, соответствующий альтитуде особенности –599 м. Обратим внимание на то, что в самой низкочастотной части спектра число точек сравнительно мало, и они не являются существенной помехой для определения глубины искомой особенности, как это было бы в первом варианте при предварительном радиальном усреднении спектра.

Полученная первым или вторым способом информация рассматривается нами не как реальная глубина, а лишь как ее коррелят, поскольку заранее обычно не бывают известными ни закон распределения физических свойств каждого из разнородных блоков в пределах изучаемой площади, ни фрактальная размерность намагниченности фундамента. Тем не менее, в условиях, когда никакой априорной информации об изучаемой поверхности вообще нет, вычисленные описанным путем глубины могут быть сами по себе приняты в качестве оценки морфологии кровли фундамента. Программа ROMGAS предоставляет интерпретатору возможности интерактивной локальной интерпретации непосредственно над скважинами, в результате чего может достигаться ее тонкая адаптация.

5. После выполнения вычислений в скользящем окне на всей исследуемой площади, для учета поправок за совместное, ансамблевое влияние блоков фундамента, полученные данные методами линейной регрессии увязываются с имеющейся по площади работ априорной информацией об изучаемой поверхности, главным образом полученной бурением. Это позволяет провести окончательную настройку результата вычислений на специфику изучаемой территории, в том числе на фрактальную размерность модели фундамента. Заметим, что подобная настройка позволяет лишь уточнить абсолютные значения глубин, общий структурный план остается неизменным.

При определении рельефа кровли фундамента в качестве исходной нами использовалась

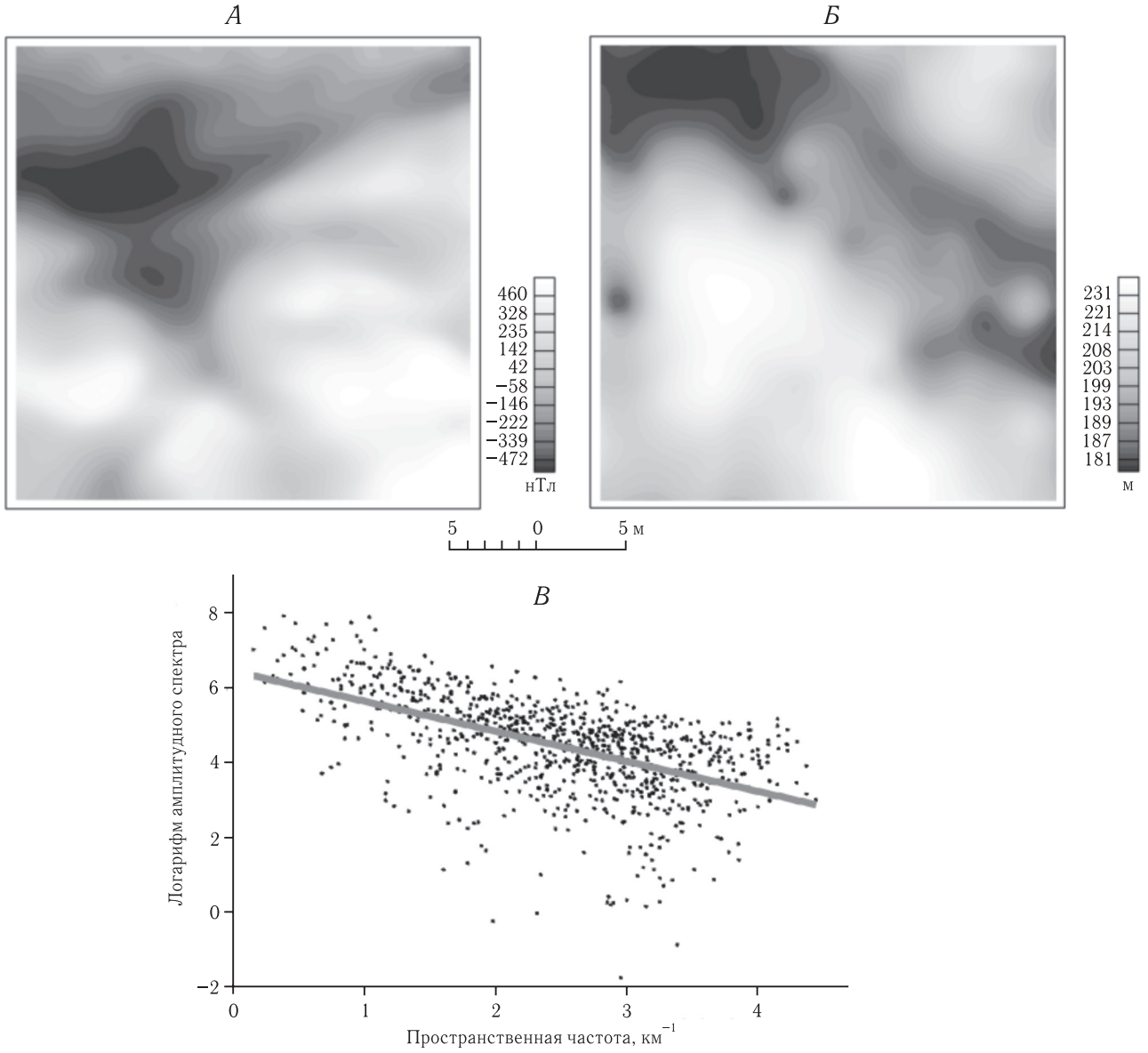


Рис. 1.8. Определение глубины главной магнитоактивной поверхности над скважиной в окне 30×30 км

А — рельеф дневной поверхности; *Б* — аномальное магнитное поле ΔT; *В* — кросс-плот зависимости логарифма модуля амплитудного спектра поля, редуцированного к средней высоте наблюдений, от пространственной частоты и линия регрессии, угол наклона которой характеризует глубину

наиболее современная «Гипсометрическая карта поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы» масштаба 1:2 500 000 [Капустин и др., 2001]. Данная карта была корректирована с помощью технологии ROMGAS по данным интерпретации магнитных аномалий. На рис. 1.9, *А* показан кросс-плот, построенный по результатам сопоставления данных бурения 394 скважин в пределах Московской синеклизы с данными ROMGAS, а на рис. 1.9, *Б* — гистограмма соответствующих разностей глубин. Их анализ показывает, что с помощью описываемой технологии получены вполне достоверные результаты всюду, за исключением участков развития авлакогенов. Там верхние особенности в скользящем окне размерами 50×50 км расположены на бортах и, следовательно, не отражают истинных глубин дна авлакогена. Тем не менее, в итоге среднеквадратическая погрешность определения глубин поверхности кристаллического фундамента в пределах Московской синекли-

зы составила 267.5 м, коэффициент корреляции между глубинами по данным бурения и ROMGAS оказался равным 0.940. Отметим, что значительная часть площади покрыта лишь аэромагнитными съемками масштаба 1:200 000 еще в 60-х годах прошлого века. Для материалов современных детальных и прецизионных съемок точность определения глубин ГМАП еще выше.

Полученная на первом этапе моделирования информация о рельефе кровли фундамента позволила задать верхнюю кромку субгоризонтального слоя и перейти к изучению распределения в нем эффективных намагниченностей и плотностей.

Аппроксимация кристаллического фундамента моделью слоя с латерально изменяющимися физическими свойствами. На втором этапе моделирования осуществляется построение модели кристаллического фундамента в форме субгоризонтального слоя с латерально изменяющимися намагниченностью и плотностью. Верхняя кромка слоя уже определена на предыдущем этапе, а его нижняя кромка, как было отмечено выше при описании методологии, считается горизонтальной с альтитудой –10 км, т.е. фиксируется на глубине, соответствующей второму основному уровню локализации особых точек по данным спектрального анализа магнитного поля.

Ведущей в решении данной задачи является технология REIST, реализованная в одноименной программе пакета СИГМА-3D. Для численного решения соответствующих обратных задач сформированный субгоризонтальный слой аппроксимируется совокупностью квадратных в плане вертикальных однородных призм, расположенных в один слой. Элементарные призмы располагаются не только в областях съемки, но и на месте лакун, а также на обрамлении исследуемого участка для учета краевых эффектов. Размер призм в плане выбирается, исходя из средней глубины залегания верхней границы слоя, и примерно равен ей. При изучении данного региона слой в соответствии со средними значениями глубины кровли, а также масштабом интерпретируемых данных гравитационной съемки разбивался на квадратные в плане призмы размерами 2×2 км.

Далее по наблюденным полям с помощью спектрально-эквивалентного релаксационного метода определяется разность между плотностью или намагниченностью каждой из элементарных призм по отношению к одной из них, принимаемой в качестве базовой. При моделировании магнитных аномалий необходимо также задать направление вектора намагниченности пород, которое принимается совпадающим

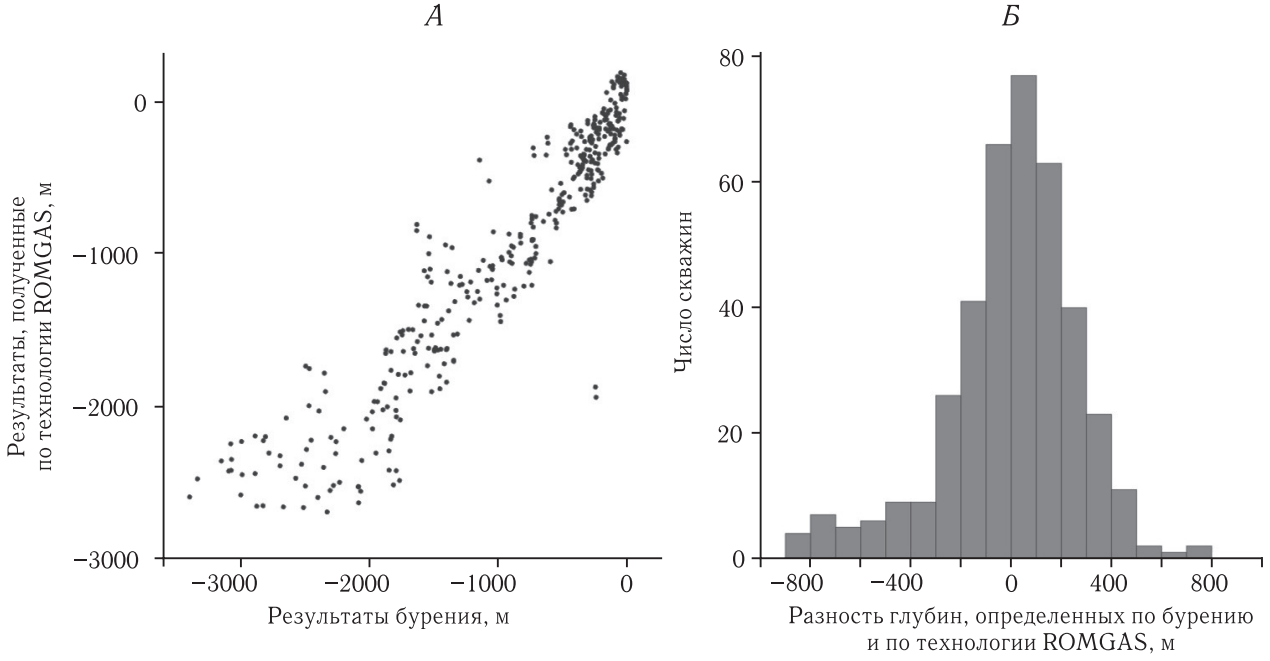


Рис. 1.9. Сопоставление альтитуд кровли фундамента по данным ROMGAS с данными бурения в пределах Московской синеклизы

А — кросс-плот по данным бурения в 394 скважинах и по технологии ROMGAS; *Б* — гистограмма разностей глубин, определенных по данным бурения и по технологии ROMGAS

с направлением главного геомагнитного поля в изучаемом регионе, т.е. намагниченность пород предполагается преимущественно индуктивной и направленной по современному полю. В программе REIST для этого заложена возможность вычисления компонент нормального геомагнитного поля по модели IGRF 2000. При заданных условиях избыточные (эффективные) плотности и намагниченности каждой из элементарных призм определяются однозначно по внешним полям, что, напомним, было теоретически доказано В.М. Новоселицким [Новоселицкий, 1965].

Подчеркнем еще раз, что исходные поля задаются в реальных точках наблюдений, т.е. по неравномерной сети с учетом высоты над поверхностью геоида. Как правило, количество точек аэромагнитной съемки со значениями исходного поля значительно больше числа элементарных призм. Часть из них относится программой к активным или ведущим, и именно по ним корректируется модель в процессе последовательных приближений. Другая, обычно бóльшая, часть точек наблюдений считается пассивной. Это значит, что в них вычисляется поле подбираемой модели, они участвуют в оценке погрешности подбора на каждой итерации, но никак не влияют на формирование следующего приближения. Наличие пассивных точек ведет к тому, что итерационный процесс приходится останавливать, когда программа перестает уменьшать среднеквадратическую погрешность подбора. Получаемая величина стандарта фактически характеризует ту часть поля, которая не может быть объяснена в рамках используемой модели, и она сама по себе может являться предметом анализа.

Особо следует подчеркнуть, что применительно к данным гравиразведки описанный итерационный процесс реализует решение *линейной* обратной задачи, в то время как для магнитных аномалий ΔT реализуется решение *нелинейной* обратной задачи. Последнее выгодно отличает разработанную технологию от ряда существующих, где применяется то или иное линейное, чаще гармоническое приближение для аномалий ΔT.

В процессе подбора на каждой итерации требуется знание аномальных полей, создаваемых всеми элементарными призмами при единичных физических свойствах во всех точках наблюдения, причем при интерпретации магнитных аномалий надо знать все три компоненты аномального поля. Эти компоненты можно либо вычислять заново на каждой итерации, либо хранить единожды вычисленные данные (полностью или хотя бы частично) в памяти компьютера. Поскольку размерности решаемых задач весьма велики и число точек наблюдений, как правило, измеряется сотнями тысяч, программа предусматривает второй из вариантов, для чего используется жесткий диск компьютера. Фактически только объемом доступной дисковой памяти и ограничивается размерность решаемых в настоящее время задач.

Результаты моделирования в программе REIST представляют собой эффективные плотности и намагниченности, т.е. разности между истинными значениям физических свойств в каждом из элементов и соответствующими значениями в базовом элементе, выбираемом программой автоматически или по указанию интерпретатора. Очевидно, описанный процесс полностью устраняет влияние на результаты постоянного регионального фона, который неизбежно содержится в интерпретируемых полях. Помимо распределения эффективных свойств в изучаемом слое интерпретатор получает остаточное поле, т.е. разность наблюденного поля и поля подобранной модели фундамента непосредственно в точках наблюдения. Остаточное поле преимущественно связано с влиянием осадочного чехла, но также содержит помехи: с одной стороны, техногенного происхождения и, с другой стороны, вызванные погрешностями аппроксимации модели.

Поскольку изучаемая территория Московской синеклизы достаточно велика, моделирование гравитационного и магнитного полей пришлось производить раздельно по нескольким частям, включавшим один из листов масштаба 1:1 000 000 и области перекрытия между листами шириной примерно 50 км. По завершении подбора модели сшивались друг с другом с помощью стандартных процедур. Среднеквадратическая погрешность подбора магнитного поля ΔT составила около 10 нТл, соответствующая погрешность подбора гравитационного поля не превышала 0.5 мГал. Другими словами, наблюденные поля были подобраны моделями, аномалии от которых совпали с наблюденными практически с точностью исходных съемок. Среднеквадратические погрешности эффективных плотностей элементарных призм, полученные в результате работы программы REIST и оцениваемые по ковариационным матрицам параметров, составляют несколько тысячных долей граммов на кубический сантиметр, погрешно-

сти эффективных намагниченностей элементов не превышают нескольких сотых долей ампер на метр. На рис. 1.10 и 1.11 показаны наблюденные и подобранные поля для полученных моделей, которые визуально практически не отличаются друг от друга — различия можно оценить лишь по остаточным (разностным) полям.

Эффективность перехода от магнитного поля к модели распределения эффективной намагниченности проиллюстрирована на рис. 1.12, где показан один из фрагментов региональной модели. На нем видно, как результаты моделирования в программе REIST помогают подчеркнуть содержащуюся в аномальном поле геологическую информацию, выявить важные структурные детали.

Как отмечалось при изложении методологии интерпретации, в процессе моделирования надо также выявлять объекты, вектор намагниченности которых по разным причинам отклоняется от направления современного геомагнитного поля. Для этого анализируется морфология отдельных участков модели, поскольку на карте распределения намагниченности подобные объекты сопровождаются оторочкой намагниченности обратного знака с той стороны, в которую направлена горизонтальная проекция вектора намагниченности. Выявление объектов с аномально высокой остаточной намагниченностью в ряде случаев может представлять и самостоятельный геологический интерес. На рис. 1.13 показан один из таких детальных участков, где для центрального блока, аппроксимирующего магнитный максимум, направление вектора намагниченности на 38° отклоняется к юго-востоку от направления современного поля. Направление вектора намагниченности данного объекта было найдено путем решения линейной обратной задачи с помощью программы локальной интерпретации «IGLA», разработанной Ю.И. Блохом. На этом рисунке видно, что программе REIST при моделировании пришлось для компенсации отклонения вектора намагниченности вводить оторочку в виде минимума на юго-востоке от блока. Количество подобных локальных объектов в пределах региона мало́, и в целом, как показывает анализ модели, породы региона намагничены именно по направлению современного поля.

Полученные петрофизические карты эффективных плотностей и намагниченностей являются основой для картирования пород кристаллического фундамента. Естественно, геологическое истолкование удобнее и привычнее проводить не по избыточным физическим свойствам, а по истинным. Для того чтобы по возможности перейти к истинным значениям, необходимо сопоставить полученные результаты с данными определений по керну скважин. Результаты сопоставления показали, что для перехода от избыточной плотности к «истинной» надо к эффективным плотностям прибавить 2.71 г/см^3. Для намагниченностей никакой устойчиво вычисляемой поправки получить не удалось, видимо, потому, что по керну большинства глубоких скважин были известны лишь значения магнитной восприимчивости пород, а остаточная намагниченность пород кристаллического фундамента зачастую значительно превышает индуктивную. В итоге для дальнейшей интерпретации пришлось использовать именно значения эффективной намагниченности, что, впрочем, не оказывает принципиального влияния на дальнейшую интерпретацию.

Таким образом, в результате данного этапа интерпретации построена комплексная петрофизическая модель кристаллического фундамента, в которой с максимально возможной адекватностью учтены неравномерность сети и разновысотность пунктов наблюдений, рельеф кровли, т.е. разноглубинность источников, а также сопряженные индукционные экстремумы. Итоговая модель характеризует латеральное распределение плотности и намагниченности по единой квадратной сети 2×2 км, и это позволяет в процессе ее содержательного анализа эффективно применять современные методы распознавания и классификации.

Анализ комплексной петрофизической модели. На заключительном этапе геофизической интерпретации осуществляется содержательный анализ комплексной модели, и первая из решаемых задач связана с комплексной классификацией латеральных распределений плотности и намагниченности в породах кристаллического фундамента. Для этого применяется программа CLASS2 из пакета СИГМА-3D, осуществляющая интерактивное разделение двумерной гистограммы сочетаний плотности и намагниченности на статистически однородные петрофизические комплексы. При работе с ней выполняется следующая последовательность действий.

1. В компьютер вводятся файлы с координатами точек и значениями двух параметров, измеренных в каждой из них, причем программа в принципе предусматривает возможности работы как с регулярными, так и с нерегулярными сетями наблюдений. На дисплее визуализируются

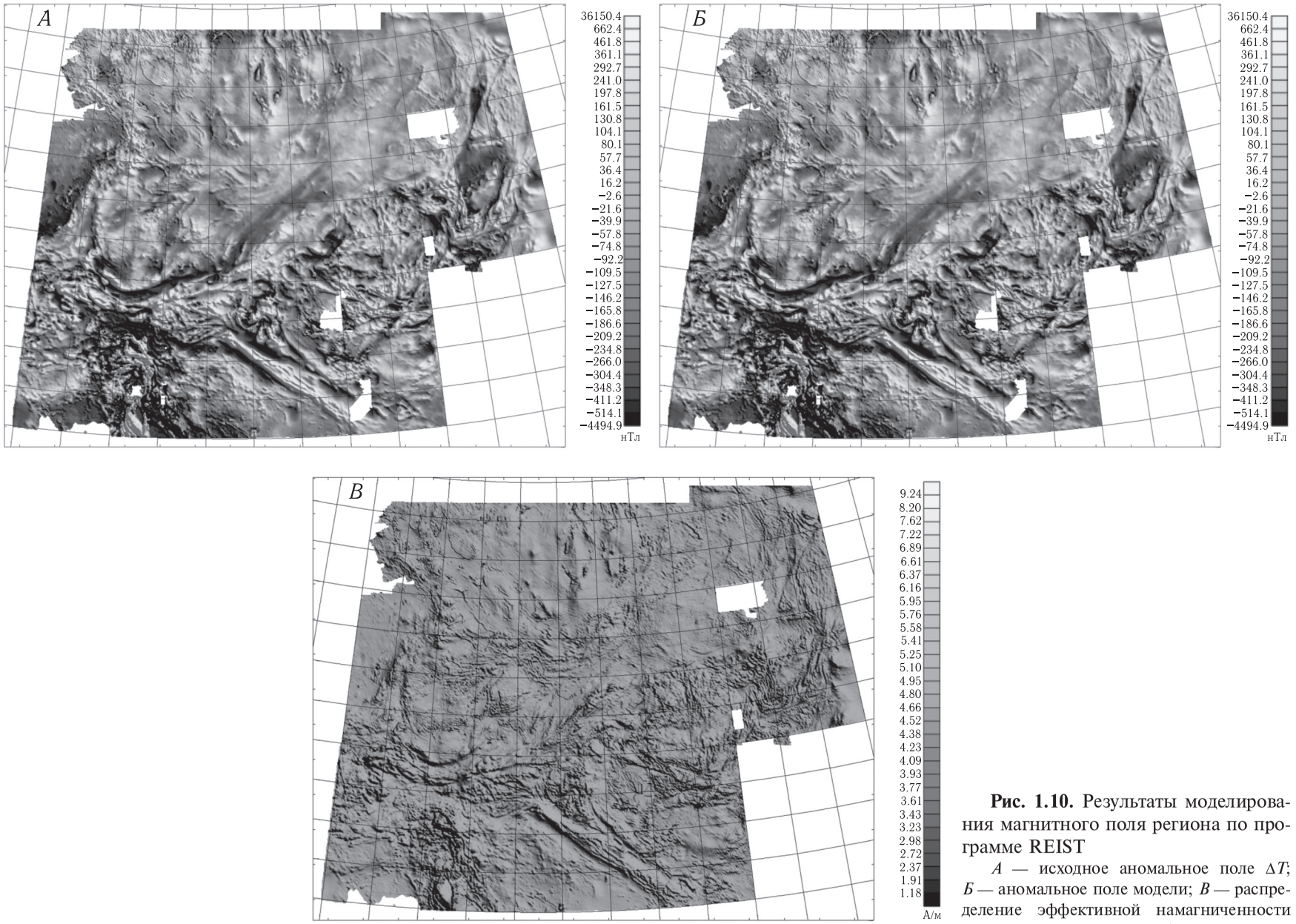


Рис. 1.10. Результаты моделирования магнитного поля региона по программе REIST

А — исходное аномальное поле ΔT; *Б* — аномальное поле модели; *В* — распределение эффективной намагниченности пород в кристаллическом фундаменте

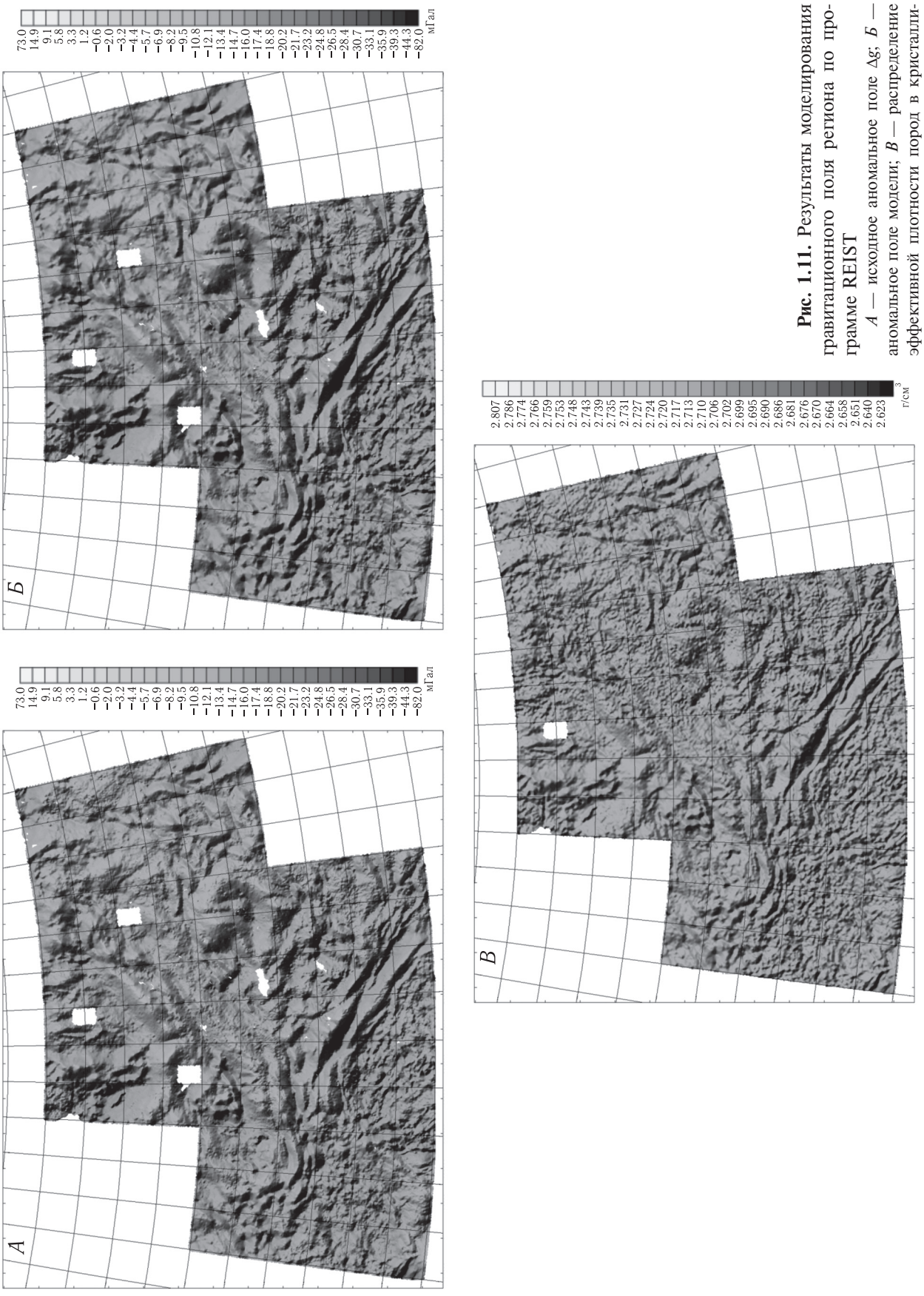


Рис. 1.11. Результаты моделирования гравитационного поля региона по программе REIST

А — исходное аномальное поле Δg; *Б* — аномальное поле модели; *В* — распределение эффективной плотности пород в кристаллическом фундаменте

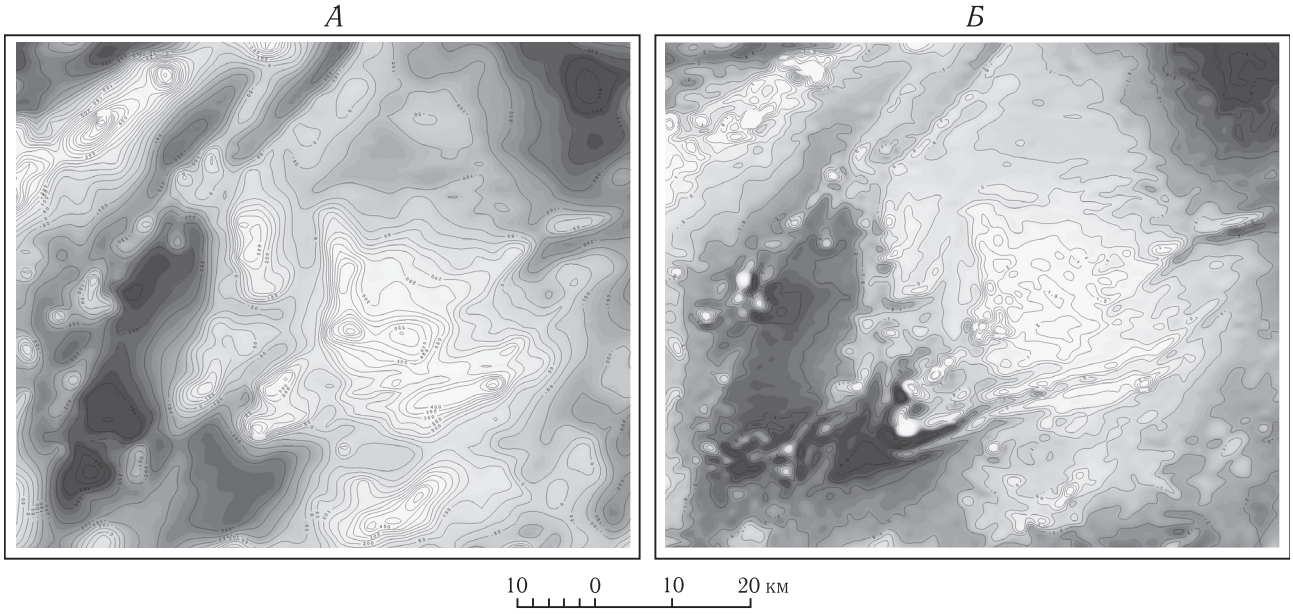


Рис. 1.12. Фрагмент региональной модели распределения намагниченности
А — аномальное поле ΔT; *Б* — распределение эффективной намагниченности пород в кристаллическом фундаменте. Пояснения см. в тексте

гистограммы параметров, и интерпретатор задает для каждого требуемое количество градаций. Он может ограничить интерактивно анализируемую часть одномерных гистограмм, чтобы не визуализировать немногочисленные и, как правило, не имеющие существенного значения точки с минимальными и максимальными значениями интерпретируемых параметров («хвосты» гистограмм). При этом, естественно, они не исключаются из общего анализа. Априорная информация об изучаемом районе в виде растровых карт в различных форматах, а также матриц дополнительных геологических, геофизических и геохимических параметров может вводиться и визуализироваться в дополнительных окнах. Имеются также возможности согласовать координаты во всех окнах и при помощи связанного курсора осуществлять сопоставление и синтез информации.

2. Вычисляется и визуализируется модифицированная двумерная гистограмма распределения параметров, т.е. в нашем случае — избыточных плотности и намагниченности, полученных в результате работы программы REIST. Необходимость модификации связана с тем, что стандартная двумерная гистограмма характеризуется относительно низкой разрешающей способностью в областях наибольших и наименьших значений параметров из-за влияния тренда двумерного распределения генеральной совокупности. Чтобы преодолеть это, в программе CLASS2 для анализа и разделения смеси используется гистограмма, элементы которой для каждой градации представляют собой средние из частных гистограмм распределения каждого из параметров при фиксированном интервале изменений другого параметра. На полученную таким образом модифицированную гистограмму, выглядящую как карта с цветной раскраской, можно нанести сетку, отмечающую границы градаций. Образующиеся при этом прямоугольники являются элементарными областями, которыми может оперировать интерпретатор в процессе классификации. Если необходимо, помимо двумерной гистограммы можно визуализировать также и стандартный кросс-плот, состоящий из отдельных точек.

3. Производится анализ полученной гистограммы, и выделяются классы (петрофизические комплексы) пород, характеризующихся статистически однородными значениями каждого из параметров. Для этого интерпретатор задает цвет, которым на карте будет показываться данный класс, и включает в него ряд элементарных прямоугольников на двумерной гистограмме. В класс может вноситься как один, так и сразу несколько элементов. На дисплее может визуализироваться цветная растровая карта одного из исходных параметров, на фоне которой будет строиться карта выделяе-

мых классов. В процессе классификации интерпретатор в качестве подложки поочередно использует любую из двух исходных карт, а на фоне подложки выбранным цветом автоматически визуализируются те точки на карте, которые попадают в заданный класс. Имеется возможность построить одномерные гистограммы обоих признаков по точкам, попавшим в выделенный класс, и определить стандартные статистические характеристики, в том числе средние, дисперсии, коэффициент корреляции между признаками и т.п. При работе с кроссплотами классы формируются путем выделения на них произвольных многоугольных областей. Программа предусматривает также возможность иерархической классификации, т.е. подразделения выделенных классов на подклассы. Таким образом, работая с программой CLASS2, интерпретатор не только выделяет классы, но фактически осуществляет согласованный содержательный анализ статистических характеристик петрофизических комплексов и их пространственного распределения с учетом разнородной априорной информации. При необходимости программа CLASS2 может выполнить классификацию и в автоматическом ре-

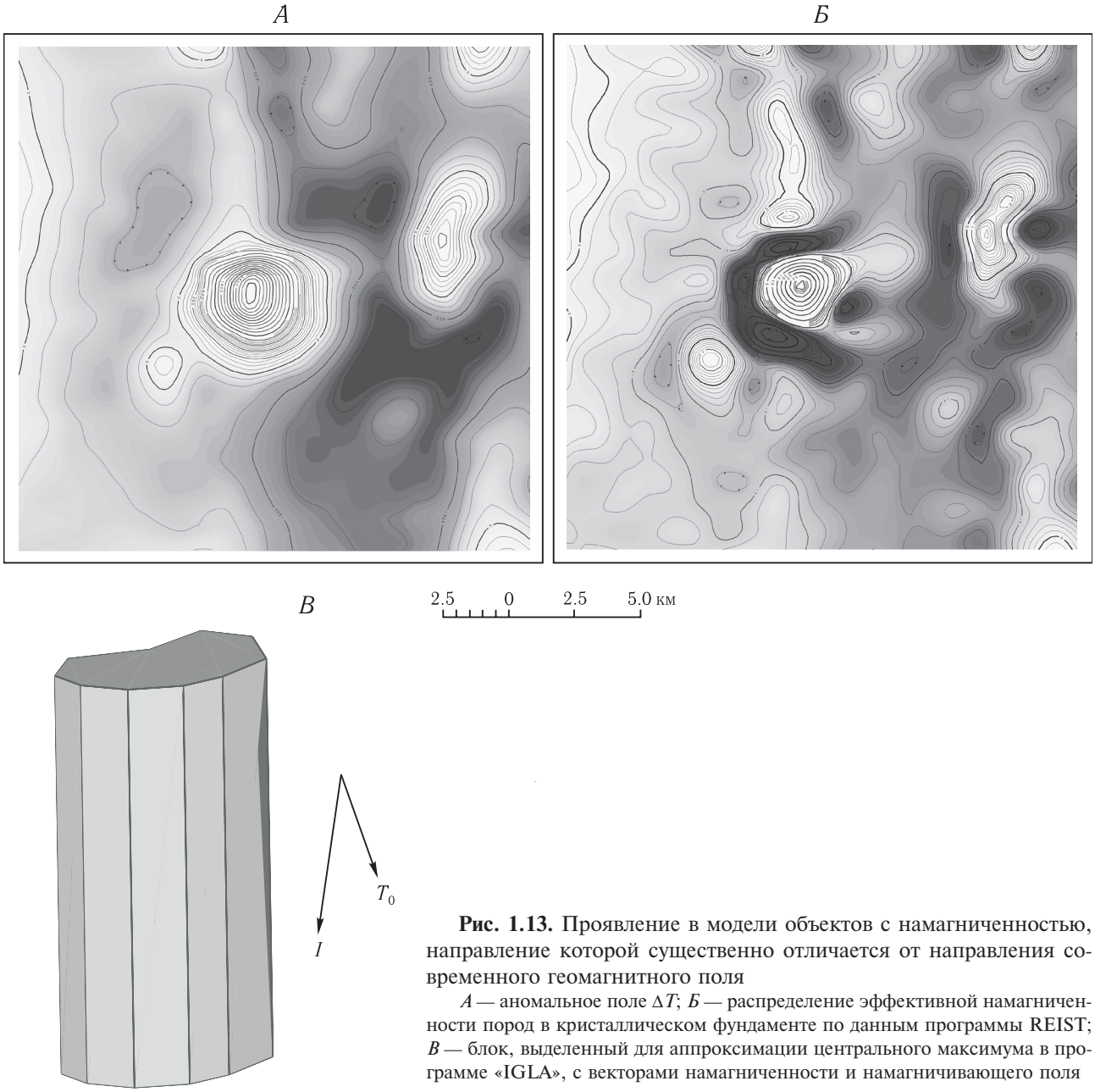


Рис. 1.13. Проявление в модели объектов с намагниченностью, направление которой существенно отличается от направления современного геомагнитного поля

А — аномальное поле ΔT; *Б* — распределение эффективной намагниченности пород в кристаллическом фундаменте по данным программы REIST; *В* — блок, выделенный для аппроксимации центрального максимума в программе «IGLA», с векторами намагниченности и намагничивающего поля

жиме известным методом динамических сгущений (*K*-средних) [Айвазян и др., 1989].

4. Результаты классификации могут быть сохранены для построения итоговых карт в любых геоинформационных системах. Дополнительная информация о статистических свойствах каждого из классов может быть выведена в виде таблицы, а двумерная гистограмма и итоги ее разделения — в виде растровых рисунков в выбранном графическом формате. Текущие результаты работы можно сохранять в виде проекта и в дальнейшем по мере необходимости модифицировать и уточнять классификацию, например, привлекая новую априорную информацию.

Начиная классификацию, целесообразно выделять заведомо избыточное число классов, имея в виду возможность их последующего объединения и иерархического структурирования. Тогда, с одной стороны, объединение классов в единые петрофизические комплексы может быть выполнено с учетом возможной изменчивости физических характеристик пород, а, с другой — появляется возможность отслеживания возможных вторичных изменений, таких как метасоматоз, который может нарушать соотношения между плотностью и намагниченностью пород [Пахомов М.И., Пахомов В.И., 1988].

В процессе геологической идентификации выделяемых петрофизических комплексов целесообразно привлечение априорных данных о физических характеристиках пород фундамента. При этом, как уже отмечалось выше, следует иметь в виду, что петромагнитные исследования зачастую ограничиваются лишь величиной магнитной восприимчивости пород, а их естественная остаточная намагниченность, к сожалению, не изучается. В результате же моделирования магнитного поля фундамента с помощью программы REIST мы получаем величины модуля эффективной намагниченности по отношению к некоторой базовой точке. Если направления векторов индуктивной $\mathbf{I}_i$ и остаточной $\mathbf{I}_n$ намагниченностей совпадают с направлением современного геомагнитного поля, то изменения эффективной намагниченности в петрофизической модели могут в $Q + 1$ раз превышать соответствующие изменения магнитной восприимчивости пород, где $Q = I_n/I_i$ — коэффициент Кенигсбергера. Отсюда следует, что, сопоставляя изменения эффективных намагниченностей, полученных в результате решения обратной задачи, с изменениями магнитных восприимчивостей керна пород, иногда можно судить о величинах их коэффициента Кенигсбергера. При этом, естественно, надо оценивать степень адекватности применяемой в программе REIST модели субгоризонтального слоя с латерально изменяющимися физическими свойствами по отношению к изучаемой геологической среде. Другим ограничением подобного подхода может являться отклонение вектора суммарной намагниченности от направления современного геомагнитного поля: как за счет другого направления вектора остаточной намагниченности, так и за счет проявлений эффекта размагничивания. Впрочем, подобные ситуации могут быть, как описано в предыдущем разделе, отслежены по характерному виду получаемых при этом моделей.

Эффективность подобной классификации может быть проиллюстрирована на одном из участков предполагавшегося проложения опорного профиля 1-ЕВ в Карелии — при пересечении Онежской структуры и ее обрамления (реальная трасса профиля оказалась несколько иной). Этот участок находится в достаточно хорошо обнаженном районе и по своей геологической и петрофизической изученности может считаться эталонным (неопубликованные материалы П.С. Бабаянца, Ю.И. Блоха и М.В. Минца, ФГУ НПП «Аэрогеофизика). На рис 1.14, *А* и *Б* (см. цв. вкл.) показаны исходные аномальные поля Δg и ΔT, а на рис. 1.14, *В* и *Г* — карты эффективных плотности и намагниченности, полученные в результате автоматического моделирования исходных полей программой REIST. Модифицированная двумерная гистограмма распределения эффективных плотности и намагниченности с границами интерактивно выделенных в программе CLASS2 классов показана на рис. 1.15, *А*, а на рис. 1.15, *Б* (см. цв. вкл.) выделенные классы отмечены различными цветами в соответствии с их предполагаемыми петрофизическими соответствиями, что в итоге фактически представляет собой легенду к карте классификации. Пространственное распределение выделенных классов показано на рис. 1.14, *Д*. Подчеркнем, что все приведенные рисунки формируются самой программой CLASS2. Сопоставление результатов двупараметровой классификации с геологической картой участка, представленной на рис. 1.14, *Е*, показывает, что технологии, реализованные в пакете СИГМА-3D, дали здесь вполне адекватные результаты.

На рис. 1.15 также представлены два кросс-плота, характеризующих те же распределения эффективных плотности и намагниченности. При этом на рис. 1.15, *В* показаны границы классов, которые соответствуют выполненной

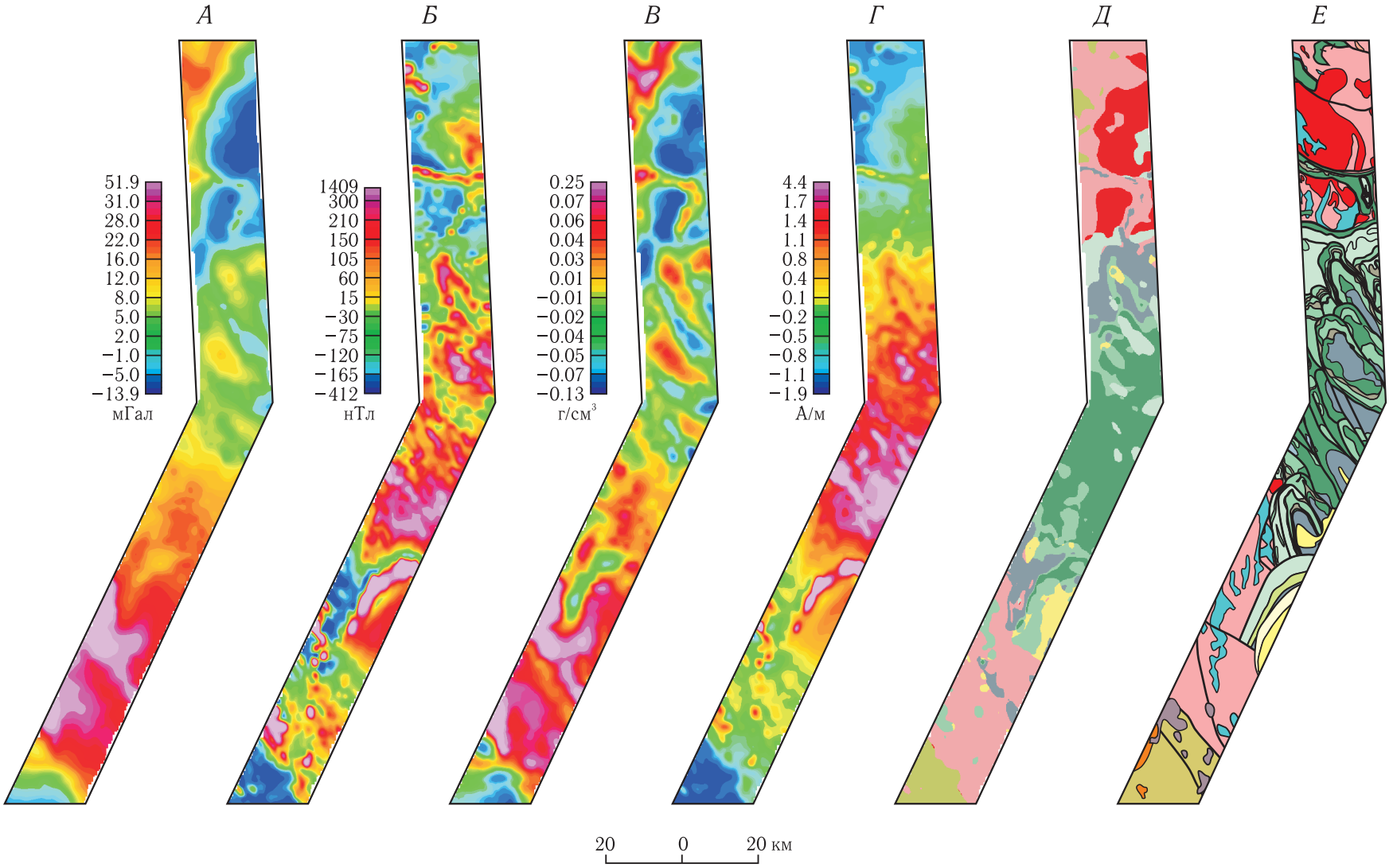


Рис. 1.14. Классификация эффективных намагниченности и плотности пород на одном из участков предполагавшегося проложения опорного профиля 1-ЕВ в Карелии — при пересечении Онежской структуры и ее обрамления (реальная трасса профиля оказалась несколько иной)

А–Д: карты гравитационного поля (*А*), магнитного поля ΔT (*Б*), эффективных плотности (*В*) и намагниченности (*Г*) по результатам моделирования в программе REIST из пакета СИГМА-3D; *Д* — классов по итогам интерактивной работы с программой CLASS2 (легенду к ней см. на рис. 1.15, *Б*); *Е* — фрагмент геологической карты участка

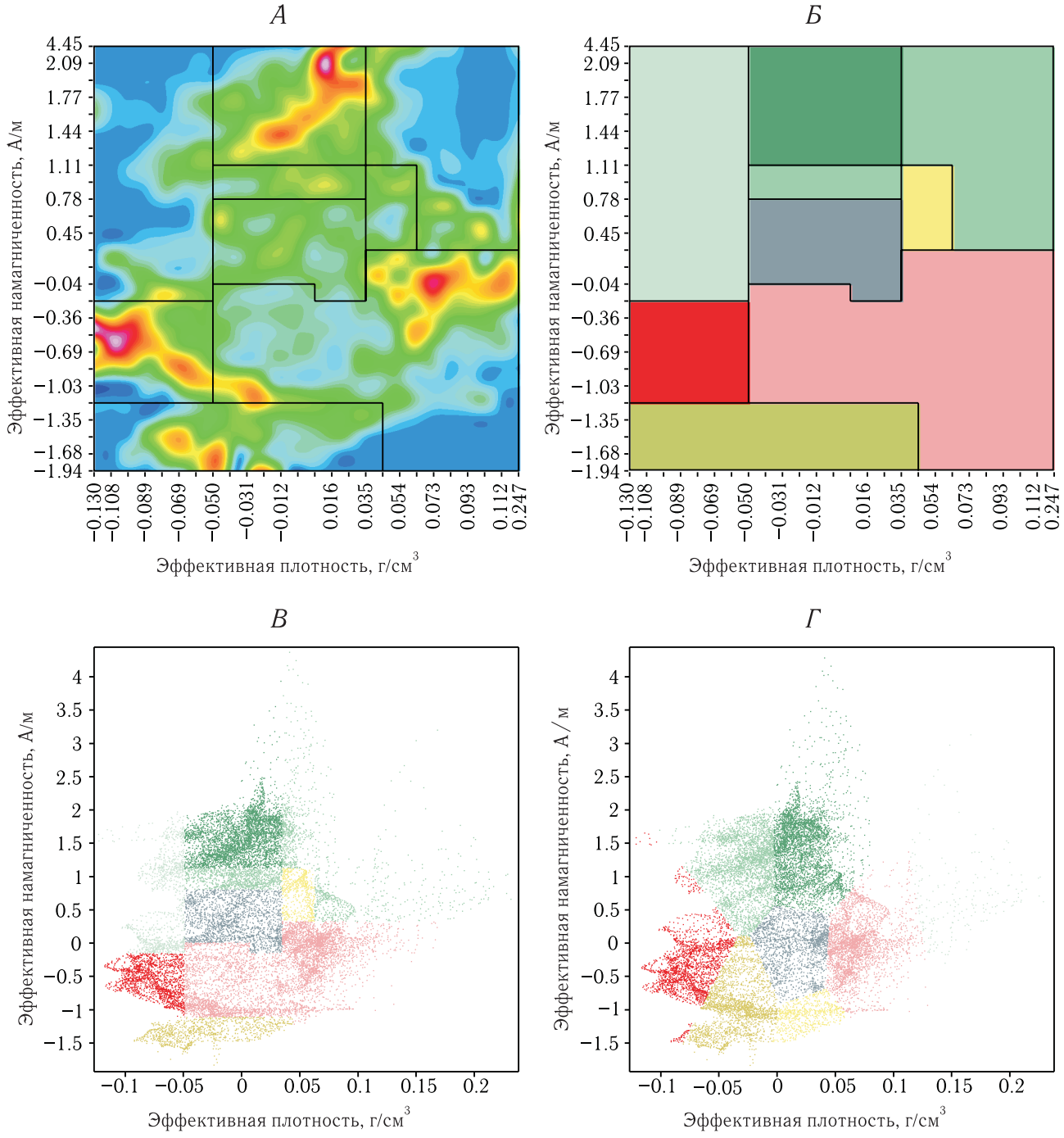


Рис. 1.15. Классификация эффективных намагниченности и плотности пород участка, показанного на рис. 1.14

А — двумерная гистограмма распределения эффективных плотности и намагниченности с границами выделенных классов; *Б* — легенда к карте классификации (см. рис. 1.1*4*, *Д*); *В* — кросс-плот с результатами интерактивной классификации; *Г* — кросс-плот с результатами автоматической классификации методом динамических сгущений

в программе CLASS2 интерактивной классификации, т.е. те же, которые отмечены на двумерной гистограмме (см. рис. 1.15, *А*). На рис. 1.15, *Г* показаны границы классов, полученных в результате автоматической классификации в программе CLASS2 методом динамических сгущений (*К*-средних). С одной стороны, сопоставление модифицированной двумерной гистограммы на рис. 1.15, *А* с кросс-плотами иллюстрирует смысл применяемой при ее построении модификации и ее удобство при интерактивной классификации. С другой стороны, это сопоставление дает возможность оценить, как и насколько различаются результаты интерактивной и автоматической классификаций.

Таким образом, интерактивная комплексная классификация латеральных распределений плотности и намагниченности в породах кристаллического фундамента дает возможность разделить регион на совокупность статистически однородных петрофизических комплексов (ПК).

Вторая группа задач, решаемых при содержательном анализе комплексной петрофизической модели, связана с распознаванием внутренней структуры выделенных ПК, и основным инструментом при этом является фильтрация полученных по программе REIST распределений плотностей и намагниченностей. В соответствии с изложенной методологией, наиболее важная информация для понимания геологического строения верхней части кристаллического фундамента содержится в локальной компоненте комплексной модели, которая практически адекватно отражает строение верхней части фундамента. Вообще говоря, ее выделение может осуществляться множеством разработанных к настоящему времени способов, но одним из наиболее эффективных при этом показал себя метод главных компонент. Он использовался многими авторами, и одной из наиболее современных его реализаций является программа «Метод главных компонент», разработанная П.С. Бабаянцем и Д.В. Каплуном.

Метод главных компонент базируется на изучении структуры ковариационной матрицы исходных данных и включает несколько основных этапов [Никитин, 1986]. На первом этапе по исходной сети вычисляются ковариации для различных пар профилей, которые сводятся в квадратную ковариационную матрицу **B** размерами **n**×**n**, где **n** — число профилей. На втором этапе находятся собственные значения и собственные векторы ковариационной матрицы **B**. На третьем этапе вычисляются линейные комбинации исходных величин с собственными векторами матрицы **B**, ранжированные по создаваемым ими дисперсиям. Они и называются главными компонентами, причем первая главная компонента обладает максимальной дисперсией из всех возможных линейных комбинаций подобного типа. Фактически она и является региональным фоном. Вычитая фон из наблюденного поля, получают локальную компоненту, дальнейший анализ которой является основным в геологической интерпретации результатов моделирования, в том числе, является основой обнаружения разломов в фундаменте. Вторая главная компонента имеет обычно уже значительно меньшую дисперсию и т.д. Тем не менее, анализу подвергаются и несколько следующих главных компонент, а результаты анализа по разным главным компонентам синтезируются.

На рис. 1.16 представлены результаты анализа данных о распределении эффективной намагниченности пород кристаллического фундамента изучаемого региона в виде растровых изображений весовых коэффициентов фильтров, реализующих соответствующую компоненту. Число над рисунком обозначает номер компоненты, каждая из которых характеризуется также собственным значением, связанным с вкладом данной компоненты в суммарную энергию анализируемого поля. Выбор компонент для фильтрации может осуществляться как по структуре весовых коэффициентов, так и с учетом собственного значения. Так, фильтр под № 1 на рисунке характеризует структуру регионального фона (первая главная компонента двумерной ковариационной матрицы поля, как известно [Никитин, 1986], реализует адаптивный энергетический фильтр); фильтр под № 2 будет выявлять зоны градиентов субширотного простирания; фильтр

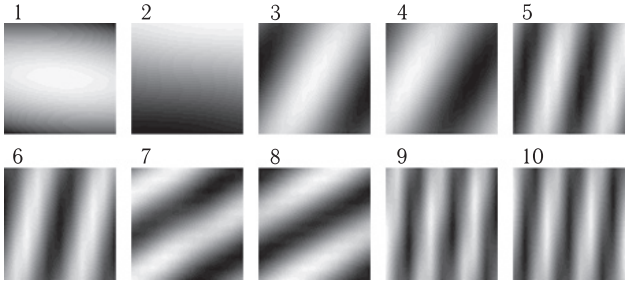


Рис. 1.16. Структура первых главных компонент намагниченности пород кристаллического фундамента
Пояснения см. в тексте

под № 3 — оси линейных положительных аномалий север–северо-восточного простирания, и т.д.

При практическом использовании технологии фильтрации методом главных компонент для картирования разноориентированных разрывных нарушений необходимо иметь в виду, что общее число вычисляемых фильтров (собственных векторов двумерной ковариационной матрицы) определяется ее размерностью, т.е. числом физических точек, входящих в окно фильтрации. Так, например, при фильтрации в окне 7×7 точек будет вычисляться 49 компонент и т.п. При этом по условиям вычислений (диагонализация исходной матрицы) все эти компоненты должны быть некоррелированы между собой. В то же время реально содержательно независимых компонент (характеризующих разломы разного времени заложения и ориентировки) заметно меньше. Это противоречие разрешается тем, что отдельные вычисляемые компоненты реализуют высшие производные первых содержательных составляющих. Так, на рис. 1.16 фильтр № 4 реализует первую производную составляющей, вычисляемой с фильтром № 3, фильтры №№ 6, 9 и 10 — соответственно первую, вторую и третью производные составляющей, реализуемой фильтром № 5. Эту особенность также надо учитывать при выборе компонент для фильтрации.

Локальные компоненты петрофизических моделей маркируют пространственное расположение петрографически различных горных пород внутри статистически единого ПК. На этих картах выделяются аномалии типа «ступени»; линейные аномалии, сопровождающие дайки; простирания пластов; зоны их изменений вдоль разломов; зоны нарушения корреляции и смены их характерных особенностей, часто совпадающие со сдвигами. Эта технология позволяет расшифровать внутреннее строение ПК, выделить складчатые и разрывные структуры, мелкие магматические тела и зоны изменения пород, насытить геологические карты конкретной структурной информацией и перейти к выделению структурно-вещественных комплексов, характеризующихся не только устойчивыми петрофизическими свойствами, но и характерными для них сочетаниями складчатых, разрывных и магматических структур.

Одним из направлений в изучении фундамента, для которого особо полезно располагать картами главных компонент эффективных физических свойств и разностей между значениями соответствующих свойств и этими компонентами, является картирование зон тектонической активизации. Распознавание тектонических нарушений, их контролирующих, включает несколько этапов. Первый этап заключается в раздельном изучении каждой из полученных компонент и построении схемы тектонических нарушений. Оценив качество материалов на карте, интерпретатор выделяет все достоверные аномалии интересующих типов. Второй этап распознавания заключается в синтезе результатов морфологического анализа каждой из полученных карт и построении сводных схем тектонических нарушений независимо по данным магниторазведки и гравиразведки. На этом этапе выясняется устойчивость выделения того или иного нарушения. Наиболее достоверным считается нарушение, если оно независимо обнаружено на картах различных компонент. Наконец, третий, итоговый этап заключается в синтезе результатов, полученных по данным магниторазведки и гравиразведки; другими словами — в комплексном синтезе. На этом этапе осуществляется построение итоговой схемы, причем интерпретатор имеет возможность оценить достоверность выделения тектонических нарушений на предыдущих этапах.

На рис. 1.17 (см. цв. вкл.) продемонстрированы результаты применения этой технологии на одном из участков в пределах Московской синеклизы. На рис. 1.17, *А* и 1.17, *Б* показаны одни и те же линии вероятных тектонических нарушений, причем черным цветом — те, которые проведены по картам различных компонент эффективной намагниченности, а белым цветом — по картам эффективной плотности. Большинство линий, обнаруженных первоначально на картах намагниченности, уверенно прослеживается на картах плотности, и наоборот. Вместе с тем, существуют нарушения, которые обнаруживаются только по данным одного из методов. В целом же, сравнивая данные рисунки, можно сделать вывод о том, что подобное картирование является достаточно устойчивым, а эффективность обнаружения тектонических нарушений в фундаменте — весьма высокой. Следует, естественно, отметить, что в рассматриваемом примере исходные данные магниторазведки являются более крупномасштабными, поэтому количество линий, первоначально проведенных по ним, существенно больше.

Интерпретационная томография кристаллического фундамента. Следующим этапом геофизической интерпретации является построение объ-

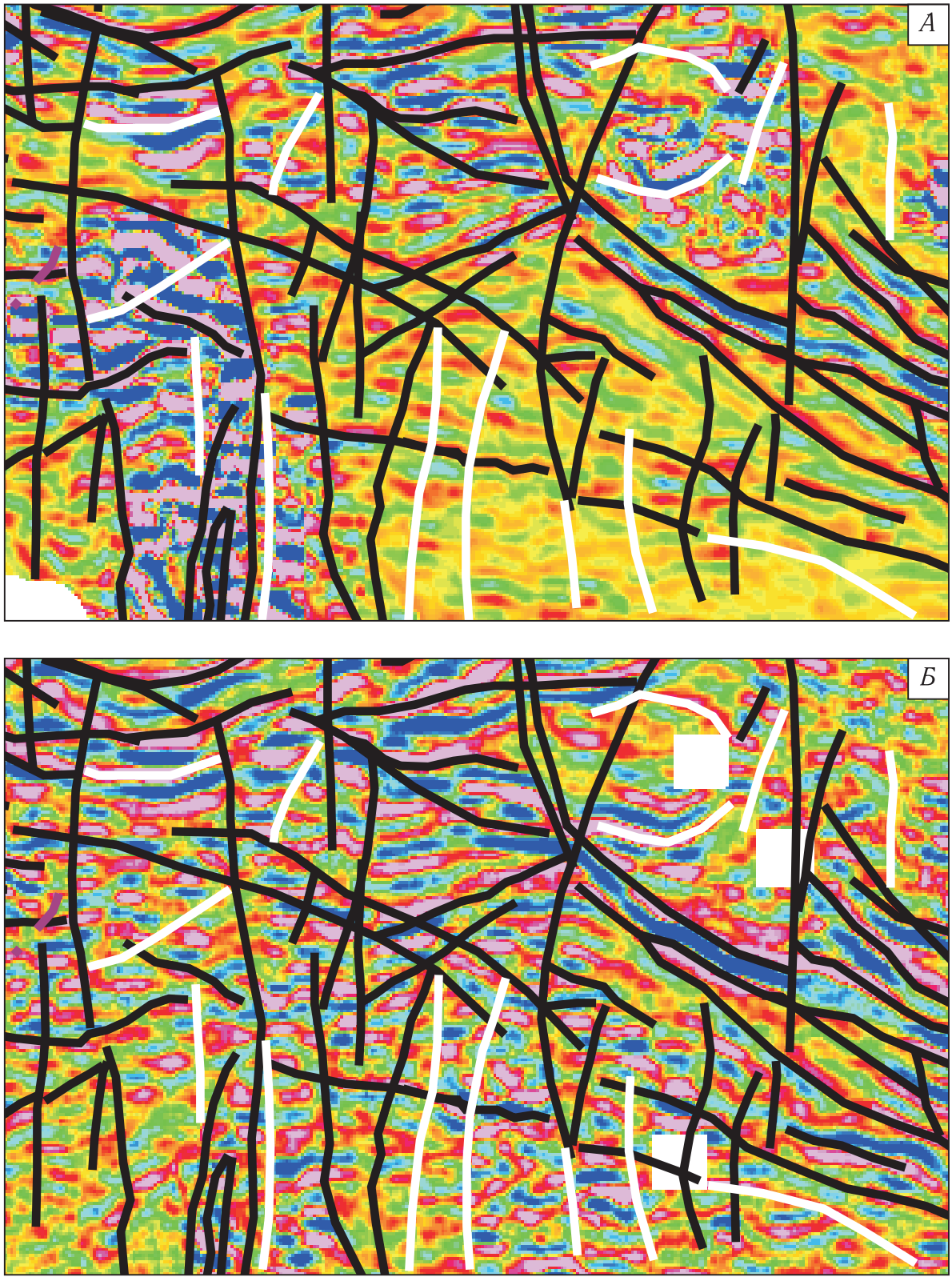


Рис. 1.17. Картирование зон тектонической активизации с помощью метода главных компонент (черные линии — по данным магниторазведки, белые — по данным гравиразведки)

А — одна из локальных компонент намагниченности; *Б* — одна из локальных компонент плотности

емного распределения эффективных параметров с целью уточнения пространственных соотношений между структурно-вещественными комплексами. При решении этой задачи основным инструментом является так называемая интерпретационная томография (от греческих слов *tomos* — ломоть, часть, слой и *grapho* — пишу, черчу, рисую), т.е. система исследования геологических структур по гравитационному либо магнитному полю, позволяющая получать их послойное отображение. К настоящему времени в этом направлении уже сложилось несколько подходов, предложенных разными исследователями, хотя и не все они в своих публикациях относят предмет своих исследований именно к томографии. Предложенные подходы можно подразделить на две группы.

Первая группа может быть названа аппроксимационной. К ней, прежде всего, надо отнести тот подход, который в течение многих лет развивает Ю.Я. Ващилов [1984; Ващилов и др., 1997]. В соответствии с его воззрениями, кора и верхняя мантия расслоены на субгоризонтальные слои, каждый из которых, в свою очередь, подразделяется на ряд блоков, плит, террейнов и т.п. В результате послойное изучение структуры, по Ю.Я. Ващилову, сводится к многократному подбору в классе иерархических блоковых моделей, а в качестве элементарной модели блока обычно выбирается пятигранная призма с треугольными верхним и нижним основанием и вертикальными боковыми гранями. К той же группе следует отнести работы А.И. Кобрунова, А.П. Петровского и др. [Кобрунов, 1995]. Они аппроксимируют геологическую среду многослойными сеточными моделями, подавляя принципиально присущие таким моделям гармонические свойства за счет применения критериального подхода, априори задающего определенные экстремальные свойства среды. Близкий в идейном плане подход применяют А.В. Овчаренко и С.В. Березина [2003], а также зарубежные исследователи Д.Ольденбург, Я.Ли и др. [Li, Oldenburg, 1996, 1998]. К аппроксимационной группе, видимо, следует также отнести и подход В.И. Сегаловича [Сегалович и др., 2003].

Вторая, весьма обширная группа подходов к решению задач интерпретационной томографии может быть названа фильтрационной. Здесь послойное изучение структуры осуществляется за счет разнообразной фильтрации исходного поля, разделяющей его на низкочастотную и высокочастотную компоненты. В этой группе одним из наиболее проработанных представляется подход П.С. Мартышко, В.М. Новоселицкого, И.Л. Пруткина и А.Ф. Шестакова [Мартышко и др., 2002; Мартышко, Пруткин, 2003], в котором базовыми операциями являются аналитические продолжения поля вверх и вниз. Сюда же относится подход В.Я. Подгорного [2002], где вместо аналитического продолжения применяется осреднение. К фильтрационной группе можно отнести и подходы ряда зарубежных исследователей, в том числе реализованных в таких популярных интерпретационных системах, как Geosoft OASIS Montaj. В настоящее время множество исследователей в разных странах пытаются развивать фильтрационную интерпретационную томографию на базе применения вейвлет-анализа.

Теоретические основы интерпретационной томографии к настоящему времени проработаны крайне слабо. Очевидно, в общем случае невозможно однозначно разделить вклады в аномальные гравитационные и магнитные поля от разных слоев разреза, что легко продемонстрировать на примерах. Разрез, состоящий из однородных горизонтальных слоев, создает постоянное поле, выделить из которого отдельные поля каждого из слоев при интерпретации нельзя. Эквивалентные простые слои, объясняющие поле, можно строить на совершенно разных глубинах, что было понятно еще в позапрошлом веке. Более современный и самый известный из примеров подобной неоднозначности принадлежит В.Н. Страхову. Он доказал для двумерного случая, что двупараметрическое множество однородных контактных поверхностей в форме конхоиды Слюза теоретически эквивалентно полю линейной массы, проходящей через центр производящей окружности конхоиды [Страхов, 1974]. Эти эквивалентные по полю объекты существенно отличаются глубинами залегания. Перечисление примеров можно и продолжить, но они вовсе не являются препятствиями для развития интерпретационной томографии. Это всего лишь частные проявления отсутствия в общем случае единственности решения обратной задачи, которые ни в коей мере не являются препятствиями для разработки методов ее решения в частных, но практически важных случаях.

Обратим внимание на то, что классические примеры неоднозначности в решениях обратных задач относятся либо к кусочно-однородным объектам, либо к неоднородным, но с непрерывно изменяющимися в пространстве физиче-

скими свойствами. Все меняется, если считать неотъемлемой чертой природных геологических сред их упорядоченность, приобретаемую во время формирования под влиянием разнообразных факторов. Одной из форм упорядоченности в геологических средах является фрактальный характер распределения физических свойств, реальность которого экспериментально установлена на огромном фактическом материале [Turcotte, 1992; Pilkington, Todoeschuck, 1993; Pilkington et al., 1994]. Если же считать, например, каждый из горизонтальных слоев в разрезе фрактальным, то, совершенно очевидно, что информация о глубине его залегания обязана содержаться в аномальном поле, ибо фрактальный слой должен характеризоваться фрактальным множеством особых точек функций, описывающих его поле, а они определяются при решении обратных задач единственным образом [Бабаянц и др., 2005]. То же самое относится и к контактной поверхности в форме конхоиды Слюза, но с фрактальными распределениями физических свойств в контактирующих средах. Даже для шара с фрактальным распределением физических свойств обратная задача должна решаться однозначно, поскольку каждая точка его поверхности фактически является особой. Видимо, именно благодаря упорядоченности реальных геологических сред интерпретационная томография столь успешно используется на практике многими исследователями.

Интерпретаторам надо принимать данные факты во внимание и отдавать себе отчет в том, что более или менее устойчивое решение томографической задачи возможно лишь тогда, когда каждый из рассматриваемых слоев имеет мощность, превышающую глубину его залегания. Тогда по мере накопления и обобщения опыта можно будет приступать к созданию общей теории.

В пакете программ СИГМА-3D реализованы как фильтрационный, так и аппроксимационный подходы к решению задач интерпретационной томографии. С их помощью строится трехмерная модель распределения физических свойств горных пород, из которой затем извлекаются отдельные разрезы или погоризонтные планы.

Фильтрационная технология построения моделей реализована в программе DVOP и включает в себя следующие последовательные процедуры.

1. Вычисление двумерного спектра аномального поля.

2. Определение с помощью оптимальной фильтрации глубин, на которые должно выполняться аналитическое продолжение поля и соответствующих интервалов спектра. Изменение диапазона гармоник двумерного спектра, выделяемого оптимальным фильтром, в зависимости от глубины пересчета происходит не непрерывно, а скачками, в то время как для определенных интервалов глубин этот диапазон сохраняется неизменным. Логично предположить, что изменение диапазона гармоник происходит именно на тех уровнях, вблизи которых сосредоточены особые точки анализируемого потенциального поля, и тогда имеет смысл продолжение поля лишь на эти уровни.

3. Аппроксимационное продолжение полей на выбранные уровни и вычисление эффективных физических свойств. При интерпретации магнитных аномалий продолжаются аномальные поля, редуцированные к полюсу. В результате создается единая трехмерная модель.

4. Динамическая визуализация 3D-модели от профиля к профилю или от одного горизонта к другому. Имеется возможность также получить вырезку из 3D-модели по разрезу вдоль некоторой ломаной линии, задаваемой интерпретатором.

Аппроксимационная технология построения моделей базируется на применении программы REIST. Она сводится к последовательному подбору распределений изучаемых физических свойств в каждом из слоев, причем размеры элементов аппроксимации в плане для каждого из слоев выбираются равными глубине его верхней кромки. Подбор в каждом из слоев осуществляется по исходному полю. Данная технология в отличие от фильтрационной нуждается в значительно большем машинном времени, но зато дает возможность работать с неравномерными трехмерными сетями наблюдений и учитывать рельеф дневной поверхности. При работе с приповерхностными источниками самый верхний слой считается ограниченным сверху дневной поверхностью. Динамическая визуализация 3D-модели осуществляется так же, как при использовании фильтрационного подхода.

Таким образом, элементы интерпретационной томографии, которые реализованы в пакете программ СИГМА-3D, позволяют дополнить геологическую информацию, извлекаемую из данных наблюдений с помощью программы автоматического моделирования REIST. С их по-

мощью интерпретатор получает определенные возможности изучения трехмерной морфологии геологических структур, что зачастую является определяющим моментом в решении важных практических задач.

Данная технология была опробована на нескольких участках Московской синеклизы, где имеются достаточно надежные данные сейсморазведки. Сопоставление с результатами МОГТ показало, что интерпретационная томография позволяет выявить наклонные контакты ПК, сопровождающие надвиги, вертикальные их контакты, связанные со сдвигами, откартировать тектонические аллохтоны, установить погребенные гранитные интрузии и иные структуры. Таким образом, построенные трехмерные модели дают возможность уточнить геологическое строение глубоких частей коры, дополняя основные данные моделирования по программе REIST, что будет проиллюстрировано в последующих главах.

1.2.2.2. Методика первичной геологической интерпретаци региональных геофизических материалов и петрофизических моделей

С применением охарактеризованной выше технологии были составлены и в дальнейшем использованы при составлении геолого-тектонической карты:

— карта эффективной плотности (см. прил. IV-4);

— карта локальных аномалий эффективной плотности (см. прил. IV-5);

— карта эффективной намагниченности (в условных единицах, сопоставление которых с реальными значениями пока весьма затруднительно; тем не менее, они обеспечивают непосредственное сопоставление магнитных свойств контактирующих пород) (см. прил. IV-6);

— карта локальных аномалий эффективной намагниченности (см. прил. IV-7);

— карта петрофизических классов, охарактеризованных скоррелированными значениями плотности и намагниченности пород фундамента (см. прил. IV-8).

Каждому петрофизическому классу придан свой условный цвет, что позволило получить цветовую карту петрофизических комплексов, отражающую их распространение, пространственные и структурные соотношения.

Петрофизические комплексы были использованы в качестве основы для распознавания реальных структурно-вещественных комплексов и трассирования их границ на основе корреляции с данными бурения, а в северной части территории — также и на основе непосредственного прослеживания границ геологических комплексов, закартированных на прилегающей территории Фенноскандинавского щита.

Как правило, выделяемые в составе фундамента СВК характеризуются совокупностью петрофизических классов. Например, гранулитам Московского пояса, отвечает ряд классов пород с высокой плотностью и высокой положительной намагниченностью. Вместе с тем, однотипные совокупности петрофизических классов могут отвечать различными типам СВК. Например, близкими петрофизическими параметрами характеризуются амфиболито-гнейсовые и эндербито-гнейсовые СВК, гранулитовые и существенно вулкано-генные мафитовые комплексы. Для распознавания наиболее вероятного состава СВК в подобных случаях, при отсутствии скважинной информации, были использованы закономерные сочетания комплексов различного типа. Тем не менее, в ряде случаев результаты распознавания остаются предположительными.

В дальнейшем, при трансформации этой карты в геолого-тектоническую карту, были учтены определенные ограничения, связанные с невозможностью абсолютно достоверного отнесения выделяемых плотностных, магнитных и обобщенных петрофизических (плотность–намагниченность) объектов к общему уровню (в данном случае — к уровню «поверхности фундамента»). Иными словами, некоторые контуры «петрофизических классов» в действительности образованы сочетанием разноглубинных объектов. Для выявления подобных ситуаций решающее значение имеет тщательный анализ степени совпадения границ петроплотностных и петромагнитных объектов, а также сравнение их внутренней структуры, оцениваемой по рисунку локальных аномалий. В большинстве подобных случаев оказывается, что, вероятнее всего, плотностной объект располагается на несколько большей глубине, но в отдельных случаях (гранит-зеленокаменный комплекс в пределах ВКМ) именно высокоинтенсивная магнитная характеристика принадлежит более глубоко залегающему объекту.

Формализованный подход к классификации петрофизических объектов, естественный в рам-

ках принятых процедур, не позволяет непосредственно соотносить границы выделенных объектов с границами реальных геологических тел. Для уточнения конфигурации соответствующих границ были использованы карты локальных составляющих плотности и намагниченности. Совместно с картами потенциальных полей, эти карты были использованы и в качестве характеристики геологической структуры. В частности, было охарактеризовано простирание отдельных горизонтов (прослоев, согласных тел) петрофизически выделяющихся (обычно особо высокоплотных и высокомагнитных) пород в составе СВК, преимущественно базальтов и/или амфиболитов, что позволило отразить складчатые дислокации, ограничить структуры покровно-надвигового типа, выявить случаи тектонического несогласия и секущие границы интрузивных тел.

Исследование геологической структуры верхней части фундамента (ориентировок плотностных и магнитных объектов) в пределах всей исследованной территории оказалось возможным благодаря использованию трехмерных плотностной и магнитной моделей. Анализ системы сечений, заданных в необходимых направлениях, позволил выяснить особенности наклонного залегания главных и ряда внутренних границ СВК.

1.2.2.3. Геологические и петрофизические образы раннедокембрийских тектонических структур (структурно-петрофизических комплексов)

Геологическая интерпретация структурно-петрофизических комплексов (СПК) предполагает реализацию процедуры распознавания образов. Достаточно полная и соответствующим образом формализованная система таких образов до настоящего времени не создана (и, вероятно, в исчерпывающем виде не будет создана в обозримом будущем). Поэтому процедура проводится на качественном уровне.

В качестве опорных были использованы образы следующих типовых структур раннедокембрийских щитов.

Линейные структуры

Зеленокаменные пояса преимущественно архейского возраста: линейные или ветвящиеся структуры, которые на поверхности нередко распознаются как межкупольные синформы; образованы зонально метаморфизованными осадочно-вулкано-генными ассоциациями, обычно с преобладанием основных метавулканитов. Характеризуются высокой плотностью (~2.90 г/см^3) и положительной намагниченностью.

Вулкано-генно-осадочные и амфиболито-гнейсовые пояса преимущественно палеопротерозойского возраста: надвиго-поддвиговые структурные ансамбли, которые интерпретируются в разных случаях в качестве фрагментов или коллизионных сутур, или деформированных рифтогенных поясов и бассейнов. Образующие их СВК в среднем характеризуются незначительно повышенными плотностью (2.76–2.78 г/см^3) и намагниченностью. Обычно они образованы последовательностями деформированных тектонических пластин и чешуй. Структурные ансамбли этого типа нередко деформированы при всплывании гнейсовых, гранито-гнейсовых или гранит-мигматитовых куполов с образованием межкупольных структур, подобных структурам зеленокаменных поясов.

Слабо или умеренно деформированные рифтогенные осадочно-вулкано-генные пояса архейского или палеопротерозойского возраста, образованные эпиконтинентальными осадочными и контрастными вулканическими толщами, неметаморфизованными или подвергшимися незначительным преобразованиям.

Надвиго-поддвиговые пояса типа аккреционных призм преимущественно палеопротерозойского возраста, выделяющиеся как самостоятельные образования или представляющие собой структурные подразделения крупных вулкано-генно-осадочных поясов типа сутур. Для структур этого типа характерно преобладание осадочных пород средней плотности и намагниченности; обычны включения интрузивов преимущественно мафит-ультрамафитового состава, маркируемых интенсивными локальными магнитными аномалиями.

Гранулито-гнейсовые пояса архейского и палеопротерозойского возраста, обычно представляющие собой покровно-надвиговые ансамбли, образованные высокометаморфизованными (в том числе эклогитоподобными) породами основного и кислого состава. В строении этих поясов преобладают породы высокой (2.84–2.90 г/см^3) и повышенной (2.80–2.83 г/см^3) плотности и высокой или низкой намагниченности. В эволюционных рядах структурно-вещественных комплексов, входящих в состав гранулито-гнейсовых

поясов, участвуют эндербито- и чарнокито-гнейсы и интрузивные тела эндербитов и чарнокитов, характеризующихся низкой или умеренной плотностью (2.66–2.70 г/см^3), а также гранатовых гранитов (2.62–2.65 г/см^3) при сохранении повышенных значений намагниченности. Обычно участие в строении нижней части тектоностратиграфического разреза высокоплотных интрузивных пород габбро-анортозитовой формации, частью эклогитизированных (2.90–3.2 г/см^3). Гранулитовые комплексы обычно слагают последовательности (ансамбли) тектонических пластин, нередко деформированных с образованием анти- и синформных структур.

Изометричные структуры

Гранито-гнейсовые (*гнейсовые*, *гранит-мигматитовые*) *купола и овалы с оболочками и без них* — характерный тип в пределах коллизионных систем архейского и палеопротерозойского возраста. Купола формируются в условиях утолщенной коры (в результате коллизионного скучивания тектонических пластин или в результате интенсивного наращивания мощности коры активных окраин) вследствие разогрева и реоморфизма пород коры и сопряженного обособления и подъема (всплывания) легких пластичных масс. Несмотря на сложные деформации, в строении куполов обычно различимы концентрические структуры, образованные перемежающимися более и менее плотными породами (соответственно гранитоидами и гнейсами в первом случае и амфиболитами и сланцами основного состава во втором). Нередко амфиболиты, сланцы, мрамора и тому подобные породы при перемещении купола образуют вокруг него своеобразную оболочку (мантию), успешно распознаваемую геофизическими методами благодаря повышенной намагниченности, плотности и электропроводности пород, входящих в состав таких оболочек. В центральных частях куполов часто располагаются небольшие тела лейкократовых гранитов и пегматитов, характеризующиеся низкой плотностью и намагниченностью.

Гранитоидные интрузивы различных типов и размеров преимущественно образованы породами низкой плотности (2.60–2.65 г/см^3 — граниты, плагиограниты), или породами средней плотности (2.72–2.74 г/см^3 — гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты). Намагниченность этих пород варьирует в широких пределах.

Мафитовые и мафит-ультрамафитовые интрузивы также различных типов и размеров обычно (хотя и не всегда) четко выделяются на петрофизических картах благодаря высокой плотности (2.83–3.0 г/см^3 и более) и намагниченности.

Пологозалегающие, слабо или умеренно деформированные осадочные и вулкано-генные комплексы пород, сформированные на пассивных континентальных окраинах, мало распространены в раннедокембрийской коре ВЕП и пока не могут быть корректно охарактеризованы петрофизически.

Последовательный перебор вариантов интерпретации СПК, выделенных на исследованной территории ВЕП, позволил с той или иной степенью достоверности выявить в ее пределах представителей большинства из перечисленных типов. Далее, на основе сопоставления с геологическими данными и типовыми петрофизическими характеристиками пород, выделенные структурно-петрографические комплексы были соотнесены с толщами, комплексами и интрузивными массивами, известными на сопредельных территориях Фенноскандинавского щита и Воронежского кристаллического массива.

1.2.2.4. Уровень генерализации геолого-тектонических карт

Разработка геолого-тектонических карт восточной части Фенноскандинавского щита и перекрытого осадочным чехлом фундамента ВЕП, представленных в данной работе, была предпринята, в том числе, для создания отправной точки (картографической базы) при разработке объемных моделей глубинного строения раннедокембрийской коры ВЕП. Поставленной задачей в значительной степени определялся оптимальный уровень генерализации карт.

Необходимо иметь в виду, что мелкие малопротяженные объекты, как правило, не могут быть прослежены на сколько-нибудь значительную глубину. Поэтому они могут быть показаны на карте лишь в тех случаях, когда они группируются в масштабные сообщества. Например, дайки могут явиться объектом, распознаваемым в глубинной структуре или в случае очень значительной мощности и протяженности, или при участии в протяженных дайковых поясах.

Исключение могут составить также объекты, особенно важные для реконструкции условий и особенностей геологической и геодинамической эволюции или в металлогеническом отношении, которые должны быть прослежены всеми доступными геофизическими методами.

Сказанное имеет особое значение при исследовании фундамента, перекрытого мощным осадочным чехлом. В этом случае, из-за понятных ограничений в уровне изученности, выделяемые геологические и/или тектонические подразделения должны быть более или менее однородными также и в петрофизическом отношении.

1.2.3. Принципы выделения тектонических структур и структурно-вещественных комплексов. Система условных обозначений (прил. I-3)

Выбранный подход к содержанию и оформлению «геолого-тектонических карт с элементами геодинамики» потребовал разработки соответствующей табличной системы условных обозначений. При этом была поставлена задача представить обе карты («Ранний докембрий восточной части Фенноскандинавского щита Восточно-Европейской платформы» и «Ранний докембрий центральной и восточной частей Восточно-Европейской платформы»), а также глубинные геологические разрезы и объемные модели коры в единой системе условных обозначений. Следовательно, в этой системе необходимо было разместить весь немалый перечень разновозрастных раннедокембрийских тектонических структур ВЕК в соответствующем порядке.

Вдоль *нижнего обреза таблицы* последовательно обозначены разделы, соответствующие главным сегментам континентальной коры: Кола-Карелия, Сарматия и Волго-Уралия. Размещение условных обозначений *по вертикали* отвечает возрастной последовательности геодинамических обстановок и тектонических событий тектоно-плитного и плюмового типов и соответствующих структурно-вещественных ассоциаций. С учетом далеко не совершенной синхронизации геологических событий в пространстве, была принята разбивка временно́й шкалы на интервалы, разделенные приближенно обозначенными ограничениями. Продолжительные периоды эволюции, включавшие локально проявленные события коллизионного типа, разделены кратковременными бурными коллизионными процессами надрегионального ранга. *Перечни главных этапов, размещенные вдоль левого и правого входов в таблицу*, характеризуют соответственно архейскую историю Карело-Кольского региона (слева) и Сарматии и Волго-Уралии (справа).

Вдоль *левого входа в таблицу*, за перечнем архейских событий следуют главные этапы палеопротерозойской эволюции в пределах оформляющегося шаг за шагом Лапландско-Кольско-Беломорского орогена (северного сектора Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена). В таблице условных обозначений получила отражение примечательная особенность геологического развития региона: в восточной части щита формирование Свекофеннского аккреционного орогена протекало быстро и завершилось прежде, чем финишировали коллизионные события в сопредельной континентальной области — т.е. в пределах Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского внутриконтинентального коллизионного орогена.

В итоге, *левый вход в таблицу* включает следующий перечень событий.

1. Процесы тектоно-плитного и плюмового типов: формирование палео-, мезо- и неоархейских микроконтинентов с гранит-зеленокаменной корой; объединение микроконтинентов и возникновение аккреционно-коллизионных орогенов; преобразование гранит-зеленокаменной коры с участием процессов плюмового типа, ~3.2–2.75 млрд лет.

2. Коллизия, возникновение архейского суперконтинента, ~2.75 млрд лет.

3. Внутриплитные процессы, инициированные суперплюмом, ~2.7 млрд лет: осадконакопление, магматизм, высокотемпературный метаморфизм.

4. Анорогенный магматизм, ~2.7–2.6 млрд лет.

5. Суперплюм, инициальный рифтинг архейского суперконтинента, 2.53–2.41 (2.32) млрд лет (сумий–сариолий).

6. «Дремлющая» внутриплитная тектоника, 2.3–2.1 (2.0) млрд лет (ятулий).

7. Суперплюм, старт тектонической активности, ~2.1–1.95 млрд лет (людиковий).

8. Взаимодействие тектоно-плитных и плюмовых процессов, 1.95–1.86 млрд лет (калевий).

9. Палеопротерозойский Свекофеннский аккреционный ороген, 1.87 млрд лет.

10. Взаимодействие тектоно-плитных и плюмовых процессов, 1.89–1.76 млрд лет (калевий-вепсий).

11. Поздне-палеопротерозойские коллизионные орогены, 1.77–1.76 млрд лет.

12. Платформа (формирование осадочного чехла, проявления внутриплитного магматизма).

Справа по вертикальной оси аналогичным образом последовательно снизу вверх размещены несколько иные этапы тектонической активности, также связанные с геодинамическими процессами тектоно-плитного и/или плюмового типов, которые характеризуют эволюцию коры в пределах кратонов Волго-Уралия и Сарматия, начиная с зафиксированных признаков зарождения континентальной коры около 3.4 млрд лет назад. Верхняя строчка справа отдана разделу легенду, где в генерализованной форме представлены неопротерозой-фанерозойские орогены восточного обрамления Восточно-Европейской платформы.

1. Формирование палео- и мезоархейских микроконтинентов с гранит-зеленокаменной корой (предположительно с участием процессов тектоно-плитного типа); преобразование гранит-зеленокаменной коры с участием процессов плюмового типа, ~3.4–2.75 млрд лет.

2. Коллизия, возникновение архейского суперконтинента, ~2.75 млрд лет.

3. Внутриплитные процессы, инициированные суперплюмом, 2.74–2.70 (до ~2.6 млрд лет): осадконакопление, магматизм, гранулитовый метаморфизм.

4. Суперплюм, инициальный рифтинг архейского суперконтинента, около 2.6 млрд лет.

5. Суперплюм, старт тектонической активности, ~2.1 млрд лет; далее после краткой тектонической паузы: ваимодействие тектоно-плитных и плюмовых процессов, 2.10–2.02 млрд лет.

6. Средне-палеопротерозойские коллизионные орогены, ~2.0 млрд лет.

7. Процессы субдукции и коллизии, (2.0) 1.87–1.77 млрд лет.

8. Поздне-палеопротерозойские коллизионные орогены, 1.77–1.76 млрд лет.

9. Неопротерозой-фанерозойские орогены восточного обрамления Восточно-Европейской платформы.

Более дробная периодизация отражена размещением отдельных блоков легенды по вертикали в соответствии геохронологическими данными, приведенными в тексте условных обозначений. Корреляция отдельных блоков легенды подчеркнута горизонтальными, наклонными и вертикальными разделительными линиями красного цвета. Различия в оформлении правой и левой вертикали отражают наиболее важные отличия в эволюции главных составляющих будущего Восточно-Европейского кратона.

Перечни тектонических событий, размещенные вдоль левого и правого входов в легенду, демонстрируют, что деление коры на Кола-Карельский, Сарматский и Волго-Уральский сегменты прослеживается вверх до рубежа 2.76–2.75 млрд лет. В конце неоархея все три составляющие Восточно-Европейского кратона охвачены внутриплитными и/или анорогенными процессами. Однако определенные различия сохраняются и при переходе в палеопротерозойскому этапу: старт палеопротерозойской эволюции «на левой стороне» — 2.53 млрд лет назад, «на правой стороне» — около 2.6 млрд лет назад. В раннем и среднем палеопротерозое эволюция Кола-Карелии и южных секторов Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена, с одной стороны, и Сарматии — Волго-Уралии — с другой, также идет по-разному. Лишь к концу палеопротерозоя происходит окончательное объединение всех составных частей, и Восточно-Европейский кратон вступает в платформенную стадию развития в качестве единой когеррентной массы, что получило отражение в единой системе обозначений в верхней части таблицы.

Самая верхняя строчка в перечне отдана первоначальным проявлениям *платформенного этапа эволюции*, общего для всей территории ВЕП.

В соответствии с принятым в работе *тектоническим принципом* содержательные разделы таблицы условных обозначений отданы тектоническим поясам разных рангов — орогенам регионального уровня и составляющим их структурам локального ранга (зеленокаменные или осадочно-вулкано-генные пояса, интрузивные пояса и отдельные массивы и т.п.). Все тектонические подразделения определенным образом распределены в пространстве (по площади) и во времени, чему соответствует размещение соответствующих условных обозначений в виде таблицы с двумя входами. Распределение «кубиков» по горизонтальной оси в условном виде отражает пространственные соотношения картируемых подразделений, распределение по вертикальной оси — возрастную последовательность формирования этих подразделений. Сложность соотношений в пространстве и времени, насколько возможно, получила отражение благодаря внутреннему разграничению таблицы.

Геологический принцип получил отражение в размещении внутри блоков отдельных «куби-

ков», отвечающих конкретным комплексам пород, охарактеризованным вариациями состава, уровнем метаморфизма и систематизированными данными абсолютной геохронологии.

Наконец, *геодинамический принцип* типизации структурно-вещественных комплексов позволил отразить на карте и в системе условных обозначений ключевые комплексы-индикаторы геодинамических обстановок формирования и преобразования горно-породных ассоциаций и образованных ими тектонических структур различных рангов.

Большое число выделений на картах комплексного содержания, охвативших обширную территорию, невозможно разметить с применением традиционной системы индексации геологических карт. В данной работе принята упрощенная буквенно-цифровая система индексации, где *индекс не несет содержательной информации*, *а только является средством координации полей и знаков на карте и в таблице условных обозначений*. Использованы трехзначные цифровые индексы, дополненные в случае архейских образований — буквой А (А403, А501 и т.п.), в случае палеопротерозойских образований — буквой Р (Р202, Р605 и т.п.). При необходимости введены дополнительные обозначения с использованием строчных букв (А202б и т.п.). Для обозначения мезопротерозой-фанерозойских образований буквы перед цифрами не применялись.

Последовательности событий и соответствующих структурно-вещественных ассоциаций каждого тектонического подразделения отвечают индексы в пределах одной сотни или десятки номеров (см. прил. I-3). Возрастные последовательности (снизу вверх) охарактеризованы возрастающими значениями индексов. Например, древнейшему Водлозерскому микроконтиненту отвечают индексы А101, А102а и А102б; рядом в легенде расположен также древнейший микроконтинент Рануа-Иисалми — индексы А111 и А112б и т.п. Основанию Инари-Кольской ГЗО (также в самой нижней части таблицы) отвечают индексы следующего по возрасту уровня — А201, А202б, А203а и А203б. Этому же уровню отвечают гранит-зеленокаменные комплексы Хетоламбинского микроконтинента (А221 и А222а), Кухмо-Сегозерского микроконтинента (А231 и А231а) и микроконтинента Кьянта (А233). Во избежание повторов описание структурно-вещественных комплексов гранит-зеленокаменных областей показано только один раз — в нижней правой части таблицы рядом с «пустыми» кубиками. Реально существующим подразделениям отвечают соответственно закрашенные кубики в блоках легенды, которые характеризуют гранит-зеленокаменные области этого уровня. Распределение других сотен и десятков номеров следует тому же принципу: Кольский аккреционно-коллизионный ороген — от А301 до А303, Мурманский микрококонтинент — от А401 до А404, Курский микроконтинент — от А601 до А603 и т.п.

Аналогичным образом распределены индексы палеопротерозойских образований: Свекофеннский аккреционный ороген — от Р101 до Р109, Лапландский сегмент внутриконтинентального коллизионного орогена — от Р201 до Р217, Среднерусский сегмент того же орогена — от Р301а до Р308 и т.п. Позднеколлизионные гранитоиды и реоморфические купола размещены на более высоком уровне таблицы (в полном соответствии с последовательностями событий, обозначенными вдоль боковых входов). Им соответствуют индексы от Р501 до Р503, далее следуют позднеорогенные впадины — Р504.

Верхний уровень таблицы отдан платформенным образованиям: Фанерозойские впадины и осадочный чехол — 101 и 102, Производные внутриплитного магматизма — от 111 до 114 и т.п.

Глава 2
Архейские тектонические провинции и структурно-вещественные комплексы

Размещение фрагментов древних континентов (областей архейской коры) ВЕП, сформированных к концу архея, показано на рисунке 01. Границы между отдельными провинциями (для их обозначения возможно применение различных терминов, подчеркивающих те или иные особенности древней коры): континентами, аккреционно-коллизионными орогенами, гранит-зеленокаменными областями, гранулито-гнейсовыми поясами и ареалами) проведены с неизбежной условностью. Более или менее традиционно выделяются континенты (палеоконтиненты) Кола-Карелия, Сарматия и Волго-Уралия. Кроме того, мы впервые выделяем предполагаемый континент (палеоконтинент) Прибалтика, подстилающий юго-западный сектор палеопротерозойского Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского внутриконтинентального коллизионного орогена.

Систематический анализ имеющихся данных и внутри- и межрегиональная корреляция этих данных показали, что все перечисленные выше архейские тектонические провинции характеризуются минимально двухэтапной эволюцией. При этом в истории Сарматии и Волго-Уралии преобладающую роль играет один из этапов, тогда как в геологическом развитии континента Кола-Карелия каждый из этапов сыграл важную роль.

Выделение главных этапов эволюции архейской (впрочем, как будет показано ниже, равным образом и палеопротерозойской) коры тесно связано с исследованием временных, геодинамических и эволюционных соотношений между комплексами пород низкого и умеренного уровня метаморфизма, с одной стороны, и высокого уровня — с другой; иными словами, — соотношений между гранит-зеленокаменными и гранулито-гнейсовыми комплексами в широком смысле этих понятий. В течение длительного времени преобладало представление о том, что породы гранулитовой фации представляют собой наиболее древние («первично-коровые») образования, которые в последующей истории подверглись переработке преимущественно в условиях амфиболитовой фации. Соответственно метаморфические комплексы рассматривались как «полиметаморфические», в большинстве случаев принимался постепенный (диффузный) характер внутренних границ, а ассоциация пород варьирующего уровня метаморфизма рассматривалась как некое неразрывное единство. В наиболее полном виде подобные представления и сегодня сохраняются применительно к «кольской серии» архея [Ранний докембрий..., 2005: см. также исторические обзоры, приведенные в названной монографии]. Однако не только мировая практика, но и исследования последних одного-двух десятилетий в восточной части Фенноскандинавского щита убедительно показали, что структуры гранулито-гнейсовых поясов имеют преимущественно наложенный характер. Оказалось, что проявления архейского гранулитового метаморфизма и сопутствующего высокотемпературного магматизма в интрузивной и эффузивной фациях связаны с завершающим периодом становления архейской коры региона, начавшимся около 2.75 млрд лет

назад [Лобач-Жученко, Чекулаев, 2007; Минц, 2007а]. Обоснования этих положений систематизированы в последующих разделах данной работы.

Для последовательного изложения и обсуждения соответствующих данных описание главных структурно-вещественных ассоциаций и геодинамических обстановок в истории формирования континента Кола-Карелия разделено на два раздела: (2.1) «Мезо-неоархейский континент Кола-Карелия» и (2.2) «Неоархейские внутриконтинентальные ареалы высокотемпературного метаморфизма и магматизма в пределах мезо-неоархейского континента Кола-Карелия».

2.1. Мезо-неоархейский континент Кола-Карелия

Сложно построенный неоархейский континент Кола-Карелия (Карело-Кольский геоблок, по К.О. Кратцу с соавторами [1978]) образует северную часть Восточно-Европейского кратона (см. рис. 01, *А*). Результаты геологического картирования, тектонического и металлогенического анализа отражены в сводных картах региона в масштабах 1:500 000 и более мелких [Карта..., 1978, 1991; Комплект карт..., 1978; Металлогеническая карта..., 1984; Геологическая карта..., 1988; Geological Map..., 2001]; опубликованы крупные обобщения, характеризующие тектонические особенности, глубинное строение, эволюцию и металлогению восточной части Фенноскандинавского щита [Кратц и др., 1978; Металлогения восточной части..., 1980; Анализ..., 1986; Геология Карелии, 1987; Докембрийская геология..., 1988; Mitrofanov, Pozilenko et al., 1995; Минц и др., 1996; Сейсмогеологическая модель..., 1997, 1998; Глубинное строение..., 2001; Ранний докембрий..., 2005; и др.]. Обобщения, характеризующие архейские комплексы в западной части региона, опубликованы финскими и норвежскими коллегами [Bjørlykke et al., 1985; Barbey, Raith, 1990; Korsman et al., 1999; Hölttä et al., 2000; Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005; Saltikoff et al., 2006; Kukkonen, Lahtinen, 2006; и др.].

Континент представляет собой композицию (см. прил. II-1) Мурманского и Кольского микроконтинентов (МК), Беломорского и Карельского аккреционно-коллизионных орогенов (АКО). Мурманский и Кольский микроконтиненты разделены сутурой (зеленокаменным поясом) Колмозеро-Воронья. В многолетней истории изучения региона проблема соотношений Кольского, Беломорского и Карельского тектонических подразделений архея (мегаблоков, провинций, геотектонических районов и т.п.), как правило, оформлялась в виле вопроса о месте и природе границ раздела между ними. Предполагалось, в частности, что «геотектонические районы» разделены «мощными глубинными тектоническими швами». Лапландский, или Главный Беломорский, шов рассматривался в качестве границы между Кольским и Беломорским мегаблоками, а Восточно-Карельская «мобильно-проницаемая зона» — границы между Беломорским и Карельским мегаблоками [Шуркин и др., 1974; Кратц и др., 1978]. В принципиальном плане, исключая частные детали, ранее установленное положение границы Беломорского и Карельского АКО является общепризнанным.

Напротив, в вопросе о положении границы Кольской и Беломорской провинций консенсус никогда не достигался. Согласно трактовке, принятой в работе К.О. Кратца с соавторами [1978], эта граница следует подошве *палеопротерозойского* покровно-надвигового ансамбля Лапландских гранулитов (Гранулитового массива). Главные события в формировании Восточно-Карельской шовной зоны также связывались с началом палеопротерозоя. Близкая по смыслу схема тектонического районирования принята и в недавно опубликованной монографии [Ранний докембрий..., 2005]. Здесь подчеркнута и усилена роль Лапландского пояса в качестве пограничной структуры: «Решающим аргументом в пользу вывода о том, что развитие ядра ЛКО (*Лапландско-Кольского орогена*) включало океаническую стадию, является преобладание в протолитах парагранулитов раннепротерозойского ювенильного материала... Единственными бассейнами, в которых осадочные толщи накапливаются, в основном, за счет ювенильного материала, отделяемого от мантии практически во время седиментации, являются островодужные бассейны, неразрывно связанные с субдукцией океанической коры...» (там же, с. 656). В качестве дополнительного аргумента было выдвинуто предположение, базирующееся на данных малоглубинного сейсмопрофилирования и некоторых соображениях структурного порядка, о том, что связанная с ЛКО шовная зона имеет сквозькоровую протяженность, погружается в северном направлении и достигает границы Мохо приблизительно под Печенгской структурой.

Исследователи Геологического института КНЦ РАН долгое время придерживались иной точки зрения. Согласно их представлениям, архейские Беломорская и Кольско-Норвежская складчатые системы разделены Печенгско-Варзугской палеопротерозойской рифтовой зоной (зоной карелид). При этом позднеархейская Лапландско-Колвицкая зона гранулитов рассматривалась в качестве одного из элементов Беломорской складчатой системы [Эволюция земной коры..., 1987].

В предыдущей работе М.В. Минца с соавторами, посвященной северо-восточной части Фенноскандинавского щита [Минц и др., 1996], в качестве пограничной структуры, отделяющей Центрально-Кольский гранулито-гнейсовый пояс от Беломорского гнейсового пояса, также был принят осадочно-вулканогенный пояс Печенга–Имандра–Варзуга. В отличие от рифтогенной модели, принятой в работе [Эволюция земной коры..., 1987], М.В. Минц с соавторами рассматривали этот пояс в качестве сутуры. Предполагалось, что сутура сформировалась на месте палеопротерозойского длительно развивавшегося внутриконтинентального рифта, эволюция которого включала стадии океанического раскрытия и последующего захлопывания линейного океана, сопровождавшегося субдукцией палеопротерозойской океанической коры. Развитие этой модели в приложении к восточной части Фенноскандинавского щита в целом было предложено в более поздней статье М.В. Минца с соавторами [2001].

Попытка компромиссной трактовки предложена в работах [Балаганский и др., 2006; Daly et al., 2006], где оба пояса, Печенга-Имандра-Варзугский и Лапландский, рассматриваются в качестве палеопротерозойских сутур.

Между тем, представленные в последующих главах этой книги данные, полученные за последнее десятилетие, показали, что: 1) океанические раскрытия и последующие закрытия с участием субдукции в пределах пояса Печенга-Варзуга были проявлены локально во времени и в пространстве; в значительной части пояса растяжение, по-видимому, не приводило к разрыву континентальной коры; 2) синформные тектонические покровы Лапландского гранулито-гнейсового пояса наследуют размещение *глубокой внутриконтинентальной впадины*, быстро заполнявшейся терригенными осадками со значительным участием ювенильного материала, а также ювенильной пирокластикой [Mints et al., 2007; Минц, 2007 а,б]; 3) как свидетельствуют данные глубинного сейсмопрофилирования, структуры поясов обоих типов, гранулито-гнейсового и осадочно-вулканогенного, в значительной части лишены глубинных «корней». В частности, гранулито-гнейсовые комплексы не имеют связи с «расслоенным комплексом нижней коры» [Минц, 2007а; Минц и др., 2007а; Partison et al., 2006]. Как показано ниже в главах 4 и 8, картины сейсмических отражений вдоль сечений коры, пересекающих названные пояса, не обнаруживают нарушений *непрерывности структурно-вещественного комплекса архейской гранит-зеленокаменной коры*, подстилающей покровно-надвиговые и надвиго-поддвиговые ансамбли Печенга-Варзугского и Лапландского поясов. Иными словами, нарушения сплошности архейской коры в эволюции палеопротерозойских поясов имели локальный и временный характер и не сопровождались существенными искажениями структур архейской коры. Соответственно, гранит-зеленокаменные комплексы Кольского микроконтинента следует рассматривать в качестве фрагментов единой гранит-зеленокаменной области (ГЗО), которую мы назвали Инари-Кольской. Это обстоятельство не позволяет нам принять палеопротерозойские пояса в качестве границ между Кольской и Беломорской провинциями, невзирая на «решающие аргументы», предлагаемые авторами перечисленных выше эволюционных моделей (в том числе, мы вынуждены пересмотреть также и представления, изложенные в монографии [Минц и др., 1996]).

Коль скоро архейская кора Кола-Карельского континента не была полностью разорвана в палеопротерозое, границу между Кольской и Беломорской провинциями следует искать среди архейских структур. На помощь пришли принципиально новые данные о размещении в южной части Кольского полуострова и в Северной Карелии субдукционных эклогитов и эклогитизированных даек мезо-неоархейского возраста (см. раздел 2.1.6). Особенности пространственного и структурного размещения эклогитов и их возрастные соотношения с мафит-ультрамафитовым комплексом Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса позволили распознать наиболее вероятную границу между Хеталамбинским микроконтинентом, принадлежащим Беломорской провинции, и Инари-Кольской зеленокаменной области, принадлежащей Кольскому микроконтиненту. На схеме в прил. II-1 эта граница маркирована Центрально-Беломорской сутурой, погружающейся в северном направлении под структуры Инари-Кольского ГЗО.

Геологическое и тектоническое содержание понятий, которое мы вкладываем в термин «акреционно-коллизионный ороген», применительно к Беломорской и Карельской провинциям неодинаково. На протяжении длительного времени, при всех различиях в толковании многих важных деталей геологического строения и геологической истории, абсолютным большинством исследователей было принято представление о завершении орогенических процессов в пределах Карельской провинции к концу архея. Поэтому за этой провинцией давно закрепилось название «Карельский кратон». В согласии с этим представлением, палеопротерозойские комплексы на территории кратона рассматривались в качестве «протоплатформенного» чехла. Развитие представлений о строении и эволюции Кольской провинции прошло более сложный путь, тем не менее, сходство гранит-зеленокаменных комплексов Кольской и Карельской провинций, с теми или иными оговорками, всегда принималось. Иное дело — Беломорский ороген, за которым прочно утвердилось наименование «мобильного пояса». В этом качестве он всегда противопоставлялся Карельской и Кольской «относительно стабильным» областям (блокам). В согласии со сказанным, в одной из крупных недавних публикаций, посвященных архею Балтийского щита [Слабунов, Бибикова и др., 2006; Слабунов, Лобач-Жученко и др., 2006], главные тектонические подразделения архея получили следующие наименования: Мурманский и Карельский «кратоны», Кольская «провинция» и Беломорский «мобильный пояс». В любом случае, размещение линейно вытянутого Беломорского орогена между более или менее изометричными Кольской и Карельской провинциями безусловно отражает тектоническую и геодинамическую специфику архейской эволюции региона в целом.

2.1.1. Мурманский микроконтинент

Мурманский микроконтинент (см. прил. I-1), точнее его фрагмент, обнаженный вдоль Баренцевоморского побережья Кольского полуострова, представляет собой линейно вытянутый в северо-западном направлении блок архейской коры протяженностью около 600 км и шириной 60–70 км. Региональные геофизические материалы указывают на продолжение микроконтинента в пределах акватории Баренцева моря под чехлом осадочных пород еще приблизительно на 50 км. Следовательно, полная ширина может достигать 110–120 км. В литературе широко употребляется наименование «Мурманский блок». Преобладание гранитоидов и мигматитов нашло отражение в часто употребляемом названии «Мурманский массив гранитоидов» [Минц и др., 1996 и ссылки в этой работе].

Для Мурманского микроконтинента характерно преобладание разнообразных мигматитов и гранитоидов, частью преобразованных в гранито-гнейсы. Геохимические особенности комплекса в целом [Минц и др., 1996] близки характеристике «серогнейсовых» гранитоидов тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии, однако значительная часть комплекса должна быть отнесена к обогащенным калием породам гранодиорит-гранитной (ГГ) серии. Вдоль южной границы, зафиксированной зеленокаменным поясом (сутурой) Колмозеро-Воронья, погружающейся в северо-восточном направлении под углами 40–80° — более круто в центральной части и относительно полого в юго-восточной, — Мурманский микроконтинент надвинут на структуры юго-западного обрамления. В восточной части микроконтинента размещен Качаловский зеленокаменный пояс. Ограниченность распространения собственно зеленокаменных ассоциаций не позволяет относить Мурманский микроконтинент к типу гранит-зеленокаменных областей. Между тем, наличие реликтовых гранулитовых ассоциаций в сочетании с преобладанием овальных в плане чашеобразных структур позволяет обсудить возможность интерпретации этого микроконтинента в качестве гранулито-гнейсового ареала (подобно Волго-Уральскому — см. раздел 2.4), преобразованного в результате последовавшего гранитообразования.

В строении Мурманского микроконтинента участвуют также небольшие тела габбро-анортозитов, размещенные вдоль границы с поясом Колмозеро-Воронья (наиболее крупное тело — массив горы Патчемварек). В восточной части Мурманского микроконтинента, в верхнем течении р. Иоканьга и в районе оз. Порт-Артур, расположены небольшие массивы субщелочных лепидомелан-феррогастингситовых гранитов (наиболее крупный — Иоканьгский массив). Тела и дайки мафит-ультрамафитового состава (габбро, габбро-нориты, перидотиты, пироксениты) различного возраста, в том числе, как предполагается, неоархейского, известны в различных его частях.

2.1.1.1. Габбро-анортозитовый массив Патчемварек

Габбро-анортозитовый массив Патчемварек расположен в краевой части Мурманского микроконтинента в непосредственной близости от юго-восточного выклинивания зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. Фактически массив состоит из двух несоприкасающихся частей — собственно массива горы Пачемварек и расположенного приблизительно в 5 км к северо-востоку массива Северный (по публикации [Кудряшов и др., 2009]). Протяженность массива Патчемварек, вытянутого в северо-западном направлении, — около 15 км. Вмещающие породы для массива Северный — гранито-гнейсы и мигматиты Мурманского комплекса, то же — для преобладающей части границ массива Патчемварек. Характер контактов не получил пока достоверной характеристики. Граница массива Патчемварек с поясом Колмозеро-Воронья — тектоническая, с признаками надвигания комплекса Колмозеро-Воронья на Мурманский микроконтинент, включая габбро-анортозиты обоих массивов.

Габбро-анортозиты Патчемварекского и Северного массивов характеризуются низкими содержаниями и плоскими трендами РЗЭ (Ce_n — 2.2–4.2, Yb_n — 1.6–2.6) с положительной Eu аномалией ($Eu/Eu^* = 1.97–2.24$). Для габбро-анортозитов массива Северный оценка ε_{Nd} составила +2.65, $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ — 070102±8. Перечисленные характеристики указывают на ювенильную природу магм, производных деплетированного мантийного источника [Кудряшов и др., 2009].

«Сдвоенный» массив габбро-анортозитов представляет собой древнейшее образование в пределах Мурманского микроконтинента: первая оценка возраста метагаббро составила 2.925±0.006 млрд лет (U-Pb по цирконам [Кудряшов и др., 1999]). Датирование массива Северный в пределах погрешности воспроизвело ранее полученную оценку: 2935±0.008 млрд лет (U-Pb по цирконам [Кудряшов и др., 2009]). Эти датировки позволяют уверенно отделить комплекс Патчемварек от более молодого и сходного по составу Цага-Ачерйокского комплекса, имеющего возраст 2.67–2.61 млрд лет (см. ниже).

Следовательно, можно предполагать, что габбро-анортозиты комплекса Патчемварек представляют собой наиболее сохранный фрагмент древнего протолита догранулитовых и догранитных ассоциаций Мурманского микроконтинента.

2.1.1.2. Мурманский гранит-мигматитовый комплекс

Разработанные ранее представления о геологическом строении этого комплекса [Минц и др., 1996] сохраняют свое значение. Однако новые модели архейского гранитообразования, получившие развитие в 90-е годы, и новые данные о строении раннедокембрийской коры других регионов Восточно-Европейского кратона, приведенные в данной работе (прежде всего, характеристика строения Волго-Уральского гранулито-гнейсового ареала), потребовали определенной переоценки предложенных ранее структурных, генетических и эволюционных представлений.

Геология. В строении Мурманского комплекса (рис. 2.1, см. цв. вкл.; см. прил. I-1) выделяются существенно натровые (плагиоклазовые) и калинатровые (плагиомикроклиновые и микроклин-плагиоклазовые) мигматиты и гранитоиды. Плагиоклазовые мигматиты и граниты распространены повсеместно. Они наиболее характерны для полосы, непосредственно прилегающей к продольной юго-западной границе Мурманского массива. В пределах остальной территории ими образованы сравнительно небольшие по размерам реликтовые участки среди плагиомикроклиновых мигматитов и гранитов. Небольшие тела двупироксен-плагиоклазовых гранулитов и эндербитов также тяготеют к юго-западной границе Мурманского массива. Наиболее крупное тело гиперстеновых тоналитов и эндербитов в районе оз. Канентъявр юго-восточнее Кольского залива также расположено в краевой области Мурманского массива (см. рис. 2.1). В свою очередь, размещение плагиомикроклиновых мигматитов и гранитов контролируется овальными и полуовальными структурами, ограниченными дугообразными и полукольцевыми центриклинальными разрывами: собственно граниты преимущественно образуют серповидные в плане тела, «вложенные» в дуговые разрывы, или размещены в центральной части овалов. Направления перемещений по этим разрывам не установлены. В нашей предыдущей работе [Минц и др., 1996], эти структуры были проинтерпретированы в качестве глубоко эродированных мигматит-гранитных «сводов» и «куполов», представленных на уровне современного рельефа в виде воронкообразных тел, обрамленных дуговыми и полукольцевыми разломами. Предполагалось, что в вертикальном сечении эти купола можно представить в виде

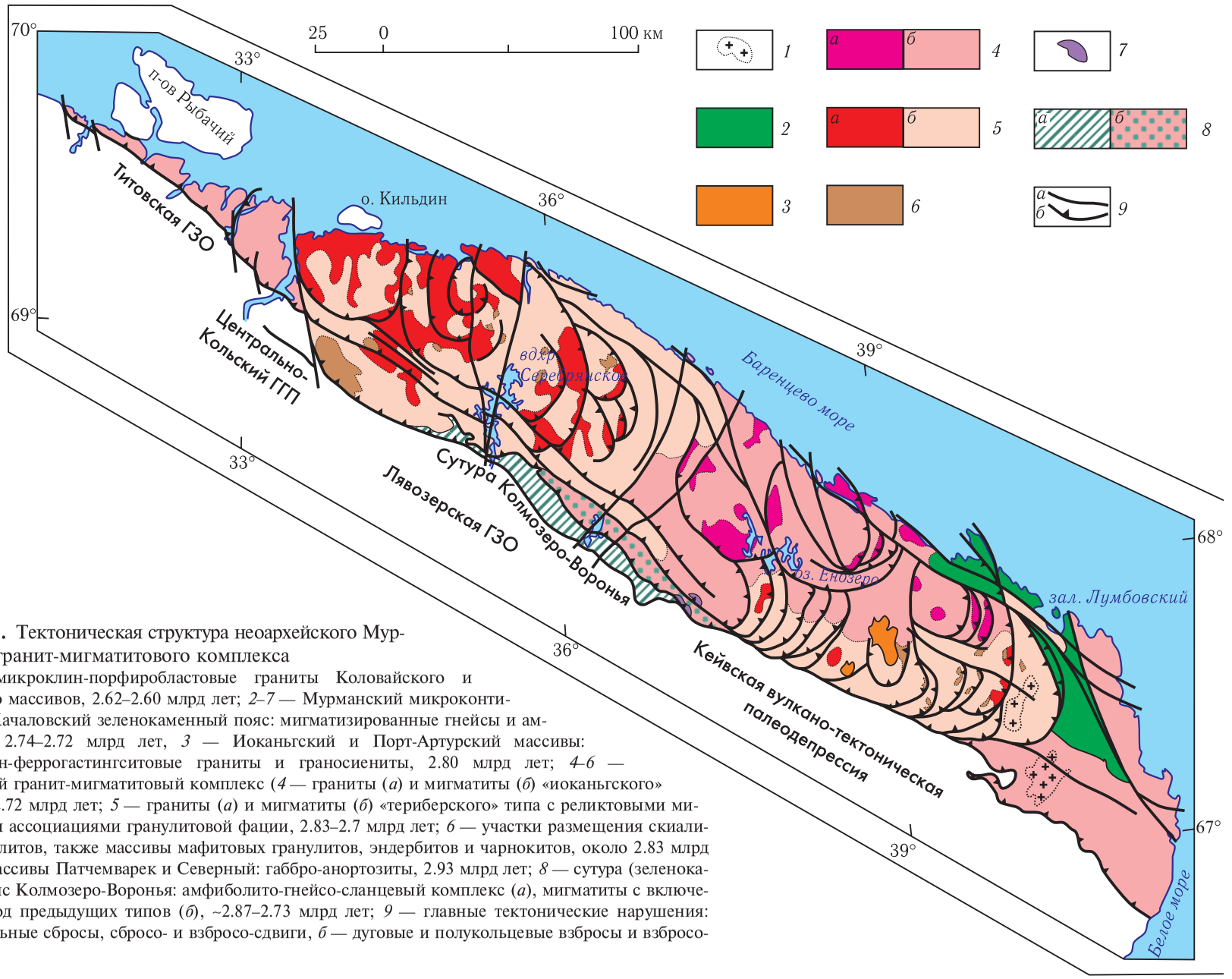


Рис. 2.1. Тектоническая структура неоархейского Мурманского гранит-мигматитового комплекса

1 — микроклин-порфировидные граниты Коловайского и Понойского массивов, 2.62–2.60 млрд лет; *2–7* — Мурманский микроконтинент: *2* — Качаловский зеленокаменный пояс: мигматизированные гнейсы и амфиболиты, 2.74–2.72 млрд лет, *3* — Иоканьгский и Порт-Артурский массивы: лепидомелан-феррогастингситовые граниты и граносиениты, 2.80 млрд лет; *4–6* — Мурманский гранит-мигматитовый комплекс (*4* — граниты (*а*) и мигматиты (*б*) «иоканьгского» типа, 2.77–2.72 млрд лет; *5* — граниты (*а*) и мигматиты (*б*) «териберского» типа с реликтовыми минеральными ассоциациями гранулитовой фации, 2.83–2.7 млрд лет; *6* — участки размещения скиалитов и ксенолитов, также массивы мафитовых гранулитов, эндербитов и чарнокитов, около 2.83 млрд лет); *7* — массивы Патчемварек и Северный: габбро-анортозиты, 2.93 млрд лет; *8* — сутура (зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья: амфиболито-гнейсо-сланцевый комплекс (*а*), мигматиты с включениями пород предыдущих типов (*б*), ~2.87–2.73 млрд лет; *9* — главные тектонические нарушения: *а* — нормальные сбросы, сбросо- и взбросо-сдвиги, *б* — дуговые и полукольцевые взбросы и взбросо-надвиги

«всплывающих» каплевидных тел, что позволяло рассматривать структурные воронки в качестве глубоко эродированных куполов. Однако, благодаря аналогии с Волго-Уральским микроконтинентом, охарактеризованным ниже в этой книге, можно предполагать, что овалы диаметром от ~10 до 60–80 км представляют собой собственно синформные структуры, а не срезанные купола, как предполагалось ранее. В пределах крупных овалов и вне их границ незакономерно распределены относительно мелкие овалы от 5 до 20 км в поперечнике. Вдоль их ограничений наблюдаются как периклинальные, так и вертикальные и центриклинальные ориентировки гнейсовидности и полосчатости, что свидетельствует о принадлежности по крайней мере некоторых из них собственно к типу куполов.

Плагио- и плагиомикроклиновые гранитоиды (преимущественно, тоналиты, трондьемиты и граниты) в центральной части Мурманского микроконтинента слагают как относительно крупные тела, как правило, с диффузными границами, так и неосому мигматитов. Они представляют собой крупно- и грубозернистые породы, обычно с голубым (вероятнее всего, за счет тончайших включений рутила), реже со светло-серым кварцем, часто сохраняющие реликты минеральных ассоциаций гранулитовой фации — ромбического или моноклинного пироксена, бурой роговой обманки и красно-коричневого высокотитанистого биотита. Для гранитоидов этого типа («териберского» — по названию Териберского залива, на берегах которого распространены наиболее крупные тела этих гранитоидов) характерна порфировая (для мезосомы мигматитов — порфиробластовая) структура. Она определяется неравномерно распределенными кристаллами калишпата (микроклина, частью реликтового ортоклаза), размер которых достигает 1–3 см [Минц и др., 1977]. Мигматиты и гранитоиды териберского типа включают фрагменты (ксенолиты или скиалиты) амфиболизированных двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, эндербитов и чарнокитов, которые мы рассматривали ранее в качестве реликтов замещенной гранитоидами баренцевоморской толщи [Минц и др., 1996 и ссылки в этой же работе].

В восточной части микроконтинента и в отдельных участках Баренцевоморского побережья распространены среднезернистые плагиоклазовые и плагиомикроклиновые гранитоиды «иоканьгского» типа, также образующие тело с неотчетливыми границами и неосому мигматитов: мелко-среднезернистые неоднородные породы, обычно имеющие облик мигматит-гранитов. Реликты минеральных ассоциаций гранулитовой фации в них не устанавливаются. Тем не менее, в единичных точках отмечен голубой кварц, характерный для «постгранулитовых» гранитоидов. В гранитах иоканьгского типа обычны включения (ксенолиты или скиалиты), близкие по составу породам Качаловского зеленокаменного пояса.

Индикаторная роль голубого кварца

В дальнейшем мы будем неоднократно упоминать включения голубого опаловидного кварца в метаморфических, эффузивных и интрузивных породах кислого состава в качестве индикатора высокотемпературных условий магматизма, метаморфизма и/или мигматизации, как мы уже поступали ранее [Минц и др., 1996]. Помимо гранитоидов Мурманского комплекса, ниже, в разделах 2.1.4 и 3.3.1, посвященных архею и палеопротерозою Карелии, упоминаются граниты с голубым кварцем в пределах зеленокаменных поясов Костомукша и Ялонваара, а также 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. В разделе 3.1.3 приведены данные о присутствии голубого кварца в составе вулканомиктового и/или туфогенного материала в метаосадках воронцовской серии (по [Гурвич, 1975]).

Однако использование этого критерия не является широко принятым и требует пояснения (нам известна единственная публикация, где наличие голубого кварца в палеопротерозойских метаосадках бассейна Атабаска в Северной Америке прямо интерпретировалось как указание на условия гранулитовой фации [Card et al., 2003]). Известно, что голубой кварц весьма обычен в породах, сформированных в результате ретроградных метаморфических преобразований гранулитов и процессов гранитообразования в условиях гранулитовой фации, в частности — в чарнокитах и связанных с ними гранитоидах. Округло-овальные и идиоморфные включения голубого кварца встречаются и в вулканических породах, структурное положение, геохимические и возрастные особенности которых позволяют предполагать взаимосвязь вулканизма этого типа с высокотемпературными магматическими очагами, возникавшими в условиях гранулитовой фации.

Голубой кварц встречается в гранитах, гранодиоритах, риолитах, чарнокитах, в кремнистых сегрегациях в анортозитах и в продуктах метаморфизма этих пород [Zolensky et al., 1988 и ссылки в этой работе]. За немногими исключениями, голубой кварц характерен для докембрийских комплексов. Одно из таких исключений — среднекембрийские гранитоиды в пределах складчатого пояса Аделаида на юго-востоке Австралии [Shaw, Flood, 1981; Fairclough, 2008]. К числу наиболее известных примеров относятся породы хребта Блю Ридж Маунтинс (Северная Америка, Аппалачи). В фундаменте раннепалеозойского горного сооружения размещены гренвиллские (мезо-неопротерозойские) метаморфические комплексы, в значительной части представленные гранулито-гнейсами, чарнокитами и гранитоидами. В последних постоянно присутствует голубой кварц, окраска которого определяется тончайшими включениями рутила и ильменита. Предполагается, что наличие голубого кварца свидетельствует о двукратном метаморфизме — гранулитовой фации за время гренвиллской орогении и повторном — в раннем палеозое в ходе Аппалачского орогенеза [Tollo et al., 2004]. Широкой известностью пользуются мезопротерозойские внутриконтинентальные субвулканические риолиты с крупными вкрапленниками красного полевого шпата и гексагональными дипирамидами темно-голубого кварца, добываемые в качестве декоративного камня в графстве Ллано штата Техас (США) и получившие собственное название «ллaниты». Им сопутствуют среднезернистые граниты с бледно-голубым кварцем. Подобные лланитам породы известны среди гранофиров, ассоциирующих с комплексом Бушвельд в Южной Африке. Голубой кварц давно известен в неопротерозойских чарнокитах Южной Индии [Jayaraman, 1939]. Любопытный пример кристаллизации голубого кварца в полиметаморфической истории, включавшей *PT*-условия гранулитовой фации, дает гигантское палеопротерозойское стратиформное свинец-цинк-серебряное месторождение Брокен-Хилл в Австралии [Spry et al., 2007]. Этот список, иллюстрирующий взаимосвязи голубого кварца с высокотемпературными магматическими и метаморфическими образованиями, легко можно продолжить.

По оценкам разных авторов, окраска кварца вызвана включениями ильменита, рутила или циркона [Zolensky et al., 1988 и ссылки в этой же работе], а также иными причинами, например, тонкой трещиноватостью. Однако наиболее часто голубая окраска кварца вызвана тончайшими включениями рутила. Субпараллельное расположение включений является причиной опалесценции голубых зерен [Wise1, 1981].

Природа включений рутила в кварце в высокотемпературных породах имеет естественное объяснение. Концентрация Ti в кварце метаморфических и изверженных пород относительно высока — от 1 до 100 *ppm*. Титан может входить в структуру кварца достаточно легко благодаря одинаковой валентности Ti и Si, равной 4. Поэтому изоморфизм Ti и Si не предполагает участия других элементов, которые должны были бы в ином случае балансировать разницу в зарядах. Кроме того, в большинстве интересующих нас природных систем активность Ti фиксирована благодаря присутствию свободного TiO_2 (как правило, в виде рутила). И, следовательно, изоморфная емкость (растворимость) кварца относительно Ti кардинально зависит от температуры. Максимальный уровень подобной растворимости связан с «сухой» (безводной) системой, в которой кварц в состоянии «выдержать» высокую температуру — до 1000°C и несколько выше. И, наоборот, при избытке воды, кварц не может существовать при температуре, превышающей солидус «влажного» гранита, [Wark, Watson, 2006]. В работе [Wark et al., 2007] на примере формации Бишоп Туф, заполняющей кальдеру Лонг Вели в Калифорнии, показано, что разогрев магмы с 740 до 810°C сопровождается ростом содержания Ti в кварце приблизительно от 55 до 95 *ppm*.

Принципиально важен вопрос о природе включений рутила в кварце: кристаллизовались ли они из расплава или возникли при распаде твердого раствора? Согласно М.Е. Золенски с соавторами [1988], ряд исследователей, в частности, в статье [Niggli, Thompson, 1979], объясняли включения рутила в кварце метаморфических пород распадом высокотемпературного твердого раствора. Конечно, захват ранних кристаллов рутила кварцем в кристаллизующейся магме также возможен, но значительно менее вероятен. Между тем, способность кварца к закалке при достаточно быстром охлаждении препятствует образованию голубой окраски кристаллов. Для реализации распада твердого раствора необходимы медленное охлаждение или повторные метаморфические или магматические события, благодаря чему голубой кварц гораздо чаще встречается в чарнокитах, гранитах и мигматизированных гранулито-гнейсах, чем собственно в гранулитах. Вынос голубого кварца риолитами, очевидно, также указывает на предшествовавшие извержению условия постепенного охлаждения.

Приведенный обзор показывает, что появление голубого кварца свидетельствует о первоначальной метаморфической или магматической кристаллизации кварца при температурах гранулитовой фации, т.е. выше 850°C, и об условиях последующего относительно медленного охлаждения или повторных преобразованиях пород, которые способствовали распаду твердого раствора Ti в кварце. Следует специально подчеркнуть, что высокотемпературная

кристаллизация кварца возможна только в «сухих» условиях. Подобные условия несовместимы с субдукционными процессами, но могут реализоваться во внутриконтинентальной обстановке при рифтогенезе или метаморфо-магматических событиях, определяемых подъемом мантийных плюмов.

Геохронология. Как отмечено выше, в качестве наиболее древних фрагментов протолита Мурманского гранит-мигматитового комплекса можно рассматривать тела габбро-анортозитов массива Патчемварек, 2.925±0.006 млрд лет (U-Pb по цирконам [Кудряшов и др., 1999]). Следующая группа датировок отвечает породам гранулитовой фации. Согласно Ю.Д. Пушкареву с соавторами [1978], возраст гиперстеновых тоналитов и эндербитов Канентъяврского массива оценивается цифрами 2.83±0.06 и 2.82±0.02 млрд лет, соответственно (U-Pb-изохроны по цирконам). Недавно для эндербитов была получена несколько более молодая цифра — 2.772±0.007 млрд лет (U-Pb-изохрона по цирконам), однако Sm-Nd модельный возраст в той же пробе совпадает с прежними оценками: T_{DM} равно 2.83 млрд лет, $\varepsilon_{Nd}(T) = 1.47$ (определения Н.М. Кудряшова, по работе [Козлов и др., 2006]). Полученная оценка ε_{Nd} свидетельствует либо о ювенильном происхождении эндербитового расплава, либо о его формировании в результате парциального плавления мафитового субстрата с кратким временем пребывания в коре.

Для гранитов «териберского» типа, сохраняющих реликтовые минералы гранулитовой фации, ранее Pb-Pb изохронным методом по валовым пробам и по препаратам, полученным методом фракционной возгонки, были получены относительно грубые оценки возраста, 2.8±0.2 млрд лет [Минц и др., 1982], которые в пределах точности совпадают с оценками возраста эндербитов. Как и в случае эндербитов, оценки Sm-Nd модельного возраста T_{DM} 2.89–2.87 млрд лет оказались несколько древнее оценок, полученных U-Pb и Pb-Pb методами; значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ от –0.6 до –0.3 указывают на умеренную коровую контаминацию [Timmerman, Daly, 1995]. Близкие даты, 2.83–2.81 млрд лет (Pb-Pb и Th-Pb изохроны по валовым пробам), получены для плагиомикроклиновых гранитов и пегматитов, секущих габбро-анортозиты массива Патчемварек. Дата 2.80±0.08 млрд лет (Pb-Pb-изохрона по цирконам и монацитам), характеризует субщелочные граниты Иоканьгского массива [Пушкарев и др., 1978]. Недавно была опубликована датировка, полученная в восточной части Мурманского массива в районе устья р. Иоканьга. Согласно оценке авторов работы [Петровский и др., 2008], был опробован эндербит, однако данные о составе породы позволяют предполагать, что мы имеем дело с гранитом «териберского» типа; 2.790±0.009 млрд лет (U-Pb дискордия по цирконам).

Несколько более молодые (на 60–100 млн лет) датировки отвечают плагиогранитам и диоритам «иоканьгского» типа в восточной части Мурманского массива, в бассейне р. Иоканьга: 2.77–2.72 млрд лет (U-Pb-изохроны по цирконам, данные Н.М. Кудряшова по [Козлов и др., 2006]). Оценки Sm-Nd модельного возраста T_{DM} этих гранитоидов, равные 2.87–2.86 млрд лет, совпадают с оценками модельного возраста гранитов «териберского» типа, значения $\varepsilon_{Nd}(T)$, варьирующие в интервале от 0.47 до –0.49 указывают на слабую коровую контаминацию (данные Н.М. Кудряшова по [Козлов и др., 2006]).

Следующая группа возрастов, 2.72–2.62 млрд лет (U-Pb-изохрона по цирконам [Ниткина, Каулина, 2001]) характеризует «поздние» гранодиориты и пегматиты, исследованные близ северо-западного выклинивания Мурманского микроконтинента в районе губы Немецкая. Близкие возрастные оценки, 2.62–2.60 млрд лет (U-Pb-изохроны по цирконам и сфенам [Пушкарев и др., 1978]), были получены для гранитоидов Коловайского и Усть-Понойского массивов, расположенных в районе противоположного, юго-восточного, окончания Мурманского микроконтинента.

Имеющиеся геохронологические данные позволяют реконструировать закономерную последовательность событий в истории формирования Мурманского микроконтинента. Эти данные указывают на существование древней коры, которая за время от 2.93 до приблизительно 2.80 млрд лет была интрудирована ювенильными магмами, как примитивными мафитовыми (в том числе, сформировавшими габбро-анортозиты), так и эволюционировавшими (эндербиты, тоналиты). Объем новообразованной коры, подвергшейся гранулитовому метаморфизму, вероятно, значительно превышал объем древней коры, существование которой подтверждается изотопными свидетельствами коровой контаминации. За этими событиями, непосредственно продолжая их, последовали процессы мигматизации и гранитообразования «териберского» типа. Гранитоиды, обнаженные в центральной, вероятно, более глубоко эродированной части микроконтинента, сохранили ре-

ликтовые признаки формирования по породам гранулитовой ассоциации. Гранитоиды «иоканьгского» типа, удаленные от «центра событий», формировались по породам амфиболитовой фации и имеют незначительно более молодой (2.77–2.72 млрд лет) возраст. Наиболее поздние события гранито- и пегматитообразования распределены в интервале 2.72–2.62 млрд лет.

Геохимия. Согласно ограниченным геохимическим данным, приведенным в работе М.В. Минца с соавторами [1996], гранитоиды и мигматиты Мурманского комплекса представлены серией пород с варьирующим составом от тоналитов до лейкократовых калинатровых и калиевых гранитов, как правило, характеризующихся повышенной глиноземистостью и/или щелочностью (SiO_2 — от 64.2 до 75.7%, $Na_2O+ K_2O$ — от 5.2 до 8.9%, Na_2O/K_2O — от 3.3 до 0.63; содержания Al_2O_3 в гранитоидах с $SiO_2 < 70\%$ — 18.8–15.4%, в гранитах с $SiO_2 > 70\%$ — 15.9–13.8%,). Редкоземельные элементы характеризуются резко дифференцированными трендами — $(La/Yb)_n$ — в интервале от 40 до 215) — при низких концентрациях ТРЗЭ (хондрит-нормированные концентрации Yb_n варьируют в интервале от 5–7 до 0.4–0.6). Для значительной части трендов характерна положительная Eu аномалия: значения Eu/Eu* варьируют от 0.8 до 3.3; в единичных случаях достигают более высоких значений, порядка 5.0. Наиболее высокие оценки Eu аномалии связаны с наиболее кислыми разностями гранитов, которые характеризуются специфическими трендами, где понижены значения как ТРЗЭ, так и ЛРЗЭ (рис. 2.2).

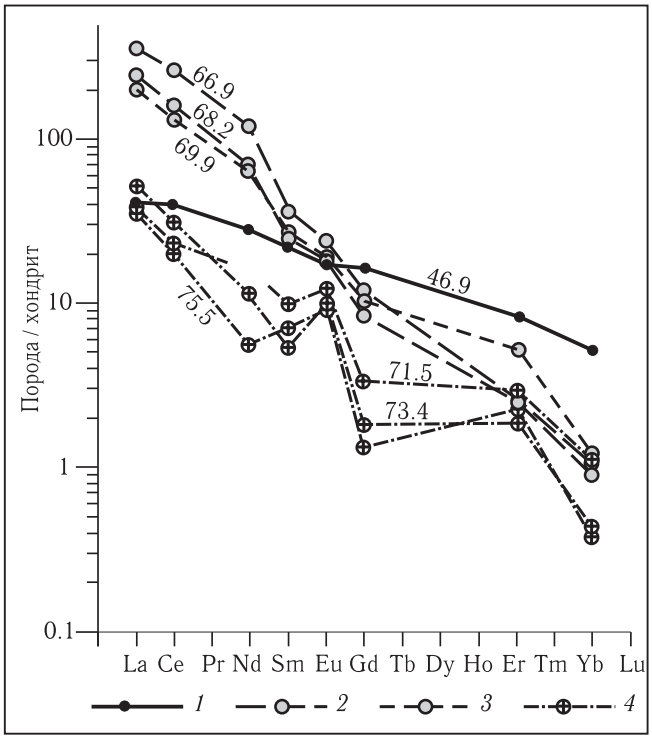


Рис. 2.2. Распределения содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, в породах Мурманского гранит-мигматитового комплекса (участок «Дальние Зеленцы», модифицировано из [Минц и др., 1996, рис. 1.2])

1 — амфиболиты, *2* — плагиограниты, *3* — микроклин-плагиоклазовые граниты, *4* — плагиомикроклиновые граниты (в вес. %). Подписаны содержания SiO_2 в проанализированных образцах. Определения РЗЭ методом ИНАА — Хондрит С1 — по [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Пояснения см. в тексте

Геохимические особенности позволяют сопоставлять гранитоиды Мурманского комплекса, характеризующиеся резко дифференцированными трендами РЗЭ без заметной Eu аномалии, с породами характерной для архея ТТГ серии [Martin, 1986, 1994]. Подобные тренды рутинно интерпретируются как указание на присутствие граната в рестите и соответственно на значительные глубины плавления субстрата, отвечающие давлениям более 10–12 кбар. Имеются, однако, и заметные отличия от «стандартных» ТТГ ассоциаций и прежде всего повышенная роль калия, особенно значительная в разностях с наиболее высокими концентрациями SiO_2. Фактически в составе Мурманского комплекса тесно взаимосвязаны существенно натровые породы, близкие ТТГ серии и обогащенные калием породы гранодиорит-гранитной (ГГ) серии. Эти особенности, наряду с низкими значениями индекса mg#, в интервале 0.49–0.19, подчеркивают роль древней континентальной коры в генезисе гранитоидов Мурманского комплекса.

Еще одна особенность (на наш взгляд, — исключительно важная для реконструкции условий формирования комплекса) состоит в регулярном появлении положительной Eu аномалии. На диаграмме рис. 2.3, *А* (см. цв. вкл.) видно, что породам ТТГ и ГГ серий отвечают различающиеся, хотя и частично перекрывающиеся величины $(La/Yb)_n$ отношения. Для преобладающей части ТТГ эти отношения заключены в интервале приблизительно от 40 до 70. Минимальные значения, менее 40, отвечают наиболее меланократовым разностям тоналитов; максимальные значения, до 215, — гранодиоритам. Величины $(La/Yb)_n$ в ГГ серии равномерно покрывают интервал от 20 до 175. Значения Eu/Eu* в

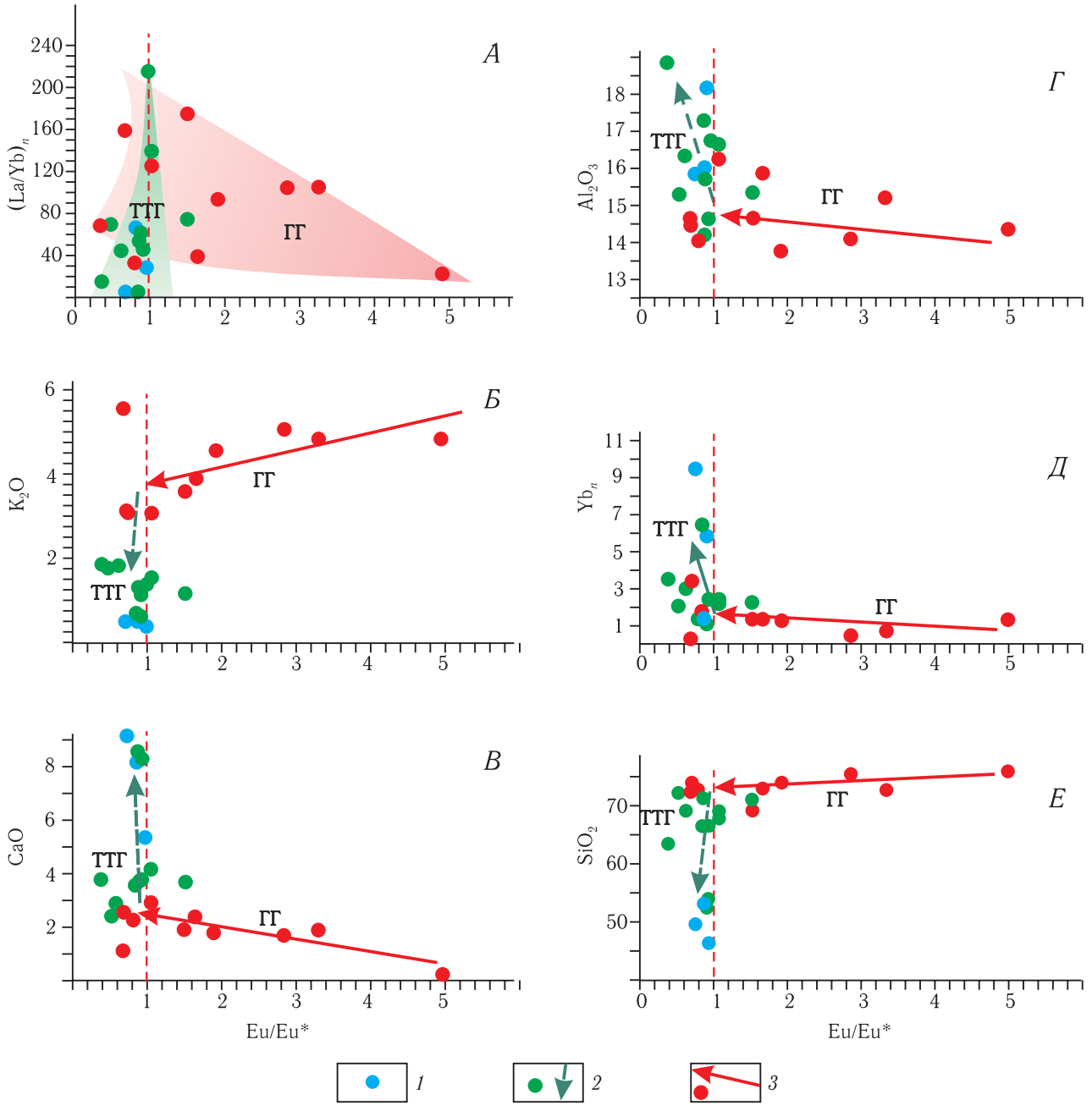


Рис. 2.3. Особенности проявления положительной Eu аномалии в породах Мурманского гранит-мигматитового комплекса (аналитические данные заимствованы из работы [Минц и др., 1996])

1 — амфиболиты; *2*, *3* — петрохимические серии гранитоидов: *2* — ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовая), *3* — ГГ (гранит-гранодиоритовая). K_2O, CaO, Al_2O_3 и SiO_2 — в вес. %, концентрации La и Yb нормированы по хондриту по [Sun, McDonouch, 1989]. Пояснения см. в тексте

ТТГ обнаруживают слабую тенденцию к возрастанию с увеличением $(La/Yb)_n$, достигая максимальных значений 0.99–1.02. В поле пород ГГ серии самая высокая оценка Eu/Eu*, равная 5.0, зафиксирована в ультракислом калиевом граните. Остальные точки заполняют треугольное поле, основание которого приблизительно совпадает с областью значений Eu/Eu* в породах ТТГ серии. Хорошо видно, что тенденции размещения точек, отвечающих породам ТТГ и ГГ серий, в поле этой диаграммы принципиально различны и, вероятно, связаны с разными процессами петрогенезиса. Диаграммы на рис. 2.3, *Б–Е* демонстрируют «излом» в тенденции процесса перераспределения РЗЭ в породах ТТГ и ГГ серий. Важно заметить, что во всех случаях поля точек ТТГ и ГГ с некоторым перекрытием соприкасаются близ области значений Eu/Eu* = = 1. Смысл этой особенности, а также направления стрелок, отмечающих предполагаемое развитие процессов, мы обсудим ниже. Здесь отметим только, что систематическое появление положительной Eu аномалии указывает на решающую роль парциального плавления коровых пород при формировании плагиомикроклиновых гранитов (краткое обсуждение моделей происхождения ТТГ гранитоидов и значения положительной Eu аномалии приведено ниже).

Подходы к реконструкции геодинамической обстановки и условий формирования мигматит-гранитного комплекса Мурманского микроконтинента. В современной литературе в качестве наиболее важной и специфичной для архея и палеопротерозоя гранитоидной формации принимаются гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии. Мурманский микроконтинент, протянувшийся на 600 км, в строении которого гранитоиды ТТГ серии тесно сочетаются с калиевыми гранитами, представляет собой перспективный объект для исследования процессов формирования древней континентальной коры.

Гранитоиды и мигматитовый комплекс Мурманского микроконтинента («Мурманского блока»), начиная с работ А.А. Полканова 30-х годов прошлого века, рассматривались в качестве формации гранодиоритов — олигоклазовых гранитов. Согласно представлениям И.Д. Батиевой и И.В. Белькова, магматические гранитоиды этой формации «первоначально были распространены как оболочка, или крупнейший батолит, корнями уходящий в мантию... Гранодиориты в большей своей части подверглись микроклинизации, мигматизации, среди них располагаются массивы более поздних плагиомикроклиновых гранитов и гранодиоритов» [Батиева, Бельков, 1968, с. 14]. Альтернативные идеи о происхождении этих и аналогичных гранитоидов развивались сторонниками модели метасоматической гранитизации.

В свою очередь, в предыдущей работе М.В. Минца с соавторами [1996] формирование гранитоидов Мурманского комплекса было рассмотрено в рамках компромиссной модели гранитизации, понимаемой как «магматическое замещение» (по работам [Коржинский, 1952; Жариков, 1987]). Детальное исследование реакционных отношений между минералами было выполнено Н.М. Куниной и В.Я. Гольтвегером (соответствующие материалы опубликованы в работе М.Г. Леонова с савторами [2000]). Последовательности взаимосвязанных разновидностей пород были представлены в виде «рядов гранитизации»: породы субстрата (двупироксеновые кристаллосланцы, амфиболиты) → породы, первоначально преобразованные плагиогранитизацией, → магматические плагиограниты → переходные разности микроклин-плагиоклазового состава → магматические плагиомикроклиновые граниты. В частности, было показано, что в этих «рядах» тренды РЗЭ закономерно изменяются, как предполагалось, — в результате дифференциального перемещения элементов-примесей, включая РЗЭ, сквозьмагматическими флюидами (см. рис. 2.2). Согласно модели «рядов гранитизации», амфиболитам и двупироксен-плагиоклазовым кристаллосланцам свойственны пологие тренды. Содержание ЛРЗЭ возрастает в процессе преобразований «плагиостадии», но с переходом к «микроклиновой» стадии снижается, вплоть до весьма низких значений. Концентрации ТРЗЭ незначительно уменьшаются уже на «плагиостадии» и резко падают на «микроклиновой» стадии — также до очень низких значений. На фоне общего снижения концентраций РЗЭ по мере исчезновения акцессориев и сокращения количества темноцветных минералов, содержания Eu сохраняются практически неизменными или незначительно варьируют. При этом распределение РЗЭ в породах все более приближается к виду, характерному для полевых шпатов — с низким содержанием всех РЗЭ, за исключением Eu, чем, собственно, и определяется наличие Eu максимума, для которого в рамках модели «гранитизации как магматического замещения» предполагается остаточное происхождение. Породы с наиболее четко выраженным Eu максимумом

и пониженными содержаниями как ТРЗЭ, так и ЛРЗЭ — это наиболее лейкократовые и наиболее высококремнистые породы, практически лишенные темноцветных минералов. Наряду с крупными телами с диффузными границами, подобные породы слагают типичные секущие жилы — неосому мигматитов.

За время, прошедшее после выхода в свет книги [Минц и др., 1996], в международной литературе были опубликованы результаты новых исследований, которые побуждают нас еще раз обсудить проблему формирования Мурманского гранит-мигматитового комплекса. К принципиально значимым в рассматриваемом аспекте мы относим перечисленные ниже данные, установленные или получившие серьезное подтверждение в недавние годы.

Результаты прецизионных геохронологических исследований пород Мурманского комплекса, а также охарактеризованная ниже хронология событий в истории формирования вулканогенно-осадочных комплексов пояса Колмозеро-Воронья вносят определенные коррективы в предыдущие представления. Ранее мы рассматривали Мурманский массив в качестве активной окраины архейского микроконтинента, тогда как пояс Колмозеро-Воронья интерпретировался в качестве сутуры, сопряженной в своем развитии с этой активной окраиной. Новые геохронологические данные показали, что формирование названных тектонических структур, вероятно, происходило в отсутствие взаимодействия между ними. В то же время, процессы гранулитового метаморфизма в пределах Мурманского микроконтинента непосредственно предшествовали гранитообразованию, что позволяет рассматривать их в качестве взаимосвязанных событий.

Краткий обзор моделей формирования гранитоидов ТТГ серии

В современной литературе обсуждаются конкурирующие, частично — взаимоисключающие, модели формирования ТТГ гранитоидов. Они отвечают двум главным направлениям: 1) модели, принимающие в качестве обязательного элемента процесс субдукции океанской коры; 2) модели, в которых рассматриваются версии аккреции мафитового материала к основанию континентальной коры частично или полностью вне связи с субдукцией. В моделях первого типа все особенности ТТГ серии объясняются, в конечном счете, спецификой режимов субдукции и строения самих зон субдукции. В моделях второго типа принимается во внимание более широкий круг данных о породах — как непосредственно связанных с актом формирования ТТГ, так и сформированных в обстановках, предшествовавших этому событию. Следует заметить, что в моделях первой группы в большинстве случаев анализируются обширные базы данных, собранных при исследовании многих, зачастую не вполне однотипных объектов, что приводит к получению усредненных оценок. Напротив, модели второй группы, как правило, адресованы конкретным геологическим объектам, в них в большей степени учитываются данные о геологической структуре и истории конкретных объектов исследования.

Мы ограничимся краткой выборкой из обширной литературы, посвященной рассматриваемой проблеме.

Наиболее популярна модель, в рамках которой ТТГ серия рассматривается как продукт прямого плавления субдуцированной океанической коры в диапазоне условий от гранат-амфиболитовой до эклогитовой фации [Martin 1986; Drummond, Defant, 1990; Martin et al., 2005] при крайне ограниченном участии, или, как правило, при отсутствии пород мантийного клина, «нависающего» над зоной субдукции, в процессе магмообразования. Важнейшим диагностическим признаком ТТГ серии в рамках этой модели считается резкая дифференциация трендов РЗЭ, определяемая крайне низкими концентрациями (деплетированием) тяжелых РЗЭ и лишь отчасти — повышенными концентрациями ЛРЗЭ. Эта геохимическая специфика объясняется отделением граната и амфибола, образующих рестит при прямом плавлении слэба (мафитовой океанической коры). Согласно модели, возможность такого плавления непосредственно определялась повышенным тепловым потоком в архейской мантии. Известно, что аналогичным образом формируются адакитовые магмы в молодых зонах субдукции при погружении «горячей» океанической коры, генерированной в срединных хребтах, которые находятся на относительно небольшом расстоянии от зоны субдукции.

Следует заметить, что авторы модели оставили за пределами рассмотрения широкий круг редких элементов. В том числе, по мере развития модели из анализа выпала такая примечательная особенность пород архейской ТТГ серии, как регулярно и закономерно появляющаяся в РЗЭ-трендах положительная Eu аномалия. В ранних работах (например, в [Martin, 1986]) была предпринята попытка объяснения реальных спектров РЗЭ древних гранито-гнейсов («серых гнейсов»), регулярно включающих положительные Eu аномалии, через специальное допущение об особой роли фракционирования акцессорных минералов. Однако как сам факт подобного фракционирования,

так и его специфичность именно для раннего докембрия ничем не аргументировались. В последующих работах этого автора [Martin, 1994; и др.] положительная Eu аномалия вообще осталась за рамками обсуждения (мы продолжим обсуждение этой проблемы ниже).

Между тем, включение в анализ отношений редких элементов, которые преимущественно транспортируются флюидами, демонстрирует определенные различия между адакитами и архейскими ТТГ гнейсами. В частности, ТТГ характеризуются резко повышенными концентрациями Pb, образующего легкорастворимые соединения. Предполагается, что эти соединения переносятся водными флюидами, генерируемыми при дегидратации океанической плиты, в перекрывающий мантийный клин и далее включаются в отделяющиеся расплавы [Kamber et al., 2002]. По мнению авторов названной публикации, этой особенностью проводится четкая грань между современными адакитами (т.е. продуктами плавления собственно эклогитизированного слэба), в которых обогащение подобными элементами не наблюдается, и архейскими ТТГ. Однако в том, что касается резкого обеднения ТТГ в отношении тяжелых РЗЭ при одновременном обогащении легкими РЗЭ, авторы не получили сколько-нибудь определенных оценок и были вынуждены сделать исключение, предположив, что перераспределение РЗЭ является результатом фракционной кристаллизации, а не флюидного переноса.

Альтернативная модель развивается Р.Смитис с соавторами [Smithies, 2000; Smithies, Champion, 2000; Smithies et al., 2003], которые полагают, что геохимия современных адакитовых лав, в частности, соотношения магнезиальности и кремнеземистости, напротив, свидетельствует о взаимодействии расплавов, формирующихся в результате плавления слэба, с породами перекрывающего мантийного клина. По мнению этих исследователей, не адакиты, а именно архейские ТТГ, формировавшиеся в результате парциального плавления мафитовых пород, аккретированных непосредственно к основанию коры, лишены геохимических признаков какого бы то ни было взаимодействия с мантийными ультрамафитами.

Проблематичная попытка разрешить противоречия перечисленных моделей была предпринята в работе [Kleinhanns et al., 2003]. Авторы этой публикации поставили задачу дать совместное объяснение существованию следующих особенностей ТТГ: 1) высокие концентрации легкорастворимых элементов, которые, вероятнее всего, извлекались из погружающейся океанической плиты, и сопряженные низкие концентрации Nb и Ta, наблюдаемые в архейских комплексах как ТТГ, так и ГГ типа; 2) резкое фракционирование ЛРЗЭ/ТРЗЭ — также, в комплексах обоих типов; 3) отсутствие или проявление Eu аномалии; 4) высокие концентрации когерентных элементов «мантийного происхождения». Согласно предложенной гипотезе, перечисленные особенности и различные пути эволюции можно успешно объяснить, предполагая разный уровень водонасыщенности мантийных расплавов: более высокий — для архея, и несколько пониженный — отвечающий лишь некоторым архейским ситуациям и более характерный для последующих периодов. В первом случае парциальное плавление должно сопровождаться образованием кумулатов, включающих гранат/амфибол + клинопироксен + + ортопироксен + малые количества плагиоклаза; в результате формируются тоналит-трондьемитовые магмы с высоким ЛРЗЭ/ТРЗЭ отношением и обычно — без Eu аномалии. Во втором случае возникают кумулаты, образованные ассоциацией оливин + клинопироксен + ортопироксен + плагиоклаз + гранат/амфибол и гранитные расплавы, также характеризующиеся высокими отношениями ЛРЗЭ/ТРЗЭ и отрицательной Eu аномалией. Авторам, однако же, не удалось продемонстрировать реальность предположения о закономерном уменьшении водонасыщенности базальтовых расплавов от архея к последующим периодам.

Следующая группа моделей рассматривает формирование ТТГ серии вне связи с субдукцией. Одна из детально проработанных версий — с использованием геохимических и изотопно-геохимических индикаторов — была предложена для ТТГ серии провинции Вабигун (кратон Сьюпириор, Канадский щит) [Whalen et al., 2002]. При формулировании предпочтительной модели авторы учли как тектонические особенности региона, так и геохимические особенности ТТГ гранитоидов, которые свидетельствуют: 1) о «неучастии» мантийных материалов в магмообразовании и 2) об участии вещества ранее сформированной континентальной коры. Это вещество могло быть представлено как мафитовыми породами нижней коры, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации, так и ранее сформированной ТТГ ассоциацией неизвестного генезиса. Предполагается, что формирование тоналитовых плутонов в центральной части провинции Вабигун стало результатом воздействия плюма, размещение которого в основании возникшей ранее континентальной окраины стало причиной андер- и интраплейтинга мафитовых магм, сопровождавшихся анатексисом континентальной коры и формированием базальт-дацит-тоналитовых расплавов.

Возможность возникновения адакитовых магм и, в частности, интрузивных тел адакитового состава вне связи с субдукцией была непосредственно продемонстрирована на примере раннемелового адакитового интрузива Анжишан (Восточный Китай), сформированного в континентальной обстановке [Xu et al., 2002].

Изотопно-геохимические свидетельства формирования ТТГ комплексов юго-западной окраины Сибирского кратона также за счет нижнекорового материала получены О.М. Туркиной [2005]. Однако, в отличие от модели ТТГ провинции Вабигун, время формирования тоналитов и трондьемитов юго-запада Сибири связывается с палеопротерозойским и вендским коллизионными событиями, чем доказывается коллизионная природа гранитоидов. Предполагается, что обстановкой коллизии определялись утолщение коры, обеспечивавшее давления более 10 кбар, необходимые для генерации ТТГ расплавов, и андерплейтинг мафитовых магм при последовавшем растяжении, которое инициировало плавление нижнекоровых базитовых и сиалических субстратов.

Еще одна модель формирования ТТГ серии, разработанная для одного из «базовых» архейских регионов — кратона Пилбара в Западной Австралии — получила название модели деламинации нижней коры и верхней мантии [Zegers, 2004].

В рамках этой модели предпринята реконструкция процессов эволюции мафитовой коры, имеющей строение, близкое современным океаническим плато. При соответствующей конфигурации геотермы нижняя часть плато может подвергаться частичному плавлению, в результате которого возникают высокоглиноземистый ТТГ расплав и гранатсодержащий рестит, который оформляется в высокоплотные породы (более плотные в сравнении с верхнемантийными перидотитами) — эклогиты и/или гранатовые гранулиты. Возникающая при этом гравитационная нестабильность приводит к деламинации (расслоению) нижней коры, погружению реститов в подстилающую мантию и замещению нижней коры поднимающимся горячим мантийным веществом, которое, в свою очередь, подвергается декомпрессионному плавлению. Последующий прогрев нижней мафитовой коры в результате кондуктивного теплопереноса и внедрения мафитовых мантийных магм приводит к парциальному плавлению нижней коры и формированию новых порций ТТГ. Предполагается, что значительные мощности первоначальной коры, а также ее гидратация, необходимые для реализации перечисленных выше процессов, могут достигаться в результате латерального перемещения и скучивания тектонических пластин, образованных ассоциацией гидратированных пород океанического плато.

Из вышеприведенного обзора ясно, что проблема происхождения ТТГ серии не получила пока согласованного решения. Сильная сторона субдукционных моделей состоит в возможности продуцирования больших объемов ТТГ в сочетании с понятным механизмом утилизации реститового материала мантией. В качестве возражения против моделей образования ТТГ при плавлении мафитового материала в основании континентальной коры обычно выдвигается проблема малого «выхода» гранитного вещества и отсутствие свидетельств существования больших объемов реститового материала в основании коры. Это возражение опирается, в частности, на представления о составе земной коры и верхней мантии, связанные с известными плотностными моделями субгоризонтально расслоенной коры, и на данные по ксенолитам глубинных пород, выносимым к поверхности кимберлитами и щелочными базальтами [Rudnick, Fountain, 1995]. Однако результаты современных исследований глубинного строения коры, в том числе, приведенные в этой книге, заставляют скептически относиться к реальности оценок состава глубинных уровней коры, получаемых в цепочке: скоростная модель → плотностная модель → состав коровых «слоев». Так, обычно предполагаемый объем гранитного вещества в строении коры может оказаться преувеличенным. Необходимо также иметь в виду, что современный эрозионный срез демонстрирует нам искаженный образ архейской коры, лишенной «покрышки», в строении которой одну из главных ролей играли мафитовые вулканиты. Кроме того, в отличие от расчетных моделей коры, основывающихся на данных сейсморазведки методом преломленных волн, непосредственные геологические данные свидетельствуют о преимущественно пластинообразной форме тел гранитоидов, включая ТТГ. Следствием подобной морфологии являются обширные площади, занимаемые гранитоидами на дневной поверхности, провоцирует завышение оценок роли гранитоидов в составе коры.

Среди прочего, остаются не вполне очевидными границы применимости одной из главных декларируемых особенностей ТТГ серии — ее непременная связь с ранним докембрием и археем, в частности. Нельзя также не отметить, что перечисленные геологические концепции не обращаются к моделям гранитизации — ни в полностью «метасоматическом» варианте, ни в версии «магматического замещения». Между тем, новые экспериментальные данные в определенной мере подтверждают реальность процессов гранитизации как магматического замещения [Ходоревская, 2006].

К вопросу о природе положительной европиевой аномалии в породах гранитного состава

Тренды РЗЭ с характерной положительной Eu аномалией, полученные при геохимических исследованиях раннедокембрийских (а также и более молодых) ТТГ гнейсов, равно как и ТТГ гранитоидов, сформированных в условиях гранулитовой фации и связанных

с ними пород эндербит-чарнокитовой серии, давно и хорошо известны [Лобач-Жученко и др., 1984; Минц и др., 1996 и в этой работе; Ранний докембрий..., 2005]. Многочисленные примеры представлены в главах этой книги, сошлемся также на примеры из других регионов [Конди, Аллен, 1987; Gasquet et al., 2003; Knudsen, Andersen, 1999]. Однако (как ни странно) весьма популярные сегодня модели формирования ТТГ гранитоидов в результате парциального плавления мафитовых пород, в той или иной степени уподобляемых вулканитам типа адакитов, даже не упоминают об этой геохимической особенности, в том числе в специальной публикации, посвященных определению (дефиниции) и разделению соответствующих понятий [Martin et al., 2005].

Как мы отмечали выше, в ранних работах (например, в [Martin, 1986]) была предпринята попытка объяснения реальных спектров РЗЭ древних гранитогнейсов («серых гнейсов»), регулярно включающих положительные Eu аномалии, через специальное допущение об особой роли фракционирования акцессорных минералов. Однако как сам факт подобного фракционирования, так и его специфичность именно для раннего докембрия ничем не аргументировались. В последующих работах этого автора [Martin, 1994 и др.] положительная Eu аномалия вообще осталась за рамками обсуждения. Из сказанного следует, что ТТГ гранитоиды с положительной Eu аномалией, равно как и кислые вулканиты аналогичного состава, не входят в круг пород ТТГ серии, происхождение которых рассматривается известными моделями Э.Мартена, Р.Смитис и их соавторов (см. выше).

В опубликованных в недавние годы результатах исследований мигматитовых комплексов были охарактеризованы специфические распределения РЗЭ с умеренными или низкими концентрациями одновременно и ЛРЗЭ, и ТРЗЭ, и с ярким Eu максимумом на этом фоне. Подобные тренды РЗЭ, аналогичные типичным распределениям РЗЭ в полевых шпатах, характерны для первоначальных выплавок, образующих неосому мигматитов при парциальном плавлении пород в амфиболитовой и гранулитовой фациях. При определенных условиях эти выплавки подвергаются отжиму и могут объединяться, формируя крупные тела лейкогранитов с теми же геохимическими особенностями. Подобные ситуации исследованы в различных регионах на объектах, преимущественно представленных мигматизированными метаграувакками (например, [Sheppard et al., 2003; Fornelli et al., 2002; Jung et al., 1998, 1999, 2000]) и мигматизированными породами ТТГ серии (например, в работах [Ранний докембрий..., 2005; Guernina, Sawyer, 2003]).

Принципиально сходные результаты были получены в экспериментах по парциальному плавлению основных гранулитов (метабазальта и метагаббро) в условиях низкого насыщения водой [Springer, Seck, 1997]. Положительная Eu аномалия зафиксирована преимущественно на архейских объектах, однако известны аналогичные данные, характеризующие более молодые образования — например, положительные аномалии Eu отмечены в продуктах парциального плавления герцинских гранулитов [Janoušek et al., 2000]. Известна и альтернативная интерпретация положительной европиевой аномалии, опирающаяся на результаты модельного подбора трендов РЗЭ в при парциальном плавлении — кристаллизационной дифференциации, «мигматиты трондьемитового состава с необычно низкими уровнями содержаний РЗЭ и большими положительными аномалиями Eu могут представлять кварц-плагиоклазовый кумулат, образовавшийся при кристаллизации исходного трондьемитового расплава» [Богатиков и др., 2006, с. 20]. Близкое по смыслу заключение содержится и в исследовании мигматитов, возникших в результате парциального плавления пород гранулитового комплекса Варпаисъярви (характеристика этого комплекса приведена в разделе 2.1.4.2): предполагается, что кварц-плагиоклазовая ассоциация со специфическим РЗЭ распределением и Eu максимумом образована на ранней стадии кристаллизации кремнекислого расплава [Nehring et al., 2009]. Вместе с тем, понятно, что модель кварц-плагиоклазового кумулата не в состоянии объяснить происхождение часто наблюдаемых существенно калишпатовых лейкосом.

Более обоснованной нам представляется модель формирования кислых K-Na или Na-K расплавов с положительной Eu аномалией как результат «сухого» высокотемпературного (гранулитовой или высокой амфиболитовой фации) парциального плавления ранее сформированных коровых пород от основного до кислого состава. В этих условиях происходит выплавление «чистой» кварц-полевошпатовой эвтектики, и повышенная концентрация Eu прямо связана с переходом в расплав полевых шпатов — кислого плагиоклаза и полевого шпата. С повышением температуры и формированием надэвтектоидного расплава Eu аномалия постепенно нивелируется. Большие объемы расплава со специфическим распределением РЗЭ могут возникать в случае отжима парциальных выплавок.

Наконец, что особенно важно для реконструкции геологической истории Мурманского микроконтинента, было выполнено исследование структур и особенностей эволюции ряда гранулито-гнейсовых поясов и ареалов Восточно-Европейского кратона [Минц, 2007б] (см. разделы 2.1.3.2, 2.1.4.2, 2.3.1.2 и 2.4). Результаты этого исследования, представленные в данной

книге, показывают, что гранулито-гнейсовые комплексы регионального ранга формируются в условиях растяжения и только на завершающей (коллизионной) стадии тектонической эволюции преобразуются в характерные покровно-надвиговые ансамбли синформного строения.

Геодинамическая обстановка и условия формирования гранит-мигматитового комплекса Мурманского микроконтинента. Полученные в недавние годы геохронологические данные указывают на существование древней коры, которая за время от 2.93 до приблизительно 2.80 млрд лет была интрудирована ювенильными магмами, как примитивными мафитовыми (габбро-анортозиты), так и эволюционировавшими (эндербиты, тоналиты). Высокотемпературный магматизм сопровождался метаморфизмом коры в условиях гранулитовой фации. За этими событиями, непосредственно продолжая их, последовали процессы мигматизации и гранитообразования. Гранитоиды «териберского» типа, обнаженные в центральной, вероятно, более глубоко эродированной части Мурманского микроконтинента, сохранили реликтовые признаки гранулитового субстрата. Гранитоиды «иоканьгского» типа, удаленные от «центра событий», формировались по породам амфиболитовой фации и имеют незначительно более молодой (2.77–2.72 млрд лет) возраст. Наиболее поздние события гранито- и пегматитообразования распределены в интервале 2.72–2.62 млрд лет. В свою очередь, ниже приведены данные, также полученные в недавние годы, датирующие главные события в эволюции пояса Колмозеро-Воронья, размещенного вдоль юго-западной границы Мурманского микроконтинента. Из этих данных следует, что 2.87–2.83 млрд лет назад, одновременно с высокотемпературными процессами в пределах Мурманского микроконтинента, в океанической области к югу от него (в современных координатах), формировалась островная дуга, которая 2.78–2.76 млрд лет назад совместно с фрагментом океанического плато была аккретирована к окраине Мурманского микроконтинента. Последовавшему затем размещению небольших массивов гранитоидов в пределах пояса отвечает интервал 2.74–2.72 млрд лет.

На первый взгляд, геохронологические данные не противоречат прежней идее [Минц и др., 1996] о взаимосвязи событий в пределах океана и сопредельной активной окраины. Новым моментом является совмещение во времени субдукционных процессов в формирующемся поясе Колмозеро-Воронья и широко проявленного («ареального») гранулитового метаморфизма в пределах Мурманского микроконтинента. В супрасубдукционной области, пронизываемой потоком водных флюидов и интрудируемой водонасыщенными магмами, которые генерируются в процессе субдукции, температурный фон стабилизируется на уровне амфиболитовой фации, а *PT*-параметры гранулитовой фации могут достигаться лишь локально. Поэтому процессы магматизма и метаморфизма в интервале от 2.93 до 2.80 млрд лет в пределах Мурманского микроконтинента и в Колмозеро-Вороньинской островной дуге следует рассматривать как два независимых события.

Соответственно, потоки водных флюидов, генерированные в зоне субдукции, нельзя рассматривать в качестве «транспортного средства», необходимого для реализации ранее сформулированной модели гранитизации гранулитовой коры Мурманского микроконтинента. Следует добавить, что обобщение данных в региональном масштабе (которое будет подробно охарактеризовано ниже) показывает, что аккреция островной дуги пояса Колмозеро-Воронья 2.76 млрд лет назад близка времени завершения не только субдукционных, но и коллизионных процессов в архейской истории будущего Восточно-Европейского кратона. Последовавшие высокотемпературные события, пик которых пришелся на 2.74–2.70 млрд лет, вероятнее всего, следует связывать с Суперплюмом, функционировавшим около 2.7 млрд лет [Abbott, Isley, 2002; Condie, 2004 a,b].

«Открывшиеся новые обстоятельства дела» указывают на необходимость «повторного расследования» и переинтерпретации полученных ранее петрографических и геохимических данных. Важным моментом, определяющим направление анализа, является установленная в недавние годы геохимическая специфика высокотемпературных (в условиях гранулитовой или высокой амфиболитовой фации) кислых выплавок, образующих неосому мигматитов. Оказалось, как отмечено выше, что для парциальных расплавов этого типа характерны специфические распределения РЗЭ с умеренными или низкими концентрациями одновременно и ЛРЗЭ, и ТРЗЭ и с ярким Eu максимумом на этом фоне. Это обстоятельство подводит к созданию обновленной модели формирования Мурманского гранит-мигматитового комплекса. Охарактеризованные в предыдущих работах [Минц и др., 1996; Леонов

и др., 2000] геохимические и петрографические особенности можно переинтерпретировать и представить как результат последовательности процессов парциального плавления гранулитов основного и среднего состава (в том числе — метаосадков) на фоне роста температуры. При этом в качестве нового «транспортного средства» выступает первоначальный парциальный расплав, взаимодействием которого с вмещающими породами определяется перераспределение РЗЭ в формирующейся серии гранитоидов. Последовательное вовлечение в процесс все более тугоплавких минеральных ассоциаций (магматическое замещение) должно было бы приводить к последовательному изменению концентраций ЛРЗЭ и ТРЗЭ в обратном порядке, относительно предполагавшегося предыдущей моделью: к постепенному росту концентраций ЛРЗЭ, а затем и ТРЗЭ и на этом фоне — постепенному «поглощению» Eu аномалии.

Быстрый переход от условий гранулитовой фации к процессам гранитообразования позволяет рассматривать гранулитовый метаморфизм и гранитообразование как звенья единого процесса. Кроме того, четко разделены, структурно и геохимически, стадии гранитообразования, которым ранее были даны названия «плагиоклазовой» и «плагиомикроклиновой». Опираясь на эти данные, можно представить сценарий формирования Мурманского гранит-мигматитового комплекса в виде следующей последовательности событий.

Первый этап: 2.93–2.80 млрд лет — андерплейтинг и интрузии («интраплейтинг») мафитовых магм в древнюю кору с неизвестными свойствами, условия гранулитового метаморфизма (высокие *PT*-параметры, «сухой» флюид); парциальное плавление коры и формирование тронд̀емитовых выплавок с соответствующими особенностями распределения РЗЭ — $(La/Yb)_n$ — 140–215, Eu/Eu* — около 1; отжим и перемещение в верхние области коры горячих тронд̀митовых расплавов, магматическое замещение вмещающих пород с формированием все более мафитовых разностей пород ТТГ серии (изменение геохимических характеристик плагиостадии показано на рис. 2.3, см. цв. вкл.).

Второй этап: предположительно в интервалах 2.83–2.80 и 2.77–2.72 млрд лет — новые тепловые импульсы, с которыми связано парциальное плавление пород ТТГ серии и выплавление калиевых гранитов с характерным распределением РЗЭ — $(La/Yb)_n$ — около 20, Eu/Eu* — до 5, низкие концентрации как ЛРЗЭ, так и ТРЗЭ; отжим и перемещение расплавов калиевых гранитов, магматическое замещение вмещающих пород с формированием ГГ ассоциации (изменение геохимических характеристик плагиомикроклиновой стадии — см. на рис. 2.3).

Учитывая особенности строения Мурманского микроконтинента и по аналогии с синформными структурами Волго-Уралии, можно предположить, что в коре над локальными плюмами в условиях растяжения формировались депрессионные структуры. Дуговые и кольцевые сбросы по границам этих структур дренировали очаги гранодиорит-гранитных (ГГ) магм и определили условия локализации соответствующих интрузивов (см. рис. 2.1). В отличие от Волго-Уралии, выполнение депрессий на современном эрозионном срезе не сохранилось.

2.1.1.3. Иоканьгский массив субщелочных гранитов

Массив имеет в плане овальную форму с длинной осью субмеридионального простирания 18×8 км. В строении массива преобладают крупнозернистые лепидомелан-феррогастингситовые граниты с крутой или вертикальной ориентировками линейности, образованными темноцветными минералами. Массив в районе оз. Порт-Артур площадью около 11 км^2 сложен лепидомелан-феррогастингситовыми гранитами и граносиенитами. Южнее, ближе к границе Мурманского микроконтинента, расположен Каютынгский массив (точнее, рой небольших тел), простирающийся приблизительно параллельно названной границе (на карте прил. I-1 не показан). В составе этого массива преобладают авгит-лепидомелановые гранодиориты с ксенолитами габбро-норитов, верлитов и пироксенитов [Батиева и др., 1985].

Возраст субщелочных гранитов Иоканьгского массива — 2.80±0.08 млрд лет (Pb-Pb изохрона по цирконам и монацитам [Пушкарев и др., 1978]). Однако следует иметь в виду, что граниты Иоканьгского массива не только внедрены в гранито-гнейсы Мурманского комплекса, но и пересекают Погеръявр̀ский массив габбро-норитов и габбро-лабрадоритов [Ветрин, Шлайфштейн, 1986]. Возраст Погеръявр̀ского массива по аналогии с интрузивами Цага-Ачерйокского комплекса может быть заключен в интервале 2.67–2.61 млрд лет (см. ниже, раздел 2.1.3.3). Если предполагаемая корреляция кор-

ректна, возраст Иоканьгского массива не должен превышать 2.60 млрд лет.

От близких по возрасту и составу щелочных гнейсов и гранитов, широко распространенных в расположенной южнее Кейвской вулкано-тектонической палеодепрессии, субщелочные граниты Иоканьгского массива отличает относительно пониженная щелочность. К вопросу о возможных связях между этими комплексами мы вернемся ниже в разделе 2.1.3.3.

2.1.1.4. Качаловский зеленокаменный пояс

Качаловский зеленокаменный пояс («Качаловка» на прил. II-2) расположен в восточной части Мурманского микроконтинента в бассейне р. Качаловка. Пояс образован гнейсами и амфиболитами, частью эпидотовыми, с петрографическими признаками формирования за счет прогрессивного метаморфизма мафитовых вулканитов [Минц и др., 1996]. Породы, как правило, значительно мигматизированы. С этим связана неопределенность картирования ограничений пояса. Оценка возраста по двум пробам (амфиболитов и биотитовых гнейсов) составила 2.74–2.72 млрд лет (U-Pb по цирконам, данные Н.М. Кудряшова по [Козлов и др., 2006]). Sm-Nd данные: $\varepsilon_{Nd}(T)$ — от –2.27 до 0.31, T_{DM} — 3.07–2.64 млрд лет (там же) свидетельствуют о низком уровне контаминации веществом континентальной коры. Новая дата оказалась значимо древнее ранее полученной приблизительной оценки Pb-Pb изохронным методом по валовым пробам [Минц и др., 1982].

2.1.2. Сутура (зеленокаменный пояс) Колмозеро-Воронья

Погружающийся к северо-востоку под породы Мурманского микроконтинента сутурный (зеленокаменный) пояс Колмозеро-Воронья является пограничной структурой, разделяющей Мурманский и Кольский микроконтиненты.

Геология. Тектонические границы пояса маркированы зонами бластомилонитизации и бластокатаклаза. Толщи, слагающие пояс Колмозеро-Воронья, представляют собой тектонические пластины, в структурном отношении пояс образован последовательностью таких пластин. Линеаризованные мигматиты во внутренней области пояса осложнены внедрениями гранитоидов. Продольные ограничения пояса в северо-западном секторе круто погружаются на северо-восток под структуры Мурманского микроконтинента. Для юго-восточной части пояса характерны встречные падения — в юго-западном направлении. Близ юго-восточного выклинивания северная граница пояса снова круто погружается на северо-восток под Патчемварекский массив габбро-анортозитов и вмещающие его породы Мурманского микроконтинента [Пожиленко и др., 2002]. С учетом приведенной ниже эволюционной модели можно полагать, что локально проявленная деформация границы обязана ретрошарьированию, связанному с формированием коллизионного орогена.

Традиционно в строении зеленокаменного пояса снизу вверх (т.е. с юго-запада на северо-восток) выделяются четыре толщи [Белолипецкий и др., 1980], которые рассматриваются в качестве тектонических пластин [Пожиленко и др., 2002].

1. Нижняя метатерригенная толща мощностью от 100 до 600 м, образованная биотитовыми, гранат-биотитовыми, частью со ставролитом и кианитом, гнейсами и сланцами, протягивается узкой полосой вдоль южного борта пояса (лявозерская свита).

2. Метавулканиты полмостундровской свиты, представленные полосчатыми и овоидными амфиболитами с прослоями карбонатных пород и железистых кварцитов, образуют выдержанную толщу толеит-андезито-базальтового состава мощностью от 300 до 1200 м в южном крыле пояса; они также имеют относительно ограниченное распространение в его северном крыле, где существенным компонентом толщи являются метакоматииты и коматиитовые базальты.

3. Метавулканиты базальт-андезит-риолитовой серии непостоянной мощности (максимально — до 800 м), представленные преимущественно биотит-амфиболовыми и гранат-биотит-амфиболовыми гнейсами и двуслюдяными сланцами, рассматриваются в качестве вороньетундровской свиты.

4. Верхняя метатерригенная толща мощностью до 1000 м образована гранат-биотитовыми со ставролитом и андалузитом (или кианитом) и кордиеритом гнейсами и сланцами и их углеродистыми разновидностями. Ее неправомерно параллелизуют с червуртской свитой Кейвской структуры, которая в действительности имеет палеопротерозойский возраст (см. ниже, раздел 3.3.1.2). Близ основания верхней толщи залегают

полимиктовые конгломераты, галька которых образована, помимо плагиогранитов, широко распространенных на сопредельной территории Мурманского континента, практически всеми типами пород пояса Колмозеро-Воронья, включая коматииты [Вревский, 1989].

Геохимия. Для реконструкции обстановок формирования пояса особое значение имеет геохимическая характеристика метавулканитов полмостундровской свиты [Минц и др., 1996; Ранний докембрий..., 2005]. В ее разрезе важную роль играют амфиболиты, частично сохраняющие структурные и текстурные признаки лав, в отдельных случаях — пиллоу-текстуры. Располагающиеся в основании «разреза» (в южном крыле пояса) амфиболиты отвечают по составу низкокалиевым толеитам и андезитобазальтам.

Как те, так и другие характеризуются варьирующими от низких до повышенных концентрациями TiO_2 (от 0.68 до 1.67%) и повышенными содержаниями Nb (3–9.4 *ppm*). По петрохимическим особенностям метатолеиты и близкие им по составу габбро-амфиболиты (возможно, силлы) сопоставимы как с породами океанического типа, так и с траппами.Геохимические особенности — низкие содержания КИЛ-элементов и ЛРЗЭ, слабо дифференцированные тренды РЗЭ $(La/Yb)_n$ — 1–2.5, незначительно повышенные концентрации Nb, несколько пониженные содержания Cr и Ni — свидетельствуют об их близости базальтам задуговых бассейнов.

На связь магмообразования с процессами в надсубдукционной области указывает присутствие низкотитанистых (TiO_2 — 0.54–0.67%), высокомагнезиальных (MgO — 8.00–10.20%) базальтов, подобных базальтам, участвующим в фанерозойских бонинитовых сериях (собственно бониниты в разрезах пояса не отмечены). Подобные ассоциации практически не встречаются среди трапповых формаций. В итоге, сонахождение вулканитов названных типов более всего отвечает обстановке формирования энсиматических островных дуг и субдукции океанической литосферы. К толще амфиболитов в нижней части надвиго-поддвигового ансамбля приурочены прослои железистых кварцитов. Формирование железисто-кремнистых осадков было, вероятно, связано с перерывами активного вулканизма, возможно, в бассейнах междугового типа.

В северном крыле пояса (в верхней части тектонической последовательности) наряду с амфиболитами толеитового состава существенно возросшую роль играют амфиболиты, отвечающие по составу высокомагнезиальным низкотитанистым базальтам (SiO_2 — 46.14–52.50%, MgO — 9–10%, TiO_2 — 0.45–0.54%). Они характеризуются пониженным уровнем содержаний и недифференцированным распределением РЗЭ $(La/Yb)_n$ — около 1. От амфиболитов толеитового состава их отличает также и небольшая Eu аномалия ($Eu/Eu^* = 0.8–0.95$). Перечисленные признаки определяют отнесение высокомагнезиальных базальтов северного крыла к бонинитовой серии, которое подчеркивается низкими концентрациями Nb, Hf и Zr (1–1.7, 2–3 и 33–53 *ppm*, соответственно). Таким образом, геодинамическая обстановка формирования верхней части разреза пояса Колмозеро-Воронья также сопоставима с обстановками энсиматических островных дуг.

Участвующие в строении этой части разреза перидотитовые коматииты относятся к относительно редкому Al-депелетированному (Барбертонскому) типу (Al_2O_3/TiO_2 — около 10) [Смолькин и др., 2000] и характеризуются «плоским» распределением РЗЭ при значительных вариациях по уровню концентраций: от приблизительно 0.7–0.8 до 3–7 хондритовых эквивалентов. Значения $\varepsilon_{Nd}(T)$, равные +3.0 и +3.2 [Ранний докембрий..., 2005], свидетельствуют о формировании перидотитовых коматиитов из истощенного мантийного источника без контаминации веществом коры, что в принципе позволяет рассматривать их в качестве фрагмента океанического плато, аккретированного к окраине Мурманского континента.

В целом, особенности залегания пород в пределах пояса Колмозеро-Воронья и наличие признаков океанического и островодужного магматизма позволяют рассматривать этот пояс в качестве сутурной (шовной) зоны чешуйчато-надвигового строения, на что впервые указал И.В. Никитин [1980].

Метаморфизм. Условия метаморфизма несколько различны в северо-западной и юго-восточной частях пояса. Преобразования пород в северо-западной части протекали при температурах 450–580°C (до 645°C) и давлениях 3.2–3.8 кбар (на глубинах порядка 11–14 км) [Метаморфизм..., 1986; Фации..., 1990]. Минеральные парагенезисы гнейсов в юго-восточной части пояса принадлежат ставролит-кианит-биотит-мусковитовой субфации, что примерно соответствует интервалу температур 550–600°C и давлений 4–5.5 кбар (глубины 15–20 км). Соот-

ветствующие температурные градиенты характерны для средней и верхней коры в областях надсубдукционного магматизма.

Геохронология. В геологической истории пояса Колмозеро-Воронья выделяется несколько последовательных эпизодов магматической и тектонической активности, разделенных довольно продолжительными паузами.

1. Формирование кислых вулканитов связано с интервалом от 2.87 до 2.83 млрд лет (U-Pb по цирконам [Пожиленко и др., 2002; Кудряшов и др., 1999]). Особенности состава пород позволяют связывать этот интервал с субдукцией океанической литосферы, определившей формирование островодужных вулканических ассоциаций.

2. Следующее событие отвечает аккреции островных дуг и фрагментов океанического плато к окраине Мурманского микроконтинента и возникновению аккреционного орогена, которое сопровождалось накоплением конгломератов (моласс?). Его возраст равен 2.78–2.76 млрд лет (U-Pb по цирконам, цемент и гальки конгломератов [Kudryashov et al., 2001; Пушкарев, 1990]). Наиболее ранняя датировка, представленная единичной оценкой возраста терригенного(?) циркона из гнейсов — 2.93 млрд лет [Лобач-Жученко и др., 1986], по-видимому, указывает на вовлечение в осадконакопление древнейших пород Мурманского микроконтинента.

3. Формирование полифазного Поросозерского массива кварцевых монцодиоритов и гранитов (санукитоидного типа), размещенного в юго-восточном секторе вдоль южного ограничения зеленокаменного пояса близ его юго-восточного окончания, отвечает краткому интервалу 2.74–2.73 млрд лет (Pb-Pb-изохрона по цирконам и монацитам и Rb-Sr-изохрона по валовым пробам [Пушкарев и др., 1978], U-Pb по цирконам [Кудряшов, Петровский, 2000]). По-видимому, с этим же событием можно связать и интрузию тоналитов в центральной части пояса 2.72 млрд лет назад (U-Pb по цирконам [Кудряшов, 2009]). Геохронологические данные позволяют рассматривать размещение этих массивов в качестве проявления посторогенного (анорогенного?) магматизма и, возможно, гравитационного коллапса орогена.

Таким образом, длительность эволюции орогенного пояса составила не более 150 млн лет и включала: 1) формирование островодужной системы в течение 40 млн лет, 2) паузу продолжительностью около 50 млн лет, 3) аккрецию островных дуг к окраине континента и формирование аккреционного орогена — 20–40 млн лет, 4) коллапс орогена в течение 20–40 млн лет.

Внедрение (2.68 млрд лет) и метаморфизм (2.63 млрд лет) лапрофировых даек, датированных в пределах Поросозерского массива, уместно рассматривать в контексте внутриконтинентальной эволюции, которая проявилась и за пределами пояса. Возможно, к этому же этапу следует относить и Поросозерский массив, петрогеохимические особенности которого позволяют относить его к типу санукитоидов и коррелировать с близкими по возрасту санукитоидами Карелии (U-Pb по цирконам [Кудряшов, 2009]).

Вдоль пояса протягивается цепочка редкометалльных сподуменовых пегматитов, с которыми связано оруденение промышленного масштаба. Время их формирования не установлено и, по-видимому, отвечает некоторому моменту внутри интервала от 2.76 до 2.64 млрд лет, который в пределах всего региона мы связываем с проявлением активности глобального суперплюма. Возраст мелких тел турмалиновых гранитов, связь которых с редкометалльными пегматитами не очевидна, составляет 2.56–2.52 млрд лет (U-Pb по цирконам и Pb-Pb-изохрона, полученная для турмалина [Kudryashov et al., 2001]).

Геодинамическая интерпретация и оруденение. Набор породных ассоциаций (преимущественно метавулканиты океанического, в том числе океанического плато, и островодужного типов и терригенные метаосадки) и структура позволяют рассматривать пояс Колмозеро-Воронья в качестве островодужной системы неоархейского возраста, аккретированной к окраине Мурманского микроконтинента с формированием аккреционного орогена. Возрастные характеристики гранит-зеленокаменных и гранулито-гнейсового комплексов, участвующих в строении Кольского микроконтинента (см. ниже) позволяют предполагать, что объединение Мурманского и Кольского микроконтинентов последовало практически сразу за формированием аккреционного орогена Колмозеро-Воронья. Это, в свою очередь, позволяет с некоторой условностью сохранить интерпретацию пояса Колмозеро-Воронья в качестве сутурной зоны.

В пределах пояса размещены месторождения медно-молибден-порфирового и редкометалльного оруденения и золоторудные проявления.

1. С предложенной геодинамической интерпретацией согласуется размещение в северо-

западной части пояса медно-молибден-порфирового месторождения Пеллапахк. Вмещающие породы представлены кварцевыми порфирами, частично преобразованными в кианит-серицит-кварцевые метасоматиты. Помимо Cu и Mo, руды содержат значительные концентрации Au и Ag [Пожиленко и др., 2002].

Фанерозойские месторождения медно-молибден-порфировых руд

Месторождения приурочены к фронтальным частям вулкано-плутонических дуг активных континентальных окраин (Чукикамата, Чили; Бингхем, США; Коунрад, Центральный Казахстан; и др.). Известные месторождения подобного типа в пределах архейских ГЗО связаны с кислыми породами поздних гипабисальных плутонов и даек, участвующих в строении зеленокаменных поясов. Известен ряд месторождений в пределах аккреционного орогена зеленокаменного пояса Абитиби (провинция Сьюпириор, Канада), например, вкрапленные медно-молибден-золотоносные руды района Тимминс. Их сходство с мезозой-кайнозойскими аналогами устанавливается по большинству параметров (характер руд, вмещающих и гидротермально-измененных пород) [Garson, Mitchell, 1981].

2. На поздних стадиях эволюции зеленокаменного пояса в толще амфиболитов (мафитовых метавулканитов) в метасоматических зонах штокверкового типа были сформированы небольшие золоторудные месторождения (Оленинское, Няльм-1 и Няльм-2) и рудопроявления [Пожиленко и др., 2002]. Датирование дорудных пегматоидных жил и околорудных метасоматитов указывает на вероятность формирования или существенного преобразования золоторудной минерализации в палеопротерозое около 1.9 млрд лет [Волков, Новиков, 2002].

3. Особый интерес в научном и практическом плане представляет пояс крупных месторождений редких металлов (Li, Cs, Rb, Ta, Nb) в пегматитах, содержащих скопления сподумена, колумбита-танталита, берилла, а также лепидолита и поллуцита, который протягивается вдоль всего зеленокаменного пояса. По своим запасам цезиевое месторождение Васин-Мыльк не имеет аналогов в России и уступает лишь крупнейшему месторождению Берник-Лейк в Канаде [Гинзбург и др., 1979; Пожиленко и др., 2002]. Пегматитовые тела размещены в связи с поздними тектоническими нарушениями типа надвигов. Преобладающая часть пегматитов залегает среди мафитовых метавулканитов (Охмыльк, Васин-Мыльк, Олений хребет, Полмос). Исключение составляет Колмозерское месторождение в пределах габбро-анортозитового массива Патчемварек в непосредственном обрамлении зеленокаменного пояса на его юго-восточном фланге. В этом месторождении редкометалльное оруденение связано не только с пегматитами, но и с зонами холмквиститовых метасоматитов, пересекающими габбро-анортозиты.

К происхождению редкометалльного оруденения в сподуменовых пегматитах

Известно, что зеленокаменные пояса являются главными рудовмещающими структурами докембрийских редкометалльных месторождений, в частности, образованных сподуменовыми пегматитами (руды лития с примесью цезия, тантала, бериллия и олова). Таковы месторождения Бикита (зеленокаменный пояс Форт-Виктория, кратон Зимбабве), Гравелот (пояс Мурчисон, Каапваальский кратон), Гринбушес (Австралия) и др. Принято считать, что пегматиты связаны с наиболее поздними гранитами соответствующих ГЗО, хотя эти связи выражены весьма неопределенно. Напротив, А.В. Синицын [1990] подчеркивает тесную связь редкометалльных пегматитов с породами собственно зеленокаменного комплекса. По его мнению, литий, цезий и бор заимствовались из древних эвапоритов. В пределах Кольского полуострова редкометалльные пегматиты развиты исключительно локально — только в пределах пояса Колмозеро-Воронья (их нет нигде более, даже в других секторах шовной зоны вдоль границы Мурманского микроконтинента). Поэтому можно предполагать, что специфический источник (или компонент) пегматитовых расплавов был связан с каким-то типом пород зеленокаменной ассоциации, характеризовавшимся одновременно высокими концентрациями Rb и Li, а также Cs, B и Mn (повышенные концентрации B и Mn нашли отражение в присутствии Mn-турмалина — рубеллита). Вероятным источником подобного типа могли оказаться отложения соляных озер, свойственных вулканическим областям, в том числе, в пределах активных континентальных окраин. Наиболее известный пример подобного рода — оз. Серлс в Калифорнии. Предполагается, что питание оз. Серлс происходило за счет фумарольно-сольфатарных продуктов. Подтверждением недавнего существования в

районе оз. Серлс литиеносных термальных источников является месторождение гекторитовых (Li-монтмориллонитовых) глин, содержащих до 0.5% Li [Геохимия..., 1964, Т. 1]. Между тем, известно, что карналлиты являются характерным минералом-носителем Rb в соленосных отложениях внутриконтинентальных областей. Способностью отрицательно заряженного коллоида гидроокиси Mn сорбировать катионы щелочей объясняют тесную связь Li и Mn в процессах гипергенеза. Те же соляные озера характеризуются высокими концентрациями B (в частности, рапа оз. Серлс — источник добычи не только лития, но и бора). Пути миграции Cs в зоне гипергенеза, по-видимому, совпадают с путями миграции Li и Rb [Геохимия..., 1964, Т. 1; 1966, Т. 3].

Таким образом, можно предполагать, что размещение литиеносных пегматитов, включающих концентрации Cs, B и Mn, контролировалось участием в осадочно-вулканогенных разрезах металло- и бороносных осадков, подвергшихся впоследствии метаморфизму и парциальному плавлению совместно с вмещающими породами. Выдвинутое предположение подтверждается необычайно высокими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения в апатитах из неоархейских литиеносных пегматитов пояса Колмозеро-Воронья (до 1.3), что свидетельствует о значительном избытке радиогенного ^{87}Sr, длительное время накапливавшегося в результате распада ^{87}Rb [Пушкарев, 1990]. Примесь тантала и ниобия в рудах требует дополнительного объяснения.

2.1.3. Кольский микроконтинент

Кольский микроконтинент размещен в северной части континента Кола-Карелия, охватывая преобладающую часть Кольского полуострова (см. прил. II-1). Его северная граница образована сутурной зоной, протягивающейся вдоль юго-западной границы Мурманского микроконтинента. Зона фрагментарно включает осадочно-вулканогенные ассоциации, наиболее крупная из которых охарактеризована выше в качестве сутуры (зеленокаменного пояса) Колмозеро-Воронья. Южная граница Кольского микроконтинента маркирована Центрально-Беломорской сутурой (зеленокаменным поясом). В строении Кольского микроконтинента выделяются Инари-Кольская гранит-зеленокаменная область (ГЗО), Центрально-Кольский гранулито-гнейсовый пояс (ГГП) и Кейвская вулканотектоническая палеодепрессия.

2.1.3.1. Инари-Кольская гранит-зеленокаменная область

Инари-Кольская область включает гранит-зеленокаменные комплексы, которые ранее было принято разделять на две группы: северную, обычно именуемую Норвежско-Кольской провинцией (блоком, микроконтинентом и т.п.), и южную, в строении которой обычно выделялись Инарский и Терский или Терско-Стрельнинский блоки, которые одни авторы относили к Кольской, а другие — к Беломорской провинции [Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе]. На протяжении длительного времени «Норвежско-Кольский блок» рассматривался в качестве древнейшего складчатого ядра Фенноскандинавского щита. Предполагалось, что это ядро в значительной части образованно породами гранулитовой фации, частично — гранит-зеленокаменными ассоциациями. Позднее геохронологические и глубинные геофизические исследования, а также бурение Кольской сверхглубокой скважины внесли коррективы в эти представления.

Инари-Кольская ГЗО образована более или менее непрерывно прослеживаемой горно-породной ассоциаций, в том числе, в области, перекрытой покровно-надвиговым ансамблем Центрально-Кольского гранулито-гнейсового пояса. На современном эрозионном срезе Инари-Кольская ГЗО представлена фрагментами, разделенными покровами Центрально-Кольского пояса и палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными структурами (см. прил. II-1 и II-2): Варангер, Восточно-Печенгским, Оленегорским, Титовским, Лявозерским, Инари-Аллареченским, Стрельнинским и Ена-Колвица-Гридинским.

ГЗО Варангер, охватывающая северо-западную часть Кольского микроконтинента расположена преимущественно на территории Норвегии. На дневной поверхности она протягивается в восточном направлении вплоть до северного обрамления Печенгской структуры, где соединяется с Восточно-Печенгской ГЗО. В норвежской геологической литературе эта область получила название Серварангер. Породы гранит-зеленокаменного комплекса, непосредственно подстилающие Печенгскую структуру, вскрыты Кольской сверхглубокой скважиной (КСГС)

[Кольская сверхглубокая, 1984; Минц и др., 1996; Ветрин и др., 2002 и ссылки в этих работах].

Гранито-гнейсовый комплекс, согласно [Siedlecka et al., 1985; Dobrzhinetskaya et al., 1995], образован мигматизированными ТТГ гнейсами, разделенными тектоническими границами. Для него характерно северо-западное простирание и преимущественно северо-восточное падение гнейсовидности и полосчатости. ТТГ гнейсы, в пределах отдельных пластин, варьирующие по составу и структурным особенностям, имеют собственные наименования: Сванвик, Варангер, Киркенес и ряд менее значимых подразделений. Приведенная ниже характеристика ТТГ гнейсов заимствована преимущественно из работы [Dobrzhinetskaya et al., 1995].

Наиболее полно изученный комплекс Варангер образован серыми (от практически белых до темно-серых) тоналито- и трондьемито-гнейсами — чередованием гомогенных и мигматизированных полосчатых разностей. Помимо гранитов, полосы образованы парагнейсами, амфиболитами и изредка — магнетитовыми кварцитами. Некоторые полосы при небольшой мощности протягиваются на несколько километров. Относительно редки линзовидные включения серпентинизированных ультрамафитов протяженностью до 1 км. Полосчатость пересекается поздними пегматитовыми жилами. По составу породы комплекса являются типичным представителем ТТГ серии, характерны резко дифференцированные тренды РЗЭ с концентрациями ЛРЗЭ 25–80 нормированных значений, а ТРЗЭ — на уровне 1–5 и часто — менее одного хондритового эквивалента. Eu аномалия, как правило, отсутствует, единично встречены породы с положительной Eu аномалией, для наиболее кислых трондьемитов характерны тренды с отрицательной Eu аномалией. Близкие характеристики даны ТТГ гнейсам комплексов Киркенес и Сванвик.

Обычно предполагается (практически без дополнительного обсуждения), что ТТГ гнейсы в преобладающем большинстве представляют собой метаморфизованные («огнейсованные») плутонические образования. При исследовании архейских ТТГ гнейсов по керну Кольской сверхглубокой скважины обсуждалась также версия о формировании ТТГ гнейсов в результате преобразования пород, первоначально принадлежавших эндербитовой серии (т.е. сформированных в условиях гранулитовой фации) [Дук и др., 1989]. Однако последующие исследования эту версию не подтвердили [Чен и др., 1998].

Принципиально новые возможности открывает исследование включений в кристаллах циркона [Thomas et al., 2003]. Изучение расплавных включений в ядрах кристаллов циркона из ТТГ гнейсов позволяет реконструировать вулканическое или плутоническое происхождение их протолитов, а также состав соответствующих магм. В ядрах призматических кристаллов циркона из ТТГ архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины (с глубин 7622–12262 м) были выделены первичные расплавные включения [Чупин и др., 2006, 2009], содержащие фазу стекла, что однозначно свидетельствует о вулканическом происхождении протолитов гнейсов. Расплавные включения в центральных и промежуточных частях ядер цирконов из ТТГ с глубин 11708–12262 и 10601–11411 м имеют преимущественно плагиориодацит-плагиориолитовые (трондьемитовые) составы, а стекла включений, расположенных ближе к краю ядер, соответствуют риолитам или силекситам. Находки включений жидкой CO_2, сингенетичных расплавным включениям, указывают на кристаллизацию ранних цирконов в глубинном магматическом очаге в «сухих» условиях. Магматические ядра исследованных цирконов фиксируют значительные непрерывные временные интервалы кристаллизации — примерно от 2883 до 2830 млн лет и от 2887 до 2812 млн лет для двух исследованных интервалов по глубине скважины. Плагиориодацит-плагиориолитовые расплавы захватывались практически во всем интервале времени кристаллизации ядер, тогда как риолитовые — преимущественно на заключительной стадии кристаллизации ядер циркона. $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрасты для кристаллов с магматическими включениями плотной CO_2 (2877±21 и 2856±12 млн лет) близки к возрасту ранних цирконов с плагиориодацит-плагиориолитовыми расплавными включениями. Авторы исследования выделяют раннюю глубинную генерацию цирконов (кристаллы с расплавными включениями плагиориодацит-плагиориолитовых составов и сингенетичными включениями плотной CO_2) и более поздние собственно протолитовые цирконы вулканического происхождения.

Геохронология. Выбивающаяся из преобладающей части данных наиболее древняя оценка возраста рассматриваемой ассоциации получена для пегматоидных гранитов в керне Кольской сверхглубокой скважины — 2.93±0.04 млрд лет (U-Pb-SHRIMP по цирконам [Бибикова,

Ветрин и др., 1993]). Оценки возраста преобладающей части тоналито-гнейсов заключены в интервале от 2.87 до 2.80 млрд лет (U-Pb по циркону, в том числе по керну Кольской сверхглубокой скважины [Дук и др., 1989; Балашов, Ветрин, 1991; Бибикова, Ветрин и др., 1993; Chen et al., 1994; Levchenkov et al., 1995; Чен и др., 1998]). Оценки $\varepsilon_{Nd}(T)$ от –0.6 до +2.68 и модельные Sm-Nd возрасты T_{DM} — 2.92–2.82 млрд лет [Timmerman, Daly, 1995; Ветрин и др., 2002], близкие возрасту магматической кристаллизации, свидетельствуют о преимущественно ювенильном характере магм и низком уровне контаминации материалом ранее сформированной континентальной коры.

Согласно В.П. Чупину с соавторами [2006, 2009], для собственно протолитовых цирконов из тоналит-трондьемитовых метавулканитов архейской части разреза Кольской скважины установлены следующие возрасты (сверху вниз): вторая толща — 2.80±0.01 млрд лет; четвертая толща — 2.80±0.02 млрд лет; восьмая толща — 2.81±0.01 млрд лет и десятая толща — 2.83±0.01 млрд лет. Таким образом, интервал времени образования кислых вулканитов всей архейской части разреза составляет около 30 млн лет. Датировки оболочек призматических цирконов, а также сложно ограненных изометрических зерен циркона позволили выделить два эпизода проявления процессов неоархейского метаморфизма с возрастами 2.77–2.75 и 2.70–2.67 млрд лет [Чупин и др., 2009].

Возрасты в интервале 2.78–2.73 млрд лет характеризует интрузивные тела гранитного и кварц-монцонитового состава и пегматиты преимущественно в северном обрамлении Печенгской структуры (U-Pb по валу и породообразующим минералам [Цьонь и др., 1989], U-Pb по цирконам [Бибикова, Ветрин и др., 1993; Chen et al., 1994; Levchenkov et al., 1995]).

Завершающие события 2.65–2.60 млрд лет назад зафиксированы U-Pb датами по цирконам, характеризующими пегматиты, двуслюдяные гнейсы (метасоматиты?) и массив Найден гранитов к западу от зеленокаменного пояса Серварангер [Балашов, Ветрин, 1991; Levchenkov et al., 1995; Sorjonen-Ward, Luukkonen et al., 2005]. Зафиксированы также и палеопротерозойские (около 2.2 млрд лет) преобразования, проявленные, в частности, в формировании мусковит-микроклиновых метасоматитов, которые могут быть также представлены в качестве продуктов гранитизации [Ветрин, Гороховский, 2002].

Зеленокаменный пояс Серварангер образован вулканогенно-осадочными породами группы Бьерневанн. Более интенсивно метаморфизованный амфиболито-гнейсовый комплекс группы Гарсио также может быть частью этого пояса. Сложная покровно-складчатая структура зеленокаменного пояса характеризуется генеральным север–северо-западным простиранием и восток–северо-восточным падением. Предполагается, что западное крыло образовано более древними породами. Разрез группы Бьерневанн начинается конгломератами, включает существенно кварцевые метаосадки и кварциты, амфиболиты с локально сохранившимися агломератовыми структурами, прослои метариолитов и валунно-галечных конгломератов в средней части разреза; полосчатые железистые кварциты, разделенные прослоем амфиболитов, выполняют синформную структуру в осевой части пояса. Валуны и галька в конгломератах образованы преимущественно гранито-гнейсами комплекса Киркенес, который в современной структуре надвинут на зеленокаменный пояс. Имеется отчетливая разница в составе комплексов, подстилающих и перекрывающих железорудную толщу. Первые представлены мелководными осадками с прослоями кислых вулканитов, вторые — вулканитами основного и среднего состава.

О р у д е н е н и е. Железистые кварциты являются объектом промышленной добычи (рудное поле Киркенес). Запасы руды составляют не менее 230 млн т руды [Siedlecka et al., 1985; Bjørlykke et al., 1985].

Восточно-Печенгская ГЗО в восточном обрамлении палеопротерозойской Печенгской структуры сложена ассоциацией биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов тоналит-плагиогранитного и тоналитового состава и амфиболитов с прослоями железистых кварцитов и включениями габбро-гипербазитовых тел. Породы, характеризующиеся амфиболитовым уровнем метаморфизма, слагают несколько тектонических пластин, чередующихся с пластинами, образованными глиноземистыми гнейсами гранулитовой фации. Мелкие тела габбро-гипербазитов предположительно архейского возраста (метаперидотитов и оливиновых габбро-норитов) и железистых кварцитов сконцентрированы по периферии купольных структур.

В северо-восточном обрамлении Печенгской структуры обнажаются слабо и умеренно метаморфизованные метатерригенные породы «промежуточного» комплекса [Чудинова и др., 1987;

Минц и др., 1996], вскрытые также и в Кольской СГС в основании печенгского разреза [Кольская сверхглубокая, 1984]. Породы этого комплекса наблюдаются в виде ксенолитов в неоархейских гранитоидах. С учетом данных о глубинном строении вдоль профиля 1-ЕВ, породы «промежуточного» комплекса объединены с неоархейской частью разреза и рассматриваются в качестве Восточно-Печенгского зеленокаменного пояса (см. прил. II-2). Продолжение этого комплекса на территории Норвегии известно как комплекс Корпфьелет [Dobrzhinetskaya et al., 1995].

Оленегорская ГЗО, в строении которой участвуют «серогнейсовые» гранитоиды ТТГ серии и вулканогенно-осадочные образования оленегорской толщи, включающие железистые кварциты Приимандровского рудного района. В качестве зеленокаменного пояса Оленегорская структура была выделена Л.Ф. Добржинецкой [Добржинецкая, 1989; Dobrzhinetskaya et al., 1995].

Разрез оленегорской толщи образован чередующимися пластами амфиболитов, биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов с прослоями магнетитовых и гематитовых кварцитов, магнетит-куммингтонитовых кварцитов, гранат-диопсидовых кальцифиров, гранат-биотитовых гнейсов, иногда со ставролитом и силлиманитом (лептитов), с редкими прослоями тремолитовых, жедритовых и гранатовых амфиболитов. Преобладающим компонентом разреза являются тонкозернистые амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы. В амфиболитах нередко сохраняются офитовые структуры, агломератовые и амигдалоидные текстуры, что указывает на вулканическую природу протолитов. Железистые кварциты (как магнетитовые, так и гематитовые) обычно приурочены к границе основных металав и перекрывающих метавулканитов среднего и кислого состава. Лептиты рассматриваются в качестве кислых, реже — средних метавулканитов [Горяинов, 1976].

Длительное время предполагалось, что железистые кварциты, как и породы зеленокаменного пояса в целом, выполняют синформные структуры, зажатые между куполами реоморфизованных ТТГ гнейсов и осложненные последующими тектоническим перемещениями надвигового характера [Пожиленко и др., 2002]. Анализ сейсмических образов коры в разрезе по опорному профилю 1-ЕВ позволил уточнить представления о глубинном строении гранит-зеленокаменной области и, в частности, структурные соотношения пород гранито-гнейсового и зеленокаменного комплексов (см. ниже, раздел 4.3). Общая структура Оленегорской ГЗО может быть охарактеризована как валообразное поднятие гранит-зеленокаменной коры север–северо-западного простирания шириной около 50 км. Склоны поднятия относительно полого погружаются к северо-востоку под тектонический покров Центрально-Кольского гранулитового пояса и к юго-западу — под лополитообразное тело габбро-анортозитового массива Главного хребта. «Купола» в действительности представляют собой линзовидные тела гранитогнейсов мощностью от сотен метров до первых километров, тектонически совмещенные с облекающими их фрагментами зеленокаменных толщ. Соответствующую форму «облекания» можно увидеть и в разрезах рудных тел железистых кварцитов [Горяинов, 1995].

Геохронология. Согласно результатам геохронологических исследований (U-Pb по цирконам [Баянова и др., 1998; Баянова, Чащин, 2001]), гранодиорито-гнейсы охарактеризованы единственной датой, 2.79 млрд лет, которой близок возраст лептитов — 2.76 млрд лет. Скоротечная эволюция завершилась внедрением даек габбро-норитов 2.74 млрд лет назад. Оторванное во времени тектоно-термальное событие зафиксировано оценкой возраста пегматитовой жилы, 2.55 млрд лет.

Оруденение. С Оленегорским поясом связаны крупные промышленные месторождения железистых кварцитов. Руды разрабатываются открытым способом на месторождениях Оленегорском, Кировогорском, Комсомольском, Бауманском и им. XV-летия Октября. Годовая добыча руд в недавнем прошлом достигала 20 млн т, выработка концентрата — 8.5 млн т. Общие прогнозные запасы руд Оленегорского района составляют около 2 млрд т при содержании железа около 32%. В пределах Оленегорского рудного района известно несколько десятков мелких месторождений и рудопроявлений [Пожиленко и др., 2002]. Сульфидно-магнетитовые разности железистых кварцитов содержат самородное золото, которое может представлять промышленный интерес [Голиков и др., 1999].

Титовская ГЗО (см. прил. II-1 и II-2) размещена в северной части Инари-Кольской ГЗО вдоль границы с Мурманским микроконтинентом. В ее строении участвуют породы Титовского и Урагубского зеленокаменных поясов и вмещающие ТТГ гнейсы. Обычно принимается, что Титовско-Урагубский гранит-зеленокаменный комплекс является фрагментом протяженной

Титовско-Кейвской зоны, следующей вдоль границы Мурманского и Кольского микроконтинентов (у разных авторов — блоков, террейнов и т.п.). Новое понимание структурной позиции Титовской ГЗО появилось в результате анализа данных сейсмопрофилирования. На разрезе вдоль профиля 1-ЕВ в интервале 30–90 км хорошо видно, что Титовская и Восточно-Печенгская области являются выходами к дневной поверхности из-под тектонического покрова Центрально-Кольского гранулито-гнейсового пояса единой гранит-зеленокаменной области континентальной коры (см. прил. V-3, рис. 4.15). В то же время, материалы геологического картирования свидетельствуют о погружении северной границы Титовской ГЗО в северо-восточном направлении — под Мурманский микроконтинент.

Таким образом, Титовская ГЗО — не что иное, как фрагмент Инари-Кольской ГЗО, представляющий собой в структурном отношении валообразное поднятие гранит-зеленокаменной коры северо-западного простирания шириной около 30 км. На уровне дневной поверхности Титовский и Восточно-Печенгский фрагменты ГЗО разделены синформным тектоническим покровом Центрально-Кольского гранулито-гнейсового пояса.

Участвующие в строении Титовской ГЗО Урагубский и Титовский зеленокаменные пояса образованы серией протяженных выклинивающихся пластин, имеющих по крайней мере частично тектонические ограничения. В северо-западной части эти пластины смяты в пологие складки, облекающие куполовидные структуры ТТГ гнейсов.

Урагубский зеленокаменный пояс к юго-западу от пос. Ура-Губа представляет собой узкую синформную структуру шириной до 1 км и протяженностью до 40 км [Смолькин и др., 2000]. Разрез образован тремя толщами: нижней — терригенной с конгломератами, средней — коматиит-базальтовой и верхней — гнейсовой (осадочно-вулканогенной). Метаморфизованные галечные, частью — валунно-галечные, конгломераты в основании нижней толщи образуют четко выраженный базальный горизонт мощностью от 2–5 до 10 м. Гальки образованы породами подстилающего гранито-гнейсового комплекса. Основная часть нижней терригенной толщи образована биотитовыми и двуслюдяными, а также турмалинсодержащими гнейсами, средняя толща мощностью около 600 м — амфиболитами, отвечающими по составу базальтам и коматиитам, чередующимися с горизонтами биотитовых, силлиманит (кианит-, андалузит)-ставролит-биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов. Амфиболиты средней толщи частично сохраняют признаки лавовых потоков, в том числе с шаровой и подушечной отдельностью, лавобрекчий и агломератовых туфов. В метакоматиитах доступны наблюдению реликты структуры спинифекс. По геохимическим особенностям коматииты близки Al-недеплетированному типу ($10 < Al_2O_3/TiO_2 < 20$), что отличает их от коматиитов пояса Колмозеро-Воронья, характеризуются «плоским» распределением РЗЭ при вариациях по уровню концентраций от 1–2 до 5 хондритовых эквивалентов. Значения $\varepsilon_{Nd}(T)$, варьирующие от 1.6 до 3.3 [Ранний докембрий..., 2005], свидетельствуют о формировании коматиитовых расплавов из истощенного мантийного источника без значительной контаминации веществом континентальной коры. В сочетании с базальными конгломератами в основании разреза эта особенность может указывать на эпиконтинентальный характер извержений избежавших контаминации магм, связанных с источником плюмового типа.

Титовский зеленокаменный пояс (*участок Устоярви*, по [Пожиленко и др., 2002]) образован пластами амфиболитов, переслаивающимися с гнейсами. В породах отмечаются реликты миндалекаменных (в амфиболитах) и псаммитовых (в гнейсах) текстур. По составу амфиболиты отвечают толеитовым базальтам, ультрамафиты — перидотитовым и пироксенитовым коматиитам. Они слагают серию антиформных и синформных структур. Конкордантно со слоистостью размещены тела метаультрамафитов, в том числе шпинелевых метаперидотитов [Бакушкин, 1985]. Не исключено, что по крайней мере часть пород участка Устоярви в зоне контакта с Мурманским гранито-гнейсовым комплексом принадлежит продолжению зеленокаменного пояса (сутуры) Колмозеро-Воронья.

Лявозерская ГЗО — слабо исследованная линзовидная в плане структура, размещенная в восточной части Кольского микроконтинента вдоль границы с аккреционным орогеном зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. В строении этой области преобладают ТТГ гнейсы. Близ юго-восточного окончания ГЗО известны тела гранодиоритов и диоритов, возможно, именно тех, которые датированы южнее оз. Поросозеро — 2.79 млрд лет (Pb-Pb изохрона по цирконам [Пушкарев и др., 1978]).

Инари-Аллареченская ГЗО охватывает западную и северо-западную части Инари-Кольской

ГЗО. С севера она ограничена палеопротерозойским осадочно-вулканогенным поясом Печенга-Имандра-Варзуга и его северо-западным продолжением, известным под названием пояса Полмак-Пасвик. Южная часть Инари-Аллареченской ГЗО перекрыта Лапландским гранулито-гнейсовым поясом.

Полуовальный в плане (около 70 км в поперечнике) «блок» Инари образован преимущественно мигматизированными ТТГ гнейсами с незначительными по объему включениями кварц-полевошпатовых, биотитовых и амфиболовых гнейсов, а также амфиболитов. Гранито-гнейсовый комплекс прорван интрузиями диоритов, гранодиоритов и микроклиновых гранитов.

Систему зеленокаменных поясов Рунийоки-Хихнаярви в восточной части «блока» Инари, удобно рассмотреть совместно с ***поясами Аллареченского района***, с которыми они структурно и пространственно взаимосвязаны. Вулканогенно-осадочные комплексы, мигматизированные и метаморфизованные в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях, и принято считать архейскими. Однако, по существу, вплоть до настоящего времени район остается геохронологическим «белым пятном».

Зеленокаменные пояса системы Рунийоки-Хихнаярви-Алларечка размещены в южном обрамлении Печенгской структуры палеопротерозойского осадочно-вулканогенного пояса. Гранит-зеленокаменный комплекс слагает висячее крыло тектонического покрова северо-восточной вергентности, перекрывающего породы Печенгской структуры. Главной структурной особенностью ГЗО является характерное сочетание овальных в плане куполовидных структур до 10–15 км в диаметре, образованных гранито-гнейсами, и разделяющих их областей, в значительной части представляющих собой килевидные синформы, выполненные породами вулканогенно-осадочного комплекса. Эта особенность хорошо видна на картах, включая мелкомасштабные (см. прил. I-1). В основании вулканогенно-осадочных разрезов представлены биотитовые, двуслюдяные, биотит-силлиманитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, в верхней части преобладают амфиболиты. Пачки марганцовистых, гранат-куммингтонит-пирротиновых, сульфидно-углеродистых сланцев и железистых кварцитов находятся в переслаивании с биотитовыми и биотит-амфиболовыми сланцами. Широко распространены линзовидные тела ультрамафитов, в значительной части сконцентрированные в пределах Аллареченского рудного поля.

Тела мафит-ультрамафитов принадлежат гипербазитовой и перидотит-габбро-норитовой формациям [Зак, 1980]. Размеры тел невелики: 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 они соответствуют оливинитам, гарцбургитам, пироксеновым оливинитам и верлитам. Массивы перидотит-габбро-норитовой формации сосредоточены преимущественно в краевых частях куполов в южном обрамлении Печенгской структуры. Их протяженность по простиранию достигает 1000 м при мощности до 550 м. Предполагается, что часть ультрамафитов может представлять собой метакоматииты, на что указывает приуроченность к ним сульфидного медно-никелевого оруденения [Ранний докембрий..., 2005]. Между тем, можно предполагать палеопротерозойский возраст мафит-ультрамафитовых тел и их размещение в связи с эволюцией Печенгской структуры [Минц и др., 1996].

Оруденение. С ультрамафитами связаны сульфидные медно-никелевые месторождения Аллареченское и Восток, а в обрамлении рудного поля — рудопроявления Хихна, Рунийоки, Хутоярви, Аннамское и ряд более мелких. Месторождения Аллареченское и Восток были объектами промышленной добычи, к началу 80-х годов прошлого века полностью отработаны.

Геохронология. U-Pb возраст пород гранито-гнейсового комплекса по цирконам и сфенам из гранито-гнейсов — 2.73–2.5 млрд лет. Pb-Pb датировка по валу дала 2.87 млрд лет [Meriläinen, 1976], что может указывать на участие в составе пород древней компоненты. Опубликована единственная датировка аллареченских гнейсов — 2.66 млрд лет; возраст мигматитов, сформированных по гнейсам аллареченской свиты, составил 2.21 млрд лет (U-Pb, Zr [Тугаринов, Бибикова, 1980]). Sm-Nd датирование сходных комплексов пород (пояса Куорбоайви и Опукасярви) в северо-западной (финской) части структуры Инари показало, что метавулканиты образованы из палеопротерозойских источников не ранее

2.0 млрд лет назад [Barling et al., 1996]. Возможно, будущие исследования засвидетельствуют палеопротерозойский возраст и для вулканогенно-осадочных комплексов Рунийоки-Хихнаярви-Аллареченской группы (включая связанные с ними проявления оруденения).

Улитареченский зеленокаменный пояс — лишь недавно исследованная структура, которая образует «связку» между зеленокаменными поясами Инари-Аллареченской и охарактеризованной ниже Стрельнинской ГЗО. Породы Улитареченского пояса закартированы в виде полосы шириной от 1.5 до 3.5 км и протяженностью 32 км [Чащин, 2008]. Особенности региональной структуры позволяют предполагать, что эти породы принадлежат тектонической пластине, зажатой между тектоническим покровами Лапландского гранулито-гнейсового пояса в северной части Главного хребта (см. прил. I-1 и II-2). В строении пояса участвуют переслаивающиеся мелкозернистые гранатовые амфиболиты (иногда с реликтами клинопироксена), амфиболовые сланцы, биотитовые, амфибол-биотитовые, эпидот-биотитовые плагиогнейсы. Мощность прослоев варьирует от первых до 200 м и более. Оценки пиковых параметров метаморфизма довольно высоки (T — 720–850°C, P — около 7 кбар), что может указывать на палеопротерозойский возраст метаморфизма — совместного с породами Лапландского гранулито-гнейсового пояса. Особенности состава пород позволяют рассматривать их в качестве метавулканитов базальт-андезит-риолитовой серии.

Стрельнинская ГЗО охватывает восточный фрагмент Кольского микроконтинента. ТТГ гнейсы образуют основание зеленокаменных поясов. Осадочно-вулканогенные комплексы размещены в пределах детально исследованного Воче-Ламбинского и Стрельнинского поясов (см. прил. I-1, II-1 и II-2).

Воче-Ламбинский зеленокаменный пояс расположен в пределах тектонически крайне напряженного узла, где совмещены окончания двух палеопротерозойских поясов: осадочно-вулканогенного Имандра-Варзугского и гранулито-гнейсового Лапландского. Палеопротерозойский структурный план в этом участке образован сочетанием субширотных продольных структур последовательного растяжения–сжатия и меридиональной структуры трансформного типа. Зеленокаменный пояс расположен внутри тектонически вычлененного пластинообразного фрагмента, подвергшегося в период палеопротерозойской коллизии интенсивному сжатию и выжиманию в северо-западном направлении. Северо-западное завершение пояса представляет собой центриклинальную структуру, восточнее породы смяты в относительно пологую синклиналь, осложненную в результате деформаций неоархейского и палеопротерозойского возраста. Тем не менее, особенности разреза неоархейского пояса достаточно хорошо сохранились и детально исследованы [Воче-Ламбинский... полигон, 1991].

Зеленокаменный разрез образован четырьмя толщами. Нижняя образована тонкой перемежаемостью гнейсов и амфиболитов, в том числе, гранатсодержащих, в которых первичные структурно-текстурные признаки полностью утрачены. По химическому составу они отвечают известково-щелочным базальтам, андезитам и риодацитам. В виде тонких линз отмечаются метаультрамафиты. В верхних трех толщах помимо метавулканитов значительную роль играют метаосадки: аркозы и граувакки с линзами полимиктовых конгломератов, туфоконгломератов и конглобрекчий. Помимо гранито-гнейсов, гальки образованы метагабброидами, гнейсами (средними и кислыми метавулканитами) и амфиболитами (метабазальтами), подобными участвующим в строении зеленокаменного разреза. Это указывает на формирование конгломератов синхронно с вулканизмом в эпиконтинентальной обстановке. В составе верхней толщи значительно участие метабазальтов, в том числе, пиллоу-лав.

В недавней работе А.Б. Вревского с соавторами было предложено пересмотреть возрастную принадлежность части Воче-Ламбинского пояса, известной как арваренчская свита, и в дальнейшем коррелировать ее с нижней частью палеопротерозойского разреза пояса Имандра-Варзуга. Однако из-за некоторой неопределенности результатов датирования [Вревский, 2009] и, особенно, учитывая наличие в разрезе арваренчской свиты коматиитов [Вревский, Богомолов, 2009], мы решили до получения более однозначной информации сохранить прежнюю позицию этой свиты.

Геохронология. Возрастные характеристики плагиогранито-гнейсов основания зеленокаменного пояса заключены в интервале 2.81–2.76 млрд лет, амфиболовое габбро было размещено 2.77–2.75 млрд лет назад (U-Pb по циркону [Воче-Ламбинский... полигон, 1991; Balashov et al., 1992], модельный Sm-Nd возраст T(DM) [Daly et al., 1993]). Датирование гальки

плагиогранита из конгломерата дало тот же возраст — 2.807±0.007 [Кислицин и др., 2001]. Возраст кислых метавулканитов оказался в интервале 2.72–2.66 млрд лет [Кислицин и др., 2001; Пожиленко и др., 2000; Чащин и др., 2004]. Sm-Nd данные по [Timmerman, Daly, 1995]: модельный возраст T_{DM} = 2.76 и ε_{Nd} +2.57 указывают на отсутствие коровой контаминации магм. Однако, согласно А.Б. Вревскому и Е.С. Богомолову [2009], T_{DM} вулканитов, варьирующих по составу от коматиитов до дацитов, заключен в интервалах: 3.7–2.8 млрд лет для одностадийной и 3.5–2.7 — для двустадийной модели; значение ε_{Nd} преимущественно отрицательное — от –0.8 до –8.4, только для метабазальтов — от –1.9 до +1.4. Такие оценки скорее подтверждают прежнюю версию об архейском возрасте арваренчского раздела и предполагают преимущественно ювенильную природу вулканитов. Более молодые даты, полученные Rb-Sr методом, — 2.64–2.53 млрд лет [Воче-Ламбинский... полигон, 1991; Balashov et al., 1992], фиксируют время протекания термально-метаморфических процессов, последовавших за формированием зеленокаменного пояса.

Стрельнинский зеленокаменный пояс представлен вулканогенно-осадочными комплексами, которые размещены вдоль южного ограничения палеопротерозойского Имандра-Варзугского пояса, аналогично тому, как зеленокаменные пояса системы Рунийоки-Хихнаярви-Алларечка размещены в южном обрамлении Печенгской структуры. Они также приурочены к основанию тектонического покрова, перемещенного к северу поверх палеопротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса. Несмотря на длительную историю исследований, в понимании возраста и соотношений главных горно-породных ассоциаций и геологической структуры этого региона сохраняются, в определенной части, взаимоисключающие представления (в этом нетрудно убедиться, сравнив публикации: [Геологическая карта..., 2001; Пожиленко и др., 2002; Ранний докембрий..., 2005; Daly et al., 2006; а также многочисленные ссылки, приведенные в этих работах]. Структурное представление Стрельнинского фрагмента гранит-зеленокаменной области, на прилагаемой геолого-тектонической карте (см. прил. I-1), является результатом анализа имеющихся картографических материалов на базе опыта, полученного при исследовании сопредельных геологических структур. Не имея возможности для полевой заверки этой модели, авторы рассматривают ее лишь как некоторое предварительное приближение.

Главные особенности геологического строения Стрельнинского зеленокаменного пояса и гранит-зеленокаменной области в целом в пограничной области с поясом Имандра-Варзуга определяются сложным сочетанием вложенных друг в друга небольших овальных синформ и гранитно-купольных структур, размещенных в северной части крупной синформы. Размеры внешней синформы — около 150 км по длиной оси северо-западного простирания и 75 км в ортогональном направлении. Диаметр центрального овала — примерно 45 км. Как следует из структурных соотношений синформных структур с поясом Имандра-Варзуга, ограничения синформ характеризуются тектоническими перемещениями надвигового типа: породы, выполняющие синформы, «выдавлены» и надвинуты на породы обрамления, включая палеопротерозойский пояс Имандра-Варзуга. Аналогично, купольные структуры деформируют не только структуры гранит-зеленокаменной области, но и пояс Имандра-Варзуга. Следовательно, формирование структурного плана Стрельнинской гранит-зеленокаменной области относится в преобладающей степени к палеопротерозойскому этапу. Мы вернемся к обсуждению этих структур ниже, в разделах, посвященных палеопротерозою.

Гранито-гнейсовый комплекс структурно «подстилает» гнейсо-амфиболитовые разрезы, образованные метаосадками и метавулканитами. Поэтому гранито-гнейсы принято рассматривать в качестве комплекса «основания», образованного однородными биотитовыми и амфибол-биотитовыми ТТГ гнейсами, включающими линзы амфиболитов. До недавнего времени к архею относили также и развитые в этом районе толщи парагнейсов, которые в соответствии с недавно полученными возрастными данными следует относить к палеопротерозою [Пожиленко и др., 2002; Daly et al., 2006].

Геохронология. Имеющиеся геохронологические оценки дают интервал от 2.72 до 2.67 млрд лет для пород гранито-гнейсового комплекса [Daly et al., 2001; 2006]. Значительно более древние оценки получены по некоторым валовым пробам: Rb-Sr изохрона — 2.87, Rb-Sr модельный возраст — 2.83 млрд лет [Balashov et al., 1992], Sm-Nd модельный возраст T_{DM} — 3.04 и 2.95 млрд лет [Daly et al., 2001]. Другая часть проб характеризуется оценками модельного возраста, близкими к цирконовым датам: T_{DM} —

2.69–2.66 млрд лет [Daly et al., 2001]. Вероятно, это указывает на неравномерную ассимиляцию магмами более древнего корового материала или, как полагает Ю.А. Балашов, — на размещение ТТГ гранитоидов ранее 2.87 млрд лет и на метаморфические преобразования, последовавшие в период с 2.72 до 2.67 млрд лет назад.

Метавулканиты охарактеризованы оценкой возраста Rb-Sr методом по валовым пробам, 2.55±0.09 млрд лет. Повышенные значения $^{87}Sr/^{86}Sr_0$ = 0.702 и модельного Rb-Sr возраста, вероятно, указывают, что изохронная дата отвечает времени метаморфизма вулканитов [Balashov et al., 1992].

Ена-Колвица-Гридинская ГЗО размещена в южной части Кольского микроконтинента. Эта область ранее всегда рассматривалась как составная часть Беломорской провинции (блока, мобильного пояса, орогена и т.п.). В частности, на одной из новейших карт, подготовленной Ю.В. Миллером [Ранний докембрий..., 2005, рис. 3.1], эта область включена состав Хетоламбинского тектонического покрова. Как показано ниже в разделе 2.1.6, естественной границей между Кольской и Беломорской тектоническим провинциями (соответственно между их составляющими — Инари-Кольким и Хетоламбинским микроконтинентами) является Центрально-Беломорский зеленокаменный (сутурный) пояс. С учетом этого, мы отделили северную часть Хетоламбинского тектонического покрова в трактовке Ю.В. Миллера, залегающую структурно выше Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, вывели ее из состава Беломорского орогена и рассматриваем в качестве Южно-Кольской активной окраины Инари-Кольского микроконтинента (см. прил. II-1). Гранито-гнейсы активной окраины тектонически перекрывают Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс и пассивную окраину Хетоламбинского микроконтинента (см. прил. I-1, II-1 и II-2).

В пределах преобладающей по размеру северо-западной части Ена-Колвица-Гридинской ГЗО среди гранито-гнейсов размещены Енский зеленокаменный пояс и породы мезо-неоархейской эклогитовой ассоциации Салмы (эклогитовая ассоциация Салмы детально охарактеризована в разделе 2.1.6.1). Бóльшая часть юго-восточного продолжения Ена-Колвица-Гридинской ГЗО, перекрытая тектоническим покровом Колвица-Умбинского гранулитового пояса и водами Кандалакшского залива Белого моря, фрагментарно обнажена в прибрежной полосе Карельского побережья и на островах Кандалакшского залива — вплоть до района с. Гридино. Выходы эклогитоносных гнейсов на о-ве Сумостров свидетельствуют о том, что Ена-Колвица-Гридинской ГЗО протягивается далее в юго-восточном направлении под акваторией Онежской губы.

Структурные соотношения гранито-гнейсового комплекса и гнейсо-амфиболитовых разрезов Енского зеленокаменного пояса, образованных метаосадками и метавулканитами, не ясны. Ограниченные геохронологические данные, полученные в районах развития эклогитовых ассоциаций Салмы и Гридино (см. в разделах 2.1.6.1 и 2.1.6.2, соответственно) позволяют наметить участие в составе гранито-гнейсового комплекса двух групп пород. Гранито-гнейсы первой группы, датированные в интервале 2.82–2.77 млрд лет, представлены ТТГ гнейсами с преобладанием тоналитов. Геохимические характеристики позволяют сопоставлять их с породами ТТГ серии адакитового и известково-щелочного типа. Возраст гранитоидов второй группы охарактеризован единичными оценками — 2.74, 2.69 и 2.63 млрд лет. Эти гранитоиды также относятся к ТТГ серии, однако среди них встречаются разновидности (преимущественно мигматиты) с пониженным уровнем РЗЭ и положительной Eu аномалией, формирующиеся в обстановке высокотемпературного внутрикорового парциального плавления (см. обсуждение в разделе 2.1.1).

Енский зеленокаменный пояс (по [Пожиленко и др., 2002 и ссылки в этой работе]) расположен в северо-западной части ГЗО и приурочен к юго-западной пограничной зоне Инари-Кольской области. Его юго-западное ограничение перекрыто синформным тектоническим покровом Чупинского гранулито-гнейсового пояса (см. прил. I-1, II-1, II-2). Енский пояс представляет собой асимметричную синформу сложного строения генерального северо-западного простирания, протягивающуюся приблизительно на 60 км при ширине 10–15 км. Предполагается, что осадочно-вулканогенная толща несогласно перекрывает породы гранито-гнейсового комплекса.

В строении Енского пояса преобладают биотитовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы (метавулканиты — преимущественно метадациты и метариодациты). Подчиненную роль играют кианит-гранат-биотитовые гнейсы (метаосадки) и пластовые тела амфиболитов (метатолеитов), включающие линзы и маломощные прослои метакоматиитов. Пластовые тела амфи-

болитов прослеживаются на расстояния от сотен метров до первых десятков километров. Осадочно-вулканогенный комплекс неравномерно мигматизирован. Максимальные оценки мощности осадочно-вулканогенного разреза не превышают 2.5 км.

Геохронология. Оценки возраста риодацитов Енского пояса (U-Pb по циркону) варьируют в узком интервале от 2.78 до 2.74 млрд лет (2.778±0.004 [Пожиленко и др., 1995]; 2.744±0.006 и 2.737±0.008 [Пожиленко и др., 2000]). Модельный Sm-Nd возраст их протолита, равный 2.77 млрд лет, и положительное значение ε_{Nd} равно +2.3 [Timmerman, Daly, 1995] указывают на ювенильное происхождение риодацитов. Датирование метавулканитов к востоку от Енского пояса в районе Озерной Вараки дало несколько более молодые оценки: метаандезит — 2.73±0.01, метабазальт — 2.70±0.01 млрд лет [Морозова и др., 1998].

Геодинамическая интерпретация. Возрастные соотношения гранито-гнейсового и осадочно-вулканогенного комплексов позволяют предполагать, что осадочно-вулканогенный разрез был сформирован поверх уже существовавшей к тому времени континентальной коры. Вместе с тем, интервалы формирования ранних гранитогнейсов (2.82–2.77 млрд лет) и риодацитов Енского пояса (2.78–2.74) перекрываются с оценкой возраста субдукции под Южно-Кольскую активную окраину (в интервале от 2.84 до 2.73 млрд лет — см. разделы 2.1.6.1 и 2.1.6.3). Это позволяет рассматривать их как производные взаимосвязанных процессов субдукции и надсубдукционного магматизма. Более молодые метавулканиты района Озерной Вараки, вероятно, являются производными внутриконтинентального вулканизма — как и большинство вулканических образований Инари-Кольской ГЗО.

Геодинамическая обстановка и условия формирования Инари-Кольской гранит-зеленокаменной области. Подводя итог описанию Инари-Кольской ГЗО, последовательность главных событий в ее истории можно представить следующим образом.

1. «Дозеленокаменный» гранито-гнейсовый комплекс преимущественно образован породами ТТГ серии. С большой долей уверенности можно считать, что протолиты значительной части ТТГ гнейсов были сформированы в результате вулканических извержений насыщенных CO_2 и, следовательно, высокотемпературных плагиориодацит-плагиориолитовых магм, возникновение и эволюция которых в глубинных очагах связаны с интервалом времени приблизительно от 2.89 до 2.81 млрд лет. Кристаллизации этих вулканитов (т.е. собственно образование протолитов ТТГ гнейсов) отвечает интервал 2.83–2.80 млрд лет. Таким образом, в северо-западной части микроконтинента вулканический или, что более вероятно, вулкано-плутонический протолит «дозеленокаменного» тоналит-трондьемитового комплекса к рубежу 2.80 млрд лет был в главных чертах сформирован.

Геодинамическая обстановка магматизма не могла быть связана с субдукцией (поскольку имеются свидетельства «сухого» плавления мафитового субстрата). Более вероятна внутриконтинентальная обстановка плюмового типа с интенсивным притоком «сухого» тепла из мантии, андерплейтингом мафитовым магм и последующим плавлением мафитовых пород с образованием расплавов ТТГ состава. Согласно результатам петролого-геохимического моделирования [Ветрин и др., 2002], в ТТГ комплексе можно выделить три типа гнейсов, протолиты которых могли формироваться при давлении, равном 8, 15–16 и более 16 кбар в результате парциального плавления мафитовых вулканитов (амфиболитов) и последующей фракционной кристаллизации расплавов.

Тоналит-трондьемитовые и аляскитовые гнейсы в восточной части микроконтинента, согласно ограниченной информации, имеют более молодой возраст — 2.80–2.67 млрд лет. Детальные исследования цирконов позволяют связать с этими периодом также и метаморфизм амфиболитовой фации (на уровне современного эрозионного среза) ранее сформированного ТТГ вулкано-плутонического комплекса. Формирование «дозеленокаменной» ассоциации здесь, по-видимому, завершилось лишь к 2.75 млрд лет.

Принимая сценарий вулканического происхождения протолитов ТТГ гнейсов, необходимо объяснить, каким образом в кислых вулканических породах кристаллизовались достаточно обильные кристаллы циркона? Возможный вариант объяснения следующий: вулканические извержения имели характер мощных катастрофических выбросов вспененных и дезинтегрированных расплавов, формирующих пирокластические потоки (потоки вулканического пепла) [Росс, Смит, 1963]. Как известно на примерах молодых и современных отложений пирокластических потоков, к началу извержения магма

в очаге могла достигать значительной степени кристаллизации [Сперанская, 1964; Минц, 1978], что послужило основанием для сравнения отложений пирокластических потоков (сваренных туфов и игнимбритов) с «прорвавшимися к поверхности гранитными плутонами» [Устиев, 1963]. Кристаллизация гранитоидных магм в глубинных очагах включала и кристаллизацию цирконов.

2. С интервалом времени между 2.84–2.74 млрд лет связано формирование вулкано-плутонической ассоциации Южно-Кольской активной окраины Кольского микроконтинента.

3. Следующий этап отвечает формированию внутриконтинентальных вулканогенно-осадочных разрезов зеленокаменных поясов. В этих разрезах играют важную роль, а в некоторых случаях преобладают терригенные породы, в том числе конгломераты с обломками подстилающих гранитоидов. Широко представлены железистые кварциты и пестрые вулканические серии, для которых с большой степенью вероятности можно предполагать внутриконтинентальные обстановки формирования. Скудные сведения, которыми мы на сегодня располагаем, позволяют отнести возраст этих разрезов к интервалу 2.76–2.66 млрд лет.

4. Субсинхронно с формированием вулканогенно-осадочных разрезов 2.78–2.73 млрд лет назад в западной части Инари-Кольской ГЗО и в пограничной области с Мурманским микроконтинентом возникли интрузии гранитов и кварцевых монцонитов (по крайней мере в случае Поросозерского массива принадлежащие санукитоидной серии) позднеорогенного или анорогенного типа.

5. Проявления оруденения в пределах зеленокаменных поясов относятся к двум ведущим рудным формациям: железорудной (полосчатые железистые кварциты, BIF) и сульфидной медно-никелевой. Кремнисто-железистые хемогенные осадки накапливались в эпиконтинентальных бассейнах в перерывах вулканической деятельности. Сульфидное Cu-Ni оруденение, связанное с мафит-ультрамафитовым магматизмом в поясах зеленокаменного типа, расположенных в южном обрамлении палеопротерозойской Печенгской структуры, также формировалось во внутриконтинентальной обстановке. Недостаток геохронологических данных не позволяет достоверно оценить возраст как медно-никеленосных поясов, так и собственно оруденения. Необходимо учитывать возможность их формирования в палеопротерозое.

В целом, можно заключить, что эволюция Инари-Кольской ГЗО, которая последовала за формированием «дозеленокаменного» гранито-гнейсового комплекса, протекала во внутриконтинентальной обстановке. Были сформированы вулканогенно-осадочные толщи, заполнившие протяженные депрессии. Эти толщи, совместно с подстилающим ТТГ вулкано-плутоническими комплексом, подверглись интенсивным деформациям и метаморфизму, вплоть до амфиболитовой фации, и превратились в структуры, которые принято относить к типу зеленокаменных поясов. С этим интервалом связано также формирование лейкократовых и калиевых гранитоидов.

2.1.3.2.Центрально-Кольский гранулито-гнейсовый пояс

Геология (см. прил. I-1). Центрально-Кольский гранулито-гнейсовый пояс (ГГП) чешуйчато-надвигового строения в качестве самостоятельного тектонического подразделения был выделен сравнительно недавно [Баржицкий, 1988; Минц и др., 1996]. Ранее породы гранулито-гнейсовой ассоциации рассматривались в составе Кольско-Норвежского протоконтинента (блока и т.п.) совместно с породами меньшего уровня метаморфизма.

Региональные соотношения указывают на закономерное размещение в пространстве ассоциации гранит-зеленокаменного типа (принадлежащих Инари-Кольской ГЗО) гранулито-гнейсовой ассоциации. В строении Центрально-Кольского пояса участвуют варьирующие по составу породы: биотитовые и амфиболовые гнейсы с гиперстеном, гранатом, силлиманитом, кордиеритом, реже андалузитом или шпинелью, тоналито- и эндербито-гнейсы, амфиболиты (в том числе, гиперстеновые и двупироксеновые), гранито-гнейсы, полосчатые эвлизиты и кварциты гранулитовой фации метаморфизма. Как видно из приведенного перечня, породы гранулито-гнейсового комплекса принадлежат двум типам — преимущественно метавулканогенному (амфиболиты, биотитовые и амфиболовые гнейсы) и преимущественно метаосадочному (силлиманит- и кордиерит-гранатовые гнейсы, эвлизиты, кварциты. Породы названных типов принято рассматривать в качестве чудзъяврской и волшпахкской свит кольской серии [Ранний докембрий..., 2005]. Менее распространенный третий тип образован метаинтрузивными тела-

ми эндербит-чарнокитового ряда. Условия метаморфизма пород варьируют от гранулитовой до высокотемпературных ступеней амфиболитовой фации. В пределах северо-западного окончания пояса, расположенного на территории Норвегии, полосчатый гнейсо-амфиболитовый комплекс обозначается как «гнейсы Хомпен», а метаосадочные гнейсы — как «гнейсы Ярфьорд» [Dobrzhinetskaya et al., 1995].

Эвлизиты (оливин-гиперстеновые магнетитовые кварциты) и магнетитовые кварциты — железистые породы гранулитовой фации, являющиеся постоянным элементом метаосадочной части разреза, образуют многочисленные железорудные проявления.

Данные геологического картирования и сейсмический образ коры (см. прил. V-4 и ниже рис. 4.15) убедительно показывают, что породы гранулито-гнейсовой ассоциации структурно перекрывают породы Инари-Кольской ГЗО. Понятно, что перекрытие пород меньшего уровня метаморфизма более высокометаморфизованными ассоциациями однозначно свидетельствует о тектоническом характере границы и о надвигании гранулито-гнейсового комплекса на гранит-зеленокаменную область. Полевые наблюдения свидетельствуют, что гранулито-гнейсовый комплекс можно представить в виде последовательности тектонических пластин, контакты между которыми выполнены бластомилонитами. В зонах контактов нередки характерные малион-структуры, возникающие в условиях сдвиговых перемещений. Тектонические пластины в преобладающей части пояса последовательно погружаются в северо-восточном направлении. Между тем, оказалось, что значительная часть тектонического покрова (пакета тектонических пластин) слагает синформную структуру, ось которой протягивается в северо-западном направлении. Представления о моноклинальном строении пояса, по-видимому, можно сохранить за его восточной частью, погружающейся под Мурманский микроконтинент. Относительно простое строение тектонического покрова осложнено пологими складками, связанными со сдвиговыми деформациями и перемещениями вдоль палеопротерозойских разломов субмеридионального простирания.

Метаморфизм. Особенности минеральных ассоциаций в центральной части пояса указывают на повышение оценок *PT*-параметров пикового метаморфизма с северо-востока на юго-запад, т.е. от верхних частей тектонического покрова к его основанию (что, в целом, естественно) — от высокотемпературных ступеней амфиболитовой до гранулитовой фации. Это приблизительно соответствует возрастанию параметров от 650°С и 4–5 кбар до 800°С и 6–7 кбар [Ранний докембрий..., 2005]. Эти параметры согласуются с признаками близкой по времени кристаллизации андалузита и кианита. Максимальные оценки, до 800°С и 9 кбар, получены для пород нижней части покрова в районе ст. Кица [Ранний докембрий..., 2005; Петровская и др., 2007]). Несколько иные оценки дали исследования северо-западной части пояса: гранулитовый метаморфизм — 800–900°С при 6 кбар, последовавший метаморфизм амфиболитовой фации — 600°С при давлении 4.5–5 кбар [Мыскова, Милькевич, 2005].

Оценки давления указывают на умеренные глубины метаморфизма, порядка 14–18 км для кровли и 21–25 км (максимально — до ~33) — для подошвы покровного тектонического ансамбля гранулитов. Соответственно мощность коровой пластины, до ее перемещения в виде тектонического покрова, должна была составлять 7–15 км. Интересно отметить, что в сечении профилем 1-ЕВ наблюдаемая мощность гранулито-гнейсового комплекса составила 5–6 км (см. прил. V-4, рис. 4.15). Приведенные оценки позволяют приблизительно оценить величину «внутреннего» температурного градиента в области коры в период гранулитового метаморфизма — 10–20°С/км.

Детальные петрологические исследования в районе Веже-тундры (нижняя часть тектонической пластины) позволили выделить три главных температурных этапа минералообразования: 670, 565 и 500°С [Фонарев, 1987]. Эти температурные оценки в равной мере отвечают комплексам, метаморфизованным, судя по геологическим соотношениям, на различных глубинах: более глубинному комплексу эндербитов и двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев и несколько менее глубинному кондалитовому комплексу (преимущественно биотит-гранат ± ± силлиманит ± кордиеритовые гнейсы с включениями двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев). Все перечисленные оценки соответствуют параметрам амфиболитовой фации. Согласно К.Х. Авакяну [1992], наиболее ранний из зафиксированных этап метаморфизма характеризуется параметрами 680°С при 6.2 кбар, следующий — 590°С при 3.5 кбар. Связать воедино перечисленные выше оценки пока не представляется возможным. Для получения надежной

картины требуются систематические исследования, подобные «петрологическому картированию» палеопротерозойского Лапландского гранулито-гнейсового пояса [Минц, Ветрин, Конилов, 2000; Mints et al., 2007], методика и результаты которого охарактеризованы ниже в разделе 3.3.1.6.

Геохронология. Геохронологические исследования U-Pb методом по цирконам, проведенные в предыдущие 15–20 лет [Бибикова, 1989; Balashov et al., 1992; Levchenkov et al., 1995; Петровская и др., 2007; Мыскова, Милькевич, 2005], позволяют выделить три интервала метаморфизма (метаморфических события): первый — 2.79–2.71 млрд лет, второй — 2.66–2.64 млрд лет и третий — 2.58–2.55 млрд лет. Оценки возраста первого этапа получены, судя по первичным публикациям, в однотипных породах, гиперстеновых гранодиоритах и диоритах (эндербит-чарнокитах) и в некоторых кондалитах, оценки второго этапа — для пород с преобладанием минеральных ассоциаций амфиболитовой фации по низкоурановым «гранулитовым» цирконам. Наконец, третий — заключительный, этап охарактеризован «поздними» высокоурановыми цирконами [Петровская и др., 2000].

Оценки $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +0.6 до +1.3 и модельные Sm-Nd возраста T_{DM} — 2.85–2.77 млрд лет [Timmerman, Daly, 1995], близкие возрасту раннего метаморфизма, свидетельствуют о преимущественно ювенильном характере протолитов и низком уровне участия пород более древней континентальной коры.

Кроме того, имеется группа оценок более древних («догранулитовых») возрастов, геологический смысл которых требует дополнительного обсуждения. К этой группе (по данным исследований с использованием SHRIMP-II [Мыскова, Милькевич, 2005; Мыскова и др., 2008]) мы отнесли прежде всего определения возраста тонкозональных цирконов из кислых гранулитов. Эти цирконы демонстрируют «магматический» тип распределения РЗЭ, и им приписывается возраст магматической кристаллизации протолитов дацитового состава (2.91±0.02 млрд лет). Получены также и несколько более молодые оценки: 2.79 и 2.74 млрд лет. Единично встречен явно ксеногенный циркон с уникальным возрастом 3.59±0.02 млрд лет. Цирконы «негранулитовой» морфологии с возрастом 2.83±0.07 млрд лет ранее были отмечены в гиперстеновых диоритах [Бибикова, 1989]. Эти данные указывают на вовлечение в состав протолитов как метаосадочных, так и метамагматических пород и вещества более древней (в том числе — поразительно древней!) континентальной коры. Вероятно, подобным обстоятельством определяется оценка древнего возраста кондалитов Rb-Sr методом по валовым пробам (2.88±0.05 млрд лет [Авакян, 1992]). Эти оценки, а также опыт изучения «догранулитовых» цирконов в других гранулито-гнейсовых комплексах (см. ниже), позволили нам предположительно отнести к «догранулитовой» группе еще несколько дат, превышающих 2.83 млрд лет.

Геодинамическая обстановка и условия формирования Центрально-Кольского гранулито-гнейсового пояса могут быть охарактеризованы лишь в самом общем виде.

1. Вулканогенно-осадочный комплекс, образовавший протолит гранулито-гнейсовой ассоциации, был сформирован, несомненно, во внутриконтинентальной области.

2. Ограниченная информация, полученная в результате исследования Sm-Nd системы, позволяет предполагать, что седиментация могла быстро смениться высокотемпературным метаморфизмом. Выявленные в породах гранулито-гнейсового комплекса древние цирконы (более 2.83 и до 3.61 млрд лет) частично могли быть захвачены из пород фундамента. Однако их присутствие может также указывать на непосредственное вовлечение пород древнего фундамента в высокотемпературные процессы.

3. В метаморфической истории Центрально-Кольского пояса фиксируются три последовательных интервала метаморфизма (метаморфических события): первый — 2.79–2.71 млрд лет, второй — 2.66–2.64 млрд лет и третий — 2.58–2.55 млрд лет.

4. Распределение в пространстве параметров пикового метаморфизма можно охарактеризовать приблизительно так: 800°C при 6–7 кбар (в северо-западной части до 900°C и 9 кбар) у основания покровно-надвигового ансамбля и 650°C при 4–5 кбар в его верхней части. Оценки давления указывают на умеренные глубины метаморфизма, порядка 14–18 км для кровли и 21–25 км (максимально — до ~33) — для подошвы покровно-надвигового ансамбля гранулитов. Длительно функционировавший (пульсирующий) источник глубинного тепла имел, очевидно, плюмовую природу.

5. Перемещение гранулито-гнейсового комплекса на породы гранит-зеленокаменного комплекса указывает на сжимающие напряжения, вероятнее всего, коллизионной природы на за-

ключительном этапе — т.е. около раздела архей–палеопротерозой 2.5 млрд лет назад.

2.1.3.3. Кейвская вулкано-тектоническая палеодепрессия

Тектоническая структура, которой мы впервые присваиваем наименование «Кейвская вулкано-тектоническая палеодепрессия» расположена в восточной части Кольского полуострова. Она отчетливо выделяется среди сопредельных геологических структур: слагающие ее структурно-вещественные комплексы своеобразны, многие из них не имеют близких аналогов не только в пределах Фенноскандинавского щита, но и в архейских структурах мра. Главную роль играют преобладающие на уровне современного эрозионного среза породы неоархейской Кейвской амфиболито-гнейсовой ассоциации. Ассоциация образована метавулканитами — гранат-биотитовыми (известково-щелочными до субщелочных) и эгирин-арфведсонитовыми (субщелочными-щелочными) гнейсами при участии биотит-амфиболовых и амфиболовых гнейсов, амфиболитов и реоморфических щелочных гранитов (см. прил. I-1) [Минц и др., 1996; Минц, Цьонь, 1997]. В западной части структуры гнейсы–метавулканиты вмещают два небольших массива нефелиновых сиенитов — Сахарйок и Кульйок, интрудирующих толщу щелочных гнейсов (эти массивы на карте прил. I-1 не показаны). В обширной литературе, посвященной «Кейвской структуре» или «Кейвскому блоку», эгирин-арфведсонитовые гнейсы принято рассматривать в качестве «Кейвских щелочных гранитов» (см. книгу [Ранний докембрий..., 2005] и ссылки в этой работе).

Северная часть Кейвской структуры погружена (пододвинута) под юго-западную окраину Мурманского микроконтинента. Породы Кейвской ассоциации отделены от Мурманского микроконтинента Северо-Кейвским аллохтоном, сложенным лейкоратовыми биотитовыми гнейсами (частью — гнейсами-бластомилонитами), вмещающими пластинообразные тела габбро-анортозитов. Близ западного и восточного ограничений палеодепрессии размещены отчетливо картируемые области, сложенные мигматизированными биотитовыми, амфиболовыми, биотит-гранатовыми гнейсами, гранито-гнейсами и мусковит-биотитовыми гнейсо-бластомилонитами, которые обычно относят к различным свитам кольско-беломорской серии, а также силлообразные тела и дайки габбро-анортозитов. Эти области принято рассматривать в качестве «выступов фундамента» Верхнепонойского и Пурначского, соответственно [Белолипецкий и др., 1980; Радченко и др., 1992; Пожиленко и др., 2002]. В то же время, особенности геофизических полей и результаты объемного плотностного моделирования указывают на близкое к поверхности расположение подошвы этих комплексов [Минц и др., 1994, 1996], что позволяет рассматривать Северо-Кейвскую, Верхнепонойскую и Пурначскую структуры в качестве фрагментов единого тектонического покрова (аллохтона). Массивы неоархейских габбро-анортозитов (Магазин-Мусюр, Ачерйокский, Пачинский, Ельозерский, Щучьеозерский и Цагинский), по-видимому, представляют собой фрагменты единого пластинообразного тела (или системы взаимосвязанных тел), размещенного в пределах этого тектонического покрова.

Г е о л о г и я. Толщи, располагающиеся в основании разреза Кейвской палеодепрессии, образованы амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, слюдяными и кварцитовидными сланцами коловайской свиты и кинемурской толщей биотитовых и биотито-мусковит-гранатовых гнейсов. Они перекрыты амфиболитами, биотит-амфиболовыми плагиосланцами и двуслюдяными с гранатом гнейсами патчервтундровской свиты. Верхняя часть разреза образована кислыми породами лебяжинской свиты: гранат-биотитовыми известково-щелочными до субщелочных (ниже для краткости — «известково-щелочными») гнейсами, сохраняющими реликтовые структурные признаки вулканитов [Мирская, 1976]. Совокупность перечисленных свит образует лебяжинскую серию, суммарная мощность которой составляет около 3500 м.

Выше располагаются кейвская и песцовотундровская серии, образованные преимущественно сланцами (метаморфизованными продуктами дезинтеграции и переотложения пород подстилающего разреза) [Белолипецкий и др., 1980; Мирская, 1976]. Породы кейвской серии залегают на лебяжинских гнейсах со стратиграфическим [Загородный, Радченко, 1983] и угловым несогласием, граница зафиксирована развитием коры выветривания [Бекасова и др., 1975; Головенок, 1977; Мирская, 1976]. Обе серии обычно относят к неоархею [Белолипецкий и др., 1980; Геологическая карта..., 1996; Пожиленко и др., 2002]. Однако имеются геологические и геохронологические свидетельства

их палеопротерозойского возраста [Минц и др., 1996], которые представляются нам достаточно убедительными. Поэтому кейвская и песцовотундровская серии и образованные ими геологические структуры рассмотрены ниже в разделе 3.3.1.2, посвященном палеопротерозойским структурно-вещественным комплексам и событиям. Соответственно там же будут рассмотрены и зоны кианитовых метасоматитов также палеопротерозойского возраста [Бушмин, Савва, Воинова, Щеглова, 2009].

Эгирин-арфведсонитовые (ниже для краткости — «щелочные») гнейсы большинством исследователей вплоть до настоящего времени рассматриваются в качестве «щелочных гранитов». Принято считать, что Кейвские «щелочные граниты» прорывают неоархейские породы до лебяжинской свиты включительно или преобразуют их, но нигде не воздействуют на породы кейвской и песцовотундровской серий. С этой точки зрения, время внедрения щелочных гранитов до получения достоверных геологических данных, т.е. еще недавно, соотносили с интервалом между отложением гнейсов лебяжинской серии и сланцев кейвской серии.

За длительный период исследований были выдвинуты различные гипотезы формирования Кейвских «щелочных гранитов». Интрузивной модели [Батиева, 1976] противостоит идея о формировании Кейвских «щелочных гранитов» в результате щелочного метасоматоза. Своим возникновением эта идея в значительной степени обязана распространенности в пределах Кейвской структуры субщелочных «гнейсов-метасоматитов». Эти породы развиваются преимущественно по лебяжинским гнейсам, образуя с ними постепенные переходы. По структурно-текстурным особенностям они близки замещаемым гнейсам, отличаясь от них большей массивностью и однородностью. В породах, испытавших более интенсивное замещение, гранат и биотит исчезают, уступая место гастингситу. В отдельных участках появляется эгирин.

В зависимости от предполагаемого генезиса, этим породам присваивались различные наименования: «щелочные метасоматиты», «щелочные гнейсы», «гнейсы-метасоматиты», «гнейсо-сланцы» и т.п., они рассматривались то в качестве экзоконтактовых образований относительно массивов «щелочных гранитов» [Батиева, 1976], то в качестве щелочных метасоматитов, предшествовавших внедрению щелочных гранитов [Белолипецкий и др., 1980]. Предполагалось также, что они могут отвечать внешней части зоны метасоматических преобразований, конечным результатом которых явились собственно щелочные граниты [Сидоренко, Ожогин, 1968]. Однако структурные соотношения щелочных гнейсов и гнейсов-метасоматитов свидетельствуют, скорее, об их независимом формировании. В частности, гнейсы-метасоматиты далеко не всегда располагаются в экзоконтактах «массивов щелочных гранитов». Более отчетлива их приуроченность к протяженным тектоническим нарушениям, в частности, к шовной зоне по границе Мурманского и Кейвского микроконтинентов.

В работах [Минц и др., 1996; Минц, Цьонь, 1997] была предложена еще одна версия происхождения Кейвских щелочных гнейсов, опирающаяся на геологические соотношения между кейвскими щелочными и лебяжинскими известково-щелочными гнейсами и на их геохимические особенности. В этой модели обе разновидности гнейсов совместно с биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами нижней части разреза рассматривались в качестве метавулканитов соответствующего состава, а ассоциация в целом — в качестве зеленокаменного пояса, своеобразие которого состоит в преобладании кислых и щелочных пород.

Напомним ряд особенностей внутреннего строения «массивов щелочных гранитов», имеющих решающее значение для реконструкции протолитов щелочных гнейсов [Гендлер и др., 1980; Минц и др., 1996], которые не потеряли своего значения до настоящего времени.

1. «Массивы щелочных гранитов» представляют собой расслоенные тела пластообразной формы, мощность которых по различным оценкам составляет 2–5 км при протяженности до 60–100 км. Они образованы переслаиванием согласно залегающих, выдержанных по простиранию прослоев и пачек «щелочных гранитов», различающихся минералогическим (эгириновые, эгирин-арфведсонитовые, биотит-арфведсонитовые и тому подобные разности) и химическим составом. Протяженность отдельных пачек составляет первые километры, достигая первых десятков километров.

2. Вещественная расслоенность «массивов щелочных гранитов» характеризуется ритмической повторяемостью, границы отдельных слоев и пачек имеют в большинстве случаев согласный или субсогласный характер.

3. Отдельные прослои «щелочных гранитов» выходят за пределы «массивов», непрерывно продолжаясь во вмещающие лебяжинские гней-

сы; в свою очередь, во внутренних частях «массивов» встречаются согласные прослои и линзы гранат-биотитовых гнейсов.

4. На аэрофотоизображениях «массивов щелочных гранитов» дешифрируются структурные линии, рисующие складчатые формы, свойственные метаморфическим и вулканогенно-осадочным толщам; прототектоническая трещиноватость, характерная для гранитных массивов, отсутствует.

5. Предполагавшаяся ранее зональность «массивов» с концентрацией более кислых разностей в их центральных частях и более основных — в эндоконтактах, связывавшаяся с интрузивным размещением «щелочных гранитов» [Подольский, 1973], не нашла подтверждения при детальном картировании; отсутствуют и экзоконтактовые изменения пород при одновременной четкости и резкости границ «щелочных гранитов» и лебяжинских гнейсов.

6. Размеры отдельных «массивов», достигающие по протяженности 100 км, не имеют аналогов в мире: щелочными гранитами различных возрастов сложены массивы малого размера (как правило, первые километры в поперечнике).

Состав щелочных гнейсов, особенности расслоенности, размеры «массивов» и их взаимоотношения с вмещающими породами позволяют предполагать вулканогенную природу протолитов (геохимическое обоснование этого вывода кратко приведено ниже). Протолитом гнейсов, по всей вероятности, были отложения пирокластических потоков (игнимбриты и спекшиеся туфы). В пределах фанерозойских вулканических поясов подобные отложения образуют обширные покровы, их выдержанная слоистость — один из важнейших диагностических признаков [Росс, Смит, 1963; Сперанская, 1964; Минц, 1978]. Протяженность отдельных покровов может составлять километры и десятки километров, достигая 100 км. При этом «однородность строения (единообразие) туфовых покровов на огромном протяжении и площади — весьма важный критерий для их распознавания. Эта однородность... не характерна ни для туфов выпадения, ни для лавовых пород кислого состава» [Росс, Смит, 1963, с. 407].

В предлагаемой трактовке кейвские щелочные гнейсы рассматриваются как часть метаморфизованного осадочно-вулканогенного разреза. Их место в стратиграфической последовательности, с учетом данных о переслаивании, отвечает нижней и/или средней части разреза лебяжинской свиты. Несогласованность этого заключения с приведенными ниже геохронологическими данными, как нам представляется, определяется несистематическим характером отбора проб для датирования и, в частности, отсутствием данных о возрасте протолита известково-щелочных гнейсов в верхней части разреза лебяжинской серии.

Современная геологическая структура Кейвской палеодепрессии характеризуется куполовидными формами со щелочными гнейсами в ядре, поздними пегматитами и грейзенизированными инъекциями во внешних частях куполов. Пластические деформации, связанные с куполообразованием, способствовали созданию иллюзии согласного залегания щелочных гнейсов с палеопротерозойскими породами кейвской серии (см. в работе [Минц и др., 1996]).

Кейвским щелочным эгирин-арфведсонитовым гнейсам практически идентичны по составу щелочные граниты массива Белых Тундр [Батиева, 1976; Минц и др., 1996; Баянова, 2004]. Щелочные граниты характеризуются гипидоморфнозернистой (магматической) микроструктурой, в отличие от гранобластовых, типично метаморфических структур щелочных гнейсов, массивной или слабогнейсовидной текстурой и признаками секущего залегания. Пересечение щелочными гранитами Белых Тундр пород Верхнепонойского фрагмента крупного тектонического аллохтона позволяет предполагать, что тела щелочных гранитов сформировались в результате вторичного плавления щелочных гнейсов и внедрения палингенного магматического расплава в породы перекрывающего аллохтона.

Метаморфизм. Характер ранних метаморфических преобразований пород лебяжинской свиты и их возраст остаются до настоящего времени дискуссионными. По общему уровню метаморфизма (кианит-ставролит-двуслюдяная субфация и эпидот-амфиболитовая фация) породы лебяжинской серии практически тождественны особенностям палеопротерозойского метаморфизма пород кейвской и песцовотундровской серий. Поэтому обычно принимается, что метавулканиты лебяжинской серии либо не подвергались архейскому метаморфизму, либо он был существенно низкотемпературным [Метаморфизм..., 1986]. Купола реоморфизованных щелочных гнейсов отчетливо деформируют уже претерпевшие низкоградиентный метаморфизм породы всех трех серий — лебяжинской, кейвской и песцовотундровской. Сами же щелочные гнейсы не имеют признаков низкоградиентных

минеральных преобразований. В экзоконтактах куполов парагенезисы кианит-ставролит-двуслюдяной субфации сменяются контактово-метаморфической зональностью, включающей силлиманитсодержащие ассоциации.

Петро- и геохимические особенности. Как отмечено выше, Кейвская амфиболито-гнейсовая ассоциация образована гранат-биотитовыми (известково-щелочными до субщелочных) и эгирин-арфведсонитовыми (субщелочными-щелочными) гнейсами при участии биотит-амфиболовых и амфиболовых гнейсов, амфиболитов и реоморфических щелочных гранитов [Минц и др., 1996; Минц, Цьонь, 1997]. Ниже для краткости гнейсы, соответствующие по составу вулканитам известково-щелочной до субщелочной серии, мы будем называть известково-щелочными, а гнейсы, включающие щелочные темноцветные минералы, — щелочными. Залегающие в нижней части кейвского разреза плагиоамфиболиты патчервтундровской свиты по составу соответствуют андезито-базальтам, амфибол-биотитовые плагиосланцы — андезитам. Породы характеризуются переменной титанистостью (TiO_2 — 0.71–1.46% в породах андезито-базальтового, 0.77–1.27% — андезитового состава).

Гранат-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы лебяжинской свиты соответствуют породам известково-щелочной серии, преимущественно метариодацитам; крайние составы отвечают трахириодацитам, дацитам и риолитам (рис. 2.4). Характерны умеренные концентрации РЗЭ и умеренный уровень фракционирования — $(La/Yb)_n$ — 7.9. Тренды РЗЭ указывают на наличие двух групп пород (рис. 2.5): 1) без Eu аномалии (Eu/Eu*= 0.9–1.1), 2) с отрицательной Eu аномалией (Eu/Eu*= 0.3–0.7). Концентрации породообразующих и редких элементов в метариодацитах обеих групп идентичны, различием является более значительная роль Na и пониженная роль K в составе щелочей при незначительном снижении их суммарного содержания в породах второй группы: Na_2O — 2.83 и 3.49%, K_2O — 5.15 и 3.96% в породах первой и второй групп, соответственно. По содержанию и соотношению щелочей, равно как и по особенностям распределения РЗЭ, породы второй группы ближе охарактеризованным ниже щелочным гнейсам, чем высококалиевые гнейсы первой группы.

На диаграмме SiO_2–(K_2O+Na_2O) (см. рис. 2.4) Кейвские щелочные эгирин-арфведсонитовые гнейсы располагаются на стыке полей риоли-

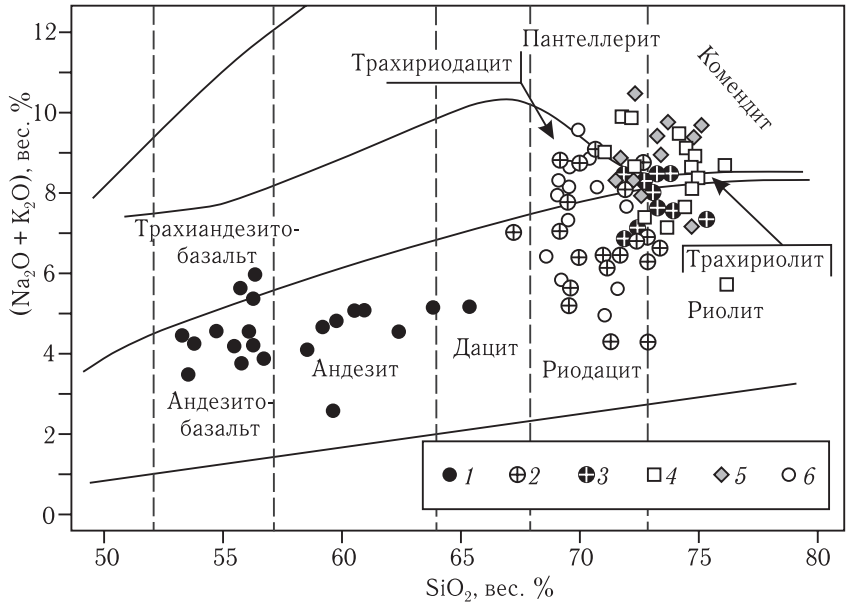


Рис. 2.4. Диаграмма SiO_2–(Na_2O+K_2O) (по [Классификация..., 1981]) для пород Кейвской ассоциации, по [Минц и др., 1996] с небольшими изменениями

1 — амфиболиты (метаандезито-базальты) и биотит-амфиболовые гнейсы (метаандезиты) патчервтундровской свиты; *2* — гранат-биотитовые гнейсы (метариодациты) лебяжинской свиты; *3* — лейкократовые биотитсодержащие гнейсы (метатрахириодациты, метариолиты); *4* — Кейвские эгирин-арфведсонитовые гнейсы (метатрахириодациты, метапантеллериты); *5* — эгирин-арфведсонитовые реоморфические граниты Белых Тундр; *6* — гастингситовые гнейсы-метасоматиты

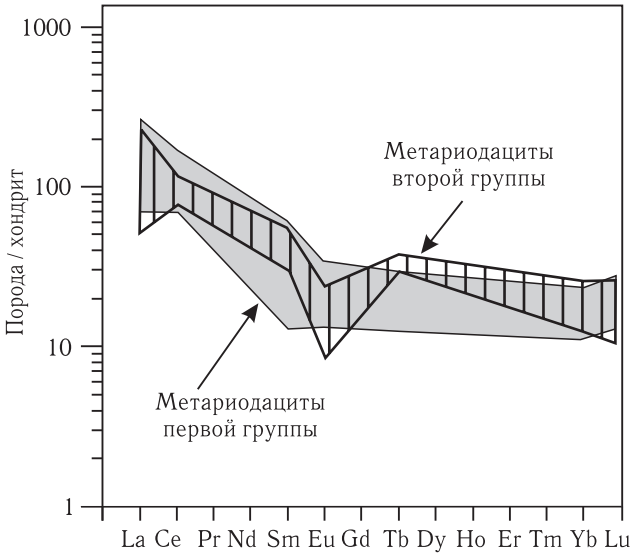


Рис. 2.5. Распределения содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, в известково-щелочных породах Кейвской амфиболито-гнейсовой ассоциации, модифицировано из [Минц и др., 1996, рис. 1.9, а]). Определения РЗЭ методом ИНАА. Хондрит С1 — по [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

Пояснения см. в тексте

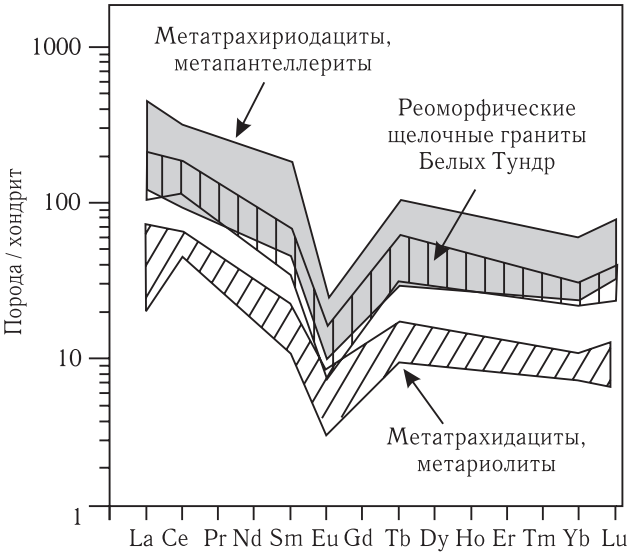


Рис. 2.6. Распределения содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, в щелочных породах Кейвской амфиболито-гнейсовой ассоциации, модифицировано из [Минц и др., 1996, рис. 1.9, б–г]). Определения РЗЭ методом ИНАА. Хондрит С1 — по [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

Пояснения см. в тексте

тов, трахириодацитов, трахириолитов, пантеллеритов и комендитов. Преобладающая часть образцов принадлежит породам повышенной щелочности (среднее значение коэффициента агпаитности $K = 1.06 \pm 0.04$). Уровень содержаний КИЛ и высоковалентных элементов (Rb, Zr, Hf, Nb, Ta, Th) в щелочных гнейсах по сравнению с известково-щелочными закономерно выше, а Ba, Sr, Sc и Ni — ниже. Распределение РЗЭ в щелочных гнейсах Западно-Кейвского «массива» характеризуется сравнительно высокими содержаниями (La — 48–160 *ppm*, Yb — 5.9–15.0 *ppm*) и резкой отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^*_{ср} = 0.21$). Кейвским щелочным гнейсам близки по содержаниям главных и редких элементов и трендам РЗЭ арфведсонитовые граниты массива Белых Тундр (рис. 2.6).

Распределением РЗЭ, близким типу щелочных гнейсов, характеризуются также лейкократовые биотитсодержащие тонкозернистые гнейсы (частью — гнейсы-бластомилониты), тектонически (в составе Верхнепонойского аллохтона) перекрывающие породы Кейвской структуры. В пределах западного фрагмента аллохтона в районе массива щелочных гранитов Белых Тундр эти гнейсы отвечают по составу трахидацит-трахириолитам или риолитам. Содержания SiO_2 и Na_2O в лейкократовых гнейсах аналогичны таковому в щелочных гнейсах и щелочных гранитах, по содержаниям остальных породообразующих элементов лейкократовые гнейсы занимают промежуточное положение между известково-щелочными и щелочными разностями. Петрохимическая специфика лейкократовых гнейсов по сравнению с остальными типами кислых пород, состоит в более высоком значении Na_2O/K_2O (1.12 против 0.77–0.88) и в повышенной магнезиальности ($\#mg_{ср} = 0.31$ против 0.07–0.12). Они отличаются также существенно повышенными концентрациями V (35–86 против 3–19 *ppm*). Распределение РЗЭ в этих породах подобно трендам в кейвских щелочных гнейсах и щелочных гранитах Белых Тундр, хотя общий уровень концентраций заметно ниже (см. рис. 2.6).

Недавно также в пределах Верхнепонойского аллохтона были исследованы неоархейские субщелочные породы латит-монцонитовой (эффузивно-интрузивной) ассоциации — породы среднего состава и преимущественно калиевой специфики. Эффузивные разности представлены латитами и кварцевыми латитами, среди пород интрузивной фации преобладают кварцевые монцониты, присутствуют также монцониты, кварцевые сиениты и амфиболовые плагиогра-

ниты (последние — в качестве жильной серии) [Ветрин и др., 2007]. Петрохимически эти породы примыкают к известково-щелочным гнейсам, геохимически (прежде всего по содержаниям и особенностям трендов РЗЭ) безусловно, являются еще одним элементом совокупности известково-щелочных и щелочных метавулканитов Кейвской палеодепрессии.

Геохимические особенности гнейсов-метасоматитов свидетельствуют о том, что щелочной метасоматоз не привел к значительному изменению составов замещаемых пород. Метасоматиты в главных чертах наследуют особенности состава известково-щелочных гранат-биотитовых гнейсов. Распределение РЗЭ в щелочных гнейсах является скорее свидетельством первично-магматического, а не метасоматического генезиса протолита (см. рис. 2.4–2.6).

Сопоставление особенностей метаэффузивов позволяет наметить основные тенденции геохимической эволюции кислых магм:

1) возрастание роли Na_2O при сохранении или некотором снижении общего количества щелочей коррелируется с появлением и ростом дефицита Eu;

2) более кислые разности метавулканитов характеризуются более высокими концентрациями РЗЭ и «углублением» отрицательной Eu аномалии; при этом в конкретных типах пород рост SiO_2, напротив, приводил к некоторому снижению общего уровня РЗЭ;

3) по сравнению с известково-щелочными собственно щелочные разности кислых метаэффузивов характеризуются более высоким уровнем концентраций некогерентных элементов, таких как Rb, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, Sn, но более низким — Ba и Sr.

Распределение фигуративных точек на диаграмме Rb–K_2O (рис. 2.7) свидетельствует о независимости эволюционных трендов двух групп известково-щелочных метавулканитов, представленных соответственно гранат-биотитовыми и лейкократовыми гнейсами. Тренд, отвечающий щелочным метавулканитам, продолжает линию эволюции, зафиксированную составами лейкократовых гнейсов, в направлении более высоких концентраций Rb. Тренд щелочных гранитов Белых тундр также продолжает линию эволюции лейкократовых гнейсов, но в ином направлении, демонстрируя согласован-

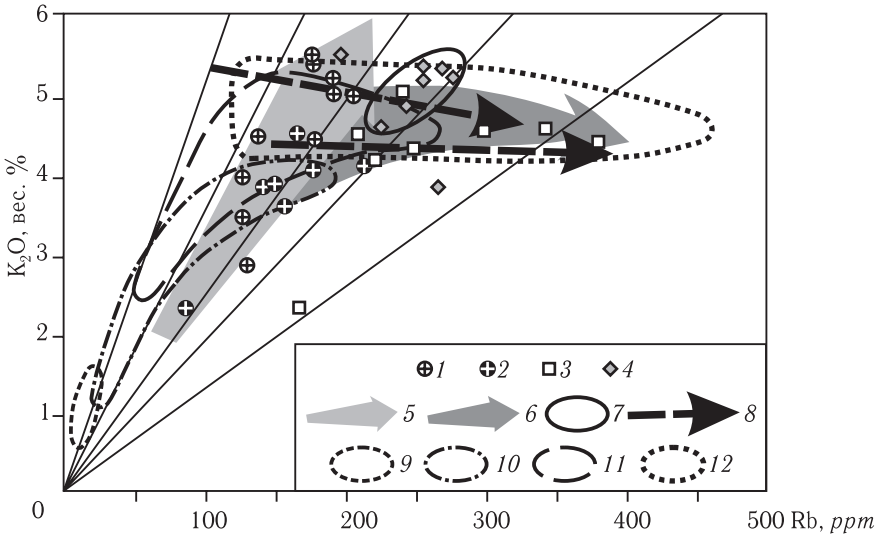


Рис. 2.7. Диаграмма Rb–K_2O для пород Кейвской амфиболито-гнейсовой ассоциации, модифицировано из [Минц и др., 1996, рис. 1.11])

1–4 — фигуративные точки: *1* — гранат-биотитовые гнейсы (метариодациты) лебяжинской свиты, *2* — лейкократовые биотитсодержащие гнейсы (метатрахириодациты, метариолиты), *3* — Кейвские эгирин-арфведсонитовые гнейсы (метатрахириодациты, метапантеллериты), *4* — эгирин-арфведсонитовые реоморфические граниты Белых Тундр; *5*, *6* — направления эволюции вулканитов Кейвской ассоциации, принадлежащих: *5* — известково-щелочной серии, *6* — щелочной серии; *7* — контур преобладающих значений реоморфических щелочных гранитов Белых Тундр; *8* — направление эволюции главных толщ в разрезе туфов Бандельер (Нью-Мексико, США, по [Macdonald et al., 1992]); *9–12* — поля фигуративных точек субщелочных кремнекислых обсидианов (по данным [Macdonald et al., 1992]): *9* — примитивных островных дуг, *10* — зрелых островных дуг, *11* — активных окраин континентов, *12* — внутренних областей континентов (области растяжения, горячие точки, плюмы)

ное возрастание концентраций K и Rb. В совокупности с охарактеризованными выше геохимическими особенностями рассматриваемых пород это позволяет предположить, что щелочные граниты Белых Тундр могли формироваться за счет частичного плавления как щелочных, так и лейкократовых известково-щелочных гнейсов.

Распределение фигуративных точек на диаграмме K_2O–Rb демонстрирует сходство линий эволюции протолитов Кейвских щелочных гнейсов и отложений кайнозойских туфов пепловых потоков (в частности, Туфов Бандельер [Macdonald et al., 1992]) в обширной области внутриконтинентального растяжения и магматизма на западе США, которую принято связывать с Йеллоустонской горячей точкой [Perkins, Nash, 2002] (см. рис. 2.7).

Геохронология и изотопная геохимия. Предложенная нами реконструкция природы «Кейвских щелочных гранитов» [Минц и др., 1996; Минц, Цьонь, 1997] не нашла поддержки у исследователей, которые, как и ранее, предпочитают рассматривать щелочные гнейсы в качестве «щелочных гранитов». Между тем, геохронологические исследования последних лет дали дополнительные свидетельства правомочности предлагаемой модели. Следует напомнить, что одним из важных свидетельств интрузивной природы «Кейвских щелочных гранитов» долгое время считался их более молодой (среднепротерозойский) возраст относительно вмещающих гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов, воспринимавшихся в качестве метаэффузивов [Батиева, 1976; Мирская, 1976]. Это заключение не удавалось подтвердить геохронологическими данными: полученные в 60–70-е годы прошлого века датировки варьировали в интервале от 1068 до 2590–2680 млн лет (Th-Pb, U-Pb, Pb-Pb, Rb-Sr методы) [Батиева, 1976; Balashov, Zozulya, 1993] — при том, что возраст вмещающих гнейсов оценивался как 2.8–2.7 млрд лет [Пушкарев и др., 1978]. Напротив, реконструкция эффузивной природы щелочных гнейсов, в согласии с геологическими соотношениями, предполагала близкое по времени формирование протолитов всех типов метавулканитов Кейвской ассоциации [Минц и др., 1996; Минц, Цьонь, 1997]. За 10–15 лет, последовавших за выходом в свет вышеупомянутых публикаций, был проделан большой объем геохронологических исследований с применением современных методов [Баянова, 2004 и ссылки в этой работе]. Предполагавшийся нами ранее [Минц и др., 1996; Минц, Цьонь, 1997] неоархейский возраст протолитов щелочных гнейсов получил уверенное подтверждение.

Возраст известково-щелочных гнейсов (лебяжинская свита) ранее был оценен Pb-Pb методом по валовым пробам с большой погрешностью — 2.78±0.10 млрд лет [Пушкарев, 1978]. Новая оценка, полученная близ границы с Имандра-Варзугским поясом (т.е. в нижней части разреза лебяжинской свиты), составила 2.87±0.02 млрд лет, что значительно удревняет старт вулканических процессов. Стоит заметить, что для опробования было выбрано «не лучшее» место — опробованные гнейсы находятся в тектоническом чередовании со сланцами кейвской серии. Полученная оценка интерпретируется как возраст магматической кристаллизации. Предполагается, что значительно более молодая оценка возраста лебяжинских гнейсов, составившая 2.68±0.05 млрд лет, полученная Rb-Sr методом по валовым пробам, дает возраст раннего метаморфизма [Баянова, 2004 и ссылки в этой работе]. Приведенная выше оценка возраста, фиксирующая ранний старт вулканизма в пределах Кейвской структуры, получила некоторое подтверждение при датировании палеопротерозойских плагиоклаз-кварц-кианитовых метасоматитов, связанных с тектонической границей лебяжинской и кейвской серий. Возраст ядер магматических цирконов 2.90±0.06 млрд лет соотносится с возрастом магматической кристаллизации цирконов (U-Pb, SHRIMP, дискордия по цирконам [Бушмин, Савва, Воинова, Щеглова, 2009]), которые, по нашей оценке, могли принадлежать лебяжинским гнейсам или продуктам их дезинтеграции, переотложенным в процессе формирования кейвской серии.

Оценки возраста щелочных пород (по заключению Т.Б. Баяновой [2004], характеризующие время магматической кристаллизации) составили: Понойский «массив» — 2.75±0.04 млрд лет, Западно-Кейвский «массив» — 2.67 млрд лет, массив щелочных гранитов Белые Тундры — 2.65–2.63 млрд лет. Известна также оценка возраста циркона, включенного в плагиоклаз монцонита — кварцевого сиенита Верхнепонойского массива — 2.657±0.008 млрд лет [Balashov et al., 1992]. Оценки, полученные «традиционным» методом, были затем подтверждены независимым исследованием с использованием технологии SHRIMP [Ветрин, Родионов, 2009] за единственным исключением: для щелочных гнейсов Понойского массива был получен воз-

раст 2.67±0.01 млрд лет. Вероятно, полученные оценки указывают на длительное или двухфазное формирование протолита.

Значения $\varepsilon_{Nd}(T_{2.65})$ в щелочных гнейсах варьируют от –2.62 до +1.23 и фиксируют переменное влияние коровой контаминации на состав магм. Модельные Sm-Nd возрасты T_{DM} = = 3.32–2.93 млрд лет, модельные возраста относительно «хондритовой (недеплетированной) мантии» T_{CHUR} = 2.97–2.40 млрд лет, что ближе соответствуют оценкам возраста цирконов. (Здесь и ниже в этом разделе данные Sm-Nd изотопии приведены по материалам Д.Р. Зозули и Т.Б. Баяновой по [Козлов и др., 2006].)

Возраст лейкократовых гнейсов оценен по единственной пробе из Пурначского фрагмента тектонического покрова — 2.69 млрд лет, возраст монцонитов в пределах Верхнепонойского фрагмента — 2.66 млрд лет [Balashov et al., 1992]. Аналогичные цифры характеризуют породы латит-монцонитовой ассоциации также из области Верхнепонойского аллохтона — 2.68–2.67 млрд лет (U-Pb-SHRIMP-II по цирконам [Ветрин и др., 2007]).

Возраст магматической кристаллизации нефелиновых сиенитов массива Сахарйок, 2.68–2.61 млрд лет [Зозуля и др., 2007], совпадает с возрастом второй вспышки щелочного вулканизма. $\varepsilon_{Nd}(T_{2.61})$ варьируют в интервале от –2.97 до +0.53, что также свидетельствует о влиянии коровой контаминации. T_{DM} = 3.21–2.92 млрд лет, T_{CHUR} = = 2.91–2.57 млрд лет.

Приведенные оценки фиксируют три вспышки магматизма, разделенные продолжительными паузами. Наиболее ранний импульс отмечен датировками магматической кристаллизации лебяжинских известково-щелочных гнейсов — 2.90–2.87 млрд лет. Второй импульс отмечен датировками цирконов из единственной пробы щелочных гнейсов Понойского «массива» — 2.76–2.75 млрд лет [Баянова, 2004], что, впрочем, противоречит приведенной выше оценке, полученной с применением SHRIMP — 2.67±0.01 млрд лет. Третья, самая мощная, вспышка щелочного вулканизма зафиксирована в интервале 2.68–2.63 млрд лет. Этой вспышке отвечают извержения щелочных вулканитов, внедрение щелочных и нефелиновых сиенитов, а также кристаллизация габбро-анортозитов Цага-Ачерйокского комплекса [Баянова, 2004] (подробнее — см. ниже). Продолжительность фаз магматической активности составляла всего лишь первые десятки — до 50 млн лет, тогда как паузы охватили значительно более длительные интервалы — порядка 100 млн лет каждая. Общая продолжительность вулканических и интрузивных событий в истории Кейвской структуры превышает 200 млн лет.

Данные Sm-Nd изотопии можно рассматривать как свидетельство неистощенного (хондритового) характера мантийного источника и/или ограниченной контаминации расплавов веществом континентальной коры. Эти оценки позволяют предполагать внутриконтинентальное и связанное с мантийным плюмом формирование вулканических серий.

Реконструкция геодинамических обстановок вулканизма. Петрохимические особенности основных и средних метавулканитов в нижней части разреза Кейвской структуры позволяют предполагать развитие инициального вулканизма в условиях растяжения. Особенности редкоэлементного состава кислых пород [Минц и др., 1996; Минц, Цьонь, 1997] создают более детальную основу для реконструкций. По сравнению с близкими по составу породами различных геодинамических обстановок лебяжинские метариодациты наиболее близки риодацитам активных континентальных окраин, в частности, игнимбритам Центральных Анд [Kussmaul et al., 1977; Noble et al., 1979]. По особенностям распределения редких элементов и РЗЭ $(La/Yb)_n$ — порядка 2–10 и Eu/Eu* — от 0.01–0.05 до 0.2) кейвские щелочные гнейсы близки многим щелочным и субщелочным и плюмазитовым гранитоидам, а также высококалиевым (аляскитовым) гранитам.

Те же особенности свойственны щелочным, субщелочным и плюмазитовым риолитам и риодацитам, извержения которых характерны для заключительных стадий эволюции магматических очагов и, как правило, образуют отложения пирокластических потоков. К этому типу относятся, в частности, риолитовые игнимбриты и сваренные туфы области растяжения Провинции Бассейнов и Хребтов запада Северной Америки. Они входят в состав бимодальной ассоциации, включающей помимо кислых пород базальты, в том числе субщелочные, фонолиты, оливин- и лейцитсодержащие андезито-базальты [Фелпс, 1983; Lipman, 1988; Thompson et al., 1986].

Аналогичным распределением РЗЭ характеризуются высококремнистые агпаитовые породы (щелочные граниты, комендиты, пантеллериты), связанные с зонами континентально-рифтового магматизма и магматическими ареалами горячих точек [Ермолов и др., 1988; Магматические гор-

ные породы..., 1987]. По уровню концентраций редких элементов (в том числе, в соответствии с умеренно повышенной концентрацией Nb — 27.3 *ppm*) Кейвские щелочные гнейсы ближе вулканитам тыловых зон активных континентальных окраин, чем вулканитам континентальных рифтов. Распределения точек известково-щелочных и щелочных пород Кейвской ассоциации на дискриминационных диаграммах, в свою очередь, свидетельствуют о близости значений геохимических параметров метавулканитов обеих групп вулканическим ассоциациям областей тылового растяжения активных окраин, а также, хотя и в меньшей степени, — вулканитам внутриконтинентальных областей.

Можно заключить, что метаморфизованный вулканический разрез Кейвской структуры был сформирован в обстановке растяжения, которая могла быть реализована в тылу активной континентальной окраины или во внутриконтинентальной области. Геохимические особенности метавулканитов скорее указывают на первый вариант возможного сценария (например, в согласии со сводкой в [Macdonald et al. 1992]), который и был выбран нами в предыдущих публикациях [Минц и др., 1996; Минц, Цьонь, 1997 и ссылки в этой работе]. Однако полученные в недавние годы геохронологические данные принципиально нового класса точности, характеризующие как метавулканиты Кейвской структуры, так и породы сопредельных структур, позволяют дополнительно обсудить геодинамический сценарий формирования Кольского орогена в целом, определив наиболее вероятное место и обстановку неоархейского вулканизма Кейв в общей картине. К этому обсуждению мы вернемся ниже, а здесь подытожим сведения о содержании и этапности вулканических процессов.

1. Породы достоверного довулканического основания на современном эрозионном срезе Кейвской палеодепрессии не установлены. Ранее, в результате плотностного моделирования было показано, что средняя и нижняя кора Кейвского блока характеризуется повышенной плотностью в сравнении с корой сопредельных областей Кольского микроконтинента (соответствующие оценки составили: 2.85–2.90 против 2.80–2.85 г/см^3 [Минц и др., 1994, 1996]). Полученные оценки позволяют предполагать, что «основание» Кейвской палеодепрессии образовано породами гранулитовой фации или что в составе этого основания повышенную роль играют породы основного состава.

2. Начальный этап вулканизма, который по имеющимся оценкам (вызывающим определенные сомнения, как отмечено выше) имеет весьма древний возраст — 2.90–2.87 млрд лет, характеризовался извержениями андезито-базальтового и андезитового состава.

3. Далее последовали массовые извержения пирокластических потоков (возможно, уже 2.76–2.75 млрд лет и, достоверно — 2.67–2.63 млрд лет назад), сформировавших отложения кислого состава известково-щелочной и щелочной серий, частично обособленные в пространстве. Первоначально те и другие формировались синхронно, образуя в краевых частях соответствующих ареалов участки тесного переслаивания в разрезе, однако в верхних частях разреза щелочные метавулканиты исчезают. Отложения пирокластических потоков образовали протяженное вулканическое плато, подобное вулканическим накоплениям Охотско-Чукотского вулканического пояса [Минц, 1978; Сперанская, 1964], Американских Кордильер и области оз. Таупо в Новой Зеландии [Росс, смит, 1963] и т.п.

4. С третьим этапом связаны интрузии нефелиновых сиенитов, а также и размещение массивов габбро-анортозитов Цага-Ачерйокского комплекса 2.68–2.61 млрд лет назад.

Цага-Ачерйокский комплекс габбро-анортозитов включает силлообразные массивы Магазин-Мусюр, Ачерйокский, Пачинский, Ельозерский, Щучьеозерский и Цагинский, которые последовательно расположены вдоль периметра Кейвской структуры и, по-видимому, представляют собой фрагменты единого пластинообразного тела (или системы взаимосвязанных тел, размещенных в пределах фрагментированного тектонического покрова), перекрывающего краевые области палеодепрессии (см. прил. I-1). В строении массивов участвуют габбро-лабрадориты, троктолиты, габбро-нориты, перидотиты и пироксениты. Аналогичные по составу тела и дайки, известные в пределах Мурманского микроконтинента непосредственно к северу от Кейв, мы также рассматриваем в составе Цага-Ачерйокского комплекса. Габбро-анортозиты Цагинского, Ачинского и Медвежье-Щучьеозерского массивов характеризуются умеренными содержаниями и сильно фракционированным распределением Ce_n — 6.5–11, Yb_n — 0.5–1.2; $(La/Yb)_n$ = 4–10, положительной Eu аномалией (Eu/Eu^* = 1.8–3.1) [Кудряшов и др., 2009].

Кристаллизация габбро-анортозитов связана с интервалом 2.67–2.61 млрд лет: массивы — Цагинский — 2.67–2.66, Медвежье-Щучьеозер-

ский — 2.63–2.61, Ачинский — 2.68–2.62 млрд лет. Значения ε_{Nd} в интервале от –0.23 до –0.10 свидетельствуют об умеренной ассимиляции мафитовыми магмами пород континентальной коры или о недеплетированном (хондритовом) мантийном источнике. Оценки модельного Sm-Nd возраста T_{DM} заключены в интервале 3.15–3.02 млрд лет, T_{CHUR} = 2.69 млрд лет, $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ = 0.7011 [Баянова, 2004]. Оценки, приведенные в работе [Кудряшов и др., 2009], показывают, что значения ε_{Nd} для габбро-анортозитов Цагинского массива достигают +0.26, $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ = 0.70162±4, что усиливает свидетельства коровой контаминации магм.

Размещение габбро-анортозитов синхронно второму импульсу кислого известково-щелочного и щелочного вулканизма.

Оруденение. С Цага-Ачерйокским комплексом связаны магматогенные ванадий-содержащие титаномагнетитовые руды (месторождения Цага, Ачерйок). Кроме того, рассеянные концентрации редких металлов в щелочных гнейсах в дальнейшем сыграли роль источника при формировании к концу палеопротерозоя редкометалльных месторождений в пегматитах.

Геодинамическая обстановка формирования Кейвской вулкано-тектонической палеодепрессии. Пытаясь представить себе наиболее непротиворечивый сценарий формирования Кейвской структуры, следует подчеркнуть ряд наиболее достоверных свидетельств условий ее возникновения и эволюции.

Прежде всего, это касается состава кислых (известково-щелочных и щелочных) метавулканитов и типа извержений. Приведенные выше данные и их обсуждение позволяют, на наш взгляд, достаточно убедительно и, что немаловажно, увязывая в единую систему разнообразные проявления магматизма, принять модель формирования вулкано-тектонической депрессии, преобладающая часть выполнения которой образована отложениями пирокластических потоков. Проявления вулканизма подобного рода свойственны внутриконтинентальным областям и связаны с активностью мантийных плюмов, однако в равной степени принято связывать аналогичные процессы с областями растяжения в тылу активных континентальных окраин.

Второй важный момент — внедрение типично внутриконтинентальных габбро-анортозитов Цага-Ачерйокского комплекса синхронно со вторым импульсом кислого–щелочного вулканизма. (В скобках заметим, что в предыдущей работе [Минц и др., 1996], когда мы не располагали достоверной геохронологической информацией ни в отношении щелочных гнейсов-метавулканитов, ни в отношении габбро-анортозитов, мы, как теперь понятно, верно оценили по геологическим данным возраст щелочного магматизма как позднеархейский. В то же время, имевшиеся тогда данные не создавали основы для реконструкции времени и обстановки размещения габбро-анортозитов.) Установленная к настоящему времени синхронизация кислого вулканизма с размещением габбро-анортозитов дает веское обоснование для принятия внутриконтинентальной обстановки формирования Кейвской палеодепрессии в целом.

2.1.3.4. Геодинамика формирования Кольского микроконтинента и его объединения с Мурманским микроконтинентом

Приведенная выше характеристика архейских горно-породных ассоциаций на северо-востоке Фенноскандинавского щита демонстрирует значительный прирост информации в областях геохимии, геохронологии и глубинного строения, произошедший за последние 10–15 лет. По существу, только сейчас появилась возможность представить документированную последовательность главных событий в эволюции архейской коры этого региона, а также разработать трехмерное представление о строении и соотношениях главных тектонических подразделений. Это привело к усовершенствованию и, отчасти, к неизбежному пересмотру ранее сформированных модельных представлений об эволюции геодинамических обстановок и процессов архейского возраста, в том числе, принадлежавших автору этой главы [Минц и др., 1996].

Суммируя разностороннюю информацию, можно констатировать, что она содержит признаки процессов корообразования обоих доминирующих типов: тектоно-плитного и плюмового, и на новой основе обратиться к реконструкции последовательности и значимости событий в истории формирования Кольского микроконтинента в целом и его объединения с Мурманским микроконтинентом.

1. В строении Кольского микроконтинента достоверно выделяется «дозеленокаменное основание» — гранито-гнейсовый комплекс ТТГ ти-

па, формирование которого в северо-западной части микроконтинента в основном завершилось к 2.80, а в восточной — к 2.75 млрд лет. Геодинамическая обстановка раннего магматизма преимущественно в эффузивной фации не могла быть связана с субдукцией (поскольку имеются свидетельства «сухого» плавления мафитового субстрата). Более вероятна внутриконтинентальная обстановка плюмого типа с интенсивным притоком «сухого» тепла из мантии, андерплейтингом мафитовым магм и последующим плавлением мафитовых пород с образованием расплавов ТТГ состава.

2. Согласно доступным геологическим и геохронологическим данным, вулканогенно-осадочные разрезы будущих зеленокаменных поясов формировались на гранито-гнейсовом фундаменте в пределах локальных депрессий в течение периода от 2.76 до 2.66 млрд лет. 2.78–2.73 млрд лет назад этому процессу сопутствовало размещение поздне- или анорогенных интрузивных тел гранитного и кварц-монцонитового состава.

3. В современной структуре региона Центрально-Кольский гранулито-гнейсовый комплекс образует тектонический покров, залегающий поверх гранит-зеленокаменного комплекса. Значительная часть тектонического покрова деформирована с образованием структуры синформного типа. По аналогии с лучше исследованными гранулито-гнейсовыми поясами и ареалами, охарактеризованными в этой книге, можно полагать, что синформа наследует положение депрессии, быстро заполнявшейся вулканогенно-осадочными накоплениями. Время заполнения депрессии охарактеризовано слабо, можно полагать, что этот интервал простирался от 2.91 до 2.83 млрд лет. Выполнение депрессии, троекратно подвергшееся высокотемпературному метаморфизму (2.79–2.71, 2.66–2.64 и 2.58–2.55 млрд лет назад), было в итоге выжато на структуры обрамления, сформировав синформный тектонический покров. Геохронологические данные свидетельствуют о синхронности первых двух импульсов высокотемпературного метаморфизма формированию зеленокаменных разрезов на сопредельной территории. Очевидно, зона интенсивного прогрева коры, протягивавшаяся в северо-западном направлении (в современных координатах), была отчетливо локализована и должна была отделяться от сопредельных областей резкими градиентами теплового «поля».

4. Кейвская вулкано-тектоническая палеодепрессия располагается на простирании синформной структуры Центрально-Кольского пояса, как бы наращивая свойственный ему «депрессионный» структурный мотив в юго-восточном направлении. Принимая внутриконтинентальный тип магматизма Кейвской структуры, вполне возможно отказаться от идеи обособленного Кейвского микроконтинента, существование которого предполагалось, в частности, в работе [Минц и др., 1996]. Временные интервалы, соответствующие тепловым импульсам, которые вызвали формирование протолитов и высокотемпературный метаморфизм пород Центрально-Кольского пояса, извержения пирокластических потоков и внедрение габбро-анортозитовых магм в пределах Кейвской депрессии, достаточно близки или совпадают: 2.91–2.83 и 2.90–2.87 млрд лет, 2.79–2.71 и 2.76–2.75 млрд лет, 2.66–2.64 и 2.67–2.61 млрд лет, соответственно. Эти совпадения создают основу для предположения о формировании обеих депрессий в связи с единым линейным в плане источником энергии плюмового типа, который в силу неизвестных причин столь по-разному проявился в развитии сопредельных тектонических структур.

С учетом сказанного выше, в более широком плане — в пределах Кольского микроконтинента в целом 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. 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].

5. Формирование Мурманского микроконтинента в главных чертах завершилось раньше в сравнении с историей Кольского микроконтинента. Главная по продолжительности стадия от 2.93 млрд лет (или более) 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.

6. Зарождение структурно-вещественных комплексов пояса Колмозеро-Воронья, размещенного вдоль юго-западной границы Мурманского микроконтинента, зафиксировано 2.87–2.83 млрд лет назад в океанической области к югу от него (в современных координатах), где возникла островная дуга, которая 2.78–2.76 млрд лет назад совместно с фрагментом океанического плато была аккретирована к окраине Мурманского микроконтинента. Последовавшему затем размещению небольших массивов гранитоидов санукитоидного типа в пределах аккреционного орогена отвечает интервал 2.74–2.72 млрд лет. Внедрение (2.68 млрд лет) и метаморфизм (2.63 млрд лет) лапрофировых даек уместно рассматривать в контексте внутриконтинентальной эволюции, которая проявилась и за пределами пояса.

7. Объединение Кольского и Мурманского (дополненного аккретированным комплексом пород пояса Колмозеро-Воронья) микроконтинентов не сопровождалось явлениями, характерными для активных континентальных окраин. Вероятно, 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. С тектоническими напряжениями вдоль границы Кейвской палеодепрессии можно связать надвигание периферийных частей структуры (включая силлообразные тела габбро-анортозитов) на ее центральную область. За объединением микроконтинентов приблизительно 2.55 млрд лет назад последовали ограниченные проявления магматизма (включая внедрение турмалиновых гранитов в пограничной зоне и завершающее метаморфическое событие в породах Центрально-Кольского пояса).

2.1.4. Карельский аккреционно-коллизионный ороген

Сформированный к концу архея Карельский аккреционно-коллизионный ороген расположен в юго-восточной части Фенноскандинавского щита и прослеживается под осадочным чехлом в юго-восточном направлении в фундаменте ВЕП в пределах северного склона Московской синеклизы (см. рис. 01, *А* и прил. II-1). Ороген образовался в результате объединения трех микроконтинентов: Водлозерского, Кухмо-Сегозерского и Рануа-Иисалми, каждый из которых на современном эрозионном срезе представляет собой гранит-зеленокаменную область. В многочисленных публикациях для обозначения рассматриваемого тектонического подразделения используется термин «эпиархейский Карельский кратон» [Ранний докембрий..., 2005].

Как свидетельствуют геологические карты, архейская структура Карельского АКО (см. прил. I-1, II-1 и III-1) нарушена серией палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов, протягивающихся через его центральную и восточную части в север–северо-западном направлении под острым углом к преобладающему субмеридиональному простиранию архейских зеленокаменных поясов. Длительное время общепринятым было представление, согласно которому палеопротерозойские пояса были сформированы во внутриконтинентальной обстановке в связи с процессами рифтогенеза, образовав «протоплатформенный чехол» [Геология Карелии, 1987; Ранний докембрий..., 2005]. Согласно альтернативной модели, эти пояса представляют собой результат более сложной эволюции, включавшей стадии рифтогенеза, ограниченного спрединга, субдукции и коллизии [Минц и др., 1996; Рундквист и др., 1999]. В обоих вариантах предполагалось, что итоговые смещения фрагментов архейской коры были относительно невелики и основные черты архейской структуры не претерпели существенных изменений.

Главную роль в строении гранит-зеленокаменных областей Карелии играют гранитогнейсы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии, которые принято также относить к типу «серых гнейсов», и осадочно-вулканогенные ассоциации зеленокаменных поясов, метаморфизованные в условиях, варьирующих от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Ограниченно распространены породы гранулитовой фации, формирование которых было связано с заключительными стадиями архейской тектонической эволюции.

В разрезах зеленокаменных поясов преобладают вулканогенные породы различного состава: базальты, коматииты, андезиты, дациты и риолиты; помимо них участвуют и зачастую играют не меньшую роль осадочные и вулканогенно-осадочные толщи. Строение осадочно-вулканогенных ассоциаций трактуется различно: в качестве нормальных стратиграфических разрезов [Геология Карелии, 1987; Рыбаков, 1985; и др.] или тектонически совмещенных фрагментов разрезов, формировавшихся в независимых или закономерно размещенных по ла-

терали геодинамических обстановках [Пухтель и др., 1991; Самсонов и др., 1996; Кожевников, 2000; Кожевников и др., 2006]. По фациально-формационным, геохимическим и изотопно-геохимическим признакам выделяются: мафит-ультрамафитовые пиллоу-лавы океанических плато и, возможно, задуговых бассейнов; супрасубдукционные известково-щелочные серии островодужного, преддугового или окраинно-континентального типов; турбидитно-терригенные толщи с железистыми кварцитами и примесью кислой пирокластики, карбонатных и углеродсодержащих пород, свойственные пассивным окраинам и задуговым бассейнам [Taipale, 1988; Пухтель и др., 1991; Самсонов и др., 1996; Кожевников, 2000].

В современных представлениях о геологическом строении и эволюции Карельского АКО исключительное место принадлежит полученным в последние годы геохронологическим данным [Сергеев, 1989; Чекулаев и др., 1994, 1997; Лобач-Жученко и др., 1999; Лобач-Жученко, Арестова и др., 2000; Самсонов и др., 2001; Lobach-Zhuchenko et al., 1993; Puchtel, Hofman et al., 1998, 2001; Ранний докембрий..., 2005; Бибикова и др., 2005; Сергеев, Бибикова и др., 2007; Сергеев и др., 2008].

Карельский АКО в плане имеет форму вытянутого незначительно изогнутого овала протяженностью около 1000 км при максимальной ширине до 400 км (см. рисунок, франмент *А*). Юго-западная часть этого овала срезана границей с палеопротерозойским Свекофеннским аккреционным орогеном. Принятое здесь тектоническое расчленение Карельского АКО несколько отличается от версии, широко используемой в литературе (см., например, в [Ранний докембрий..., 2005]). В пределах Карельского АКО выделяются четыре области, обозначенные в качестве «микроконтинентов». Микроконтиненты Кухмо-Сегозерский, Водлозерский, Кьянта и Рануа-Иисалми различаются местом в структуре Карельского АКО, возрастом главных структурно-вещественных комплексов и внутренним структурным рисунком (см. прил. I-1, II-1 и II-2).

В строении микроконтинентов Водлозерского и Рануа-Иисалми, расположенных по разные стороны от Кухмо-Сегозерского микроконтинента, участвуют древние гранит-зеленокаменные ассоциации, возраст которых достигает: в пределах Водлозерского микроконтинента — 3.24 млрд лет, в пределах микроконтинента Рануа-Иисалми — 3.5 млрд лет. Оценки возраста гранито-гнейсового комплекса в пределах микроконтинента Кьянта равны 2.84–2.80 млрд лет, в пределах Кухмо-Сегозерского микроконтинента — 2.94–2.79 млрд лет. Особая роль принадлежит Ведлозерско-Сегозерской системе зеленокаменных поясов, которая представляет собой аккреционный ороген — пограничную структуру между Водлозерским и Кухмо-Сегозерским микроконтинентами.

Аналогичная роль принадлежит зеленокаменному поясу Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми, который рассматривается в этой работе как аккреционный ороген, входящий в состав Кухмо-Сегозерского микроконтинента в пограничной зоне с микроконтинентом Кьянта. Возрасты вулканитов, участвующих в строении Ведлозерско-Сегозерской системы и пояса Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми, заключены в интервалах 3.05–2.85 и 2.81–2.76 млрд лет, соответственно. Имеются данные, указывающие на участие в строении пояса Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми также и более древних вулканитов с возрастом 3.01–2.95 млрд лет.

Кухмо-Сегозерский микроконтинент морфологически и по положению занимает центральное место в структуре Карельского АКО. В плане он представляет собой почти правильный овал, вытянутый в меридиональном направлении. Протяженность его длинной оси составляет 500 км, поперечной — около 200 км. Зеленокаменные пояса протяженностью до 100 км образуют серию концентрически изгибающихся структур, протягивающихся приблизительно параллельно восточному, северному и западному ограничениям микроконтинента. Близ границы между Россией и Финляндией располагается осевая область этого овала, в строении которой участие зеленокаменных комплексов незначительно. Юго-западная часть Кухмо-Сегозерского микроконтинента срезана прямолинейной границей с палеопротерозойским Свекофеннским аккреционным орогеном.

С учетом продолжения под осадочным чехлом ВЕП, Водлозерский микроконтинент занимает преобладающую по площади восточную половину Карельского АКО. Его протяженность достигает 550–600 км при ширине около 400 км. Северная и восточная границы этого микроконтинента совпадают с границами Карельского АКО в целом, прямолинейная юго-западная граница отделяет Водлозерский микроконтинент от Свекофеннского аккреционного орогена. Западная дугообразная граница Водлозерского микроконтинента охватывает юго-восточную окраину Кухмо-Сегозерского микроконтинента. Приме-

чательно, что разновозрастные зеленокаменные пояса, расположенные в приграничных частях обоих микроконтинентов, протягиваются параллельно границе и соответственно параллельно друг другу. Эта структурная специфика, а также отсутствие признаков коллизионного магматизма позволяют предполагать, что объединение микроконтинентов сопровождалось взаимными перемещениями сдвигового типа. При этом, как демонстрирует модель глубинного строения (см. ниже рис. 4.18), Водлозерский микроконтинент был надвинут, а Кухмо-Сегозерский соответственно пододвинут относительно окраины соседнего микроконтинента.

Микроконтинент Кьянта примыкает к северо-западной окраине Кухмо-Сегозерского микроконтинента. Его протяженность около 250 км при ширине 70–80 км. Микроконтиненты разделены зеленокаменным поясом Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми, который может рассматриваться в качестве сутуры или системы островодужных, окраинно-континентальных и задуговых образований, аккретированных к окраине Кухмо-Сегозерского микроконтинента. Сохраняющиеся к настоящему времени неясности в интерпретации зеленокаменного пояса побудили нас ограничиться обозначением его в качестве пограничной структуры, не выделяя из состава Кухмо-Сегозерского микроконтинента. Как демонстрируют сейсмические образы коры в сечении профилями 4В и FIRE-1 (см. ниже рис. 4.18), микроконтинент Кьянта погружается в восточном направлении под структуры Кухмо-Сегозерского микроконтинента.

Микроконтинент Рануа-Иисалми широкой дугой охватывает с запада микроконтинент Кьянта и соприкасается с юго-западной окраиной Кухмо-Сегозерского микроконтинента. Он протягивается на 400 км при ширине «всего лишь» 70–100 км. Как и в случае границы между Кухмо-Сегозерским и Водлозерским микроконтинентами, более древний микроконтинент частично надвинут на окраину более молодого микроконтинента Кьянта.

До относительно недавнего времени гранитогнейсы и отчетливо ограниченные интрузивные тела гранитоидов рассматривались в качестве взаимосвязанных компонентов гранитоидной составляющей ГЗО. Однако исследованиями последних 10–15 лет было показано, что «ранняя» и «поздняя» гранитоидные ассоциации значительно различаются петро- и геохимическими особенностями, и эти различия непосредственно указывают на специфические условия и обстановки формирования обеих ассоциаций. «Ранняя» ассоциация, образованная ТТГ гнейсами, в разных ГЗО Карельского орогена имеет различный возраст и во многих случаях может рассматриваться в качестве «дозеленокаменной» ассоциации. Формирование «поздней» ассоциации, образованной породами высокомагнезиальной санукитоидной серии, широко варьирующими относительно основности-кремнекислотности, связаны с определенным временным интервалом с незначительно варьирующими в пространстве временными границами — от 2.76 до 2.65 млрд лет. Этому интервалу отвечает также и формирование преобладающей части зеленокаменных поясов во внутренней области Кухмо-Сегозерского микроконтинента и отчасти — в пределах микроконтинента Рануа-Иисалми.

Как будет показано в разделе 2.2.1, с этим интервалом связан более широкий круг событий, не ограниченный размещением санукитоидов и формированием поздней генерации зеленокаменных поясов. В пределах Карело-Беломорской континентальной области, объединившей Карельский и Беломорский аккреционно-коллизионные орогены к рубежу 2.76 млрд лет, рассматриваемому временному интервалу отвечает формирование гранулито-гнейсовых поясов Варпаисярви и Рануа в западной части области (на территории Финляндии) и Чупинского амфиболито-гнейсового пояса, разместившегося преимущественно в границах Беломорского АКО. Кроме того, проявления гранулитового метаморфизма зафиксированы в породах Беломорской эклогитовой провинции. Наконец, с интервалом 2.76–2.65 млрд лет связаны заключительные процессы архейского рудообразования.

2.1.4.1. Водлозерский микроконтинент

Геологическая эволюция гранит-зеленокаменной области Водлозерского микроконтинента охватила период от 3.24 до 2.85–2.80 млрд лет, в течение которого структура и вещественный состав ГЗО были в главных чертах сформированы. Последующие события, относящиеся к совместной истории микроконтинентов в составе Карельского и Беломорского АКО охарактеризованы в разделе 2.2.1. Внимание к Водлозерскому «блоку», одному из компонентов Карельского кратона, резко возросло после появления гео-

хронологических данных, обнаруживших гранитоидные и зеленокаменные образования более древнего возраста (> 3.0 млрд лет) в сравнении с другими частями кратона [Сергеев, 1989; Сергеев, Бибикова и др., 1990; Lobach-Zhuchenko et al., 1993].

Западная и восточная границы Водлозерского микроконтинента («блока») проводятся разными исследователями более или менее одинаково. Западная граница обозначена Ведлозерско-Сегозерской системой зеленокаменных поясов. На востоке аналогичную роль играет Сумозерско-Кенозерская система (см. прил. II-2). Менее определенны представления о северной границе Водлозерского микроконтинента. Принятая нами схема (см. прил. I-1, II-1 и II-2) базируется на данных геологического картирования и интерпретации сейсмического образа коры по профилю 1-ЕВ (см. прил. V-4). Близкое положение границы микроконтинента принято в работах [Кожевников, 2000; Светов, 2005]. В монографии [Ранний докембрий..., 2005] эта граница показано несколько южнее — непосредственно к северу от Шилоского зеленокаменного пояса. На уровне современной дневной поверхности Водлозерский микроконтинент образован типичной гранит-зеленокаменной ассоциацией. Наиболее древние гнейсы и гранито-гнейсы рассматриваются в качестве «дозеленокаменных» комплексов.

Древний «дозеленокаменный» гранито-гнейсовый комплекс. Гранито-гнейсы тоналит-трондьемитового (ТТ) состава зафиксированы в нескольких участках в юго-восточной, центральной и северо-западной частях принадлежащей щиту области Водлозерского микроконтинента. Преобладают среднезернистые и крупнозернистые биотитовые плагиогнейсы с содержанием микроклина менее 5%. Вторым по распространенности типом пород, образующим до 10% отдельных обнажений, являются мелкозернистые гнейсы того же состава, слагающие протяженные пластовые тела мощностью от первых десятков сантиметров до нескольких десятков метров среди крупнозернистых гнейсов. Протолиты крупнозернистых ТТ гнейсов, по-видимому, имели интрузивную природу; мелкозернистые гнейсы близкого состава могут представлять жильную фацию. Гнейсы содержат редкие включения амфиболитов и метаультрамафитов. Вопрос о происхождении амфиболитов остается открытым: они могут рассматриваться или как ксенолиты рамы или как будинированные дайки. Часть амфиболитов близка по составу высококремнистым высокомагнезиальным базальтам, образование которых связывается с ассимиляцией коматиитовыми расплавами кислого корового субстрата [Arndt et al., 1997].

ТТ гнейсы деформированы и мигматизированы — пересечены сетью небольших по мощности согласных или слабо секущих гнейсовидность трондьемитовых жилок. Лишь на отдельных участках, где мигматизация значительно более интенсивна, гнейсы перекристаллизованы и сохраняют собственные текстурно-структурные характеристики лишь в небольших теневых скиалитах, сохранившихся в массе лейкократового трондьемитового материала.

Близкие по петрогеохимическим характеристикам крупнозернистые и мелкозернистые гнейсы отвечают высокоглиноземистым тоналитам и трондьемитам с невысокими содержаниями Rb, Ba и РЗЭ с сильно фракционированными спектрами распределения и легких, и тяжелых РЗЭ с положительными аномалиями Eu, резкими отрицательными аномалиями U, Nb и положительными аномалиями Sr и Zr [Богатиков и др., 2006] (рис. 2.8). Наличие положительной аномалии Eu на фоне сильно фракционированных спектров РЗЭ, закономерно более высокой в наиболее кислых разностях, в соответствии с приведенным выше обсуждением (см. разделе 2.1.1.2), мы рассматриваем как указание на формирование ТТ гнейсов в результате высокотемпературного (гранулитовой или высокой амфиболитовой фации) плавления ранее сформированной коры ТТГ типа. Древняя кора должна была иметь значительную мощность — с тем, чтобы было реализовано плавление в равновесии с гранат- и амфиболсодержащим реститом.

Верхняя возрастная граница древнейших («дозеленокаменных») ТТ гнейсов зафиксирована интрузиями основных и средних магм: размещением Лайручьевского пироксенит-габбро-диоритового массива 2.98 млрд лет назад [Чекулаев и др., 1994], а также даек диоритового состава. Ультрамафиты, неравномерно обогащены магнием (MgO — 8.3–18.2%) и алюминием (Al_2O_3 — 13.7–20.0%), снижение значений ε_{Nd} от –(0.8–1.1) до –(2.6–2.7) с ростом кремнекислотности позволяет предположить, что вариации составов могли быть связаны с контаминацией магм веществом древней континентальной коры [Куликов и др., 1990; Богатиков и др., 2006].

«Дозеленокаменные» биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы и амфиболиты, наряду с

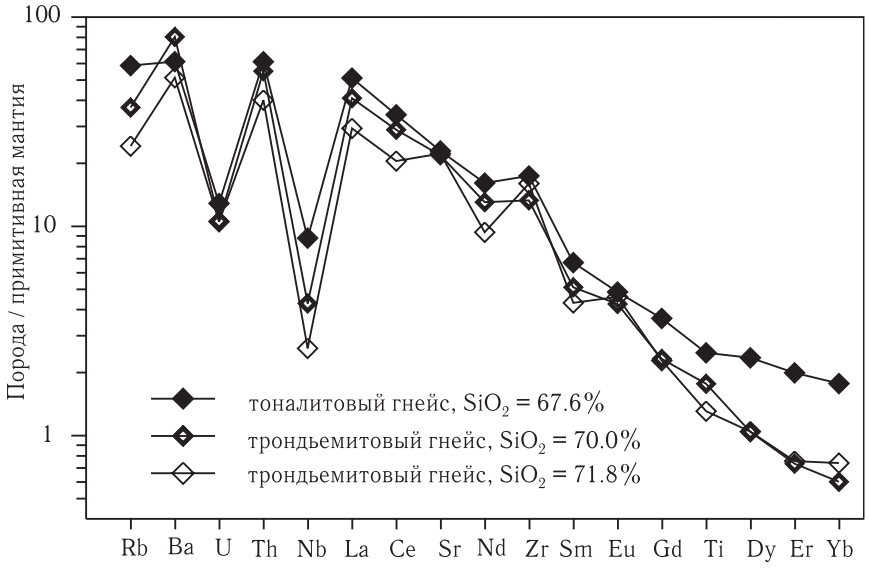


Рис. 2.8. Распределение содержаний малых элементов, нормированных к примитивной мантии, в тоналит-трондьемитовых гнейсах Водлозерского блока — из [Самсонов, 2004; Богатиков и др., 2006]. Примитивная мантия по [Hofmann, 1988]

гранито-гнейсами, довольно широко распространены в пределах Водлозерского микроконтинента. Гнейсы наиболее доступны для исследования в среднем течении р. Водлы — в юго-восточной части принадлежащей щиту (т.е. лишенной осадочного чехла) области Водлозерского микроконтинента [Лобач-Жученко и др., 1989]. Как правило, эти породы претерпели интенсивную структурно-тектоническую переработку и мигматизацию, которые значительно преобразовали первичные соотношения более ранних и более поздних образований. По мнению С.Б. Лобач-Жученко с соавторами, гнейсовый комплекс можно рассматривать в качестве ассоциации метавулканитов, состав которых варьирует от андезито-базальтов до дацитов. Геохимические характеристики указывают на умеренные глубины выплавления материнских расплавов, положительные значения ε_{Nd} в гнейсах (от +0.7 до +2.9) свидетельствуют о ювенильной природе магм при незначительном уровне коровой контаминации. В то же время, ε_{Nd} в амфиболитах широко варьирует от +3.0 до –1.2, что, очевидно, указывает на ассимиляцию более древнего корового материала основными магмами.

Геохронология. Первые данные, зафиксировавшие в пределах Водлозерского микроконтинента («блока») ТТГ гнейсы и биотит-амфиболовые гнейсы с возрастом более 3.0 млрд лет [Сергеев, Бибикова и др., 1990; Lobach-Zhuchenko et al., 1993], в недавние годы были подтверждены и значительно дополнены. С применением «традиционного» метода датирования циркона и технологии SHRIMP-II было показано, что магматические протолиты ТТГ гнейсов были сформированы в интервале от 3.24 до 3.13 млрд лет [Сергеев, Бибикова и др., 2007; Сергеев и др., 2008; Чекулаев и др., 2009]. Ядра кристаллов циркона часто содержат газовые и полностью раскристаллизованные расплавные включения, а также включения ортоклаза, ортопироксена, кварца, ильменита и галенита. Геохимические исследования кристаллов циркона обнаружили обогащение значительной части кристаллов редкими землями, особенно — ЛРЗЭ, сопровождавшееся появлением включений бастнезита. Изучение включений свидетельствует о том, что автометасоматические процессы протекали при высокой активности CO_2 во флюиде [Сергеев и др., 2008]. Возраст биотит-амфиболовых гнейсов, составивший 3.24–3.15 млрд лет (U-Pb по цирконам, SHRIMP-II [Сергеев, Бибикова и др., 2007]), полностью перекрывается возрастом ТТГ гнейсов. Дата 3.24 млрд лет интерпретируется как возраст протолита амфиболито-гнейсового комплекса, который впервые подвергся метаморфизму 3.15 млрд лет назад одновременно с внедрением тоналитовых интрузивов.

Мелкозернистые и крупнозернистые ТТГ гнейсы имеют близкие Sm-Nd изотопно-гео-

химические характеристики с модельными возрастами около 3.4 млрд лет и небольшими положительными значениями ε_{Nd} (от +1.5 до +2.6) в пересчете на возраст 3.2 млрд лет, что указывает на ювенильный мантийный или мафитовый (нижнекоровый) источник исходных расплавов [Пухтель и др., 1991]. Включения ультрамафитов, которые, как предполагается, могут представлять собой метакоматииты, также имеют возраст около 3.4 млрд лет (Sm-Nd по породе, ε_{Nd} равен +1.2 [Пухтель и др., 1991]). Модельный Sm-Nd возраст биотит-амфиболовых гнейсов (3.3–3.2 млрд лет) совпадает с оценкой возраста по циркону. Модельный возраст амфиболитов заключен в пределах 3.5–3.2 млрд лет [Lobach-Zhuchenko et al., 1993].

Возраст пироксенит-габбро-диоритовой интрузии в северо-восточной части Водлозерского микроконтинента, фиксирующей верхнюю возрастную границу ранней ТТ ассоциации, равен 2.976±0.003 млрд лет (U-Pb метод по цирконам [Чекулаев и др., 1994]). Практически та же оценка получена для дайки амфиболита 1-й генерации — 2.97±0.02 млрд лет (U-Pb, SHRIMP-II [Чекулаев, Арестова, 2009]).

Зеленокаменные пояса Водлозерского микроконтинента по своему структурному положению отчетливо делятся на две группы. Вдоль западной границы протягивается Ведлозерско-Сегозерская система зеленокаменных поясов север–северо-восточного простирания. Северное окончание этой системы, образованное Южно-Выгозерским поясом, развернуто в широтном направлении. Как демонстрируется моделью глубинного строения вдоль геотраверса 1-ЕВ (см. ниже рис. 4.18), в области коры, соответствующей Ведлозерско-Сегозерской системе поясов, чередуются пластинообразные тела, образованные зеленокаменным и гранито-гнейсовым комплексами, которые погружаются в восточном направлении (в современных координатах) — под кору Водлозерского микроконтинента. Вторая, Сумозерско-Кенозерская, система зеленокаменных поясов следует северо-восточной границе Водлозерского микроконтинента, срезая структуру Южно-Выгозерского пояса. Для этой системы характерно падение в северо-восточном направлении, что указывает на пододвигание восточной окраины Водлозерского микроконтинента под Хетоламбинский микроконтинент, принадлежащий Беломорскому орогену.

Во внутренней области Водлозерского микроконтинента известны мафитовые (амфиболитовые) дайки, которые по составу и возрасту сопоставимы с отдельными компонентами разреза зеленокаменных поясов [Ранний докембрий..., 2005; Чекулаев, Арестова, 2009].

Ведлозерско-Сегозерская система зеленокаменных поясов имеет протяженность около 200 км при ширине 50–60 км (см. прил. II-2). Она включает несколько крупных поясов: Хаутаваара, Киндасово-Маньга, Койкары, Палаламба, Семчь-Суна, Совдозеро, Остер, Бергаул и ряд более мелких [Ранний докембрий..., 2005]. По другой версии [Светов, 2005], единый Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс образован серией структур, изолированных одна от другой эрозионными процессами.

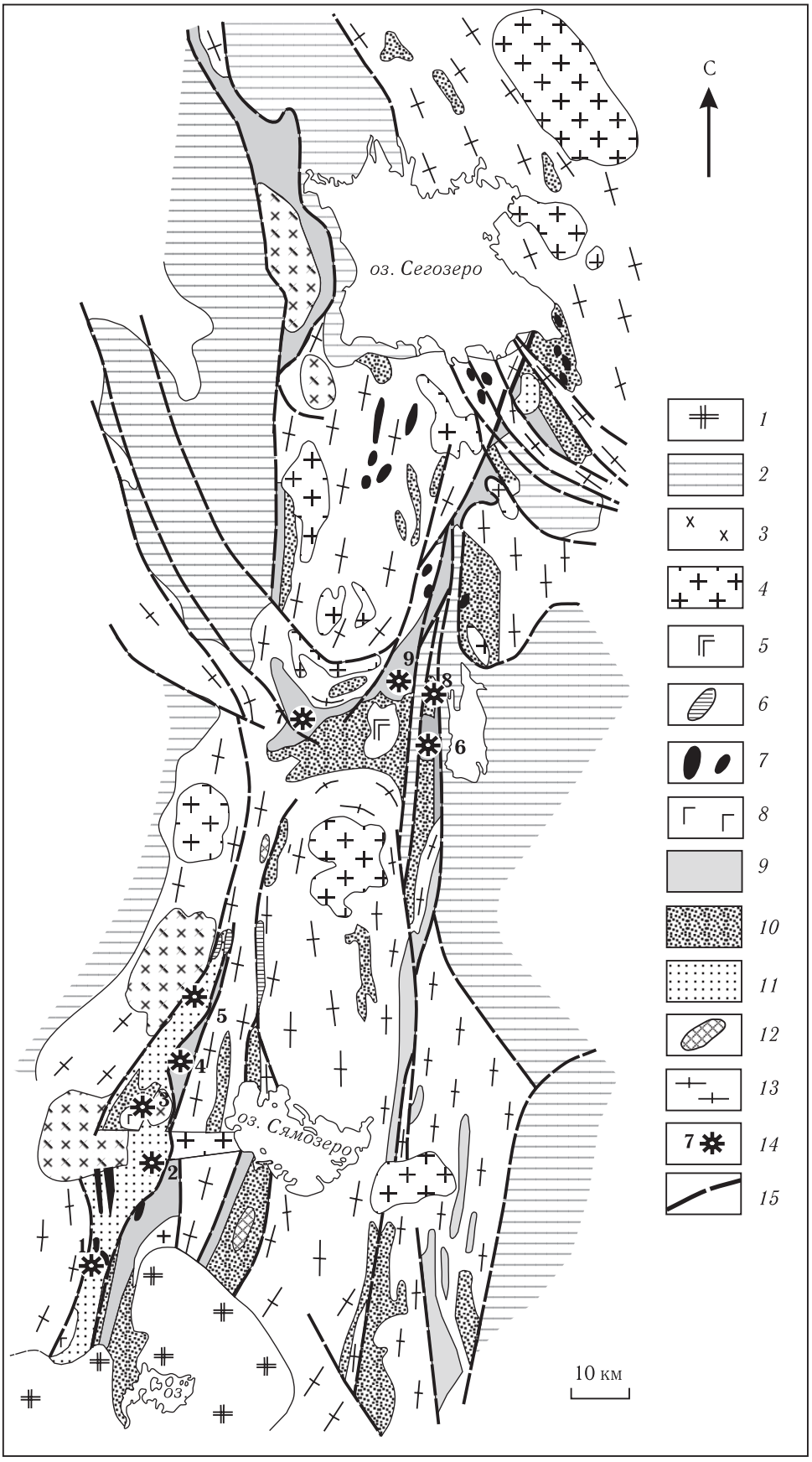
Согласно исчерпывающей характеристике, приведенной в работе С.А. Светова [2005], осадочно-вулканогенные ассоциации зеленокаменных поясов в самом общем виде могут быть разделены на две группы, датированные 3.02–2.91 и 2.90–2.85 млрд лет. Более детальное расчленение связано с выделением стратотектонических ассоциаций (СТА), сформированных в определенных геодинамических обстановках.

***Хаутоваарский зеленокаменный пояс*,** расположенный в юго-западной части Ведлозерско-Сегозерской системы поясов (см. прил. II-2), включает наиболее полную последовательность СТА, которую удалось идентифицировать в Чалкинской зоне этого пояса. Пояс протягивается в

⇒

Рис. 2.9. Схематическая геологическая карта Ведлозерско-Сегозерской системы зеленокаменных поясов (по [Светова, 1988; Светов, 2005], модифицировано)

1, *2* — палеопротерозой: *1* — граниты рапакиви, *2* — вулканогено-осадочные комплексы; *3–11* — неоархей: *3* — диориты и гранодиориты санукитоидного типа, 2.74 млрд лет, *4* — плагиомикроклиновые граниты, 2.87–2.85 млрд лет, *5* — габбро-диориты, *6* — габбро-нориты, *7* — мафит-ультрамафитовые комплексы, *8* — высокомагнезиальные габбро; *9–11* — осадочно-вулканогенные комплексы зеленокаменных поясов: *9* — андезит-дацитовые метавулканиты, в том числе адакитового типа, и связанные с ними метаосадки, 2.86–2.85 млрд лет, *10* — коматиит-базальтовая ассоциация, 2.95–3.0 млрд лет, *11* — известково-щелочные и адакитовые метавулканиты, 2.95–3.0 млрд лет; *12* — мезоархей, амфиболиты, 3.15–3.0 млрд лет; *13* — нео- и мезоархейские гранито-гнейсы; *14* — палеовулканические постройки Хаутоваарского (1–5) и Семчь-Койкарского (6–9) зеленокаменных поясов: 1 — Нялмозеро, 2 — Игнойла, 3 — Хаутаваара, 4 — Масельга, 5 — Чалка, 6 — Яниш, 7 — Корбозеро, 8 — Элмус, 9 — Семчь; *15* — главные разломы


С
оз. Сегозеро
оз. Сямозеро
10 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

север–северо-восточном направлении на 100 км при максимальной ширине до 10–12 км. Важно отметить, что выделенные ассоциации не являются стратиграфическими подразделениями, поскольку замещают друг друга не только в разрезе, но и по простиранию.

Древняя базальт-андезит-дацит-риолитовая СТА, размещенная в основании тектоно-стратиграфической последовательности, включает одноименную (БАДР) вулканическую серию, сопутствующие вулканогенно-осадочные и вулканогенно-хемогенные и завершающие разрез вулканотерригенные образования. Распространение этой СТА контролируется цепью палеовулканических построек центрального типа (рис. 2.9), функционировавших в субаэральных и мелководных обстановках [Светова, 1988; Светов, 2005]. Жерловые фации окаймлены глыбовыми агломератовыми туфами, принадлежащими фациям эксплозивных выбросов и агломератовых потоков. К ним приурочены линзовидные пачки переслаивания крупноподушечных лав, кластолав, канатных, массивных, миндалекаменных лав с гиалокластикой, глыбовыми, лапилиевыми туфами и многочисленными дайками дацитового и андезитового состава. С вулканогенно-осадочными и вулканотерригенными фациями дацит-риолитового вулканизма связаны линзы серного колчедана. Суммарная мощность ассоциации оценивается в 2.5 км. Ассоциация принадлежат к дифференцированной известково-щелочной серии вулканитов нормальной щелочности с геохимическими характеристиками, типичными для андезит-дацит-риолитовых (АДР) серий фанерозойских островодужных систем: $Sr/Y < 12$, $Ce/Nb < 4.5$, $Th/Nb < 0.72$, $(La/Sm)_n = 1.7$, $(Gd/Yb)_n = 1.3$.

Субвулканические фации в некоторых случаях обнаруживают геохимические характеристики, близкие адакитам. По содержанию петрогенных элементов эти породы отличаются от АДР серии повышенными концентрациями Na_2O, K_2O, Al_2O_3 и высокой магнезиальностью ($mg\# > 0.4$). Концентрации малых элементов в породах этой группы соответствуют петротипу мезозой-кайнозойских адакитов.

Геохронология. Возраст цирконов из андезито-дацитов Игнойльского некка равен 3.00±0.02 млрд лет [Сергеев, 1989], из субвулканического штока андезитов Остерской структуры — 3.02±0.01 млрд лет [Светов, 2005], из дайки андезитов Паласельгинской структуры — 3.00±0.01 млрд лет [Лобиков, 1982], из лав андезитов — 2.95±0.02 млрд лет [Овчинникова и др., 1994]. Изохронный Sm-Nd возраст по валовым пробам равен 2.92±0.06 млрд лет [Светов, Хухма, 1999]. Первичные отношения $\varepsilon_{Nd}(T)$ для андезит-дацитовой ассоциации Чалкинской постройки варьируют от +1.3 до +2.6, что указывает на умеренную контаминацию магм, характерную для вулканитов активных континентальных окраин. Для адакитов субвулканического штока Игнольской структуры значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ находятся в интервале от +1.0 до +2.1, а модельные Sm-Nd возрасты оцениваются в 2.97–3.08 млрд лет [Светов, Хухма и др., 2004].

Имеющиеся данные позволяют интерпретировать Ведлозерско-Сегозерскую систему зеленокаменных поясов в качестве сохранившегося фрагмента древнейшей на Балтийском щите островодужной системы, формирование которой началось около 3.02 млрд лет назад [Светов, 2005].

Древняя коматиит-базальтовая (*коматиит-толеитовая*) *СТА* мощностью до 2.7 км развита в поясах Хаутаваара, Койкары, Паласельга (или Палаламба) и Совдозеро [Светов, 1997, 2005]. Она представляет собой стратифицированную толщу, сложенную метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций базальтами, базальтовыми коматиитами и, реже, коматиитами с сопутствующими туфами, туффитами и хемогенно-эксгаляционными образованиями; объем прослоев пирокластических фаций не превышает 5% [Светов, 1997].

По составу базальты отвечают кварцевым, нормальным и оливиновым толеитам, которые образуют массивные и подушечные потоки. Туфовые фации слагают маломощные горизонты между лавовыми потоками и часто находятся в ассоциации с вулканогенно-осадочными породами, превращенными в кремнисто-амфиболовые, магнетит-амфиболовые, углеродсодержащие сланцы, хемогенные алюмокремнистые породы. Граувакки и конгломераты, представленные в верхней осадочной пачке, переслаиваются с графитистыми сланцами и колчеданными рудами. Мощность вулканогенно-осадочных горизонтов не превышает 40–60 м [Металлогения Карелии, 1999]. Среди высокомагнезиальных разностей вулканитов преобладают базальтовые коматииты. Собственно коматииты редки и представлены Al-недеплетированными разностями. Спинифекс-структуры, встречающиеся в расслоенных потоках коматиитов и базальтовых коматиитов, приурочены к центральным или верхним частям лавовых потоков. Мощность последних варьирует от 0.5–1 м до 50–70 м. Коматиитовые разрезы пояса отличаются нео-

бычайно высоким объемом пирокластики, достигающим в некоторых структурах 10–15%. Это может означать, что расплавы коматиитов были газо- и водонасыщенными, что не типично для глубинных мантийно-плюмовых коматиитов (см. например, [Arndt et al., 1997]). Помимо коматиитовых и толеитовых лав в разрезах пояса встречаются интрузивные тела магнезиальных габбро и нацело серпентинизированных ультрабазитов неясной природы. В целом, коматиит-толеитовая ассоциация Ведлозерско-Сегозерского пояса интерпретируется как производная магматизма в задуговом бассейне океанического типа с вероятным участием мантийно-плюмового компонента [Светов, 2005].

Геохронология. Возраст древней коматиит-базальтовой СТА, оцененный Sm-Nd изохроной, равен 2.92±0.06 млрд лет при ε_{Nd} = +1.5 [Светов, Хухма и др., 1999; Svetov et al., 2001]. Верхний возрастной предел можно оценить по данным U-Pb датирования даек дацитов — 2.94±0.02 млрд лет [Бибикова, Крылов, 1983] и 2.86±0.02 млрд лет [Самсонов и др., 1996], а также массива габбро-диоритов — 2.89±0.04 млрд лет [Сергеев и др., 1983].

Молодая андезит-дацитовая СТА образована среднекислыми вулканитами. В разрезах преобладает пирокластика, лавы играли относительно подчиненную роль. Наиболее полный разрез описан в Койкарском поясе. Полно исследованная Янишская палеовулканическая постройка образована лавобрекчиями, лавами, глыбовыми агломератовыми туфами; подводящий канал сложен субвулканическими дацитами. В строении постройки участвуют хемогенные силициты, отлагавшиеся в кратерном озере. По периферии палеовулкана развиты туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты и силициты. Субвулканические тела сложены дацитами и риолитами. Суммарная мощность ассоциации составляет 900 м.

Согласно А.П. Светову [2005], среднекислые вулканиты принадлежат натровой серии. SiO_2 варьирует в пределах от 52 до 76%. РЗЭ умеренно дифференцированы: $(La/Sm)_n$ = 3.0, $(Gd/Yb)_n$ = = 2.3, $(Ce/Yb)_n$ = 5.8. Более высокие значения отношений характерины для туфов: $(La/Sm)_n$ = = 3.5–4.1, $(Ce/Yb)_n$ = 22–26. Андезито-дацитовые лавы по содержанию Th (5.2–6.2 *ppm*), La (13–29 *ppm*), Hf (2.6–5.4 *ppm*), Nb (< 10 *ppm*) и отношениям La/Yb (7–9), Ti/V (60–70), Hf/Yb (3–4) и Ti/Zr (16–37) близки вулканитам активных континентальных окраин андийского типа.

Геохронология. Верхняя возрастная граница в истории формирования молодой андезит-дацитовой СТА зафиксирована интрузивными и субвулканическими телами, прорывающими разрез ассоциации: Хаутоваарским массивом гранодиоритов — 2.85±0.05 млрд лет [Тугаринов, Бибикова, 1980], дайкой риолитов — 2.85±0.01 млрд лет [Сергеев, 1989] и дайкой дацитов — 2.86±0.05 млрд лет [Овчинникова, 1994]. Непосредственная оценка возраста кислых вулканитов Янишской постройки (пояс Койкары) составила 2.86±0.02 млрд лет [Самсонов и др., 1996].

В верхней части разреза Хаутоваарского пояса выделены две СТА, имеющие подчиненное значение. Это — базальтовая СТА, сложенная подушечными и массивными базальтами с единичными линзами гиалокластитов и туфов, прослоями граувакк и конглобрекчий, мощностью 600 м. Выше залегает верхняя осадочная СТА, образованная углеродистыми сланцами, туфами дацитового состава, туффитами и кремнистыми сланцами с видимой мощностью около 200 м [Светов, 2005].

Оруденение. Пояса Ведлозерско-Сегозерской системы вмещают проявления серноколчеданного оруденения, представленные Хаутоваарским, Няльмозерским, Ведлозерским и Улялегским месторождениями и многочисленными рудопроявлениями. Кроме того, в теоретическом, а, возможно, и в практическом плане интересны проявления сульфидного Cu-Ni оруденения, вероятно, связанного с коматиитовым вулканизмом, мелкие железорудные проявления, сподуменовые пегматиты, проявления медно-молибденового порфирового и золотометаллического оруденения [Металлогения Карелии, 1999].

1. Типичное для колчеданной рудной формации Хаутоваарское месторождение в центральной части одноименного зеленокаменного пояса связано с вулканогенно-осадочными и вулканотерригенными фациями дацит-риолитового вулканизма. Большинство рудных тел находится в зоне перехода от подстилающих кварцевых туфопесчаников к перекрывающим углеродистым сланцам. Крутопадающие линзовидные тела серноколчеданных руд протяженностью от 100 до 150 м при мощности от 1 до 22 м кулисообразно залегают согласно с вмещающими сланцами. Наряду с преобладающими пиритом и пирротином в незначительном количестве присутствуют халькопирит и сфалерит. В коматиит-толеитовой толще, подстилающей рудоносный комплекс, также присутствуют колчеданные руды преимущественно пирротинового состава.

В зоне интенсивно березитизированных и лиственитизированных вулканогенно-осадочных и углеродистых толщ с халькопиритом и пирротином ассоциирует золото с содержаниями до 3–20 г/т.

2. В районе Хаутоваарского колчеданного месторождения бурением подсечена рудная зона общей мощностью 16 м, включающая тела метаультрамафтов (серпентинитов), с которымы связано проявление сульфидного Cu-Ni оруденения. Оруденение представлено рудной вкрапленностью и сульфидной жилой (халькопирит, пентландит, пирротин, магнетит) мощностью 0.6 м. Это незначительное по масштабу оруденение, возможно, фиксирует пока единственное проявление Cu-Ni оруденения, связанное с коматиитовым вулканизмом.

3. В габбро-диабазах Хаутаваарского пояса установлены повышенные концентрации МПГ.

4. В пределах Совдозерского и Маньга-Киндасовского поясов (см. прил. II-2) размещены проявления железных руд. Они представлены линзами и прослоями амфибол-магнетит-грюнеритовых кварцитов, залегающих совместно с амфибол-хлоритовыми и графитистыми сланцами в разрезе коматиит-толеитовой СТА, и также железистыми кварцитами, чередующимися и линзующимися с плагиопорфирами, филлитовидными, графитистыми и хлорито-серицитовыми сланцами, относящимися к верхней СТА [Чернов и др., 1970].

5. Тело сподуменсодержащих пегматитов (выход размером 18×12 м), выявленное в пределах поля керамических пегматитов Хаутоваарского пояса, содержит промышленные концентрации Li, Rb, Cs и Ta. Оруденение этого типа характерно для активных окраин и, вероятно, для энсиалических островных дуг. Крупные месторождения подобного типа известны в пределах зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья на Кольском полуострове (см. раздел 2.1.2).

6. С Ведлозерско-Сегозерской системой зеленокаменных поясов связана серия золоторудных проявлений. Помимо упомянутого выше рудопроявления в районе Хаутоваарского колчеданного месторождения, несколько золотоносных проявлений, контролируемых поздними тектоническими нарушениями, локализованы в структурах зеленокаменных поясов, пограничных с палеопротерозойскими образованиями. Низкотемпературные гидротермальные изменения затрагивают как архейские, так и палеопротерозойские породы. Наиболее крупное проявление этого типа, Педролампи, размещено в интенсивно рассланцованных и березитизированных породах пояса Бергаул. Рудная зона шириной 40–50 м достигает протяженности 350 м. Содержание Au в рудных интервалах составляет 1–46 г/т при среднем содержании 3 г/т.

7. Следует заметить, что перечисленные выше золоторудные проявления более или менее отчетливо связаны также и с интрузивными телами санукитоидов и «молодых» гранитов. В пределах Хаутоваарского пояса и золотометалльное и медно-молибденовое порфировое оруденение пространственно и, вероятно, генетически связаны поздними телами гранитов санукитоидного типа. В северной части Ведлозерско-Сегозерской системы зеленокаменных поясов (участок Сегозеро-Лижмозеро) известен ряд проявлений молибденита и галенита в кварцевых и кварц-микроклиновых жилах в связи с плагиомикроклиновыми гранитами и гранит-аплитами. Наиболее известным является месторождение Бергаул — комплексный объект колчеданных, полиметаллических и молибденовых руд.

Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс занимает несколько обособленную позицию (см. прил. II-2). Крайне фрагментарная обнаженность предопределила расчленение этого пояса на отдельные участки или структуры, где известны обнажения зеленокаменных пород: Заломаев Ручей, Рыбозеро, Шилос, Конжозеро, Тайгеницы-Ворожгора, Тайгеницы (рис. 2.10). В этих участках распространены вулканогенные ассоциации, аналогичные охарактеризованным выше: коматиит-толеитовая и известково-щелочная. Площадные соотношения этих ассоциаций остаются неизвестными. Наиболее изученным участком пояса является Шилосская структура.

Шилосская структура сложена главным образом метаморфизованными в условиях зеленосланцевой — эпидот-амфиболитовой фаций базальтами с единичными прослоями коматиитовых базальтов и агломератовых туфов [Ранний докембрий..., 2005]. Для базальт-коматиитовой ассоциации известны Sm-Nd возрасты 2.91±0.03 млрд лет [Лобач-Жученко и др., 1999] и 3.05±0.08 млрд лет [Самсонов и др., 1996]. Базальты прорваны габброидами, тоналитами и кислыми дайками. Положительное значение ε_{Nd}, равное +1.6, указывает на формирование коматиит-базальтовой ассоциации при плавлении деплетированной мантии в отсутствие контаминации древней сиалической корой. Базальты Шилосской структуры относятся к

толеитовой серии с повышенными содержаниями сидерофилов (Cr — 200–700 *ppm*, Ni — 100–180 *ppm*). По геохимическим характеристикам они разделяются на две группы. Высокомагнезиальные базальты первой группы обеднены ЛРЗЭ $(La/Yb)_n$ = 0.5–0.7. Базальты второй группы менее магнезиальные и отличаются фракционированным спектром РЗЭ $(La/Yb)_n$ = = 1.9. В целом, коматиит-толеитовая ассоциация интерпретируется как производная мантийно-плюмового магматизма [Лобач-Жученко и др., 1999].

О р у д е н е н и е. С зеленокаменными структурами Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса связана серия небольших золоторудных проявлений в обрамлении Шилосского массива плагиогранитов (трондьемитов) [Металлогения Карелии, 1999; Кулешевич и др., 2005] — в виде золотоносных кварцевых жил и прожилков, размещение которых непосредственно контролируется субвулканическими телами и дайками ан-

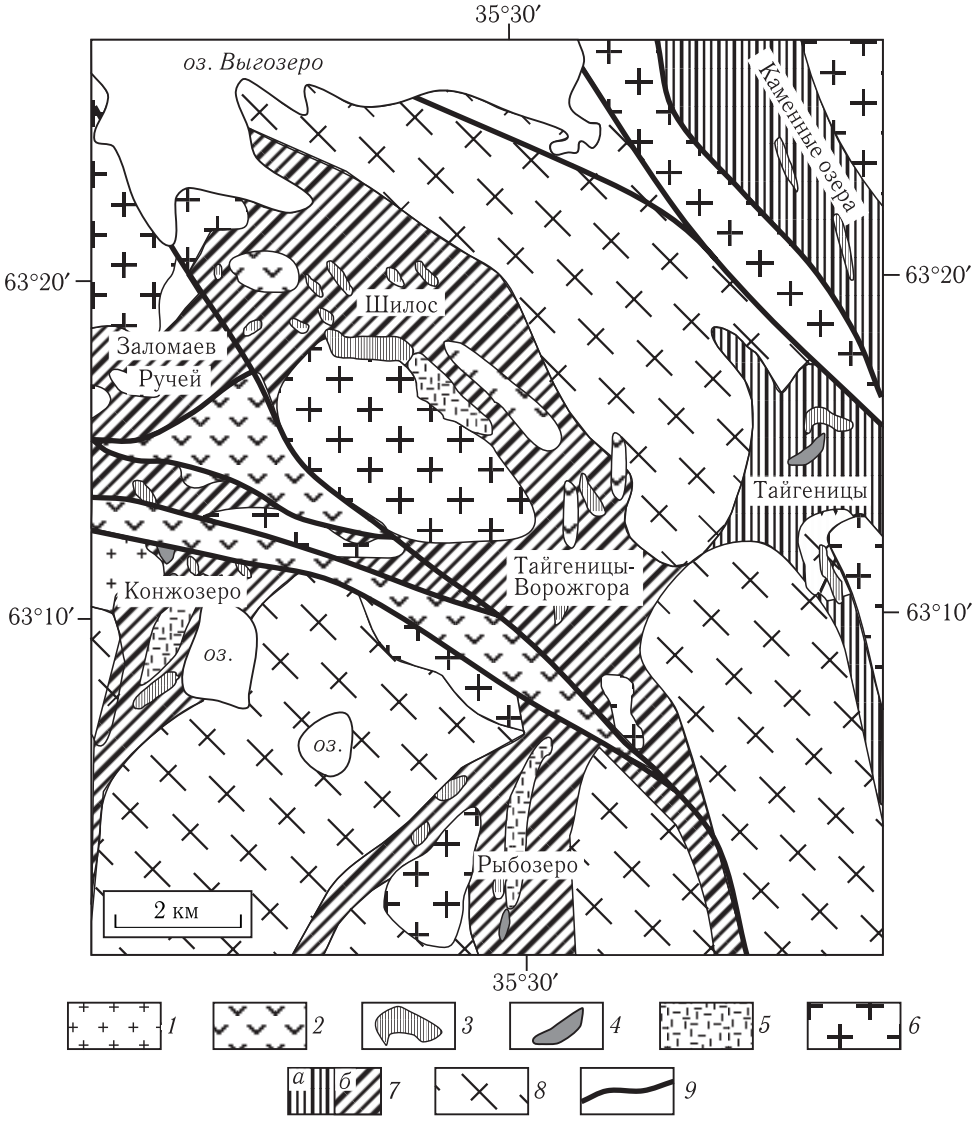


Рис. 2.10. Схематическая геологическая карта района Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса (схематизировано по [Металлогения Карелии, 1999, рис. 81; Самсонов, 2004]). Подписаны названия зеленокаменных структур, вмещающих золоторудные проявления, и точки минерализации

1, *2* — палеопротерозой: *1* — порфировидные калиевые граниты, *2* — андезито-базальты, базальты, мраморы, кварциты (сумий–сариолий–ятулий); *3–8* — архей: *3*, *4* — интрузивные образования: *3* — габброиды, *4* — метаперидотиты; *5* — субвулканические риодациты (кварцевые плагиопорфиры) адакитовой серии; *6* — трондьемиты; *7* — андезит-дацит-риолитовая (*а*) и коматиит-базальтовая (*б*) зеленокаменные ассоциации; *8* — ТТГ гнейсы; *9* — главные разломы

дезит-дацитового или дацит-риолитового состава или малыми интрузивными телами и дайками гранит-порфиров, — Заломаев Ручей, Петровский Ям, Рыбозеро и др. Рудопроявления приурочены к различно ориентированным тектоническим зонам, для которых характерны рассланцевание и средне-низкотемпературный порфирокластез (тремолит, слюды, железистые карбонаты, эпидот), березитизация и/или пропилитизация. На проявлении Рыбозеро оруденение связано с перекристаллизацией колчеданных руд. Содержание золота в кварцевых жилах и сопровождающих метасоматических ореолах максимально достигает 20–30 г/т.

В хромитоносных метаперидотитах и габброидах Южно-Выгозерского пояса установлены повышенные концентрации МПГ.

Сумозерско-Кенозерская система зеленокаменных поясов приурочена к северо-восточному ограничению Водлозерского микроконтинента (см. прил. II-2), которая прослеживается на протяжении около 300 км при ширине до 50 км [Куликов, Куликова, 1979]. Пояс состоит из серии сопряженных синформных и моноклинальных структур, сложенных осадочно-вулканогенными породами, в обрамлении которых располагаются синкинематические ТТГ гранитоиды. Район относительно слабо изучен из-за плохой обнаженности, значительная часть информации опирается на геофизические методы и данные бурения. К числу более четко обозначенных зеленокаменных поясов относятся: Каменнозерский, Сенегозерский, Токшинский-Кенозерский, Волоцкий и Маткалахтинский пояса.

Наиболее полно изученной частью Сумозерско-Кенозерской системы является Каменноозерский пояс, где значительный объем данных, помимо естественных обнажений, получен благодаря многочисленным поисково-разведочным скважинам. Каменнозерский пояс наиболее полно охарактеризован прецизионными изотопно-геохимическими и геохронологическими данными и может рассматриваться в качестве репрезентативного объекта, по которому можно судить о менее исследованных поясах.

Каменноозерский зеленокаменный пояс. В геологическом строении пояса, по данным геологического картирования (материалы В.М. Тытыка — см. краткое изложение в [Кулешевич и др., 2005]), выделяется центральная область, представляющая собой пологую синформу V-образного начертания в плане, размером 40×20 км (см. прил. II-2; рис. 2.11). Ее сопровождают сложноскладчатые ветви, протягивающиеся вдоль тектонических нарушений северо-западного простирания. Предполагается, что формирование складчатости было тесно связано с размещением субсогласных линзовидных тел гранитоидов (диориты, тоналиты, гранодиориты, плагиограниты), сопровождаемых роями даек риодацитов.

Суммарная мощность разреза оценивается приблизительно в 5000 м [Куликов, Куликова, 1979; Попов и др., 1979; Вулканизм архейских зеленокаменных поясов..., 1981]. Несмотря на метаморфизм от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации, вулканогенно-осадочные породы достаточно часто сохраняют структурные и текстурные особенности, позволяющие уверенно реконструировать их первичную природу и фациальную принадлежность.

Зеленокаменные породы южной части пояса непосредственно граничат с гранито-гнейсовым комплексом Водлозерской ГЗО. Прямые данные о характере соотношений отсутствуют вследствие плохой обнаженности. Однако интенсивная тектоническая переработка пород в этой части пояса и развитие мощных (до 100 м) полого погружающихся к северо-востоку зон милонитизации и рассланцевания указывают на тектоническую природу границы, что не исключает сохранности первичных соотношений в отдельных участках. Оценивая региональные соотношения (см. прил. I-1), можно заключить, что первоначально покровно-надвиговое строение возникло в архее, вероятно, на коллизионной стадии формирования ГЗО. Однако в современной структуре важную роль играют тектонические нарушения взбросо-надвигового типа палеопротерозойского возраста. По-видимому, тектонические напряжения палеопротерозойского времени в какой-то степени способствовали подновлению архейских поверхностей тектонического транспорта. Вдоль северной границы пояса осадочно-вулканогенная толща контактирует с массивом плагиогранитов, который вмещает небольшие тела калиевых гранитов. На интрузивный характер массивов указывает присутствие многочисленных крупных останцов кровли и ксенолитов, сложенных амфиболитами. Однако взаимоотношения зеленокаменного разреза с гранитоидами северного обрамления, скорее всего, тектонические, как показано на рис. 2.11 и в прил. I-1.

Согласно существующим стратиграфическим схемам [Куликов, Куликова, 1979; Попов и др., 1979; Вулканизм архейских зеленокаменных поясов..., 1981; Стратиграфия докембрия..., 1984],

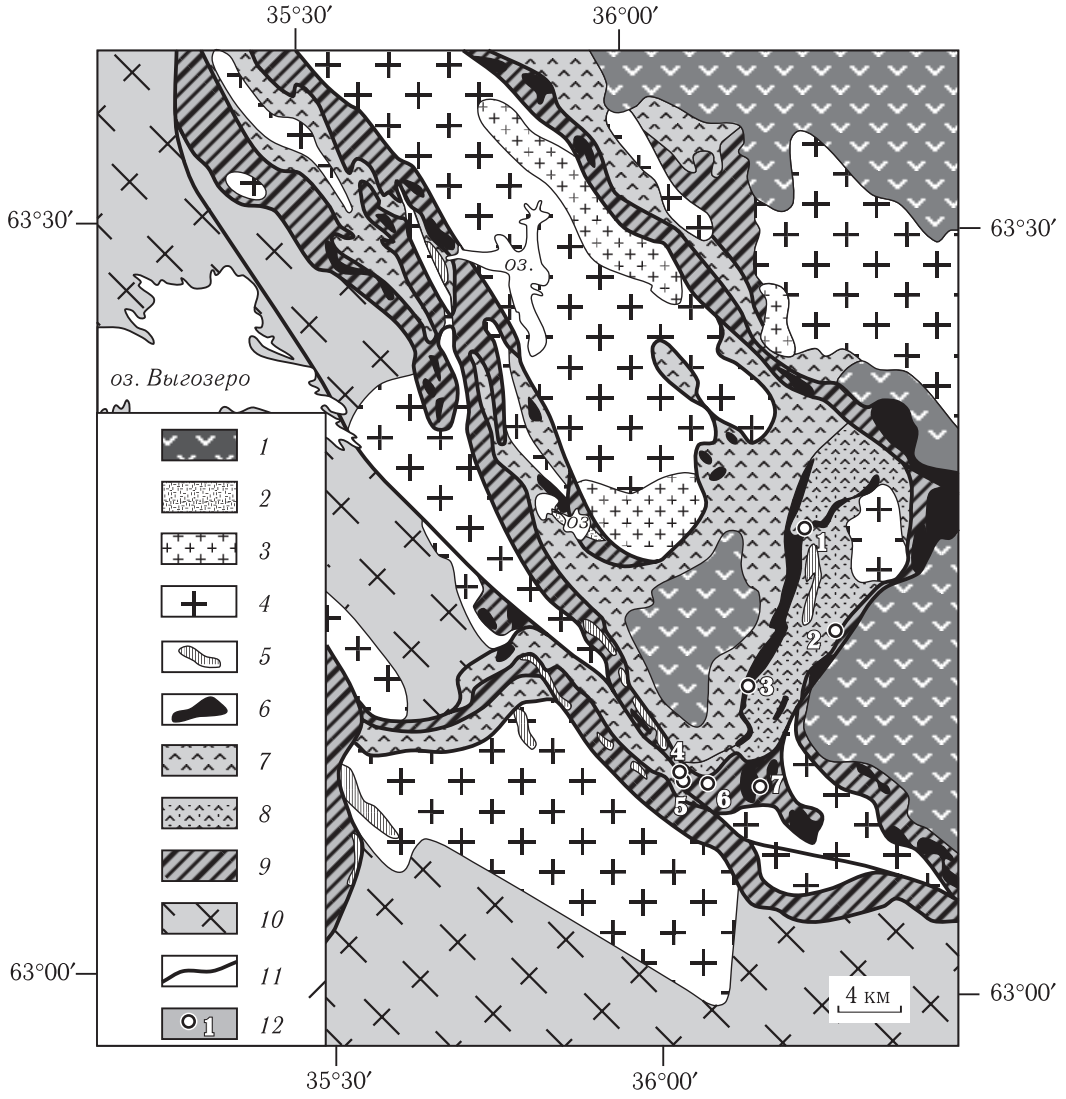


Рис. 2.11. Схематическая геологическая карта Каменноозерского зеленокаменного пояса (по [Кулешевич и др., 2005, на основе карты В.М. Тытыка, КГЭ])

1 — ранний палеопротерозой (сумий): нерасчлененные осадочно-вулканогенные комплексы Ветреного Пояса; *2–9* — архей: *2–6* — интрузивные образования:(*2* — субвулканические риодациты адакитового типа, *3* — калиевые граниты, *4* — диориты, гранодиориты, тоналиты, плагиограниты, *5* — габброиды, *6* — метаперидотиты — серпентинит-магнетит-тальк-карбонатные породы); *7–9* — зеленокаменные осадочно-вулканогенные литотектонические ассоциации (ЛТА): *7* — верхняя вулканогенно-осадочная базальт-андезит-риолитовая (БАДР) ЛТА, включающая толеиты типа океанических плато (по данным, приведенным в [Puchtel et al., 1999]), *8* — средняя вулканогенно-осадочная БАДР ЛТА, *9* — нижняя коматиит-толеитовая ЛТА (фрагмент океанического плато по [Puchtel et al., 1999]); *10* — нерасчлененные гранито-гнейсы; *11* — разломы (преимущественно взбросо-надвиги); *12* — рудопроявления, упоминаемые в тексте: 1 — Северо-Вожминское, 2 — Верхневожминское, 3 — Лебяжинское, 4–6 — Золотые Пороги, 7 — Западно-Светлоозерское

вулканогенно-осадочный разрез Каменноозерского пояса включает три толщи: нижнюю — вулканогенно-осадочную, среднюю — вулканогенную и верхнюю — вулканогенно-осадочную. Эти схемы были разработаны на ограниченном числе обнажений и на материалах неглубоких скважин, сосредоточенных в участках многочисленных рудопроявлений. Определенный переворот в существовавших представлениях был произведен И.С. Пухтелем с коллегами [Puchtel et al., 1999], которые выделили в разрезе Каменноозерского пояса две главные ассоциации вулканических пород, различающиеся по возрасту и составу. Ранняя ассоциация образована вулканитами коматиит-толеитовой серии. Поздняя известково-щелочная ассоциация объединя-

ет субвулканические, вулканические и туфогенно-осадочные породы базальт-андезит-дацит-риолитовой серии с преобладанием пород дацит-риолитового состава.

Согласно [Кулешевич и др., 2005], в разрезе Каменнозерского пояса, как и других поясов Сумозеро-Кенозерской системы, выделяют две свиты — нижнюю (кумбуксинско-савинскую и верхнюю (идельскую). Нижняя свита образована метаморфизованными толеитовыми базальтами, углеродсодержащими сланцами, хемогенными кварцитами, карбонат-кварц-серицитовыми сланцами по туфам и туффитам, лавами коматиитов, коматиитовых и толеитовых базальтов. Верхнюю часть разреза слагают серицит-кварцевые, карбонат-хлорит-серицит-кварцевые и углеродсодержащие сланцы по туфогенно-осадочным породам кислого и среднего состава, вмещающие линзы и горизонты колчеданов, базальты, андезито-базальты, андезиты, туфы, туффиты и углеродсодержащие сланцы. В центральной части синформы в разрезе верхней толщи важную роль играют породы основного и ультраосновного состава: миндалекаменные базальты, андезито-базальты и агломератовые туфы. Возможно, в этой стратиграфической схеме «скрыто» удвоение разреза верхней свиты за счет складчатости и надвигообразования в восточном крыле Каменноозерской синформы.

За формированием осадочно-вулканогенного разреза последовали интрузии гранитоидов (от диоритов до плагиогранитов и калиевых гранитов), которые образовали серию субсогласных линзовидных тел. Массивы сопровождаются роями даек риодацитов.

Прежде чем перейти к обсуждению петрогеохимических и изотопно-геохронологических данных, основу которых составляют материалы, представленные в публикациях И.С. Пухтеля с соавторами, необходимо сделать важное, с нашей точки зрения, замечание: собственно коматиит-толеитовая ассоциация известна только в самой нижней части разреза, где *коматииты* и были изучены геохимически и геохронологически И.С. Пухтелем с коллегами [Puchtel et al., 1999, Fig. 2]. В свою очередь, значительная часть проб *толеитов* была взята гораздо выше по разрезу — в средней или верхней части вулканогенно-осадочной толщи в понимании других авторов (см., например, [Металлогения Карелии, 1999, рис. 55; Кулешевич и др., 2005, рис. 1]). Соответственно можно предполагать, что в верхней части разреза «поздней известково-щелочной ассоциации» (по [Puchtel et al., 1999]) в переслаивании с вулканитами БАДР ассоциации могут участвовать толеиты океанического типа. Впрочем, возможен и другой вариант объяснения: породы нижней коматиит-толеитовой ассоциации оказались выведенными к дневной поверхности «посреди» вулканогенно-осадочной части разреза благодаря участию в складчатости высокого порядка. Морфология складчатых структур этого типа хорошо видна на рис. 2.11.

Сопоставляя и суммируя данные, приведенные в перечисленных публикациях, можно представить разрез в районе юго-восточного замыкания и восточного крыла V-образной синформы Каменноозерского пояса в виде последовательности литотектонических ассоциаций (ЛТА, снизу вверх): нижняя коматиит-толеитовая ЛТА → средняя вулканогенно-осадочная БАДР ЛТА → верхняя ЛТА, образованная чередованием пород вулканогенно-осадочной БАДР ассоциации, предположительно, с включением океанических толеитов того же типа, который участвует в коматиит-толеитовой ассоциации → → субвулканические тела адакитовых риолитов, размещенные в верхней части (согласно [Puchtel et al., 1999, Fig. 2]), или, напротив, в нижней части (согласно рис. 2.11) разреза.

Вдоль границы средней и верхней ассоциаций размещена серия силлов серпентинит-магнетит-тальк-карбонатного состава (метаперидотитов). Общая протяженность этой серии достигает 20 км.

Нижняя коматиит-толеитовая ЛТА (см. рис. 2.11) — в разрезе преобладают подушечные, вариолитовые и массивные толеитовые базальты. Гиалокластические туфы и брекчии имеют подчиненное распространение и слагают небольшие по мощности горизонты среди пород лавовой фации. В южной части пояса наряду с толеитовыми базальтами существенную роль играют коматииты и коматиитовые базальты. В разрезе представлены также углеродсодержащие сланцы, кварциты и карбонат-кварц-серицитовые сланцы по туфам и туффитам. По петрогеохимическим особенностям коматииты относятся к Al-недеплетированному типу с нефракционированными спектрами тяжелых и обедненными спектрами легких РЗЭ и с небольшими положительными аномалиями Nb ($Nb/Nb^* = 1.2$) (рис. 2.12). Вариации составов коматиитов хорошо объясняются фракционной кристаллизацией оливина. Изотопно-геохимические характеристики пород коматиит-толеитовой ассоциации указывают на то, что она является «чистым

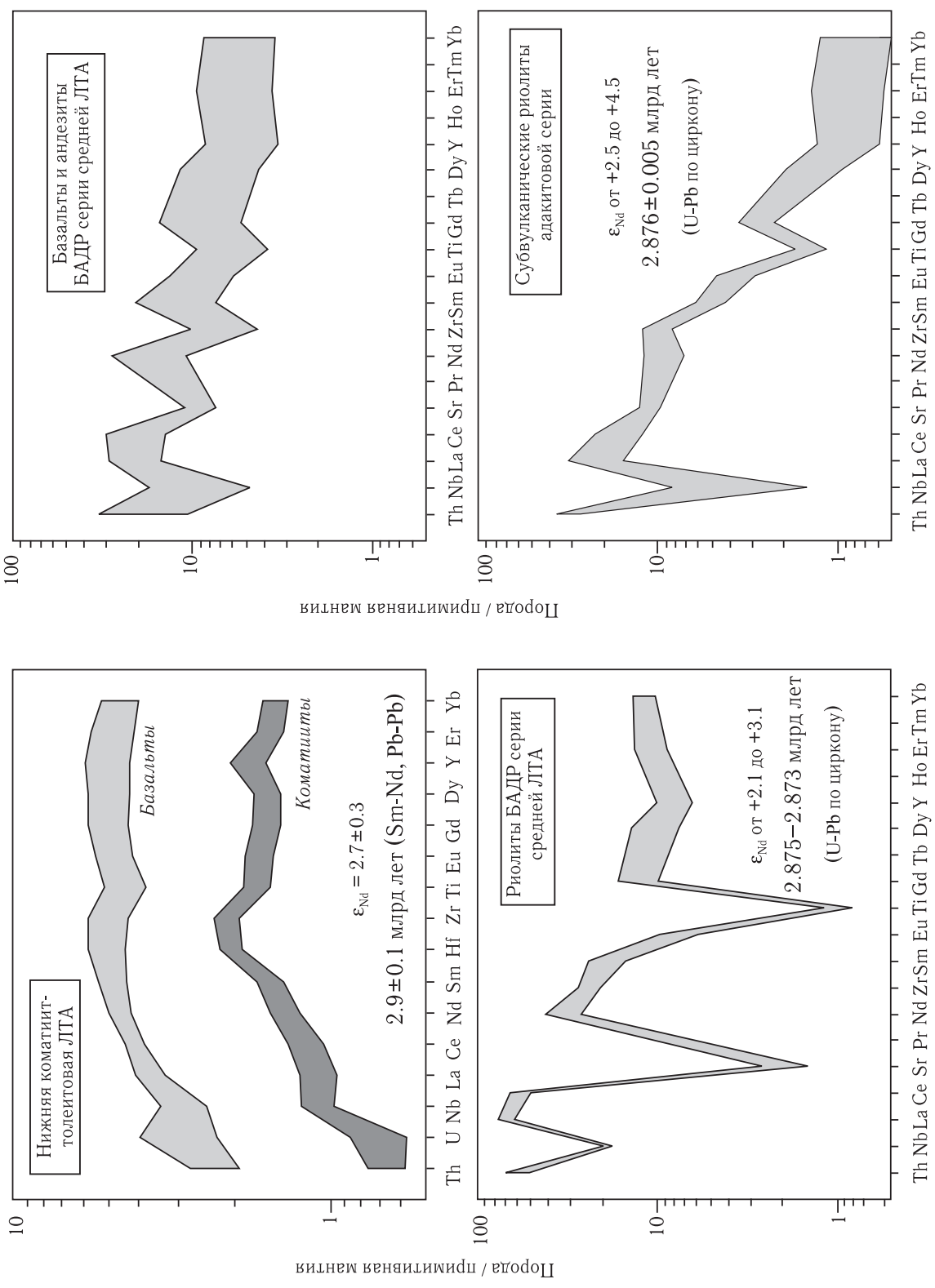


Рис. 2.12. Распределения содержаний малых элементов, нормированных к примитивной мантии, в главных породных ассоциациях Каменноозерского зеленокаменного пояса. Источник данных — публикация [Puchtel et al., 1999]. Примитивная мантия по [Hofmann, 1988]

продуктом» мантийного плавления без участия древней сиалической коры [Puchtel et al., 1999; Богатиков и др., 2006].

Средняя вулканогенно-осадочная БАДР ЛТА Каменноозерского пояса размещена в восточной части V-образной синформы (см. рис. 2.11). Вулканогенный разрез в пределах протяженной полосы шириной 4–6 км образован туфами и туффитами дацит-риолитового состава с горизонтами и линзами углеродистых сланцев, филлитовых сланцев и хемогенных кремнистых метаосадков [Попов и др., 1979; Вулканизм архейских зеленокаменных поясов..., 1981]. Базальты и андезиты образуют небольшие по мощности горизонты, чередующиеся с лавовыми потоками и пирокластикой. Преобладающие по объему кислые вулканиты имеет неоднородные линзовидно-полосчатые текстуры и, насколько можно судить по метаморфизованным и деформированным разностям, представлены пирокластическими брекчиями и кристаллокластическими туфами, формирующими мощные, до 100 м, пачки. Массивные горизонты кислых вулканитов редки. Основные, средние и кислые вулканиты принадлежат известково-щелочной или базальт-андезит-дацит-риолитовой серии, характерной для островодужного вулканизма.

Согласно [Puchtel et al., 1999; Богатиков и др., 2006] (см. рис. 2.12), известково-щелочные базальты характеризуются умеренно фракционированными спектрами легких и тяжелых РЗЭ с небольшими отрицательными аномалиями Eu (Eu/Eu* = 0.88) и высокозарядных некогерентных элементов (Nb, Zr, Ti). При переходе к андезитам происходит уменьшение концентраций Mg, Fe, Ti, Nb и увеличение концентраций Zr, Y и РЗЭ при сохранении общей формы спектров распределения РЗЭ. Кислые туфы отвечают ультракремнистым (SiO_2 — 77.7–81.1%), низкоглиноземистым риолитам. Они характеризуются низкими содержаниями Sr, повышенными концентрациями Nb, Zr и РЗЭ, нефракционированными спектрами тяжелых и обогащенными спектрами легких РЗЭ с резкими отрицательными аномалиями Eu (Eu/Eu*=0.37–0.59), Sr и высокозарядных некогерентных элементов.

Островодужные БАДР серии того же типа, что и вулканиты Каменноозерского пояса, имеют широкое распространение и в современных островных дугах, где риолиты рассматриваются как конечный продукт глубокой дифференциации менее кремнекислых магм на небольших глубинах (менее 7 км). Модельные расчеты на редких и редкоземельных элементах показывают, что риолиты Каменноозерского пояса также могли быть продуктом малоглубинной дифференциации базальтового расплава и последующей дифференциации андезитовой магмы [Puchtel et al., 1999; Богатиков и др., 2006].

Верхняя ЛТА смешанного состава, по-видимому, образована чередованием пород вулканогенно-осадочной БАДР ассоциации и толеитов того же типа, который представлен в нижней коматиит-толеитовой ассоциации. Толеитовые и коматиитовые базальты, вариации составов которых связываются с ведущей ролью клинопироксена на ликвидусе, по большинству геохимических особенностей, включая характер распределения редкоземельных, крупноионных и высокозарядных элементов, близки коматиитам нижней толщи.

Субвулканические тела риодацитов в северной части пояса образуют скопление, включающие тела мощностью от десятков сантиметров до первых метров среди подушечных толеитовых базальтов (см. рис. 2.11). По составу эти породы выделяются в самостоятельную группу, не имеющую аналогов в нижней части разреза. Их петро- и геохимические характеристики отчетливо указывают на принадлежность к адакитовой серии [Puchtel et al., 1999; Богатиков и др., 2006]. По особенностям состава эти субвулканические тела соответствуют высокоглиноземистым риолитам со сравнительно низкими концентрациями Fe, Zr, Y, Nb и РЗЭ, повышенными содержаниями Sr. Для них характерны сильно фракционированные спектры и легких и тяжелых РЗЭ — $(La/Sm)_n$ = 3.8–5.1, $(Gd/Yb)_n$ = = 2.84–4.5 — без Eu аномалий, но с резкими отрицательными аномалиями Nb и устойчивыми положительными аномалиями Zr. Подобные характеристики типичны для мезозой-кайнозойских адакитов. Геохимическое моделирование показывает, что риолиты в северной части Каменноозерского пояса могли формироваться при частичном плавлении амфиболита, аналогичного по геохимии метабазальту ранней коматиит-толеитовой ассоциации [Puchtel et al., 1999].

Геохронология. Изохронная Sm-Nd оценка возраста совместно для вулканогенных пород обеихассоциацийсоставила2.9±0.1(2.92±0.12) млрд лет [Puchtel et al., 1999] (в скобках заметим, что в книгах [Ранний докембрий..., 2005; Богатиков и др., 2006] эта дата ошибочно «присвоена» коматиит-толеитовой ассоциации в качестве «более древней»). Извержения вулканитов коматиит-толеитовой ассоциации датированы Pb-Pb изохронным методом по валовым пробам также с

большой погрешностью: 2.9±0.1 (2.89±0.13) млрд лет. Положительные значения ε_{Nd}, равные +2.7±0.3 [Puchtel et al., 1999], указывают на ювенильное происхождение магм.

Оценки возраста риолитов БАДР серии, в разрезе средней ЛТА составили 2873±4, 2874±3 и 2875±2 млн лет (U-Pb по цирконам [Puchtel et al., 1999]), что в пределах точности совпадает с возрастом коматиит-толеитовой ассоциации. Sm-Nd изотопные характеристики базальтов, андезитов и риолитов свидетельствуют о генетических взаимосвязях вулканитов внутри этой группы. Положительные величины ε_{Nd} от +2.1 до +3.1 указывают на их формирование из деплетированного мантийного источника.

Субвулканическиме тела риодацитов в северной части Каменноозерского пояса были сформированы 2876±5 млн лет назад (U-Pb по цирконам, устное сообщение Е.В. Бибиковой по работе [Puchtel et al., 1999]) — синхронно с накоплением средней толщи. Высокие положительные значения ε_{Nd} от +2.5 до +4.5 указывают на короткую предысторию их первично деплетированного мантийного источника и, следовательно, на отсутствие древнего сиалического контаминанта [Puchtel et al., 1999].

Петрогенезис и геодинамические обстановки формирования Каменноозерского пояса. Результаты геолого-структурных, петрологических и геохронологических исследований обнаруживают два «субъекта» в истории зеленокаменных ассоциаций пояса.

Первому отвечает нижняя коматиит-толеитовая ассоциация. Составы коматиитовых магм соответствуют высокой степени плавления деплетированного (как по изотопным, так и по геохимическим характеристикам) мантийного источника. Содержания MgO в спинифекс-зоне коматиитов достигает 30%, что указывает на высокие ликвидусные температуры — приблизительно на уровне 1570°C. Такие температуры на ликвидусе соответствуют потенциальной мантийной температуре 1800±20°C. Параметрические модели распределения мантийных температур [McKenzie, Bickle, 1988; Abbott et al., 1994] позволяют предполагать, что первоначальное плавление мантии могло осуществляться уже на глубине 400±70 км. Однако с учетом Al-недеплетированного состава коматиитов Каменноозерской структуры следует принять глубину плавления за пределами поля стабильности маджоритового граната — т.е. < 200 км [Puchtel et al., 1999]. Геохимические особенности вулканитов коматиит-толеитовой ассоциации сходны с геохимией вулканитов, формирующих современные океанические плато, такие как Онтонг-Джава или Карибское. Средняя мощность коры в пределах реконструируемого плато могла составлять 30–35 км [Puchtel et al., 1999; Богатиков и др., 2006].

Изотопно-геохимические данные фиксируют отсутствие каких-либо признаков участия древнего сиалического вещества в петрогенезисе коматиит-толеитовой ассоциации. В свою очередь, участие в разрезе нижней ЛТА углеродистых сланцев указывает на замкнутость и относительную мелководность бассейна. Предполагается, что подъем к земной поверхности мантийных расплавов и вулканические извержения происходили во внутриокеанической обстановке, что приводило к формированию структуры типа океанического плато [Puchtel et al., 1999; Богатиков и др., 2006]. Однако отмеченные особенности нижней части разреза и чередование толеитов того же типа (океанического плато) и БАДР ассоциаций в его верхней части позволяют предполагать и другую возможность: быстрое перемещение ультрамафит-мафитовых магм сквозь утоненную континентальную кору, не сопровождавшееся контаминацией (например, в рифтогенной обстановке, предшествующей спредингу, или в пределах задугового бассейна).

В свою очередь, БАДР ассоциация имеет отчетливые признаки субдукционного происхождения. Известково-щелочные вулканиты представлены двумя петрогенетическими группами: дифференцированной БАДР серией и адакитовой серией. Тесная пространственная и возрастная взаимосвязь вулканитов известково-щелочной БАДР и адакитовой серий предполагает их формирование в ходе одного и или двух сближенных по времени эпизодов субдукции [Puchtel et al., 1999; Богатиков и др., 2006]. Обе серии имеют многочисленные черты сходства с островодужными вулканитами фанерозоя. Синхронное формирование обеих серий установлено, например, для севера Камчатской островной дуги [Drummond et al., 1996 и ссылки в этой работе], где субдукция молодой (менее 15 млн лет) горячей океанической плиты обеспечивала одновременную генерацию адакитов за счет частичного плавления субдуцируемых метабазальтов и известково-щелочных базальтов — в результате плавления метасоматизированного мантийного клина.

Размещение БАДР ассоциации поверх коматиит-толеитовой толщи позволяют предполагать, что зона субдукции непосредственно погружалась под океаническое плато. За формиро-

ванием БАДР ассоциации быстро последовали внедрения гранитоидов и завершающих даек риодацитов.

Волоцкий зеленокаменный пояс обозначен нами согласно наименованию хорошо известной волоцкой толщи [Куликов и др., 1989; Куликова, 1993; Ранний докембрий..., 2005], контур пояса принят в соответствии с [Geological Map..., 2001]. Фрагментированный зеленокаменный пояс образован чередованием метакоматиитов и метатолеитов (коматиит-толеитовой ассоциацией). Перидотитовые коматииты, подобно породам Каменноозерского пояса, принадлежат Al-недеплетированному типу. Мафитовые лавы представлены коматиитовыми базальтами и толеитами [Puchtel et al., 2007].

Первоначальная оценка палеоархейского возраста коматиит-толеитового разреза (3.39±0.02 млрд лет) базировалась на результатах исследования Sm-Nd системы по валовым пробам [Пухтель и др., 1991]. Однако она не выдержала проверки временем. Новое исследование с применением нескольких изотопных систем заставило пересмотреть эту датировку [Puchtel et al., 2007]. Изохронные оценки возраста по породам оказались такими: Sm-Nd — 2.85±0.08 млрд лет (ε_{Nd} = = +2.7±0.2), Pb-Pb — 2.9±0.2 (2.86±0.15) млрд лет. Re-Os изохрона дала оценку 2.88±0.08 млрд лет. Таким образом, возраст коматиит-толеитовой ассоциации Волоцкого пояса, вероятнее всего, заключен в пределах интервала 2.88–2.85 млрд лет и не отличается от возраста зеленокаменного разреза Каменнозерского пояса. Были получены также и приближенные оценки возраста метаморфизма: Sm-Nd изохрона по фракциям амфибола и плагиоклаза из коматиитовых метабазальтов дала возраст метаморфизма 2.65±0.03 млрд лет (ε_{Nd} = –0.7±0.2); аналогичную в пределах погрешности оценку по выщелокам дала Pb-Pb изохронна — 2.7±0.1 млрд лет.

Метабазальты и метакоматииты Кенозерского пояса (в южном конце Сумозерско-Кенозерской системы) охарактеризованы аналогичной в пределах погрешности оценкой возраста — 2.96±0.15 (3.0±0.2) млрд лет (Sm-Nd изохрона по валовым пробам [Сочеванов и др., 1991]).

Оруденение Сумозерско-Кенозерской системы зеленокаменных поясов [Металлогения Карелии, 1999; Кулешевич, 2005].

1. Для зеленокаменных поясов Сумозерско-Кенозерской системы в целом характерны проявления оруденения сульфидной Cu-Ni формации, представленные рядом небольших месторождений и рудопроявлений. Наиболее значительны Западно- и Верхневожминское, Лебяжинское и Западно-Светлоозерское месторождения. Сульфидное Cu-Ni оруденение, преимущественно сингенетическое пентландит-пирротиновое, приурочено к контактам согласно залегающих массивов (силлов) метаперидотитов, сформированных в связи с коматиит-толеитовым вулканизмом. Силлы метаперидотитов размещены вдоль границы средней вулканогенно-осадочной БАДР ассоциации и верхней толщи смешанного состава.

Метаперидотиты представляют собой породы серпентинит-магнетит тальк-карбонатного состава. Содержание Ni в богатых рудах достигает 2.25%, однако преобладают бедные руды со средним его содержанием 0.2–0.36%. Мощность рудных зон незначительно превышает 10 м, протяженность — сотни метров. Промышленные залежи Cu-Ni сульфидных руд в связи с коматиитовыми разрезами хорошо известны в гранит-зеленокаменных областях Канадского и Австралийского щитов.

2. Цепочка рудопроявлений серного колчедана, приуроченная средней вулканогенно-осадочной БАДР ассоциации, прослеживается вдоль Каменноозерского пояса. Наиболее крупное рудопроявление Золотые Пороги расположено в южной части Каменноозерской структуры. Руды образуют согласные пластообразные залежи и линзы мощностью 4–12 м, являясь составной частью ритмично-слоистой вулканно-терригенной углеродисто-кремнисто-граувакковой толщи мощностью 300–400 м. В пиритовых рудах сохранились первичные осадочные текстуры: слоистые, конкреционные, колломорфные.

Колчеданно-полиметаллическая формация представлена Северо-Вожминским рудопроявлением. Рудная зона мощностью до 30 м и протяженностью около 400 м залегает в ритмично-слоистой кремнисто-граувакковой толще, вмещающей также потоки риолитовых лав. Рудные тела мощностью 0.3–4.5 м представлены массивными колчеданами с примесью сульфидов Cu, Zn, Pb и золота. Оруденение подобного типа характерно для островодужных геодинамических обстановок. В составе руд установлены (средние значения) Cu — до 14%, Zn — до 10%, Pb — до 15%.

3. Незначительное концентрации золота отмечены в горизонтах колчеданов, для которых в целом характерен низкий уровень примесей, что свойственно колчеданным залежам островодужных систем и шельфовых обстановок на симатической коре. К золоторудной формации

можно отнести лишь упомянутое выше золото-полисульфидное Северо-Вожминское рудопроявление. Более отчетливо Au связано с зонами сульфидной или сурьмяно-мышьяковой вкрапленно-прожилковой минерализации в березитах и лиственитах (вероятно, связанных с вулканизмом и сопряженными гидротермальными процессами), либо приурочено к зонам гидротермального изменения на контактах даек риодацитов и небольших гранитных тел.

В пределах сдвиговых зон северо-западного простирания размещены проявления миллерит-пиритовых руд, золотосульфидной и золото-сурьмяно-мышьяковой рудной минерализации. Они могли быть сформированы как в неоархее, так и в конце палеопротерозоя.

4. Вдоль северо-восточной–восточной границы Водлозерского микроконтинента, т.е. в пределах Сумозерско-Кенозерской системы зеленокаменных поясов, размещены недифференцированные и слабо дифференцированные жилы мусковит-редкометальных пегматитов мощностью до 20–30 м, пересекающих амфиболиты и амфиболовые сланцы. В пробе пегматита из Волоцко-Водлозерской зоны содержание колумбит-танталита составило около 400 г/т.

Гранитоиды, связанные с формированием осадочно-вулканогенных (зеленокаменных) ассоциаций. Начиная с 3.05 млрд лет, гранитоидный магматизм в пределах Водлозерского микроконтинента был тесно сопряжен во времени с ранними этапами вулканизма, зафиксированными в разрезах зеленокаменных поясов. Небольшие, 100–150 км^2, массивы и дайки диоритов и тоналитов (согласно оценке в работе [Ранний докембрий..., 2005]), принадлежащие ТТГ серии, прорывают метаморфизованные и деформированные разрезы зеленокаменных поясов вдоль ограничений Водлозерского микроконтинента. Они также распространены и в его внутренней области. Время внедрения этих интрузивных тел охватывает интервал от 3.0 до 2.85 млрд лет. Петрогеохимические характеристики и, прежде всего, резко дифференцированные распределения РЗЭ с низкими концентрациями ТРЗЭ свидетельствуют о преобладании пород адакитового типа, образованных за счет магм, формировавшихся в субдукционных обстановках на значительных глубинах. Некоторые лучше изученные проявления гранитоидного магматизма этого типа были охарактеризованы выше.

***Постзеленокаменные габброидные и гранитоидные интрузивы* (*2.88–2.84 млрд лет*)** известны во внутренних частях микроконтинента как среди гранитоидов, так и внутри зеленокаменных поясов. В большинстве зеленокаменных комплексов размещены интрузивные тела габброидов возраста 2.88–2.84 млрд лет [Ранний докембрий..., 2005]. Самые ранние образования этой группы — тела габбро-анортозитов размером 2–4 км^2 интрудируют деформированные вулканиты Остерского зеленокаменного пояса (см. прил. II-2), затем сами пересекаются гранитами с возрастом 2.88 млрд лет и обнаружены в гальке конгломератов. Вулканиты Шилосской структуры Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса вмещают дифференцированный интрузив габбро размером около 5 км^2 и серию более мелких массивов и даек, которые затем прорваны Шилосским массивом тоналитов. Наиболее крупный Семченский габбро-диоритовый массив (120 км^2) интрудирует деформированные и метаморфизованные вулканиты одноименного зеленокаменного пояса. В свою очередь, габбро-диориты пересечены дайками диоритов, тоналитами и гранитами. Мелкие тела (не более 0.02 км^2) габбро наблюдаются среди деформированных и метаморфизованных пород Палаламбинского зеленокаменного пояса.

Геохронология. Массивы габброидов охарактеризованы датировками (U-Pb по циркону):

— гранит Остерского массива — 2.88±0.02 млрд лет [Коваленко, Ризванова, 2000];

— Шилосский массив тоналитов — 2.85±0.09 млрд лет [Лобач-Жученко и др., 1999];

— Семченский массив габбро-диоритов — 2.85±0.04 млрд лет [Сергеев и др., 1983];

— небольшое тело лейкогаббро в пределах Паламбинского пояса — 2.84±0.03 млрд лет [Лобач-Жученко, Левченков, 1985].

Оруденение. Ильменитовая минерализация присутствует в мелких телах габброидов (преимущественно в габбро-пегматитах) в северной части Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса. Содержание TiO_2 составляет 1.93–4.86%. Проявления аналогичного типа известны также и в пределах Ведлозерско-Сегозерской и Кенозерско-Сумозерской систем зеленокаменных поясов [Металлогения Карелии, 1999].

Комплекс «молодых» гранитоидов в пределах Водлозерского микроконтинента ([Ранний докембрий..., 2005]) значительно отделен по времени формирования от становления Водлозерского микроконтинента — на 150–170 млн лет. Комплекс «молодых» гранитоидов охарактеризован датировками в интервале 2.70–2.68 млрд лет. Они обязаны своим возникновениям совершенно

иному этапу геологической истории. Более подробная информация приведена ниже в разделе 2.1.4.5.

Проявления метаморфизма гранулитовой фации, известные в нескольких участках Водлозерского микроконтинента, в сравнении с постзеленокаменными гранитоидами еще более отстоят от времени становления Водлозерского микроконтинента — на 200 млн лет. Они датированы 2.65±0.05 млрд лет (U-Pb по циркону [Байкова и др., 1984]) и связаны с другим этапом геологической истории континента Кола-Карелия. Более подробная информация приведена ниже в разделе 2.1.4.6.

Геодинамика формирования Водлозерского микроконтинента. Как можно было убедиться, главные структурно-вещественные комплексы Водлозерского микроконтинента снабжены разносторонней и детальной, хотя и не всегда сопоставимой характеристикой. Обобщение доступной информации позволяет нам обратиться к реконструкции геодинамических обстановок и последовательности главных событий в геологической истории этого микроконтинента.

Можно констатировать, что в геологической летописи Водлозерского микроконтинента зафиксированы свидетельства процессов корообразования как тектоно-плитного, так и плюмового типов. При этом оценки геодинамических условий наиболее раннего периода эволюции остаются проблематичными.

1. Формирование «дозеленокаменной» ассоциации ТТГ гнейсов, парагнейсов и амфиболитов охватило интервал от 3.24 до ~3.15 млрд лет. Верхнее ограничение этого интервала задано Лайручьевским пироксенит-габбро-диоритовым интрузивом, внедрившимся 2.98 млрд лет назад. Можно также оценить верхнюю границу интервала началом формирования островодужных серий в пределах Ведлозеро-Сегозерской системы зеленокаменных поясов — т.е. 3.02 млрд лет. Данные, которые позволяют обсудить происхождение древней коры, ограничены и отчасти противоречивы. Оценки ε_{Nd}, как правило, указывают на ювенильный характер горных пород. Исключение составляют протолиты амфиболитов (ε_{Nd} — от +3.0 до –1.2), материнские расплавы которых, по-видимому, имели смешанную мантийно-коровую природу. На возможность вовлечения в магмообразование более древней коры указывают также и высокие оценки модельного Sm-Nd возраста — 3.3–3.5 млрд лет. Отрицательные значения ε_{Nd} от –0.8÷–1.1 до –2.6÷–2.7 с ростом кремнекислотности, полученные для Лайручьевского массива, также указывают на мантийно-коровую природу ультрамафитов и вовлечение в магмообразование пород значительно более древней континентальной коры.

Особенности распределения РЗЭ в ТТГ гнейсах и наличие преимущественно углекислотных флюидных включений в ядрах древних цирконов можно рассматривать как свидетельство формирования ТТ гнейсов в результате высокотемпературного (гранулитовой или высокой амфиболитовой фации) плавления ранее сформированной коры ТТГ типа значительной мощности.

2. Геологическое строение, структурные, литологические и петрогеохимические особенности зеленокаменных ассоциаций дают убедительные свидетельства того, что все или, по меньшей мере, преобладающая часть осадочно-вулканогенных ассоциаций, образующих зеленокаменные пояса вдоль восточного и западного ограничений древнего Водлозерского микроконтинента, были сформированы в зоне перехода «океан–континент» [Светов, 2005].

3. Геодинамическая эволюция, в результате которой западная и северо-западная окраины Водлозерского микроконтинента были достроены Ведлозерско-Сегозерской системой зеленокаменных поясов и Южно-Выгозерским поясом, охватила интервал от 3.05 до 2.85 млрд лет. Придерживаясь главных идей эволюционной геодинамической модели, разработанной С.А. Световым [2005], можно представить сценарий, охватывающий следующую последовательность событий:

— 3.24–3.15 млрд лет — формирование древней континентальной коры (Водлозерского микроконтинента) за счет ювенильных магм невыясненного происхождения, возможно, сформированных при участии более древней коры;

— 3.05–2.95 млрд лет — субдукция океанической литосферы в восточном направлении (в современных координатах), сопровождающаяся формированием энсиалической вулкано-плутонической дуги (БАДР ассоциация при резко подчиненной роли относительно более глубинных магм адакитового типа) на активной окраине микроконтинента;

— ~(3.0) 2.95–2.90 млрд лет — возникновение и развитие задуговых бассейнов общей протяженностью порядка 350–400 км, формирование океанической коры толеит-коматиитового состава (признаки повышенной водонасыщенности коматиитовых расплавов могут быть привлечены для реконструкции необычных условий их возникновения в обстановке задугового спре-

динга); последующее закрытие этих бассейнов, сопровождавшееся выдавливанием структурно-вещественных комплексов океанической коры и частичное перекрытие ими вулканических построек активной окраины; гранитоидный магматизм в утолщенной в результате тектонического скучивания коре;

— (2.90) 2.86—2.85 млрд лет — за исчезновением задугового бассейна последовала аккреция островной дуги (возможно, системы островных дуг) к континентальной окраине и формирование Ведлозерско-Сегозерского аккреционного орогена, которое сопровождалось проявлениями андезит-дацитового вулканизма и гранитоидного интрузивного магматизма и формированием характерных вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов.

4. Модель геодинамической эволюции восточной (Сумозерско-Кенозерской) окраины Водлозерского микроконтинента 2.88–2.85 млрд лет назад может быть представлена на ограниченном материале, характеризующем Каменнозерский и Волоцкий пояса. Формирование Сумозерско-Кенозерского аккреционного орогена, судя по имеющимся данным, протекало быстро и совпало по времени с завершающими стадиями формирования аккреционного орогена на противоположной окраине микроконтинента. Можно наметить следующую последовательность главных событий, однако ограниченность геохронологической информации не позволяет раздельно датировать последовательные стадии эволюции:

— формирование коматиит-толеитового разреза океанического плато;

— через короткое время — субдукция океанической литосферы под океаническое плато, формирование вулкано-плутонического сооружения;

— раскрытие задугового бассейна и формирование БАДР толеитовой серии;

— аккрецию плато совместно с перекрывающей осадочно-вулканогенной толщей субдукционного типа к восточной (в современных координатах) окраине Водлозерского микроконтинента, перемещение на запад тектонических покровов: оформление аккреционного орогена.

5. За формированием аккреционного орогена немедленно последовали события (которые можно сопоставить с явлениями типа «коллапса орогена»), сопровождавшиеся условиями растяжения, зафиксированными интрузиями габброидов.

6. С вулканогенно-осадочными толщами аккреционных орогенов, обрамляющих Водлозерский микроконтинент, связаны колчеданные залежи, в том числе с полиметаллической минерализацией — тип оруденения, чрезвычайно характерный для островодужных систем в течение всей геологической истории. Широко известны медные и полиметаллические колчеданные руды (относимые к трем типам: уральскому, кипрскому и куроко), связанные с энсиалическими островодужными палеосистемами [Гусев и др., 1995]. Наличие линз колчеданов в разрезе толеит-коматиитовой ассоциации сопоставляется с типичной рудоносностью спрединговых хребтов. Правда, приходится с сожалением констатировать, что ни полиметаллического наполнения, характерного для островодужных колчеданов, ни медного — обычного в офиолитовых рудах Кипрского типа, в пределах Ведлозерско-Сегозерской системы поясов и Южно-Выгозерского пояса не наблюдается.

Незначительные проявления магнетит-силикатных сланцев и железистых кварцитов фиксируют паузы вулканической активности в истории междуговых и задуговых бассейнов. Меньшее развитие получили проявления Cu-Ni оруденения в связи с коматиитовым магматизмом — почти исключительно в пределах Каменноозерского пояса.

Золотометалльные проявления связаны с кислым магматизмом заключительных стадий формирования аккреционных орогенов. Размещение золоторудных проявлений также находит аналогии с фанерозойскими окраинно-континентальными и аккреционными орогенами. Дальнейшая концентрация золота осуществлялась в ходе палеопротерозойской эволюции.

Южное продолжение Водлозерского микроконтинента. Региональные особенности физических полей позволяют наметить контуры южного продолжения этого микроконтинента, перекрытого осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы (см. прил. I-2 и IV-1). Достаточно уверенно трассируются области распространения гранито-гнейсового комплекса (низкий уровень магнитного и гравитационного полей) и структурно-вещественных ассоциаций зеленокаменных поясов (повышенные и высокие значения физических полей). К сожалению, скважины, пробуренные на этой территории, не достигали фундамента, поэтому конкретная информация о составе горно-породных ассоциаций отсутствует. Границы Водлозерского микроконтинента в этой области заданы более молодыми образованиями: магнитным комплексом пород, образующим южное продолжение палеопротерозойского осадочно-вулканогенного Ветреного пояса на востоке, и структурами северо-запад-

ного простирания, принадлежащими Среднерусскому сектору палеопротерозойского Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена — на юге.

2.1.4.2. Микроконтинент Рануа-Иисалми

В качестве самостоятельного микроконтинента Рануа-Иисалми мы выделяем западную и северо-западную части Карельского АКО, где известны относительно древние гранулито-гнейсовые комплексы, возраст которых достигает 3.2 млрд лет и, возможно, столь же древние гранито-гнейсовые комплексы (см. прил. I-1, II-1 и II-2). На востоке микроконтинент Рануа-Иисалми граничит с микроконтинентом Кьянта. Сформированная в палеопротерозое транспрессивная граница образована системой правосторонних сдвиго-надвигов: микроконтинент Рануа-Иисалми относительно смещен к северу и надвинут в восточном направлении на микроконтинент Кьянта. Зона пограничных разломов в своей центральной части вмещает пакет тектонических пластин, образованных палеопротерозойским осадочно-вулканогенным комплексом Йормуа (пояс Кайнуу), которые в согласии с общей структурой также надвинуты на гранит-зеленокаменные комплексы микроконтинента Кьянта (см. ниже рис. 4.21). На западе (юго-западе) микроконтинент Рануа-Иисалми граничит с палеопротерозойским Свекофеннским аккреционным орогеном. Пограничная структура принадлежит типу «крокодил»: аккретированные островодужные комплексы Свекофеннского орогена погружаются в восточном направлении под архейскую кору, однако в верхней части разреза картина во многих местах противоположная — палеопротерозойские комплексы надвинуты в сторону Рануа-Иисалми (см. ниже рис. 4.21). Северная окраина микроконтинента перекрыта палеопротерозойской вулканогенно-осадочной толщей, выполняющей структуру Перяпохья и надвинутой в южном направлении.

Контур микроконтинента совпадает с контурами «террейнов» Иисалми и Рануа в трактовке финских авторов [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005]. Для их обозначения в дальнейшем мы будем использовать относительно нейтральный термин «блок»: блок Иисалми на юге и блок Рануа на севере, разделенные сдвиговой зоной Оулуярви северо-восточного простирания (см. прил. I-1, II-1 и II-2). Блок Рануа включает гранит-зеленокаменный комплекс (в том числе, парагнейсовый пояс Пуоланка и зеленокаменный пояс Оиярви), а также гранулитовый комплекс Пудасъярви, который в работе [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005] получил наименование «Сиуруа»). Мы будем использовать наименование «Сиуруа» для обозначения ТТГ комплекса основания, а за гранулитовым комплексом сохраним наименование «Пудасъярви» в соответствии с более ранней работой [Mutanen, Huhma, 2003]. Трондьемито-гнейсы комплекса Сиуруа представляют собой древнейший комплекс (~3.5 млрд лет), установленный в пределах Фенноскандинавского щита. В пределах блока Иисалми также зафиксировано одно из наиболее древних образований щита — палеосома в мигматизированных гранулитовых ортогнейсах, датированная около 3.2 млрд лет [Hölttä et al., 2000; Mänttäri, Hölttä, 2002]. К слову сказать, в пределах этой территории отмечено также и одно из самых молодых образований в архейской истории щита — карбонатитовый комплекс Сиилинъярви с возрастом 2.6 млрд лет. Как показал анализ доступной информации, преобладающая часть блока Иисалми принадлежит синформной структуре гранулито-гнейсового комплекса Варпаисъярви.

Согласно данным сейсмопрофилирования с использованием преломленных (ГСЗ) и отраженных (МОГТ) волн, блок Иисалми характеризуется необычно мощной корой — 55–60 км [Korsman et al., 1999; Kukkonen, Lahtinen, 2006] при том, что мощность коры сопредельных гранит-зеленокаменных областей Карельского кратона равна приблизительно 40 км.

Гранит-зеленокаменный комплекс Рануа (см. прил. I-1, II-1 и II-2) охватывает треугольный в плане блок архейской коры в северо-западной части Карельского АКО. Этот район остается одной из геологически наименее изученных территорий Финляндии из-за неважной обнаженности и монотонности развитых здесь тоналито- и гранулито-гнейсов. По-видимому, преобладают неоднократно мигматизированные тоналито-гнейсы; заметную роль играют интрузивные массивы гранодиоритов и тоналитов. Тем не менее, в недавние годы были получены весьма интересные данные.

Гранито-гнейсовый комплекс Сиуруа образован трондьемито-гнейсами. Возраст магматической кристаллизации этих гнейсов приблизительно равен ~3.5 млрд лет (U-Pb, SIMS по циркону). К сегодняшнему дню гнейсы Сиуруа пред-

ставляют собой древнейший комплекс, установленный в пределах Фенноскандинавского щита. Модельный Sm-Nd возраст практически тот же самый — 3.48 млрд лет. Значение ε_{Nd} (2700) — очень низкое (–10.8), что дополнительно подтверждает древний возраст гнейса. Исследование цирконов фиксирует несколько событий в истории комплекса Сиуруа, преимущественно в интервале 3.5–3.4 млрд лет. Возраст ядра в одном из кристаллов циркона оказался равным 3.73 млрд лет. Метаморфическая кристаллизация монацита 2.66 млрд лет назад приблизительно совпала по времени с гранулитовым метаморфизмом комплекса Пудасъярви [Mutanen, Huhma, 2003].

Парагнейсовый пояс Пуоланка расположен в юго-восточной части блока Рануа, непосредственно примыкая к границе с Кухмо-Сегозерским микроконтинентом. Пояс образован парагнейсами и парасланцами (метапелитами, кластическими и кислыми вулканокластическими метаосадками). До настоящего времени сохраняется неопределенность в вопросе о возрасте пород, выполняющих этот пояс из-за неясностей с отнесением исследованных цирконов к числу сингенетических или захваченных при магматизме и/или осадконакоплении кристаллов. Оценки Sm-Nd модельного возраста и U-Pb даты по цирконам свидетельствуют об архейском возрасте пояса, тогда как другие данные, скорее, указывают на его палеопротерозойский возраст [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005 и ссылки в этой работе].

Зеленокаменный пояс Оиярви расположен в северной части блока Рануа. Контуры пояса выделены по данным аэромагниторазведки. В разрезе восточной части пояса преобладают мафитовые пиллоу-лавы и массивные ультрамафитовые метавулканиты (Fe- и Mg-толеиты, Cr-базальты, базальтовые и перидотитовые коматииты), переслоенные подчиненными по объему графитистыми сланцами; напротив, в разрезе западной части пояса преобладают метаосадки (метапелиты, графитистые сланцы и метатурбидиты). Геохронологические данные отсуствуют, поэтому соотнесение этого пояса, принятое на картах (см. прил. I-1, II-1 и II-2), является предположительным.

Осадочно-вулканогенный комплекс пересекают небольшие тела тоналитов и дайки порфиритов [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005 и ссылки в этой работе].

Гранулитовый пояс Пудасъярви протягивается с севера на юг на расстояние более более 55 км при ширине от 15 до 40 км. Границы пояса лишь приблизительно намечены по геофизическим материалам. Пояс образован двупироксеновыми кислыми и мафитовыми ортогранулитами (трондьемитами, тоналитами, щелочными чарнокитами, аляскитами, базальтоидами). В строении комплекса принимают участие также и кордиерит-кварц-плагиоклазовые гранулито-гнейсы (метаосадки), подобные ассоциации пород комплекса Варпаисъярви. Породы слабо изучены в петрологическом отношении. Оценки условий метаморфизма по минеральным ассоциациям мафитовых гранулитов равны 700–800°С и 6.5–7 кбар [Mutanen, Huhma, 2003 и ссылки в этой работе].

Возраст цирконов, наиболее достоверно датирующих время магматической кристаллизации протолита кислых гранулитов, равен ~2.96 млрд лет (U-Pb, SIMS по циркону [Mutanen, Huhma, 2003]). Возраст метаморфического циркона, оцененный тем же методом, составил ~2.65 млрд лет и совпал с возрастом метаморфического монацита в гнейсах комплекса Сиуруа. С данными цирконовой геохронологии согласуется оценка Sm-Nd модельного возраста кислого гранулита (3.01 млрд лет), ε_{Nd} (2700) = –3.0.

Гранит-зеленокаменный комплекс Иисалми и гранулито-гнейсовый комплекс Варпаисъярви. Оба комплекса (см. прил. I-1, II-1 и II-2) занимают приблизительно овальную в плане южную половину микроконтинента Рануа-Иисалми. На уровне дневной поверхности преобладающая часть блока Иисалми занята породами гранулитового комплекса Варпаисъярви, в том числе, разностями пород, переработанных в ходе ретроградных метаморфических преобразований. Возможно, по крайней мере часть мигматизированных тоналит-трондьемитовых гранито-гнейсов с линзами и полосами гомогенных и полосчатых амфиболитов, слагающих обрамление и соответственно образующих основание синформной структуры гранулитового комплекса, принадлежат собственно коре гранит-зеленокаменного типа. Вместе с тем, достаточно велика вероятность того, что преобладающая часть пород блока Иисалми, прежде всего, в непосредственном обрамлении комплекса Варпаисъярви, также принадлежат гранулитовому комплексу.

Гранулиты Варпаисъярви. На начальной стадии исследований предполагалось, что породы гранулитовой фации слагают несколько небольших блоков, разделенных разломами [Paavola, 1986; Hölttä, 1997]. Однако, насколько можно судить по картам, приведенным в недавних пу-

бликациях [Hölttä, Paavola, 2000; Hölttä et al., 2000] и, в особенности [Mänttäri, Hölttä, 2002], комплекс Варпаисъярви включает также и значительные площади, занятые породами, которые подверглись ретроградному метаморфизму. Совместно с этими породами гранулиты, возможно, охватывают преобладающую часть блока Иисалми.

Вследствие интенсивной переработки архейских пород в палеопротерозое, границы гранулитового комплекса на существующих геологических картах [Paavola, 1999; Geological Map..., 2001] и в научных публикациях [Hölttä, 1997; Hölttä, Paavola, 2000; Hölttä et al., 2000; Mänttäri, Hölttä, 2002] проведены со значительными расхождениями. В частности, восточная и северовосточные части блока Иисалми, согласно [Paavola, 1999; Geological Map..., 2001; Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005], образованы гранитогнейсами, порфиробластическими калиевыми гранитами и отчасти метаосадками, которые совместно рассматриваются в качестве «комплекса Раутаваара». Однако в работах [Hölttä, 1997; Mänttäri, Hölttä, 2002] породы в пределах области, занятой комплексом Раутаваара, проинтерпретированы в качестве архейских гранулитов, подвергшихся регрессивным преобразованиям в палеопротерозое. Аналогичная переработка гранулитов в пределах «общепринятого» контура комплекса Варпаисъярви локализована в зонах трещиноватости и сдвиговых деформаций. U-Pb геохронология по цирконам из пород «комплекса Раутоваара» свидетельствует в пользу их гранулитовой предыстории. На картах, представленных в этой книге (см. прил. I-1, II-1), принята точка зрения П.Холтя (P.Hölttä) и И.Мянттяри (I.Mänttäri), дополненная результатами нашего анализа глубинного строения блока Иисалми в сечении профилем FIRE-1 (см. ниже): породы комплекса Раутаваара практически полностью включены в гранулитовый комплекс Варпаисъярви.

Следует повторить, что достаточно велика вероятность того, что все архейские породы блока Иисалми, показанные на картах (см. прил. I-1, II-1) в обрамлении комплекса Варпаисъярви, т.е. в основании синформной структуры, выполненной гранулитами, также принадлежат комплексу Варпаисъярви. Это предположение относится и к палеопротерозойским гиперстенсодержащим гранитам в юго-восточном углу блока.

Возраст и условия возникновения наблюдаемых сегодня структурных соотношений между гранулитовым комплексом и породами обрамления, которые не подвергались метаморфизму при столь высоких параметрах, остаются слабо исследованными. На современном эрозионном срезе гранулиты разбиты и системой полого- и крутозалегающих сдвигов. По оценке финских исследователей (авторов перечисленных выше публикаций), область распространения пород гранулитового комплекса ограничена сдвиговыми зонами поздне-палеопротерозойского возраста, которые пересекают также и интрузивные тела, внедрившиеся около 1.9 млрд лет назад. Овальная в плане тектоническая структура, выполненная породами гранулитового комплекса, простирается в северо-западном направлении, ее поперечное сечение превышает 70 км, а протяженность достигает 150 км. В пределах северовосточной половины структурного овала преобладают безгиперстеновые ТТГ гнейсы и кордиерит-ортоамфиболовые породы, которые представляют собой подвергшиеся ретроградному метаморфизму эндербиты и кордиерит-ортоамфибол/ортопироксеновые породы, известные в пределах собственно комплекса Варпаисъярви [Mänttäri, Hölttä, 2002].

Гранулиты и гранит-зеленокаменные комплексы обрамления одинаково рассечены палеопротерозойскими дайками с возрастом 2.3–2.1 млрд лет, при этом экзо- и эндоконтактовые изменения даек однотипны. Следовательно, наблюдаемые структурные соотношения архейских комплексов были сформированы до коллизионных событий позднего палеопротерозоя — вероятнее всего, в архее. В работе [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005] обсуждается также ряд дополнительных обоснований этого заключения. Вместе с тем, структурная приуроченность фрагментов палеопротерозойского вулканогенно-осадочного разреза к структурообразующим тектоническим границам (см. прил. I-1) свидетельствует о дополнительных тектонических перемещениях уже в палеопротерозойское время.

Анализ распределения в пространстве различных пород гранулитового комплекса и закартированных структурных элементов, представленных на схематических картах в работах [Hölttä, Paavola, 2000; Hölttä et al., 2000; Mänttäri, Hölttä, 2002], позволяет наметить представление об овальной в плане синформной структуре комплекса. Северо-западная часть этой структуры пересечена профилем FIRE-1 (см. прил. I-1). Синформное строение структуры легко прочитывается и в рисунке сейсмических отражений по этому профилю [Korja, Lahtinen, Heikkinen et al., 2006, Fig. 3-c, d, Fig. 16]. Вертикальный раз-

мер (глубина осевой части) синформы в сечении профилем FIRE-1 составляет 10–12 км (см. ниже рис. 4.21), в центральной части синформы ее глубина должны быть несколько больше. Необходимо также иметь в виду, что благодаря изгибу трассы профиля изображение синформы «растянуто» в ширину приблизительно в полтора раза. Важная особенность глубинного строения блока Иисалми, как демонстрируется сечением по сейсмическому профилю, состоит в том, что основание синформы непосредственно «подстилается» последовательностью тектонических пластин, образованных породами палеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена. Эти пластины последовательно погружаются в северо-восточном направлении под архейскую кору Карельского кратона. Иными словами, в пределах блока Иисалми к уровню дневного среза выведены породы глубоких уровней коры, что, возможно, делают доступной наблюдению так называемую нижнюю кору. Как мы увидим ниже, синформное строение структуры находит отражение и в пространственном размещении оценок давления при метаморфизме.

Геохимия. Как мы упоминали выше, в строении гранулитового комплекса Варпаисъярви преобладают гиперстенсодержащие и связанные с ними, по крайней мере пространственно, безгиперстеновые гнейсы, состав которых варьирует от диорита до тоналита, а также эндербиты [Hölttä, 1997; Hölttä, Paavola, 2000]. Они характеризуются умеренно дифференцированными трендами РЗЭ при содержании ТРЗЭ 5–9 хондритовых эквивалентов, что указывает на умеренные глубины выплавления и фракционирования магм. Мафитовые гранулиты, образующие включения (преимущественно, линзы и прослои) в эндербитах, принадлежат двум несколько различающимся геохимическим типам [Hölttä, 1997]. Петрохимически мафитовые гранулиты соответствуют толеитовой серии, породы первой группы имеют базальтовый состав, состав пород второй группы варьирует от пикробазальтов до андезитов с преобладанием последних. Тренды РЗЭ для метатолеитов первой группы подобны трендам N- и T-MORB, тогда как тренды РЗЭ в метаандезитах демонстрируют дифференцированное распределение РЗЭ, обогащение ЛРЗЭ до 6–8 хондритовых эквивалентов и плоские тренды ТРЗЭ на уровне 5–10 эквивалентов. Поскольку мафитовые гранулиты значительно мигматизированы, оценка происхождения протолитов на основе геохимических данных остается проблематичной.

В пределах территории, где выделены мафитовые гранулиты второй группы (блок Йонса по [Hölttä, 1997]), они ассоциированы с кварц-кордиеритовыми и кордиерит-ортоамфибол-ортопироксеновыми породами (изредка — с сапфирином и/или корнерупином), которые, как предполагается, представляют собой метаморфизованные разности андезитов и базальтов, преобразованных в результате взаимодействия с нагретой морской водой.

Метаморфизм. Петрологические исследования показали, что гранулитовый комплекс имеет двустадийную историю метаморфизма [Hölttä, Paavola, 2000]. По оценкам, полученным названными исследователями, ранний метаморфизм протекал при давлении 9–11 кбар и температуре 800–900°C и сопровождался парциальным плавлением. Соответственно гранат-плагиоклаз-пироксеновая ассоциация представляется в той или иной степени реститовой. Оценивая распределение точек на *PT*-диаграмме, финские исследователи предполагают, что за пиком метаморфизма последовала субизотермическая декомпрессия. Второму метаморфическому событию отвечают параметры 7–8 кбар при 700–800°C.

Наш анализ позволяет предложить несколько иную интерпретацию, поскольку гранулиты с различными пиковыми значениям *P* и *T* распределены в пространстве достаточно закономерно: в центральной части синформы они варьируют в интервале 760–840°C и 9–9.5 кбар, тогда как по периферии исследованной части синформы они равны 850–940°C при 9.5–11.3 кбар. Эти особенности вполне согласуются с распределением температур в коре, подвергающейся гранулитовому метаморфизму, подробно обоснованному в этой работе на примере Лапландского гранулито-гнейсового пояса (см. разделе 3.3.1.6), что не позволяют сделать каких-либо заключений об особенностях процесса эксгумации комплекса Варпаисъярви.

Геохронология. Данные U-Pb и Sm-Nd исследований, приведенные в работах [Paavola, 1986; Hölttä et al., 2000; Mänttäri, Hölttä, 2002], фиксируют несколько событий в истории гранулитового комплекса, которые имели место в мезо- и неоархейское и палеопротерозойское время. Гранулиты делятся на две возрастные группы. Цирконы из пород первой группы дают оценку возраста протолита 3.2 млрд лет, Sm-Nd модельный возраст гранулитов T_{DM} — также около 3.2 млрд лет, что указывает на ювенильное происхождение древнего протолита. Характеристики

многих кристаллов циркона из этих гранулитов свидетельствуют о метаморфической перекристаллизации между 3.20 и 3.06 млрд лет назад. Возраст округлых прозрачных цирконов из лейкосомы этих гранулитов — между 3.17 и 3.05 млрд лет. Однако большинство округлых гомогенных цирконов в этих породах дают возраст около 2.7 млрд лет. Возраст древнейших цирконов из пород второй группы (блок Йонса по [Hölttä, 1997]) — 2.73 млрд лет. Sm-Nd модельный возраст этих гранулитов T_{DM} — 2.9–2.7 млрд лет.

Породы обеих групп подверглись парциальному плавлению и мигматизации около 2.7 млрд лет одновременно с внедрением эндербитов. Оценка ε_{Nd} для эндербитов, равная +0.2, свидетельствует, что эндербиты сформированы преимущественно ювенильным расплавом, во всяком случае — не расплавленным материалом коры с возрастом 3.2 млрд лет. По-видимому, цирконы из эндербитов, характеризующиеся магматической зональностью, с возрастом 2.72–2.70 млрд лет фиксируют время внедрения эндербитового расплава. Возраст метаморфизма гранулитовой фации, охватившего интервал от 2.70 до 2.63 млрд лет, зафиксирован большинством цирконов из гранулитов обеих групп, включая также и диафторированные породы в пределах северо-восточной части блока Иисалми. Эти цирконы представлены весьма характерными гомогенными округлыми (мультифасеточными) кристаллами. В эндербитах также отмечен рост цирконов около 2.64 млрд лет назад. В метаосадочных гранулитах (также вторая группа) возрасты цирконов распределены между 2.7 и 2.6 млрд лет, датировки 2.73–2.70 млрд лет по ядрам кристаллов дают минимальный возраст протолита. Оценки возраста метаморфизма в интервале 2.68–2.62 млрд лет по цирконам получены также и для пород в пределах области, подвергшейся значительной переработке в палеопротерозое. Возраст этого (свекофеннского) метаморфизма зафиксирован в монацитах (1.89 млрд лет) и в цирконах — по нижнему пересечению с конкордией (1.86 млрд лет). Sm-Nd даты по образцам пород дают интервал 2.59–2.48 млрд лет, который, как предполагается в работе [Mänttäri, Hölttä, 2002] ,фиксирует время охлаждения.

Геодинамическая интерпретация эволюции гранулито-гнейсового комплекса Варпаисъярви. Согласно публикациям [Hölttä, 1997; Hölttä, Paavola, 2000; Hölttä et al., 2000; Mänttäri, Hölttä, 2002], геохимическая специфика и геохронологические данные позволяют предполагать, что протолиты мафитовых гранулитов выделенных групп принадлежали двум принципиально различным блокам коры. Предполагается, что эти разновозрастные блоки (3.2–3.1 и 2.8–2.7 млрд лет) коллидировали в архее непосредственно перед внедрением эндербитов 2.70 млрд лет назад. И далее предлагается важный вывод: граница между западным и восточным «террейнами», участвующими в строении комплекса Варпаисъярви, — одна из главных тектонических границ Карельского кратона, отделяющая древнейшее «ядро» от более молодого террейна на востоке (в современных координатах). За коллизионным утолщением коры последовало внедрение эндербитов, с которым свзывается приток тепла, достаточный для гранулитового метаморфизма, развивавшегося в течение интервала времени от 2.70 до 2.63 млрд лет.

Опираясь на сведения о глубинном строении блока Иисалми и имея возможность сопоставить приведенные выше данные с аналогичными характеристиками других гранулито-гнейсовых поясов Восточно-Европейского кратона (см. разделы 2.1.3.2, 2.2.1, 2.4 и 3.3.1.6), мы предлагаем иную интерпретацию геодинамической и тектонической эволюции гранулито-гнейсового комплекса Варпаисъярви.

1. Гранулито-гнейсовый комплекс выполняет синформную структуру, которая сформирована на месте вулканогенно-осадочной депрессии. В надежде на то, что существующие единичные оценки двух групп возрастов протолитов получат подтверждение, можно рассматривать более древний комплекс в качестве фундамента этой депрессии, а более молодой комплекс — ее вулканогенно-осадочного выполнения.

2. Формирование депрессии, быстрое заполнение депрессии вулканогенно-осадочными образованиями, размещение эндербитовых интрузивов и гранулитовый метаморфизм выполнения депрессии и ее фундамента представляют собой суммарный результат активности мантийного плюма (части глобального суперплюма — см. ниже раздел 9.1.6), стартовавшего в этом районе около 2.7 млрд лет назад. Последовательность событий, включавшая оседание фундамента, заполнение депрессии вулканитами и осадками, гранулитовый метаморфизм фундамента и значительной части выполнения депрессии, выдавливание выполнения депрессии на ее борта, завершилась 2.63 млрд лет назад, через 70 млн лет после «старта».

Стоит отметить, что обнаружение древних (более 3 млрд лет) цирконов в метамагматитах и метаосадках, участвующих в строении архей-

ских гранулито-гнейсовых поясов, где главные метаморфические события связаны с той или иной частью интервала 2.74–2.59 млрд лет, по мере расширения базы данных, полученных с использлванием SHRIMP технологии, становится обычным явлением. По-видимому, это в равной мере относится и к аналогичным значениям Sm-Nd модельного возраста. 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 и 3.7–3.3 млрд лет — в рамках двустадийной модели, Sm-Nd модельные возрасты [Муслимов и др., 1996; Бибикова и др., 2008]; 3.4–3.2 млрд лет, U-Pb SHRIMP-II по циркону [Бибикова и др., 2008]).

2.1.4.3. Микроконтинент Кьянта

В качестве микроконтинента Кьянта выделена область между «древним» микроконтинентом Рануа-Иисалми и центральной частью Карельского АКО, образованной Кухмо-Сегозерским микроконтинентом (см. прил. II-1 и II-2). В работе [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005] приблизительно та же область обозначена как «террейн Кьянта». На всем протяжении западная граница микроконтинента Кьянта замаскирована сдвиговыми зонами субмеридионального простирания и вулканогенно-осадочными комплексами неоархейского (пояс Пуоланка) и палеопротерозойского (пояс Йормуа) возраста. Восточная граница образована структурами фрагментированного зеленокаменного пояса Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми. Строение и происхождение пограничного зеленокаменного пояса рассматриваются в следующем разделе. Здесь же мы ограничимся краткой характеристикой гранито-гнейсового комплекса, слагающего практически всю поверхность современного эрозионного среза микроконтинента Кьянта.

Представления о глубинном строении этой области базируется на материалах сейсморазведки вдоль профиля FIRE-1, отработанного ФГУ ГНПП «Спецгеофизика», охарактеризовано в работе [Finnish reflection..., 2006]. Кроме того, ниже на рис. 4.18 и 4.21 представлена наша интерпретация сейсмического образа коры.

Гранито-гнейсовый комплекс преимущественно образован мигматитами тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава с многочисленными включениями полосчатых амфиболитов (железистых метатолеитов) неустановленного возраста, которые, вероятно, представляют собой реликты более древней мафитовой коры. Однако геохимические и изотопно-геохимические характеристики ТТГ комплекса не дают необходимых свидетельств, которые позволили бы рассматривать гранито-гнейсы в качестве производных более древней континентальной коры. Стоит напомнить, что полученные при исследовании этой территории геологические и геохимические данные два с половиной десятилетия назад были положены в основу новой для того времени модели формирования ТТГ серии в процессе «теплой» субдукции за счет плавления океанической коры и в отсутствии взаимодействия с породами «нависающего» над зоной субдукции мантийного клина [Martin, 1986, 1987 a,b].

Геохронология. Первые оценки возраста ТТГ серии составили 2.86±0.09 млрд лет (Rb-Sr изохрона по валу, подтвержденная данными по Sm-Nd изотопии [Martin et al., 1983]). Аналогичной оценкой охарактеризован возраст палеосомы мигматитов — 2.84±0.02 млрд лет [Luukkonen, 1985]. Согласно новым и уточненным прежним оценкам (по [Käpyaho et al., 2006], см. ссылки в этой работе), возраст «древних» тоналитов зафиксирован датировками в интервале 2.83–2.81 млрд лет.

2.1.4.4. Кухмо-Сегозерский микроконтинент

Под названием Кухмо-Сегозерского микроконтинента мы выделяем центральную часть Карельского АКО (см. прил. I-1, II-1 и II-2). Это тектоническое и структурно-вещественное подразделение, равно как и его наименование, вводятся в нашей работе впервые. По своему вещественному «наполнению» Кухмо-Сегозерский микроконтинент представляет собой типичную гранит-зеленокаменную область. Как отмечалось выше, структурное единство этой области, размещенной между Беломорским орогеном и Водлозерским микроконтинентом с востока и микроконтинентами Кьянта и Рануа-Иисалми с запада, подчеркнуто овально-концентрическим расположением зеленокаменных поясов, тяготеющих к окраинам этого микроконтинента. От

сопредельных архейских областей Кухмо-Сегозерский микроконтинент отличается относительно «юным» возрастом гранит-зеленокаменных ассоциаций. Мы предприняли попытку представить внутреннюю структуру Кухмо-Сегозерского микроконтинента, опираясь на анализ существующих геологических карт и на результаты объемного моделирования коры (см. прил. I-1, II-1 и II-2, рис. 4.18).

Анализ сейсмического образа коры позволяет трассировать на глубину структуры зеленокаменных поясов и их фрагментов. В результате строение архейской коры в центральной части микроконтинента предстает в виде пологой полуовальной в плане синформы. Следует сделать важную оговорку: именно структуры, но не породы зеленокаменных поясов удается прослеживать на глубину по сейсмическому разрезу. Вполне вероятно, что в глубинных сечениях мы имеем дело с субвулканическим фациями или выполнением подводящих каналов вулканических построек.

В целом, структуру коры в центральной части микроконтинента можно представить в виде вложенных одна в другую чашеобразных пластин, образованных гранито-гнейсами, «прослоенными» зеленокаменными вулканогенно-осадочными комплексами и/или их глубинными компонентами. В южной половине Кухмо-Сегозерского микроконтинента соотношения гранито-гнейсового комплекса с «кружевными» центриклинально ориентированными структурами парагнейсовых поясов позволяют наметить еще одну полуовальную депрессию. Кулисообразное размещение зеленокаменных поясов и сложность структурного рисунка индивидуальных зеленокаменных структур предполагают неизбежную условность любых границ раздела во внутренней области Кухмо-Сегозерского микроконтинента.

Поскольку овально-концентрическая структура Кухмо-Сегозерского микроконтинента отчетливо пересекается палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными поясами и дайками, можно заключить, что в главных чертах эта структура представляет собой результат архейских (допалеопротерозойских) тектонических процессов.

В строении Кухмо-Сегозерской ГЗО участвуют породы «дозеленокаменного» гранито-гнейсового комплекса, зеленокаменные и парагнейсовые пояса, а также интрузии, в той или иной степени участвующие в строении зеленокаменных поясов или пересекающие эти пояса. Выделяются зеленокаменные пояса, сформированные до и после рубежа ~2.76 млрд лет. «Ранние» зеленокаменные пояса представлены фрагментированным поясом Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми и западной ветвью Костомукшского зеленокаменного пояса. Осадочно-вулканогенные ассоциации этих поясов были в основном сформированы в течение интервала 2.80–2.76 млрд лет. Начало формирования всех остальных поясов («поздних» зеленокаменных и парагнейсовых, согласно принятой терминологии), как правило, связано с рубежом 2.76 млрд лет. Вероятно, единственным исключением из этого правила является восточная ветвь Костомукшского пояса, где основание типичного для поздней группы гимольского разрезе датировано 2.79 млрд лет.

В то же самое время, когда формировались структурно-вещественные комплексы «поздних» зеленокаменных поясов, кора Кухмо-Сегозерского микроконтинента стала ареной санукитоидного магматизма и высокотемпературного (вплоть до условий гранулитовой фации) метаморфизма. По мере необходимости, уже в этом разделе отметим некоторые особенности проявления и распределения этих событий. Специальному обсуждению причин и условий совмещения во времени и закономерного распределения в пространстве процессов формирования эпиконтинентальных вулканогенно-осадочных толщ, заполнявших протяженные депрессии, высокотемпературного метаморфизма коры и специфического санукитоидного магматизма посвящен раздел 2.2.1.

Цепочка «ранних» зеленокаменных поясов Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми (на территории Финляндии) фиксирует западную границу Кухмо-Сегозерского микроконтинента. В строении внутренней области микроконтинента участвуют зеленокаменные пояса Костомукша, Хедозеро-Большеозеро, Гимолы-Суккозеро, Западно-Сегозерский. Особая роль принадлежит зеленокаменному поясу Костомукша. В структуре этого пояса совмещены две разнородные ассоциации: западная — существенно вулканогенная, которая представляет собой аналог разрезов «раннего» зеленокаменного пояса Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми, и восточная — аналог «поздних» поясов Хедозеро-Большеозеро, Гимолы-Суккозеро и др. В юго-западной части микроконтинента в обрамлении гранулито-гнейсового комплекса Лиекса-Тулос, выполняющего центральную часть овальной синформы, размещены парагнейсовые пояса Нурмес и Коверо-Хатту-Ялонваара (эта область приблизительно

соответствует «террейну Иломантси» по [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005]).

«Дозеленокаменный» гранито-гнейсовый комплекс. Преобладающую часть (по некоторым оценкам — до 95%) дневной поверхности Кухмо-Сегозерского микроконтинента занимают ТТГ гнейсы. Более полная информация о составе и возрастных характеристиках этих пород получена в обрамлении зеленокаменных поясов. В удалении от зеленокаменных поясов ТТГ гнейсы охарактеризованы геохимическими и геохронологическими данными крайне ограниченно. Согласно исследованию [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005 и ссылки в этой работе], мигматизированные ТТГ гнейсовые комплексы террейнов Кьянта и Иломантси образуют фундамент, на котором были сформированы структурно-вещественные комплексы зеленокаменных поясов («дозеленокаменный» фундамент). Эти представления базируются прежде всего на геологических, а также на геохронологических данных и, в свою очередь, являются основой представлений о внутриконтинентальном (рифтогенном) происхождении зеленокаменных поясов Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми. В частности, приводятся данные о дифференцированном силле основного состава, размещенном в породах гранито-гнейсового комплекса, который, согласно докладу Е.Д. Лукконена [Luukkonen, 1988], комагматичен породам зеленокаменного разреза. Известны также свидетельства ассимиляции вмещающих гранитоидов кумулатом коматиитового потока (Tulenheimo, 1999 из работы [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005]).

При исследовании гранито-гнейсового комплекса вдоль трассы сейсмопрофиля 4В, древние ТТГ гнейсы (1-го типа, по А.В. Самсонову с савторами [2001]) были изучены в районе пикетов 246–230 км — северной части микроконтинента. ТТГ гнейсы — однородные средне-крупнозернистые высокоглиноземистые трондьемито-гнейсы — SiO_2 — 68.2–73.7%, Al_2O_3 — 15.0–16.6%, ($Na_2O + K_2O$) — 5.17–6.39%, Na_2O/K_2O — 2.06–3.23 — с сильно фракционированными трендами РЗЭ при резком обеднении ТРЗЭ и с положительной Eu аномалией (Eu/Eu* = 1.5–1.7). Зональное строение кристаллов цирконов, часто содержащих более древние ядра, указывают на вероятность участия в плавлении относительно более древнего корового вещества. Наличие положительной Eu аномалии, оставленное без внимания в названной публикации, указывает на формирование трондьемитов за счет высокотемпературного плавления мафитового материала.

Геохронология. Наиболее древние оценки возраста гранито-гнейсового комплекса были получены для мезосомы мигматита в 20 км восточнее пояса Кухмо, которая включает цирконы с ядрами, датированными 2.942±0.006 млрд лет. Предполагается, что эта оценка дает максимальный возраст магматического протолита ТТГ гнейса. Собственно возраст мезосомы (возраст метаморфизма) равен ~2.84 млрд лет. Молодые оболочки тех же кристаллов циркона имеют возраст 2.812±0.008 млрд лет, вероятно, относящийся к позднему метаморфизму и мигматизации [Käpyaho et al., 2007]. В остальных образцах, отобранных восточнее поясов Кухмо и Суомуссалми, оценки возраста цирконов в мезосомах принадлежат интервалу 2.84–2.80 млрд лет, что согласуется с ранее полученными данными. Более молодая оценка возраста трондьемитового гнейса была получена приблизительно в 30 км восточнее пояса Суомуссалми — 2.788±0.012 млрд лет (U-Pb NORDSIM, включая кристаллы циркона, содержащие ядра [Бибикова и др., 2005]). Невысокие положительные значения ε_{Nd} от +2.4 до +1.8 могут указывать на образование материнских расплавов за счет мафического источника, возможно, с незначительным вкладом субдукционного компонента [Самсонов, 2004].

Зеленокаменные пояса «ранней» генерации — пояса Кухмо, Суомуссалми и Типасъярви.

Зеленокаменный пояс Кухмо — центральный и наиболее протяженный (125–130 км при ширине — 10–15 км) в цепочке зеленокаменных поясов Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми детально исследован. В структурном отношении он представляет собой умеренно сжатую синклиналь. В южной части пояс пересечен профилем FIRE-1. Сейсмический образ коры убедительно демонстрирует погружение структурного рисунка, коррелируемого с размещением зеленокаменного пояса Кухмо на уровне дневной поверхнорсти, в восточном направлении [Kukkonen, Lahtinen, 2006]. В сочетании с данными геологического картирования и с привлечением данных по профилю 4В, образ коры при пересечении пояса Кухмо можно рассматривать как свидетельство погружения зеленокаменного комплекса в восточном направлении (см. ниже рис. 4.18).

Стратиграфические соотношения вулканогенных и осадочных комплексов, прослеживаемых, как правило, вдоль всего пояса, хорошо изучены. Несмотря на интенсивные деформации и метаморфизм, породы во многих местах сохраняют первичные текстурные особенности,

связанные с вулканическими извержениями и накоплением вулканогенного и осадочного материала. Размещенные в основании разреза кислые метавулканиты слагают несколько изолированных линз вдоль восточной и западной границ зеленокаменного пояса, имеют ограниченную мощность и перекрыты значительно более мощной толщей ультрамафит-мафитовых метавулканитов. Формация Пахакангас мощностью более 1000 м — самая нижняя в разрезе ультрамафит-мафитовых метавулканитов — образована излившимися под водой массивными и подушечными базальтовыми потоками мощностью до 70 м, обычно разделенными магнетит-грюнерит-кварцевыми горизонтами.

Толеитовые метабазальты характеризуются плоскими трендами РЗЭ, лишенными Eu аномалии, что указывает на примитивный характер расплавов. Разрез формации Пахакангас завершается горизонтом серных колчеданов, который выше перекрыт дифференцированными потоками коматиитовых металав, частью — со структурами спинифекс. В южной части пояса в коматиитовый разрез «встроены» габброидные кумулаты. Нижние потоки характеризуются некоторым обогащением легкими РЗЭ, что рассматривается как свидетельство ассимиляции кислого материала. В серпентинизированных куммулатах наблюдаются гранитные анклавы, что также свидетельствует о внутриконтинентальной обстановке вулканизма. Мощность кумулятивного комплекса оценивается в 1.5–2.5 км.

Хотя в контактах между кумулятивным комплексом и подстилающими гранодиоритами развиты рассланцованные и милонитизированные тальк-карбонатные породы, свидетельствующие о тектонических перемещениях, в ряде мест сохранились признаки частичного расплавления подстилающих гранитоидов, сопровождаемые ассимиляцией кислого материала горячими ультрамафитовыми расплавами, что также рассматривается как свидетельство излияния лав на более древнее гранито-гнейсовое основание (Halkoaho et al., 1996 и Tulenheimo, 1999 из работ [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005]). Как видно из приведенного описания, финские исследователи неоднократно фиксируют свидетельства взаимодействия между коматиитовыми лавами и подстилающими гранито-гнейсами.

В верхней части разреза наблюдаются переходы от метакоматиитов к высокомагнезиальным коматиитовым метабазальтам и высокохромистым метабазальтам. Мафит-ультрамафитовый разрез перекрыт толщей конгломератов мощностью около 300 м. Состав обломков варьирует от мафитовых до кислых известково-щелочных вулканитов, отмечены также обломки высокомагнезиальных и высокохромистых метабазальтов, однако обломки коматиитов отсутствуют. Предполагается, что конгломераты представляют собой отложения лахаровых потоков. Разрез завершается пачкой небольшой мощности, образованной пелитовыми и кварцитовыми метаосадками с прослоями конгломератов [Papunen et al., 1998].

Зеленокаменный пояс Суомуссалми, представляющий собой северное продолжение пояса Кухмо, также образован двумя осадочно-вулканогенными комплексами, которые в этом поясе разделены зоной милонитов, интенсивно альбитизированных и серицитизированных. Комплекс Луома, сложенный мафитовыми, средними и кислыми металавами и метатуфами, характеризуется признаками извержений в мелководной или даже субаэральной обстановке. В отдельных участках комплекс вмещает стратиформную Ag-Zn-Pb минерализацию. Комплекс Саарикюля в восточной и центральной частях пояса Суомуссалми преимущественно сложен коматиитовыми оливиновыми (±пироксен) кумулатами, коматиитовыми и толеитовыми массивными и подушечными метабазальтами. Предполагается, что эти вулканиты слагали постройку типа щитового вулкана или хребта, сформированного в процессе подводных трещинных извержений [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005]. Ультрамафит-мафитовая толща перекрыта кислыми и средними метавулканитами, пирокластикой и графитистыми сланцами.

Зеленокаменный пояс Типасъярви — южное продолжение цепочки поясов Суомуссалми и Кухмо, в плане представляет собой узкую ветвящуюся синформу (длина ветвей — около 30 км при ширине не более 4 км), выполненную преимущественно мафитовыми в верхней и кислыми метавулканитами в нижней части разреза. С границей между кислыми и основными метавулканитами связан горизонт сульфидизированных и графитизированных кремнистых сланцев и железистых кварцитов.

Гранитоидный магматизм, сопутствующий формированию зеленокаменной вулканогенно-осадочной ассоциации Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми. В строении зеленокаменного пояса участвуют интрузии тоналитов (тоналиты 2-й генерации), субсинхронные кислому вулканизму, которые демонстрируют интрузивные отношения с породами осадочно-вулканогенного комплекса.

Кроме того, в обрамлении зеленокаменного пояса широко представлены массивы тоналитов 3-й генерации и тела санукитоидов.

Геохронология. Возраст кислых метавулканитов из основания разреза пояса Кухмо оценен датировками 2.80±0.02 млрд лет и 2.81±0.05 млрд лет (U-Pb по цирконам [Luukkonen, 1992]). Имеется также и «древняя» оценка возраста — 3.01 млрд лет (Luukkonen et al., 2002 из работы [Käpyaho et al., 2007]). Как отмечено выше, в согласии со стратиграфическими соотношениями оценка возраста габброидного сила, комагматичного мафитовым метавулканитам, составила 2.79±0.01 млрд лет [Luukkonen, 1988]. Более молодой датой охарактеризован ультрамафитовый кумулат, ассимилирующий вмещающие гранитоиды — 2.76±0.02 млрд лет (Tulenheimo, 1999 в работе [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005]). Для метавулканитов комплекса Луома (пояс Суомуссалми) также получены «древние» датировки: 2.97 млрд лет [Vaasjoki et al., 1999] и 2.95 млрд лет [Luukkonen et al., 2002 по Käpyaho et al., 2007]. Не исключено, что древние цирконы являются ксеногенной примесью. Тем не менее, отбросить вероятность начала вулканической деятельности уже 3.01–2.95 млрд лет назад и ее продолжение после паузы продолжительностью около 150 млн лет также пока невозможно [Vaasjoki et al., 1999]. Возраст кислых метавулканитов пояса Типасъярви равен 2.79±0.01 млрд лет.

Интрузия тоналитов (тоналиты 2-й генерации) в южной части пояса Кухмо имеет возраст 2.785±0.007 млрд лет [Käpyaho et al., 2007]. Возраст цирконов из лейкосом варьирует в интервале от 2.74 до 2.67 млрд лет. Более древние оценки возраста лейкосом совпадают со временем размещения в районе интрузий поздних (3-й генерации) тоналитов (2.75–2.74 млрд лет) и санукитоидов (2.74–2.70 млрд лет), которые последовали непосредственно вслед за поздними тоналитами [Käpyaho, 2006; Heilimo et al., 2007] (см. ниже раздел 2.2.1). В свою очередь, более молодые лейкосомы синхронны лейкогранитам (2.70–2.68 млрд лет) — наиболее молодым архейским плутоническим породам этого региона [Käpyaho, 2006].

Тоналиты, принадлежащие каждой из трех генераций (включая наиболее раннюю — «дозеленокаменную»), имеют модельные Sm-Nd возрасты T_{DM} в интервале 2.98–2.79 млрд лет — вне зависимости от значений возраста, полученных по цирконам. Значения ε_{Nd} незакономерно варьируют в интервале от +0.3 до +2.2 [Käpyaho et al., 2006], фиксируя преимущественно ювенильный характер ТТГ магм.

С учетом всех приведенных данных можно сделать вывод, что гранито-гнейсовый комплекс действительно мог быть основанием, на котором накапливались вулканогенно-осадочные образования, однако некоторая часть вулканитов могла возникнуть раньше гранито-гнейсового комплекса. Тем не менее, мы сохранили за гранито-гнейсовым комплексом обозначение «дозеленокаменный», ориентируясь на структурно-геологические данные. Для более обоснованного решения необходимы дополнительные исследования.

Оруденение в пределах пояса Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми развито ограниченно.

1. В отличие от многих других архейских гранит-зеленокаменных областей, зеленокаменные пояса Фенноскандинавского щита содержат только лишь мелкие проявления медно-никелевого сульфидного оруденения. Наиболее значительные из числа известных проявлений вкрапленного Cu-Ni сульфидного оруденения (Ваара и Кауниинлампи) связаны с кумулятивной зоной коматиитового потока в разрезе пояса Суомуссалми. Проявления Пеура-Ахо и Хиетахарью образованы массивными и вкрапленными рудами и приурочены к контактовой зоне между серпентинизированными линзами кумулата в основании потока коматиитового базальта и подстилающими сульфидизированными кислыми вулканитами. Проявления Арола и Сика-ахо представляют собой перекристаллизованные сульфидные руды в пределах сдвиговой зоны, наконец, — проявление Тайниоваара в небольших интенсивно деформированных и метаморфизованных линзах ультрамафитов, окруженных архейскими гранитоидами. Обстановка формирования оруденения близка высокопродуктивному поясу Норсман-Уилуна в Западной Австралии, однако пояс Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми имеет значительно меньшие размеры и известное на сегодня оруденение также несопоставимо по масштабу с рудным полем Норсман-Уилуна [Weihed et al., 2005; Saltikoff et al., 2006 и ссылки в этой работе].

2. Весьма ограниченно распространены полиметаллические (Zn-Pb с Ag и Au) колчеданные руды. Два мелких месторождения вулканогенно-осадочного (вулканогенно-эксгаляционного) генезиса, Ала-Луома и Тайвалъярви, размещены в пределах вулканических серий поясов Суомуссалми и Типасъярви, соответственно [Kopperoinen, Tuokko, 1988; Saltikoff et al., 2006].

Линзы колчеданов приурочены к верхним частям пачек умеренно кислых лав и туфов. Фанерозойские и современные месторождения аналогичного типа (так называемый тип Куроко) характерны для островодужных геодинамических обстановок. Примечательно, что руды практически не содержат меди, чем отличаются от большинства архейских месторождений и в большей степени подобны фанерозойским месторождениям этого типа.

3. В пределах пояса Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми известно несколько мелких рудопроявлений золота, приуроченных к мафитовым метавулканитам (Куиккапуро, расположенное в пределах пояса Суомуссалми, и др.) подобно рудам месторождений пояса Хатту (о котором речь пойдет ниже). Однако залежи с золоторудной минерализацией чаще размещены в метаосадках и, в отличие от ГЗО других регионов, крайне редко связаны с железистыми кварцитами. Единственное проявление золота в железистых кварцитах — Паловаара расположено в центральной части пояса Кухмо [Saltikoff et al., 2006 и ссылки в этой работе].

4. Пояс Типасъярви вмещает группу мелких железорудных рудопроявлений Саарикюля и тела пиритовых колчеданов [Saltikoff et al., 2006 и ссылки в этой работе].

Зеленокаменный пояс Костомукша — сочетание осадочно-вулканогенных ассоциаций «ранней» и «поздней» генераций. Зеленокаменный пояс Костомукша (рис. 2.13; см. прил. II-2) весьма полно и разносторонне исследован благодаря размещению в его пределах крупного железорудного месторождения. В разные годы свой вклад в исследование этого уникального объекта внесли Е.И. Лазарев, В.Н. Кожевников, В.Я. Горьковец, М.А. Раевская, О.И. Володичев, С.Б. Лобач-Жученко, А.В. Самсонов, И.С. Пухтель, А.А. Щипанский. История исследований подробно охарактеризована в работе В.Н. Кожевникова [2000]. Несмотря на большой объем проведенных исследований, многие вопросы, касающиеся происхождения горно-породных ассоциаций и геодинамических обстановок их формирования, до настоящего времени не получили однозначного решения. Существующие различия в методических подходах, принятых исследователями, и в расстановке акцентов при обсуждении фактических данных породили активную дискуссию о главных особенностях происхождения зеленокаменного пояса: в результате преимущественно внутриконтинентальных процессов или в результате событий во внутриокеанической обстановке и далее — в обстановке конвергенции плит.

Пояс обычно характеризуется как асимметричная синформа. Ее западное крыло, для которого характерен «линейный» структурный план, преимущественно сложено коматиит-толеитовыми метавулканитами с небольшим участием кислых метавулканитов. В восточной части пояса с «нелинейным» структурным рисунком преобладают метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования. Кроме того, породы обоих типов слагают узкие структуры незначительной протяженности, зажатые между гранитогнейсами к востоку от главной структуры зеленокаменного пояса.

В рамках стратиграфического подхода выделяются нижняя контокская серия, преимущественно развитая в западной части пояса, и верхняя, существенно образованная метаосадками, гимольская серия [Раевская и др., 1992; Лобач-Жученко, Арестова и др., 2000]. В разрезе контокской серии помимо коматиит-толеитовой ассоциации участвуют кислые метавулканиты шурловаарской свиты, а также дациты и железистые кварциты, переслаивающиеся с коматиит-толеитовыми вулканитами ниэмиявринской свиты, образующей нижнюю часть разреза. Коматиит-толеитовая ассоциация в верхней части разреза контокской серии выделяется в качестве рувинваарской свиты. В нижней части разреза гимольской серии в вулканогенно-осадочной толще также присутствуют прослои коматиитов.

В соответствии со вторым походом, в вулканогенно-осадочном (зеленокаменном) разрезе могут быть выделены две литотектонические (или «стратотектонические», по В.Н. Кожевникову) ассоциации: существенно вулканогенная контоккская и вулканогенно-осадочная гимольская. Контоккская ассоциация представлена коматиит-толеитовым вулкано-плутоническим комплексом; в составе гимольской ассоциации выделяются осадочные образования и известковощелочная вулкано-плутоническая ассоциация. Названные ассоциации слагают одноименные «террейны» [Puchtel, Hofman et al., 1998]. Контакты между зеленокаменными ассоциациями и обрамляющими их гранито-гнейсовыми комплексами повсеместно либо тектонические (или «тектонизированные»), либо интрузивные. Породы обеих ассоциаций испытали полифазные деформации и метаморфизм в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации [Кожевников, 2000, Володичев и др., 2002].

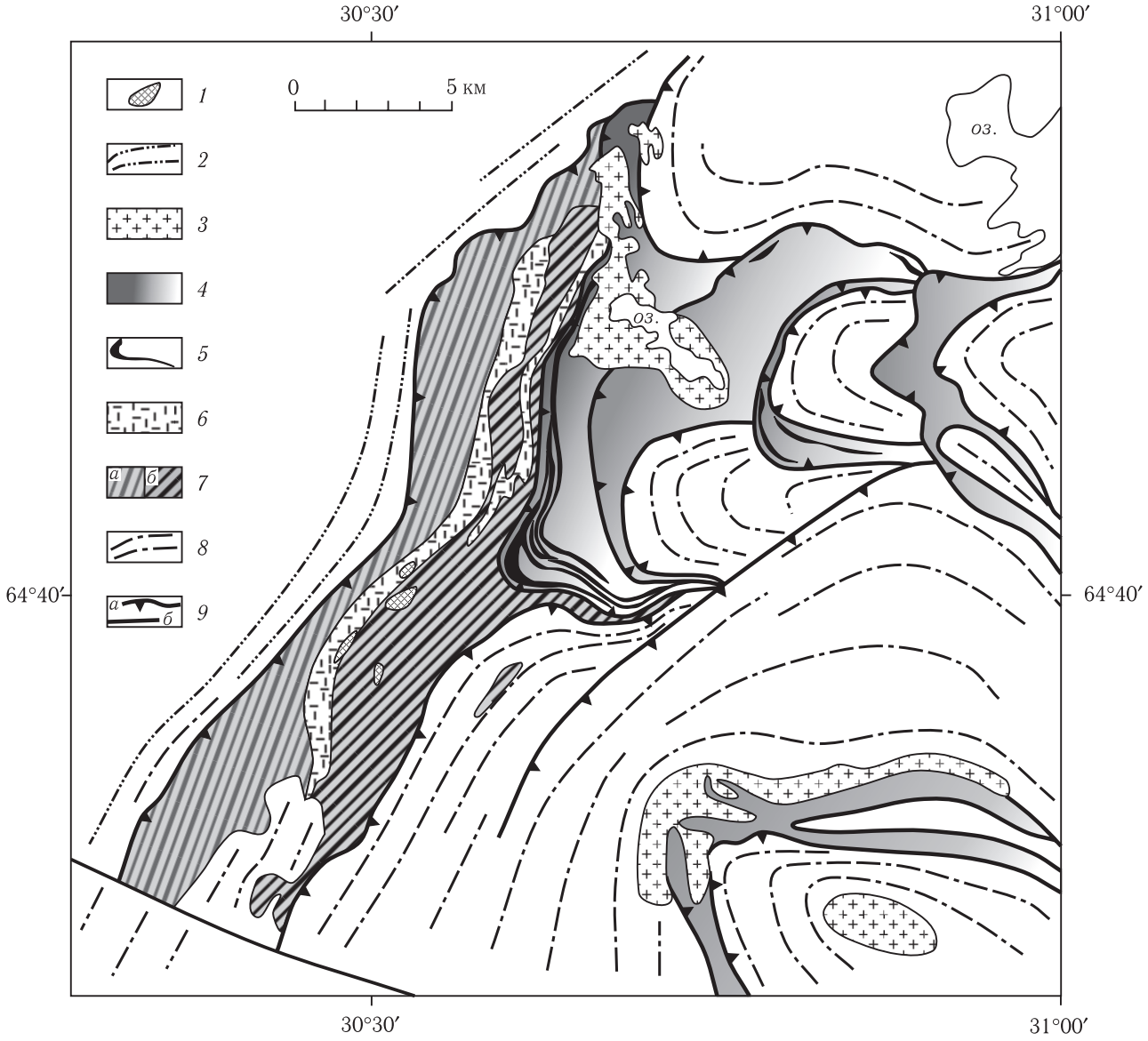


Рис. 2.13. Схематическая геологическая карта Костомукшского зеленокаменного пояса (по [Геология и метаморфизм..., 1991] с учетом данных [Puchtel et al., 1998; Богатиков и др., 2006])

1 — массивы санукитоидов, 2.75–2.70 млрд лет; *2* — трондьемито-гнейсы, 2.75 млрд лет; *3* — известково-щелочные гранитоиды, 2.78 млрд лет; *4*, *5* — гимольская ЛТА, 2.79–2.78 млрд лет: *4* — преимущественно полосчатые биотитовые, частично углеродистые сланцы, магнетитовые кварциты и сланцы (вулканогенно-осадочный комплекс), в основании — тальк-хлоритовые и тальк-актинолитовые сланцы (метакоматииты), *5* — линзы и прослои магнетитовых кварцитов и сланцев; *6*, *7* — контокская ЛТА: *6* — метавулканиты дацит-риолитового состава, прослои магнетитовых кварцитов (шурловаарская свита), 2.80–2.79 млрд лет, *7* — коматиит-толеитовые толщи (~2.80 млрд лет): *а* — преимущественно метатолеиты с прослоями дацитовых метатуфов и железистых кварцитов (ниемиярвинская свита), *б* — метакоматииты и метатолеиты (рувинваарская свита); *8* — тоналито-гнейсы и мигматиты («дозеленокаменный комплекс»), 2.89–2.84 млрд лет; *9* — тектонические границы: *а* — взбросо-надвигового типа, *б* — сбросо-сдвиги

Коматиит-толеитовая вулкано-плутоническая ассоциация контоккской серии в западной части Костамукшского пояса детально исследованы И.С. Пухтелем с соавторами [Puchtel, Hofman et al., 1998] и в дальнейшем — А.В. Самсоновым с соавторами [Samsonov et al., 2005; Богатиков и др., 2006]. Метакоматииты слагают дифференцированные лавовые потоки, изредка представленные пиллоу-лавами, и недифференцированные силлы. Толеитовые метавулканиты, как правило, отличаются хорошо сохранившимися подушечными текстурами, реже встречаются

массивные разности, а также горизонты гиалокластитов. Метатолеиты сопровождаются силлами комагматичного метагаббро.

Содержания MgO в спинифекс-зоне потоков метакоматиитов составляют 26–29%. Метакоматииты относятся к Al-деплетированных типу (Al/Ti = 17.0±0.6 с субхондритовыми содержаниями РЗЭ). Диагностической чертой коматиит-толеитовой ассоциации Костомукши является хорошо выраженная положительная аномалия Nb (Nb/Nb* = 1.2), что считается индикаторным признаком для магматических формаций океанических плато [Kerr, 2003]. Аналогичные аномалии фиксируются и на спайдеродиаграммах метатолеитов, подчеркивая генетическое единство пород коматиит-толеитовой ассоциации и ее связь с мантийным источником плюмового типа (рис. 2.14).

Первичные расплавы коматиитов Костомукши содержали примерно 27% MgO, что соответствует ликвидусной температуре 1550±20°C. Столь высокие температуры плавления являются отличительной чертой мантийных плюмов, с плавлением головных частей которых связывают формирование коматиитов [Arndt et al., 1997]. Петрогенезис Al-деплетированных коматиитов предполагает присутствие маджоритового граната в качестве реститовой фазы, чем, в свою очередь, определяется старт парциального плавления мантии на глубине не менее 425 км [Kato et al., 1988; Ohtani, 1990]. В свою очередь, специфика Re-Os изотопии метакоматиитов Костомукшского зеленокаменного пояса, которая состоит в высоком значении $\gamma^{187}Os$ = +3.6±1.0, указывает на мантийный источник плюма с надхондритовым начальным Re/Os отношением. Согласно предварительной интерпретации, предложенной в [Puchtel et al., 2001], эта особенность может указывать на вклад внешнего ядра Земли в источник предполагаемого плюма.

Геохронология. В Sm-Nd изохронных координатах вулканиты коматиит-толеитовой ассоциации аппроксимируются линейной зависимостью, наклон которой отвечает возрасту 2.84±0.04 млрд лет, ε_{Nd} = +2.8±0.2. Близкие значения возрастов дают изохронные определения по валовым пробам базальтов и коматиитов Pb-Pb методом (2.81±0.08 млрд лет, μ_1 = 8.77±0.02) [Puchtel, Hofman et al., 1998] и Re-Os методом (2.80±0.04 млрд лет, $^{187}Os/^{188}Os$ = 0.1117±0.0011) [Puchtel et al., 2001]. Практически те же оценки приведены в работе [Лобач-Жученко, Арестова и др., 2000]: 2.81±0.09 млрд лет (Sm-Nd изохрона по валовым пробам), ε_{Nd} = +2.9. Перечисленные изотопно-геохимические характеристики указывают на формирование мафитовых и ультрамафитовых вулканитов из деплетированного ман-

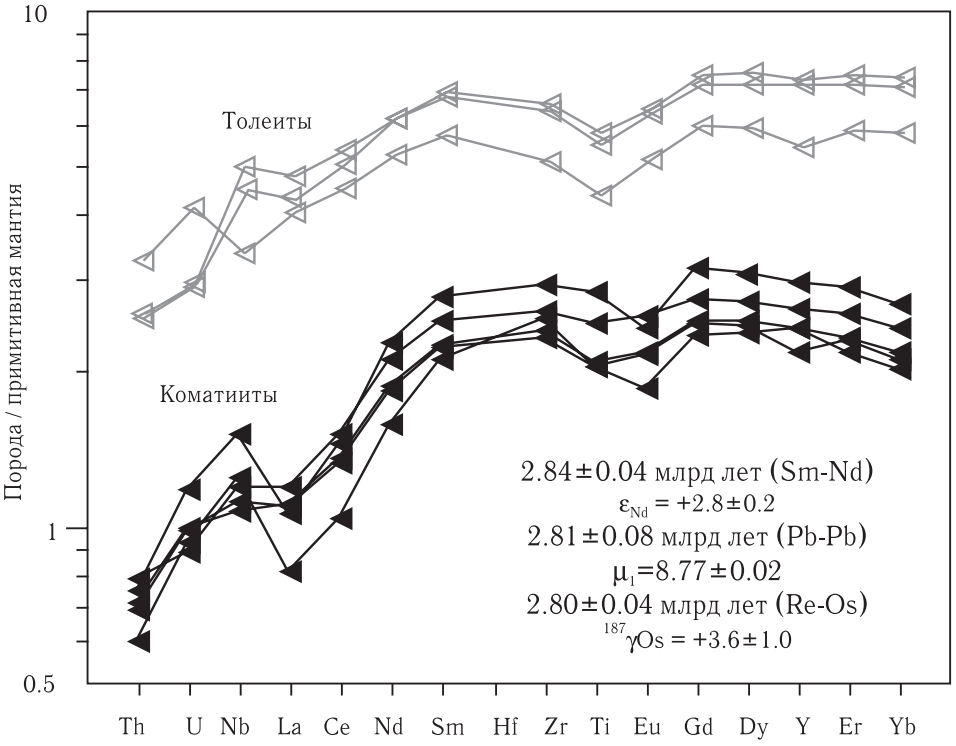


Рис. 2.14. Распределения содержаний малых элементов, нормированных к примитивной мантии, геохронологические и изотопно-геохимические характеристики метавулканитов коматиит-толеитовой ассоциации Костомукшского пояса (по публикациям [Puchtel, Hofman et al., 1998; Puchtel et al., 2001]). Примитивная мантия по [Hofmann, 1988]

тийного источника и исключают контаминацию материнских расплавов древним коровым субстратом.

Кислые метавулканиты в разрезе контоккской серии присутствуют минимально на двух уровнях: 1) туфы дацитов в основании контоккского разреза среди подушечных толеитов ниэмиярвинской свиты [Кожевников и др., 2006]; 2) туфы и туффиты дацит-риолитового состава в средней части разреза контоккской серии (шурловаарская свита) [Раевская и др., 1992]. Шурловаарская свита протягивается в виде субмеридиональной полосы среди вулканитов коматиит-толеитовой ассоциации (см. рис. 2.13). Туфы и туффиты дацит-риолитового состава преобразованы в тонкополосчатые кварц-полевошпат-биотит-амфиболовые сланцы, вмещают редкие маломощные горизонты углеродистых сланцев и железистых кварцитов. Подчиненное место занимают лавобрекчии дацит-риолитового состава, которые слагают отдельные, пространственно разобщенные участки на периферии пояса. В ряде мест, где лавобрекчии включают многочисленные ксенолиты метатолеитов, они, вероятно, принадлежат жерловой фации эродированных палеовулканов, поставлявших туфогенный материал.

Отличительной особенностью шурлаваарских риолитовых и риодацитовых метавулканитов являются широкие незакономерные вариации содержаний главных и редких элементов (рис. 2.15): большинство образцов отвечает ультракалиевым составам, отдельные образцы характеризуются калий-натровой спецификой. Согласно А.В. Самсонову с соавторами [Samsonov et al., 2005], ультракалиевые разности геохимически близки адакитам, в частности, по резко дифференцированному распределению РЗЭ и низким содержаниям ТРЗЭ и Y. Однако высокие концентрации K и низкие — Al_2O_3 и Sr при положительной Eu аномалии кардинально отличают эти породы от адакитов. В калий-натровых разностях вулканитов со свойственным адакитам соотношением Na и K наблюдаются «неподходящие» (более высокие, чем в типичных адакитах) концентрации ТРЗЭ, Y и Sr. (Кислые вулканиты в разрезе контоккской серии в работе [Богатиков и др., 2006] поименованы как «вулканиты адакитовой группы», а в [Samsonov et al., 2005] — как «неадакитовые кислые вулканиты — non-adakite acid assemblage».) В вулканитах с различным соотношением щелочей зафиксированы широкие вариации значений ε_{Nd} — от резко отрицательного до небольшого положительного (от –6.2 до +1.7 [Богатиков и др., 2006]).

Однотипные геохимические вариации фиксируются и в туфах, и в субвулканических образованиях, что не позволяет объяснить их ни добавкой инородного осадочного материала, ни степенью постмагматического или метаморфического преобразования. Вероятнее всего, вариации составов вулканитов отражают первичную магматическую гетерогенность, заложенную исходной гетерогенностью древнего корового источника. Предположение о вовлечении в плавление терригенных осадков, образованных смесью граувакк и пелитов [Samsonov et al., 2005], «затянутых» в зону субдукции, не решает проблемы, так как, повторим, кислые метавулканиты непосредственно участвуют в строении коматиит-толеитового разреза.

Геохронология. Кристаллы циркона из шурлаваарских кислых метавулканитов очень неоднородны по морфологическим особенностям и внутреннему строению. Преобладающая часть популяции (от 5 до 30%) принадлежит магматической генерации, в кристаллах которой повсеместно фиксируются унаследованные ядра. Полученные оценки возраста кислого вулканизма близки 2.80 млрд лет (U-Pb, классический метод (2.79±0.02) и раздельное датирование ядер и оболочек с использованием NORDSIM (2.79±0.01) [Бибикова и др., 2005]). Близкие оценки возраста, 2.80±0.01 млрд лет и 2.801±0.007 млрд лет (U-Pb по цирконам), приведены в публикациях [Лобач-Жученко, Арестова и др., 2000; Сергеев, Левченков и др., 1990], соответственно. Магматические цирконы, выделенные из дацитового туфа ниэмиярвинской свиты, дали U-Pb возраст (NORDSIM) по верхнему пересечению с конкордией — 2.792±0.006 млрд лет [Кожевников и др., 2006]. Все полученные оценки в пределах погрешности совпадают, уверенно указывая на возраст около 2.80–2.79 млрд лет. Этот результат свидетельствует о практически одновременном формировании дацитовых, существенно калиевых риолит-риодацитовых и «океанических» коматиит-толеитовых вулканитов.

Оценки ε_{Nd}, варьирующие от –6.2 до +1.7, предполагают вовлечение в петрогенезис кислых вулканитов минимально двух контрастных по изотопному составу источников: деплетированного мафического и древнего корового, подобного мезоархейским гнейсам Водлозерского микроконтинента [Самсонов, 2004].

Результаты Sm-Nd датирования метаморфических минералов (гранат, амфибол, плагиоклаз, биотит) шурловаарских метавулканитов позволяют приблизительно оценить возраст неоархей-

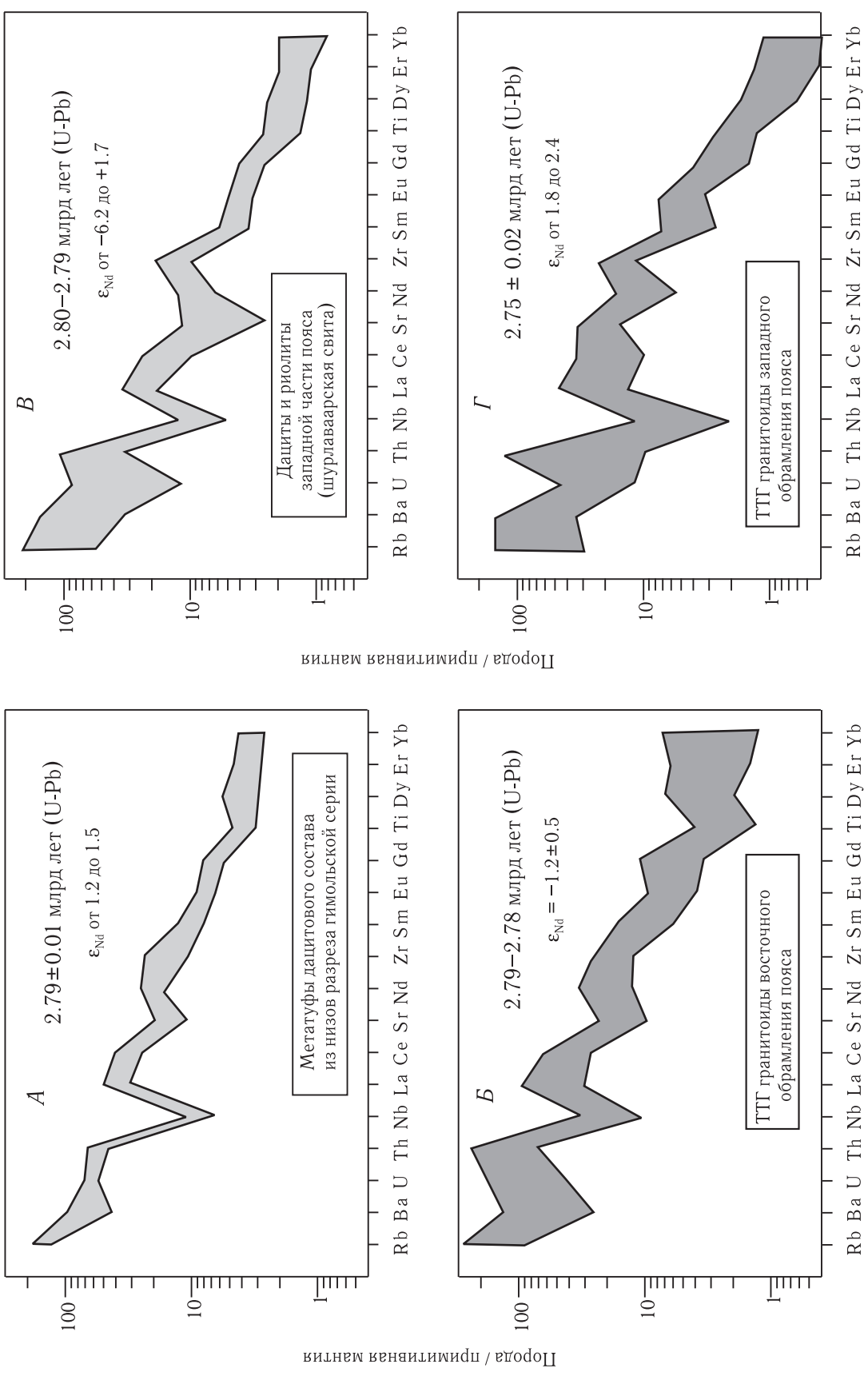


Рис. 2.15. Распределения содержаний малых элементов, нормированных к примитивной мантии, геохронологические и изотопно-геохимические характеристики кислых метавулканитов и известково-щелочных гранитоидов Костомукшского пояса (по данным из [Самсонов, 2004; Samsonov et al., 2005; Бибиклва и др., 2005]). Примитивная мантия по [Hofmann, 1988]

ского метаморфического события (2.8±0.1 млрд лет) [Puchtel, Hofman et al., 1998]

Известково-щелочная ассоциация гимольской серии — в ней преобладают мелкозернистые массивные или полосчатые биотитовые сланцы. В нижней части разреза гимольской серии присутствуют тальк-хлоритовые и тальк-актинолитовые сланцы ультраосновного состава мощностью от 1 до 10 м, переслаивающиеся с углеродистыми сланцами и железистыми кварцитами. По крайней мере часть из них представляет собой метакоматииты [Лобач-Жученко, Арестова и др., 2000], которые по своим геохимическим признакам подобны коматиитам контоккской серии [Милькевич, Арестова, 1999].

Тесная ассоциация биотитовых сланцев, включая тонкое переслаивание, с хемогенными осадками — углеродистыми сланцами и железистыми кварцитами, предопределила дискуссию о первичной природе этих пород, рассматриваемых как вулканогенно-осадочные [Чернов, 1964] или терригенно-осадочные образования. В основании разреза залегают полимиктовые конгломераты. Они содержат гальки метариодацитов (60%), амфиболовых сланцев и амфиболитов (30–40%). Метариодациты, представленные в гальке, петрохимически аналогичны кислым метавулканитам в разрезе контоккской серии [Раевская и др., 1992; Лобач-Жученко, Арестова и др., 2000].

Петрогеохимические данные свидетельствуют в пользу вулканогенного происхождения протолитов некоторой части сланцев гимольской серии. Составы сланцев отвечают андезитам, дацитам и риодацитам (SiO_2 от 60 до 68%). Для них характерны закономерные изменения содержаний петрогенных и редких элементов с ростом кремнекислотности, невысокие концентрации и калий-натриевая специфика щелочей, умеренные концентрации РЗЭ с обогащенными спектрами легких РЗЭ при слабо фракционированных трендах тяжелых РЗЭ и повышенных уровнях содержаний Yb и Y, и отчетливые отрицательные аномалии Sr, Eu, Ti и Nb (см. рис. 2.15). Повышенные уровни содержаний Fe, Cr и Ni могут быть связаны с добавкой материала, аналогичного толеитовым вулканитам контоккской серии или железистых кварцитов, что свидетельствует в пользу туфогенно-осадочной природы сланцев. Протолиты сланцев могли также представлять собой незрелые осадки типа граувакк, сформированных за счет местного источника — вулканитов контоккской серии [Милькевич, Мыскова, 1998]. Между тем, акцессорный циркон из биотитовых сланцев костомукшской свиты в нижней части разреза гимольской серии, переслаивающихся с углеродистыми сланцами и железистыми кварцитами, представлен однородной популяцией с преобладанием удлиненно-призматических кристаллов без следов какого-либо механического воздействия. Эта особенность указывает на вероятность лишь незначительного перемещения эродированного материала в направлении бассейна осадконакопления, хотя может рассматриваться и как указание на собственно вулканогенную природу сланцев [Самсонов, 2004; Богатиков и др., 2006]).

В пределах Костомукшского пояса размещены железорудные промышленные месторождения Костомукшское и Корпангское.

Геохронология. Оценка возраста метатуфа (туффита) дацитового состава в основании гимольского разреза составила 2.787±0.008 млрд лет (U-Pb по цирконам [Бибикова и др., 2005; Samsonov et al., 2005]). Невысокие положительные значения ε_{Nd} от +1.2 до +1.5 можно интерпретировать как результат незначительного участия в магмах субдукционного компонента [Самсонов, 2004] или слабой контаминации веществом континентальной коры, на что указывают также и несколько более древние ядра в кристаллах циркона. Верхний возрастной предел гимольской серии зафиксирован гранитоидами восточного обрамления Костамукшского пояса — 2.79–2.78 млрд лет (U-Pb, NORDSIM по ядрам кристаллов циркона [Бибикова и др., 2005]) и прорывающими метаосадки плагиопорфирами — 2.71±0.04 млрд лет (U-Pb по цирконам [Левченков и др., 1989]).

Гранитоиды восточного обрамления Костомукшского пояса [Samsonov et al., 2005; Богатиков и др., 2006], формирующие овальные в плане структуры, по составу варьируют от тоналитов до гранодиоритов и гранитов известково-щелочного ряда с натровой спецификой. По своим геохимическим характеристикам — обогащенные спектры легких РЗЭ, слабо фракционированные спектры тяжелых РЗЭ, повышенный уровень содержаний Yb и Y, отрицательные аномалии Sr, Eu, Ti и Nb (см. рис. 2.15) — гранитоиды близки вулканогенным породам гимольской серии, с которыми, возможно, являются комагматами. Гранитоиды содержат многочисленные включения метаосадков и метавулканитов, сопоставимых с породами контоккской и гимольской зеленокаменных серий.

Геохронология. Оценки времени внедрения гранитоидных расплавов составили: 2.78±0.01 млрд лет (U-Pb возраст по магматиче-

ским цирконам без древних ядер) и 2.79±0.01 млрд лет (U-Pb, NORDSIM по ядрам зерен циркона [Бибикова и др., 2005]). Оценка ε_{Nd} = –0.3±0.5 указывает на вклад в петрогенезис некоторого количества материала из более древнего корового источника. Возраст ТТГ гранитоидов в восточном обрамлении Костомукшского пояса близок возрасту метатуфов гимольской серии — 2.80–2.79 млрд лет [Samsonov et al., 2005].

Гранитоиды западного обрамления Костомукшского пояса представлены средне-крупнозернистыми высокоглиноземистыми трондьемитами (SiO_2 — 70.5–73.7%, Al_2O_3 — 15.0–16.7%), однородными по структурно-текстурным и вещественным характеристикам. Гранитоиды имеют специфические геохимические черты, указывающие, согласно [Samsonov et al., 2005; Богатиков и др., 2006], на принадлежность к адакитовой серии: сильно фракционированные спектры и легких и тяжелых РЗЭ при невысоком общем содержании РЗЭ и низкой концентрации Y, положительные аномалии Sr, Ti и Eu (Eu/Eu* = = 1.5–1.7) при резких отрицательных аномалиях Nb (см. рис. 2.15), чем они значительно отличаются от гранитоидов восточного обрамления пояса. Важной особенностью этих трондьемитов является присутствие в них не только обычного серого и белого, но также и голубоватого кварца, характерного для гранитоидов, связанных в своем формировании с высокотемпературными условиями гранулитовой фации (см. раздел 2.1.1.2). Наличие положительной Eu аномалии, оставленное без внимания названными авторами, на наш взгляд, не должно быть проигнорировано. Примечательно, что аналогичная Eu аномалия характерна для части проб кислых вулканитов в разрезе западного крыла Костомукшской синформы (см. Fig. 10-C, Table-1 в [Samsonov et al., 2005], также рис. 1.19-В и табл. 1.8 в [Богатиков и др., 2006]). Как отмечено выше, аналогичные геохимические характеристики свойственны трондьемито-гнейсам, исследованным в 50 км севернее в полосе профиля 4В. Как и наличие голубого кварца, эта геохимическая особенность указывает на вероятность формирования трондьемитов во внутриконтинентальной обстановке за счет плавления мафитового материала, аккретированного к основанию коры, под воздействием мантийного плюма (см. обсуждение в разделе 2.1.1.2).

Геохронология. Возраст трондьемитов западного обрамления пояса равен 2.75±0.02 млрд лет (U-Pb по цирконам [Бибикова и др., 2005]). (В скобках заметим, во избежание недоразумений, что здесь имеются разночтения с выводами О.А. Богатикова с соавторами [2006].)

Последовательность главных событий в истории формирования Костомукшского зеленокаменного пояса может быть представлена следующим образом:

— (2.89) 2.86–2.84 млрд лет — формирование тоналит-мигматитового «комплекса основания»;

— 2.84–2.8 млрд лет (по Sm-Nd, Pb-Pb и Re-Os оценкам невысокой точности, возможно, более корректная оценка — около 2.80 млрд лет) — формирование коматиит-толеитовой ассоциации;

— 2.80–2.79 млрд лет — извержения риолит-дацитовых лав и туфов шурловаарской свиты, прорывающих и ассимилирующих подстилающие породы коматиит-толеитовой ассоциации;

— позднее 2.80 млрд лет — стратиграфическое или тектоническое перекрытие шурловаарских кислых вулканитов коматиит-толеитовыми лавами;

— интервал между 2.79 и 2.71 млрд лет — время накопления известково-щелочных кислых вулканитов и вулканогенно-осадочных пород гимольской серии;

— 2.78 млрд лет — размещение известково-щелочных гранитоидов в восточном обрамлении пояса;

— 2.75 млрд лет — размещение «высокотемпературных» трондьемитов в западном обрамлении зеленокаменного пояса.

Зеленокаменные пояса «поздней» генерации — Хедозеро-Большеозеро, Гимолы-Суккозеро и ряд менее значительных по размерам..

Зеленокаменный пояс Хедозеро-Большеозеро, по мнению, высказанному в работе [Ранний докембрий..., 2005], является продолжением пояса Хатту. Однако, как видно на схеме тектонического районирования (см. прил. II-2), подобная корреляция в структурном отношении не слишком убедительна. Зеленокаменный пояс Хедозеро-Большеозеро (по [Чернов и др., 1970; Зеленокаменные пояса..., 1988]) представляет собой узкую синформу север–северо-западного простирания протяженностью 25–30 км при ширине 7 км. Гимольская серия, образующая основание разреза, в нижней части сложена гранат-биотитовыми и гранат-ставролитовыми гнейсами и метатерригенными сланцами. Подчиненную роль играют амфибол-биотит-грюнеритовые и магнетит-грюнеритовые кварциты и сланцы, мощность которых варьирует в интервале 0.5–5 м.

Они переслаиваются с туфогенными и графитистыми пиритсодержащими сланцами. Гимольский разрез несогласно перекрыт большеозерской серией, сложенной в нижней части конгломератами, аркозами, туфобрекчиями, туфами, туфоконгломератами и туфопесчаниками, частью демонстрирующими ритмичное переслаивание. Верхняя часть серии образована преимущественно метаморфизованными мафитовыми лавами — миндалекаменными диабазами и мандельштайнами, а также средними и кислыми вулканитами. Аналоги коматиит-толеитовой ассоциации контокской серии в Большеозерском и других поясах, принадлежащих Гимольской «ветви» цепочки зеленокаменных поясов, по-видимому, отсутствуют. Суммарная мощность разреза — не менее 2200 м. Северное продолжение пояса в направлении оз. Нюк характеризуется быстрым возрастанием уровня метаморфизма: от обычной для пояса зеленосланцевой фации до гиперстенсодержащих пород гранулитовой фации [Зеленокаменные пояса..., 1988].

Базальты Большеозерского пояса по своему составу (рис. 2.16) существенно отличаются от толеитовых базальтов Костомукшского пояса. При повышенных содержаниях магния (MgO около 10%), низких содержаниях Al_2O_3 и TiO_2 базальты Большеозерского пояса обогащены литофильными элементами и ЛРЗЭ, геохимические спектры характеризуются отрицательными аномалиями крупноионных высокозарядных элементов (Nb, Zr, Ti).

Андезиты Большеозерской структуры (SiO_2 — 55–58%) — низкомагнезиальные породы, обогащенные Al, Fe, Cr, Ni, Ba и Sr, с умеренным уровнем содержаний и средне-фракционированными спектрами РЗЭ без Eu аномалии, с отрицательной Nb и положительной Sr аномалией. Эти характеристики позволяют предполагать, что образование базальтовых и андезитовых магм происходило либо при разных степенях плавления обогащенного мантийного источника, либо в результате неоднородной контаминации высокомагнезиального мантийного расплава материалом континентальной коры.

Риолиты — высококремнистые (77–78% SiO_2) и высококалиевые (3.1–4.4% K_2O) породы, заметно обогащенные Rb, Nb, Ta, Th и U с повышенными содержаниями РЗЭ при сильно фракционированных ЛРЗЭ, умеренно фракционированных ТРЗЭ и с отрицательной Eu аномалией (см. рис. 2.16). Геохимические характеристики свидетельствуют о внутрикоровой генерации риолитовых расплавов на небольших (до 25 км) глубинах в равновесии с плагиоклазсодержащим реститом.

Согласно литологическим исследованиям [Милькевич, Мыскова, 1998], терригенные осадки Костомукшского и Хедозеро-Большеозерского поясов подобны известным граувакк-аргиллитовым сериям неоархейских зеленокаменных поясов. Источники питания испытали незначительное химическое выветривание и несколько различаются набором пород, что может указывать на формирование толщ названных поясов в автономных бассейнах осадконакопления.

Геохронология. U-Pb изотопный возраст цирконов из риолита по верхнему пересечению дискордии с конкордией составил 2.730±0.005 млрд лет [Самсонов и др., 2001; Бибикова и др., 2005].

Зеленокаменный пояс Гимолы-Суккозеро протягивается в меридиональном направлении на 30 км (совместно с южным продолжением — более чем на 100 км) при ширине 5–7 км. В структурном отношении пояс представляет собой асимметричную синформу, погружающуюся в восточном направлении. В западном крыле в основании разреза в ряде участков присутст-

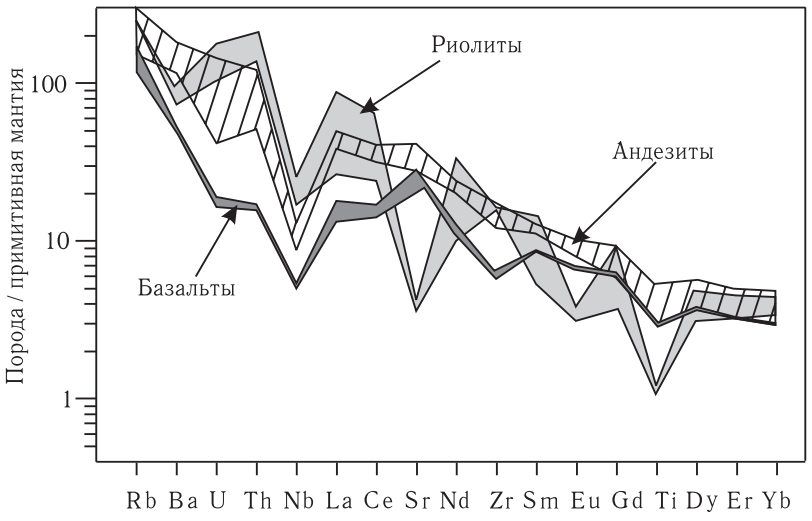


Рис. 2.16. Распределения содержаний малых элементов, нормированных к примитивной мантии, в вулканитах Большеозерского зеленокаменного пояса (по данным из [Самсонов, 2004; Богатиков и др., 2006]). Примитивная мантия по [Hofmann, 1988]

вуют диабазы и мандельштайны, которые относят к контоккской серии. Они перекрыты вулканогенно-осадочной гимольской серией, слагающей преобладающую по объему верхнюю часть разреза. В редуцированном восточном крыле породы контоккской серии отсутствуют [Металлогения Карелии, 1999]. Разрез гимольской серии, которая во многих случаях залегает непосредственно на гранито-гнейсовом основании, достигает мощности 400–800 м. Согласно В.М. Чернову с коллегами [1970], в основании гимольского разреза залегают конгломераты и туфоконгломераты с глыбами подстилающих гранитоидов и редкими прослоями метаандезитов. Выше залегают кварц-мусковитовые и кварц-биотитовые сланцы, лептитовые гнейсы (кислые метавулканиты), биотитовые и биотит-магнетитовые кварциты. Венчают разрез лептитовые гнейсы, туфосланцы, магнетитовые и амфиболовые кварциты и графитистые гнейсо-сланцы с пиритом. Однако структура пояса, в действительности, может оказаться более сложной. Оценивая набор пород, представленных в гальке конгломератов, можно сделать предположение о запрокинутом характере структуры и размещении конгломератов не в нижней — а в верхней части разреза [Ранний докембрий..., 2005].

В северной части пояса размещается Межозерское месторождение железистых кварцитов.

О р у д е н е н и е. Известные месторождения и рудопроявления в «поздних» зеленокаменных поясах и в поясе Костомукша достаточно однообразны.

1. С вулканогенно-осадочными разрезами зеленокаменных поясов генетически и пространственно связаны железисто-кремнистые рудные формации. Месторождения с промышленными запасами руд (Костомукшское и Корпангское) размещены в пределах зеленокаменного пояса Костомукша. Мелкие месторождения и рудопроявления (Рувинваара, Таловейс, Северо- и Южно-Костомукшское, Межозерское, Гимольское, Хедозеро-Большеозерское) также приурочены к структурам зеленокаменных поясов (см. прил. II-2). По характеру связей с вулканизмом и осадконакоплением выделяется два генетических типа железисто-кремнистых формаций: вулканогенно-хемогенный и вулканогенно-осадочный. Промышленные месторождения железных руд связаны с *вулканогенно-осадочной железисто-кремнистой формацией*, участвующей в строении вулканогенно-осадочных разрезов гимольской серии. Главным представителем этого типа является Костомукшское месторождение в центральной части одноименного зеленокаменного пояса. Главная рудная залежь достигает мощности 350 м при протяженности до 16 км. Содержание вредных примесей (сера, фосфор, цинк) — крайне незначительное, сотые и тысячные доли процента. Менее значительное Корпангское месторождение находится в северо-западной части того же пояса.

Суммарные балансовые запасы месторождений Южно-Корпангское, Северо-Костомукшское и Корпангийоки оцениваются в 80 млн т железной руды. Среднее содержание магнетитового железа превышает 27%.

Формирование *вулканогенно-хемогенных магнетитовых кварцитов и сланцев* непосредственно связано с вулканической деятельностью. Наиболее крупное рудопроявление приурочено к шурловаарской свите в нижней части разреза контоккской серии зеленокаменного пояса Костомукша. Железистые кварциты образуют прослои среди туфов и туффитов дацит-риолитового состава, преобразованных в тонкополосчатые кварц-полевошпат-биотит-амфиболовые сланцы. Хемогенно-осадочные железистые кварциты известны также и в связи с базальтовым вулканизмом — оруденение этого типа промышленного значения не имеет.

2. Проявления золотометалльного оруденения [Металлогения Карелии, 1999 и ссылки в этой работе] достаточно многочисленны при отсутствии промышленно значимых объектов. В железных рудах и колчеданах постоянно фиксируется незначительная примесь золота — 0.01–3 г/т. В пределах Костомукшского пояса рудопроявление Таловейс золотокварцевого типа структурно и генетически связано с небольшим массивом порфировидных тоналитов (санукитоидов), прорывающим коматиит-толеитовую толщу контоккской серии. Тоналиты березитизированы, серицитизированы, пиритизированы, содержания Au достигают 0.5 г/т. Основным носителем рудной минерализации являются кварцевые жилы максимальной мощностью до 0.5 м; распределение Au крайне неравномерное, среднее содержание в рудных зонах варьирует от 3.5 до 15–20 г/т, максимальное — достигает 250 г/т. Золоторудная минерализация проявления Берендей в южной части Костомукшского пояса, представленная золото-щеелит-сульфидно-кварцевым жильным и прожилково-вкрапленным типами, размещена в измененных амфиболитах, прорванных дайками андезит-да-

цитового состава. Максимальное содержание золота достигает 20 г/т. В южном карьере Костомукшского месторождения золоторудная минерализация приурочена к зонам окварцевания с арсенопиритом в углеродистых сланцах, колчеданах и магнетитовых кварцитах. Содержания золота достигают 2.6–6 г/т. Суммарные прогнозные ресурсы золоторудных проявлений Костомукшского пояса намечают здесь наличие крупного промышленного объекта.

3. С массивом Таловейс связано также и проявление Мо штокверкого типа с прожилково-вкрапленном оруденением [Металлогения Карелии, 1999].

Парагнейсовые пояса «поздней» генерации. Деление «поздних» поясов на «зеленокаменные» и «парагнейсовые (сланцевые)» имеет условный характер. Тем не менее, состав и строение этих подразделений имеют определенную специфику. Парагнейсовые (сланцевые) пояса размещены в юго-западной части Кухмо-Сегозерского микроконтинента, непосредственно граничащей с палеопротерозойским Свекофеннским аккреционным орогеном (см. прил. II-1 и II-2). Эта область приблизительно совпадает с гранит-зеленокаменным «террейном» Иломантси, согласно районированию, принятому финскими исследователями [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005]. Анализ геологической ситуации позволяет наметить главные структурные особенности этой ГЗО. Область, внешнюю границу которой можно было бы приближенно провести вдоль ограничений парагнейсовых поясов, имеет овальные очертания. Центральная часть области, также овальной формы, включает комплекс Лиекса-Тулос — пироксенсодержащие гранитоиды и гранулито-гнейсы [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005; Ранний докембрий..., 2005].

Возраст гранито-гнейсового комплекса, вероятно, не имеет принципиальных отличий от остальных частей Кухмо-Сегозерского микроконтинента. Оценки возраста мезо- и лейкосомы мигматитов равны 2.792±0.006 и 2.70–2.68 млрд лет, соответственно [Käpyaho et al., 2007].

По периферии области размещено несколько парагнейсовых (сланцевых) поясов, сложенных породами зеленосланцевой–амфиболитовой фации метаморфизма: Хатту, Коверо и Нурмес, а также меньшие по размеру Нуннанлахти и Ипатти. Пояс Хатту, с которым связаны крупные золоторудные залежи, исследован особенно детально. Для его южной части, протягивающейся в пределы территории России, принято наименование «Ялонваара». Гнейсо-сланцевое выполнение поясов имеет относительно небольшую мощность. В связи со структурами поясов размещены близкие по возрасту плутоны гранодиоритового и тоналитового состава, варьирующего размера и уровня деформаций. По крайней мере часть этих плутонов характеризуется линзовидно-купольной морфологией, тогда как гнейсо-сланцевые комплексы выполняют межкуполные синформы.

Парагнейсовый (сланцевый) пояс Хатту (по [Sorjonen-Ward, 1993; Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005]) обстоятельно изучен, чему, как мы упоминали, он обязан размещенным в его структурах промышленным золоторудным залежам, которые представляют на сегодняшний день единственный крупный золоторудный объект архейского возраста в пределах Фенноскандинавского щита. «Кружевные» очертания пояса Хатту выглядят традиционно для «классического» зеленокаменного пояса (см. прил. I-1 и II-2). Его протяженность составляет приблизительно 100 км при ширине — до 30–40 км.

Все контакты между сланцами и гранитоидами в обрамлении и внутри пояса — интрузивные, частично — совместно модифицированные последующими деформациями. Из этого следует, что гранитоиды, известные в районе пояса Хатту, не могут интерпретироваться в качестве фундамента при формировании вулканогенно-осадочного разреза. Собственно в пределах пояса не были обнаружены и никакие иные претенденты на роль подобного фундамента. Равным образом, не были выявлены признаки угловых несогласий внутри исследованных разрезов. В некоторых участках вулканогенно-осадочные накопления начинаются с подушечных мафитовых металав, однако чаще видимое основание разреза сложено отложениями кислой пикрокластики или терригенными осадками. Незначительные по объему прослои толеитовых и коматиитовых металав довольно обычны в верхней части разреза, где они переслаиваются с полосчатыми железистыми кварцитами с переменным участием сульфидов. Литология и стратиграфия пояса детально изучены, несмотря на интенсивные деформации, результатом которых стали преимущественно крутые залегания пород и местами сложная складчатость.

Особенности стратиграфии и латерального замещения формаций охарактеризованы в работе [Sorjonen-Ward, 1993]. Формация Сиваккойоки в основании разреза сложена чередующимися граувакками и конгломератами, образованными продуктами разрушения гранито-гнейсового

основания и вулканогенных пород, сформированных лишь ненамного раньше. Косая слоистость указывает на мелководные условия осадконакопления, что, в свою очередь, предполагает переходы к субаэральному типу вулканизма. Породы формаций Хоско и Кульюнки демонстрируют переход от турбидитов к проксимальным собственно пирокластическим фациям. Гидротермальная переработка туфов связана с внедрением синвулканических гранитов. Далее вверх по разрезу следуют полимиктовые конгломераты формации Тииталанваара, которые снова сменяются турбидитами и далее сульфидными фациями железистых кварцитов. Эти отложения фиксируют переход к кратковременной стадии вулканизма, сформировавшего формацию Памполо: толеитовые базальты, долеритовые силы, отложения пирокластики основного и среднего состава и единственный прослой коматиитовой пирокластики.

Широко распространенные проявления гидротермального преобразования пород (серицитизация, микроклинизация и др.), возможно, связаны с субсогласными интрузиями тоналитов. Интенсивные деформации сопровождались метаморфическими преобразованиями в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации.

Геохронология. Изотопно-геохронологические данные демонстрируют, что осадконакопление, вулканизм, деформации и последовавшие интрузии гранитоидов были тесно связаны во времени. Оценки возраста сланцев в нижней части разреза, составившие от 2.754±0.006 млрд лет для пирокластики до 2.73±0.02 млрд лет для порфиритов из конгломератов, перекрываются оценками возраста синтектонических интрузий — от 2.757±0.004 до 2.725±0.006 млрд лет (U-Pb по цирконам [Vaasjoki et al., 1993; Sorjonen-Ward, Clauoé-Long, 1993]). Изотопные исследования детритовых и магматических цирконов указывают также и на участие древней коровой составляющей в составе как осадков, так и гранитоидных магм [Vaasjoki et al., 1993]. В том числе, в гранодиоритах были встречены очень древние ксенокристаллы с возрастом до 3.18 млрд лет [Sorjonen-Ward, Clauoé-Long, 1993].

Зеленокаменный пояс Ялонваара (по [Ранний докембрий..., 2005]) является южным продолжением пояса Хатту на территории России. В строении пояса преобладают вулканогенно-осадочные образования, варьирующие по составу от риодацитов до андезито-базальтов с преобладанием пород среднего состава. Как и в пределах пояса Хатту, непосредственные контакты с гранито-гнейсами основания нигде не наблюдались. В разрезе условно выделяются две толщи. Нижняя образована преимущественно лавобрекчиями и агломератовыми туфами основного–среднего состава, в верхней толще преобладают вулканиты риолитового и дацитового состава, в различной степени преобразованные к кварц-серицитовые сланцы. Вулканогенно-осадочный комплекс прорван многофазной интрузией порфировидных гранитов (2.60±0.09 млрд лет [Иващенко, Овчинникова, 1988]) с характерными вкрапленниками голубоватого кварца, которые указывают на выплавление соответствующих магм в условиях гранулитовой фации (см., обсуждение в разделе 2.1.1.2), а также небольшими телами тоналитов и диоритов санукитоидной серии.

Парагнейсовый (сланцевый) пояс Коверо (по [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005]), представляющий собой юго-западное продолжение пояса Хатту, изучен значительно слабее. В основании разреза наиболее часто наблюдаются железистые метатолеиты и коматиитовые оливиновые (±пироксен) кумулаты, преобразованные в серпентиниты и тремолит-хлоритовые породы. Эти вулканиты, как предполагается, представляют собой эрозионные останцы подводных вулканических построек. С мафит-ультрамафитовыми метавулканитами тесно ассоциируют кислые вулканиты, сопровождаемые многочисленными залежами колчеданов. Эта ассоциация по особенностям строения и состава пород коррелирует с верхней частью разреза пояса Хатту (с формацией Памполо).

Парагнейсовый (сланцевый) пояс Нурмес, согласно нашей оценке, находится в зеркально-противоположной структурной позиции, относительно поясов Хатту-Коверо-Яловаара, т.е. располагается в пределах северо-западной периферии структуры Лиекса-Тулос. Согласно работе [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005; Kontinen et al., 2007], пояс сложен мигматизированными метаосадочными гнейсами (парагнейсами) с редкими линзами амфиболитов. Главную роль в строении пояса играют тонкопереслаивающиеся кварц-плагиоклазовые и гранат-биотит-плагиоклазовые гнейсы. Гнейсы второй разновидности обычно содержат обильные включения графита и сульфидов. Геохимические особенности гнейсов свидетельствуют об участии в осадконакоплении продуктов выветривания и дезинтеграции основных и кислых магматических пород, а также о минеральной сепарации в процессе осадконакопления. Участвующие в

разрезе амфиболиты по особенностям состава близки океаническим толеитам.

Геохронология. Разрез парагнейсов пояса Нурмес успешно коррелирует с парасланцами пояса Хатту [O'Brien et al., 1993]. Максимальная оценка возраста осадконакопления составила 2.71, минимальная — 2.69 млрд лет (U-Pb — SHRIMP, TIMS по цирконам [Kontinen et al., 2007]). Возраст амфиболитов — 2.76±0.09 млрд лет (Sm-Nd по породе [Kontinen et al., 2007]). Оценки возраста ксенолитов метапелитовых гнейсов, включенных в тоналиты, охватывают интервал между 2.75 и 2.70 млрд лет (U-Pb по цирконам [Vaasjoki et al., 1999; Kontinen et al., 2007]). По мнению А.Континена с соавторами, участие в разрезе метатолеитов MORB-типа позволяет предполагать, что осадконакопление проходило в задуговом или междуговом бассейне.

Оруденение. Месторождения и проявление оруденения, связанные с поясами «поздней» генерации, разнообразны и многочислены.

1. Пояс Хатту представляет собой первую на Фенноскандинавском щите золоторудную провинцию архейского возраста с промышленным оруденением, что делает его своеобразным «*прототипом*» пока еще не открытых перспективных месторождений. Среди месторождений и рудопроявлений этой провинции наиболее важными являются месторождение Памполо, известное также под названием Вард (между 1996 и 1999 гг. было добыто 130 тыс. т руды со средним содержанием 14 г/т Au, ресурсы месторождения составляют не менее 600 тыс. т с содержанием 7.4 г/т Au — по [Saltikoff et al., 2006]), и месторождения Хоско, Корвинлансуо и Рямепуро (Хаттуваара). Мезотермальные эпигенетические руды вкрапленного и жильного типов размещены в породах вулканогенно-осадочного комплекса в экзоконтактовых зонах тоналитовых и гранодиоритовых (санукитоидных) линзообразных в плане интрузивов. Проявления оруденения непосредственно связаны также с зонами интенсивных сдвиговых деформаций, протягивающимися сквозь межинтрузивные области.

В пределах пояса Ялонваара установлена связь золотометалльного оруденения с перекристаллизованными колчеданами, колчеданно-полиметаллическими и медно-молибденовыми штокверковыми рудами. При обычных содержаниях Au в интервале 0.3–0.8 г/т известны концентрации до 18 г/т [Металлогения Карелии, 1999 и ссылки в этой работе]. Согласно В.И. Иващенко с соавторами [2007], наиболее значительным является проявление Хатуноя, где представлены два типа руд. Оруденение первого типа — Mo-Cu-W-Au-порфировое — локализовано в эндоконтакте диоритов (санукитоидов) Ялонваарской интрузии. Содержание Au достигает 5,3 г/т. Оруденение второго типа — золото-полисульфидное в сдвиговых зонах — приурочено к низкотемпературным метасоматитам (пропилитам-березитам, часто с обильным турмалином) по андезито-дацитовым туфам. Максимальное содержание золота составляет 4,75 г/т на мощность 1 м.

2. Железорудное месторождение Хухус в западной части пояса Хатту образовано железистыми кварцитами (около 10 млн т руды), которые авторами обобщения [Saltikoff et al., 2006] рассматриваются в качестве продолжения железорудного пояса, протягивающегося со стороны Костомукшского месторождения. Залежи железистых кварцитов довольно широко распространены в пределах пояса Хатту-Коверо, десять из них рассматриваются в качестве месторождений. В западной части месторождения магнетитовые руды сменяются залежами чистого пирита, которые эксплуатировались в начале XX столетия. Однако, как следует из предыдущего изложения, Костомукшский пояс и пояс Хатту принадлежат различным тектоническим подразделениям Кухмо-Сегозерского микроконтинента и, вероятно, имеют несколько различающийся возраст.

3. Ялонваарское медноколчеданное месторождение размещено в пределах дацит-андезитовой палеовулканической постройки. Пластообразные и линзообразные рудные залежи приурочены к верхней части разреза и связаны с хемогенными силицитами и туфами риодацитов. Длина рудных тел колеблется от 20 до 320 м при мощности от 1.5 до 11 м. Руды образованы пиритом, в небольшом количестве присутствуют пирротин, халькопирит и сфалерит, содержание Cu достигает 3%. В Соанваарском рудопроявлении в 5 10 км севернее Яловаарского месторождения колчеданные руды слабозолотоносны (до 0.1 0.2 г/т) [Металлогения Карелии, 1999].

4. В рудном поле Ялонваарского медноколчеданного месторождения имеется несколько участков с бедным молибденовым и полиметаллическим оруденением. Важно и интересно отметить, что одно из проявлений приурочено к контакту туфов и туффитов риолит-дацитового состава и штока порфировидных гранитов с характерными вкрапленниками голубоватого кварца, которые указывают на выплавление соот-

ветствующих магм в условиях гранулитовой фации. Оруденение связано также с дайками гранитов, прорывающих вулканиты, и представлено вкрапленностью и гнездообразными скоплениями пирротина, пирита, сфалерита, халькопирита, галенита и молибденита [Металлогения Карелии, 1999].

В пределах Ялонваарского пояса выявлены также и новые типы молибден-вольфрамового оруденения: молибдошеелит-шеелитовый кварцевожильный и штокверковый и тип шеелитоносных турмалинитов [Иващенко, Лавров, 1994]. Своим возникновением месторождение Ялонваара обязано интрузии гранит-порфиров.

Штокверковое месторождение молибдена Мятясваара, связанное с парагнейсовым поясом Нурмес, размещено в непосредственной близости от пироксенсодержащих гранитоидов и гранулито-гнейсов комплекса Лиекса. Месторождение со средним содержанием в руде 0.14% Mo эксплутировалось с 1940 по 1947 г. [Saltikoff et al., 2006]. Датирование руд Re-Os методом выявило наличие двух генераций молибденита: крупночешуйчатой фракции (предположительно, акцессорный молибденит тоналитов) — 2.69 млрд лет и мелкочешуйчатой фракции (результат метаморфической перекристаллизации) — 2.57 млрд лет [Stein et al., 1995].

Докембрийские месторождения молибдена штокверковой и порфировой формаций

Месторождения названных типов хорошо известны в гранит-зеленокаменных областях Канадского и Австралийского щитов. Фанерозойские аналоги этих формаций также хорошо известны. Важнейшей провинцией медно-порфировых месторождений, в том числе с участием Mo, является Андийская активная окраина (например, Чукикамата в Чили); в тыловой зоне Кордильерской активной окраины размещено гигантское молибден-кварцевое месторождение Климакс (США) [Гусев и др., 1995]. Недавно было обосновано представление, согласно которому медно-молибден-порфировое оруденение появляется также и в результате взаимодействия литосферы с мантийными плюмами. В частности, предполагается, что группа медно-молибденп-орфировых и молибден-порфировых месторождений на западе США возникла при взимодействии литосферы активной континентальной окраины с Йеллоустонским плюмом (Бингхем, Пайн-Гроув и др.). В свою очередь, группа молибден-порфировых месторождений и рудопроявлений на востоке Гренландии, связывается с деятельностью Исландского плюма, над которым «проплывала» Гренландия около 50 млн лет назад [Берзина, Борисенко, 2008].

2.1.4.5. Комплекс санукитоидов Карельского АКО

Сравнительно недавно, начиная с публикации В.П. Чекулаева [1999], внимание исследователей Карельской ГЗО привлечено к специфическому типу «постскладчатых» высокомагнезиальных субщелочных гранитоидов, обогащенных MgO, Cr, Ni и одновременно Sr, Ba, ЛРЗЭ и рядом других литофильных элементов, которые по особенностям состава отвечают типу «архейских санукитоидов» (по [Shirey, Hanson, 1984]). Этими авторами было показано, что формирование санукитоидных магм можно связывать с глубинным плавлением деплетированных мантийных перидотитов, которые предварительно были обогащены некогерентными элементами в результате метасоматических процессов, связанных с перемещением через мантийный клин расплавов адакитового типа. В свою очередь, адакитовые расплавы рассматриваются как продукт прямого плавления мафитовой океанической коры в зоне субдукции [Martin et al., 2005].

Если это так, то выявление санукитоидов можно рассматривать как косвенное подтверждение субдукционной модели формирования ТТГ гнейсов, в том числе, представленных в виде «дозеленокаменного основания» Кухмо-Сегозерского и Водлозерского микроконтинентов. Впрочем, принимая во внимание существующие проблемы с реконструкцией происхождения архейских ТТГ (см. обзор в разделе 2.1.1.2), для подтверждения субдукционной модели желательно иметь и геологические свидетельства, не ограничиваясь петро- и геохимическими критериями. Известны и другие гипотезы, интерпретирующие особенности состава санукитоидов с иных петрогенетических позиций: в качестве продуктов магмогенерации собственно в связи с субдукцией, подобно современным санукитам [Stern, Hanson, 1991], или в результате гравитационного коллапса аккреционных орогенов [Wang et al., 2002].

К настоящему времени породы санукитоидной серии обнаружены и детально исследованы в различных частях Карельского АКО [Чекулаев, 1999; Lobach-Zhuchenko et al., 2000, 2005; Самсонов и др., 2004; Bibikova et al., 2005; Лобач-Жученко и др., 2005, 2007; Богатиков и др.,

2006; Самсонов, Ларионова, 2006; Käpyaho, 2006; Сергеев, Лобач-Жученко и др., 2007; Ларионова и др., 2007; Käpyaho et al., 2006, 2007; Heilimo et al., 2007; Гусева и др., 2009]. Исследователи Карельского кратона, как правило, придают значение не только участию в магмогенерации мантийных ультрамафитов, обогащенных в результате метасоматоза при просачивании субдукционных адакитовых магм, но и вследствие контаминации мантийных магм породами континентальной коры.

Старт тектонической и магматической активности, с которым связано формирование комплекса санукитоидов (равно как и формирование серии зеленокаменных и парагнейсовых поясов), приблизительно соответствует 2.76 млрд лет. Однако время старта несколько варьирует в различных частях Кухмо-Сегозерского микроконтинента. Комплекс санукитоидов, как оказалось, включает широкую гамму пород, не ограничивающуюся высокомагнезиальными субщелочными гранитоидами. В его составе, помимо преобладающих по объему гранитоидов, участвуют ультрамафиты, габброиды, сиениты, лампрофиры и лейкократовые граниты.

В серии статей, характеризующих распространение и особенности состава пород санукитоидного «ряда» или «серии» [Самсонов и др., 2004; Богатиков и др., 2006; Самсонов, Ларионова, 2006; Ларионова и др., 2007], выдвинуто представление о существовании протяженного «композитного батолита», охватывающего обширные территории в центральной части Карельского кратона, которые ранее «отводились» преимущественно ТТГ гнейсам. Однако по мере продвижения исследований стало ясно, что относительно крупные массивы санукитоидов встречены только в Северной Карелии (Пяозерский и, возможно, Калевальский и Ледмозерский массивы). В остальных случаях санукитоидами сложены небольшие изолированные тела, размер которых в поперечнике не превышает первых километров. Часть из них представляет собой интрузии центрального типа. Формирование массивов санукитоидов связывается с «постзеленокаменным этапом эволюции Карельской ГЗО» (например, в работах [Богатиков и др., 2006; Ларионова и др., 2007]). Такая оценка искусственно сужает представление о зеленокаменных поясах, исключив из него преобладающую часть зеленокаменных структур во внутренней области Кухмо-Сегозерского микроконтинента, формировавшихся субсинхронно с внедрением санукитоидов.

Поиск пространственных закономерностей в распределении массивов и небольших тел санукитоидов привел С.Б. Лобач-Жученко с соавторами [Lobach-Zhuchenko et al., 2005] к модели, согласно которой на территории Карельского кратона можно выделить две «санукитоидные» зоны — Западную в пределах Западно-Карельского домена и Восточную, протягивающуюся вдоль окраины Центрально-Карельского домена и «перетекающую» в сопредельную окраину Водлозерского домена. Кроме того, авторы работы [Ранний докембрий..., 2005] выделили в пределах Водлозерского домена «комплекс молодых гранитоидов» (2.75–2.65 млрд лет), который не только по возрасту, но и в определенной степени по особенностям состава коррелирует с комплексом санукитоидов.

Анализ пространственного распределения возможно более «полного комплекта» санукитоидных интрузий, представленного на картах прил. I-1 и II-1, позволяет, на наш взгляд, развить представления, предложенные в [Lobach-Zhuchenko et al., 2005]. Следует отметить, по необходимости забегая вперед, что в своем пространственном распределении санукитоиды закономерно сочетаются с гранулито-гнейсовыми ассоциациями того же возраста и, соответственно, связаны с тем же этапом тектонической и геодинамической эволюции.

В краткой форме, пространственное распределение гранулито-гнейсовых ассоциаций и массивов санукитоидов можно представить следующим образом (по данным из публикаций [Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Kovalenko et al., 2005; Bibikova et al., 2005; Käpyaho, 2006; Heilimo et al., 2007]). Массивы санукитоидов, как установила С.Б. Лобач-Жученко [Lobach-Zhuchenko et al., 2005] на основе менее полного материала, концентрируются в пределах двух «ветвей»: западная ветвь следует границе микроконтинентов — Кухмо-Сегозерского и Кьянта (массивы Лосо, Арола, Сиикалахти и Каапинсалми на территории Финляндии); восточная «ветвь» протягивается вдоль восточной окраины Кухмо-Сегозерского микроконтинента и смещается в пределы Водлозерского микроконтинента (Нюк, Большеозеро, Ледмозеро, Хижъярви, Аминдомаоя, Шаравалампи, Сяргозеро, Панозеро, Бергаул, Эльмус, Чалка и Хаутоваара), где наращивается в восточном направлении серией массивов «молодых» гранитоидов. В осевой зоне Кухмо-Сегозерского континента в его северной части, где обе «ветви» приходят в соприкосновение, размещены крупные массивы санукитоидов — Пяозерский и Кале-

вальский. К юго-западу от Калевальского массива в пределах той же осевой зоны расположен Вокнаволокский гранулитовый комплекс. Далее к югу в пределах все той же осевой зоны располагаются массивы санукитоидов пространственно связанные с Костомукшским поясом (Таловейс и др.). В южной части Кухмо-Сегозерского микроконтинента в пространственной связи с парагнейсовыми поясами и гранулитовым комплексом Лиекса-Тулос размещена еще одна группа массивов (Тулос, Коитере, Корпилампи, Хаттуваара, Куиттила и Ялонваара). Наконец, на простирании западной «ветви», но уже в пределах микроконтинента Рануа-Иисалми разместился массив Нилсия.

Для характеристики главных особенностей массивов санукитоидов рассмотрим несколько примеров.

Пяозерский массив (см. № 21 в прил. II-1) — данные по «Пяозерскому участку» любезно предоставлены А.В. Самсоновым и дополнены по статье [Ларионова и др., 2007]). Массив расположен в северной части Кухмо-Сегозерского микроконтинента, занимает площадь около 2000 км^2. В его составе широко представлены кварцевые диориты, более ограниченно распространены гранодиориты, габброиды, сиениты и плагиомикроклиновые граниты. В районе массива известны дайки лампрофиров. Массив прорван палеопротерозойскими гранитами. Имеющиеся данные позволяют лишь приблизительно оконтурить массив и оценить роль слагающих его разновидностей пород. В более ранних работах термин «санукитоид» по понятным причинам не применялся, а плутонические породы Пяозерского и ряда мелких массивов рассматривались в качестве «Таваярвинской группы комплексов» [Коншин, 1994] или «таваярвинского комплекса». В гранитоидах известны ксенолиты более древних пород — ультрамафитов, метагаббро-диоритов, двупироксеновых амфиболитов и сланцев (метавулканитов). Согласно В.П. Чекулаеву с соавторами, в гранитоидах «часто сохраняются минеральные ассоциации гранулитовой фации» [Ранний докембрий..., 2005, с. 461], а наиболее поздними породами таваярвинского комплекса являются небольшие тела чарнокитов, сопоставимых с чарнокитами района оз. Нотозеро (т.е. с чарнокитами нотозерского комплекса — см. раздел 2.1.5.3).

Кварцевые диориты совместно с гранодиоритами преобладают по объему. Для обеих разностей характерна одинаковая петрогеохимическая специфика. При вариациях содержаний SiO_2 от 63 до 69%, эти гранитоиды отличаются повышенной щелочностью: (Na_2O + K_2O) — 6.6–8.1% при Na_2O/K_2O = 1.0–2.7, умеренной глиноземистостью (Al_2O_3 — 15.2–17.5%), высокой магнезиальностью (mg# = 0.45–0.56 при MgO — 1.5–3.8%). Характерны высокие концентрации Cr (32–146 *ppm*), Ba (990–1630 *ppm*) и Sr (540–740 *ppm*), умеренные уровни содержаний крупноионных литофильных и высокозарядных элементов и сильно фракционированные спектры РЗЭ — $(La/Yb)_n$ от 18 до 44 (рис. 2.17), отрицательные аномалии Nb и Ti. Согласно В.П. Чекулаеву с соавторами, в гранитоидах «часто сохраняются минеральные ассоциации гранулитовой фации» [Ранний докембрий..., 2005, с. 461].

Габброиды слагают крупные силлы среди кварцевых диоритов и гранодиоритов. По особенностям состава, габбро — субщелочные породы с калиевой спецификой, повышенной концентрацией Ba и Sr и значительным обогащением ЛРЗЭ, концентрация которых выше, чем во вмещающих гранитоидах. Петрогеохимическая зональность силлов с обогащением MgO, Cr и Ni их эндоконтактовых зон по сравнению с внутренними частями (от 12% MgO в центральных частях до 15–21% — в эндоконтактах) и обеднением Al_2O_3 (от 7.7–9.5 до 13%, соответственно), вероятно, отражает внутреннюю дифференциацию базитовой магмы с частичным разделением клинопироксенового и плагиоклазового кумулуса. Геохимические соотношения указывают на обогащенность источника мафитовой магмы литофильными и легкими редкоземельными элементами.

Средне- и крупнозернистые сиениты — массивные двуполевошпат-амфибол-биотит-пироксеновые бескварцевые породы с хорошо сохранившимися магматическими структурами — слагают несколько небольших массивов. Петрогеохимические характеристики сиенитов: низкая кремнеземистость (SiO_2 — 54–58%), повышенные глиноземистость (Al_2O_3 — 18–19%), щелочность (Na_2O + + K_2O) — 7.5–9.5% при Na_2O/K_2O = 1.7–2.4 и магнезиальность (mg# = 0.43–0.51 при MgO — 2.3–4.5%), резкая обогащенность Ba и Sr, повышенные содержания Nb (11–13 *ppm*), умеренные концентрации Ti и Zr; сильно фракционированные спектры РЗЭ $(La/Yb)_n$ — от 19 до 47 (см. рис. 2.17), сближают их с высокомагнезиальными лампрофирами.

В пределах массива выделено два геохимических типа гранитов (см. рис. 2.17). Граниты первого, преобладающего по распространен-

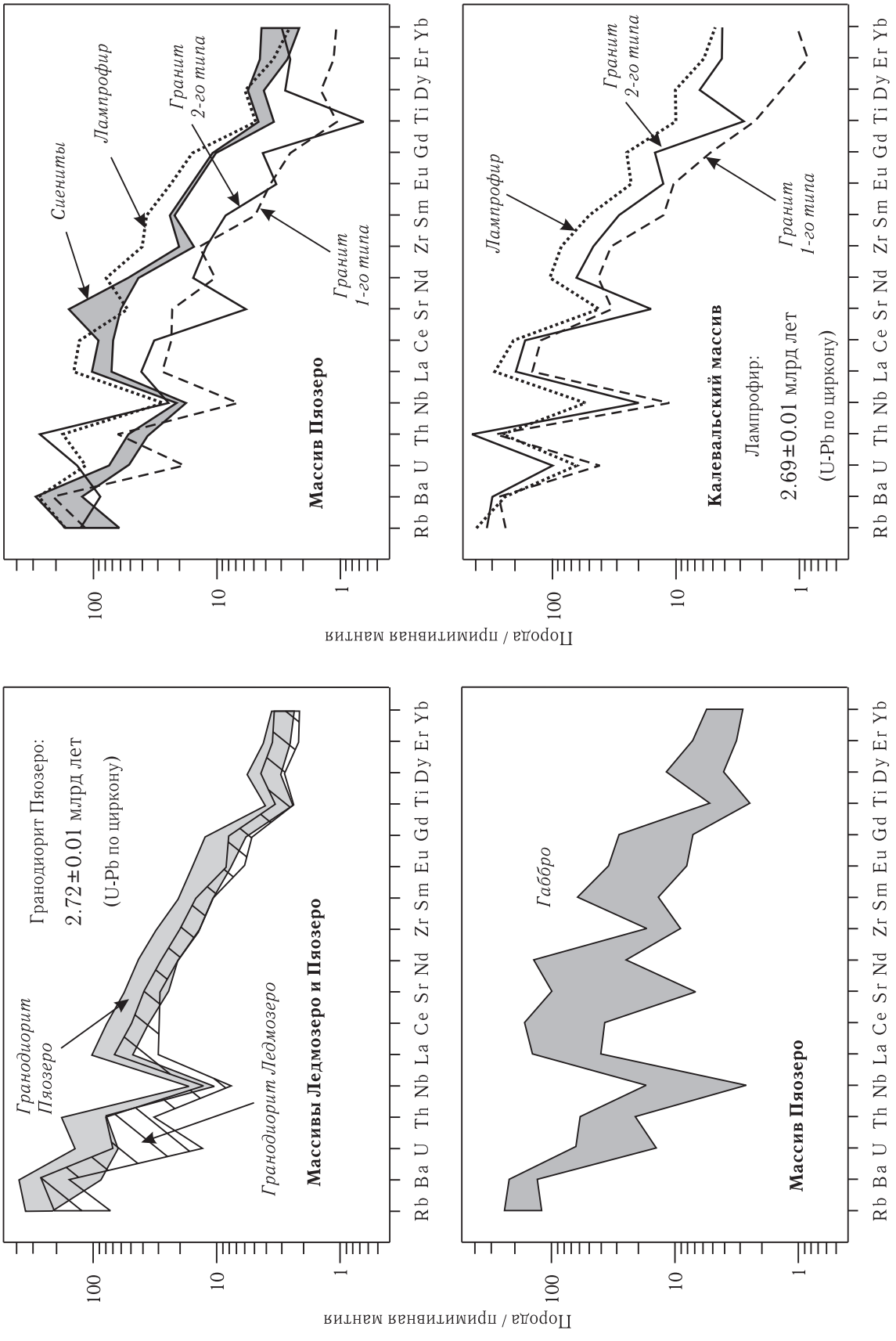


Рис. 2.17. Распределения содержаний малых элементов, нормированных к примитивной мантии, в интрузивных образованиях санукитоидной серии Пяозерского, Ледмозерского и Калевальского массивов (по данным из [Самсонов, 2004; Богатиков и др., 2006]). Примитивная мантия по [Hofmann, 1988]

ности типа слагают как крупные массивы, так и небольшие по мощности пластообразные и жильные тела. Они отличаются повышенными концентрациями крупноионных высокозарядных элементов (Ti, Zr, Nb), для них характерны умеренно фракционированные спектры ТРЗЭ, резкие отрицательные аномалии Eu и Sr, слабые отрицательные аномалии Nb и положительные аномалии Zr. Граниты второго типа встречены исключительно в виде небольших интрузивов. Для них характерны устойчиво более низкие концентрации Ti, Zr, Nb, РЗЭ (резко деплетированных относительно ТРЗЭ), отрицательные аномалии Nb, положительные аномалии Sr, Eu и Zr.

Группа лампрофиров объединяет мелкозернистые мафические породы специфического состава. По петрогеохимическим особенностям лампрофиры отвечают субщелочным и щелочным породам преимущественно калиевого ряда. Они резко обогащены Ba, Sr и легкими РЗЭ; по уровню магнезиальности и концентрациям крупноионных высокозарядных элементов (Ti, Zr, Nb) разделяются на два типа. Высокомагнезиальные лампрофиры (mg# = 0.48–0.55 при MgO от 3.0 до 8.7%) имеют невысокие концентрации Ti, Zr и Nb, в то время как низкомагнезиальные разности (mg# = 0.38–0.42 при MgO от 3.4 до 4.2%) обогащены этими элементами (см. рис. 2.16). Характерны также два типа соотношений лампрофиров с вмещающими плутоническими породами. Лампрофиры в кварцевых диоритах и гранодиоритах слагают разрозненные крутопадающие жилы мощностью в несколько десятков сантиметров. В отдельных участках ими образованы серии сближенных параллельных субвертикальных даек мощностью до нескольких метров, внедрение которых очевидно, происходило в обстановке растяжения. Взаимоотношения лампрофиров и сиенитов принципиально иные. Они образуют своеобразные «смешанные» массивы с чередованием различных по мощности (от первых метров до десятка метров) согласных пластовых тел, образованных контрастными по составу и зернистости интрузивными породами, каждая из которых включает небольшие по размерам изометричные «ксенолиты» соседней породы. Это — типичные минглинг-структуры, свидетельствующие о синхронном внедрении сиенитовых и лампрофировых магм.

Калевальский массив выявлен А.В. Самсоновым [Самсонов и др., 2001] при обследовании трассы сейсмопрофиля 4В (см. № 22 в прил. II-1). В районе пикетов 150–160 км по профилю 4В распространены крупнозернистые двуполевошпатовые биотитовые или биотит-мусковитовые слабогнейсовидные гранитоиды, образующие пологопадающие пластообразные тела мощностью от первых метров до десятков метров. По геохимическим характеристикам гранитоиды делятся на два типа (см. рис. 2.16). Преобладающим геохимическим типом являются типичные трондьемиты (SiO_2 — 72.9–73.7%, ($K_2O + Na_2O$) — 5.55–6.27, Na_2O/K_2O = 1.70–2.97) с сильно фракционированными спектрами легких и тяжелых РЗЭ $(La/Yb)_n$ = 136–172, $(La/Sm)_n$ = = 8–12, $(Gd/Yb)_n$ = 5–9, низкими концентрациями ТРЗЭ, положительными аномалиями Eu (Eu/Eu*=1.1–1.4) и Zr и отрицательными аномалиями Sr. Эти геохимические характеристики свидетельствуют о том, что материнский расплав трондьемитов образовался при высокотемпературном плавлении корового источника в равновесии с гранатсодержащим реститом (глубины более 30 км) и претерпел лишь незначительную дифференциацию на более высоких уровнях коры. Граниты второго геохимического типа — существенно калиевые, с менее фракционированным спектром РЗЭ за счет меньшего обеднения тяжелыми лантаноидами — $(La/Yb)_n$ = 46, $(La/Sm)_n$ = 7, $(Gd/Yb)_n$ = 3.5 — и интенсивными отрицательными аномалиями Eu (Eu/Eu* = 0.6), Sr и Ti. Граниты этого геохимического типа формировались в результате малоглубинного (менее 25 км) плавления корового субстрата с последующей дифференциацией расплава на небольших глубинах.

Лампрофиры (биотит-плагиоклаз-эпидот-кварцевые сланцеватые породы) слагают поздние жильные тела мощностью от десятка сантиметров до 20 м. По составу они отвечают кварцевым латитам, характеризуются повышенными содержаниями щелочей, титана, железа и резко обогащены РЗЭ. Характерны сильно фракционированные спектры РЗЭ — $(La/Yb)_n$ = 60 — при отрицательных аномалиях Eu (Eu/Eu* = 0.6), Sr и Ti (см. рис. 2.16).

Ледмозерский массив (см. № 23 в прил. II-1). Данные, любезно предоставленные А.В. Самсоновым, дополнены по [Бибикова и др., 2005]. Массив расположен в Центральной Карелии. Границы, размеры и строение его не исследованы. Согласно Е.В. Бибиковой с коллегами [2005], этот массив, возможно, не уступающий по размеру Пяозерскому массиву, занимает обширную площадь в западном и особенно — в восточном обрамлении Хедозерско-Большеозерского пояса. Однако в работах [Bibikova et al.,

2005; Lobach-Zhuchenko et al., 2005] обозначены лишь два маленьких интрузивных тела в западном обрамлении пояса: массивы Нюк и Большеозеро. На картах, прилагаемых к данной работе (см. прил. I-1 и II-1), Ледмозерский массив условно оконтурен в соответствии с геологической ситуацией этой части Кухмо-Сегозерского микрококнтинента.

Гранитоиды Ледмозерского массива — однородные, слабо огнейсованные, средне- и крупнозернистые двуполевошпатовые породы. Они включают фрагменты сильно микроклинизированных гнейсов, которые могут представлять останцы как вулканогенно-осадочных образований, так и более ранних ТТГ гнейсов. По составу гранитоиды варьируют от кварцевых монцонитов до гранодиоритов и обладают ярко выраженной санукитоидной спецификой: высокая магнезиальность, сильная обогащенность Ba, Sr и легкими РЗЭ, отрицательные аномалии Nb, сильно фракционированные спектры легких и менее фракционированные — тяжелых РЗЭ без аномалий Eu (см. рис. 2.16).

Массив Таловейс (он же — Центральный шток, он же — интрузия Кургелампи (см. № 24 в прил. II-1) овальной формы, площадью около 0.3 км^2, расположен в центральной части Костомукшского зеленокаменного пояса. Аналогичные по размеру массивы, также принадлежащие комплексу санукитоидов, расположены южнее массива Таловейс как среди осадочно-вулканогенной зеленокаменной ассоциации, так и в обрамлении Костомукшского пояса. Массивам сопутствуют дайки лампрофиров. По крайней мере, часть интрузивных тел приурочена к зоне сдвиговых деформаций север–северо-восточного простирания. Интрузивные тела, помимо массива Таловейс, однородны по составу.

Детальная разносторонняя характеристика массива Таловейс приведена в публикациях [Самсонов и др., 2004; Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Лобач-Жученко и др., 2005]. Массив, имеющий форму лополита, разбит на блоки разломами северо-восточного простирания, отдельные блоки смещены по вертикали, доставляя наблюдению разные по глубинности уровни массива. В строении массива на современном срезе преобладают порфировидные тоналиты, которые на небольшой глубине сменяются кварцевыми монцодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами. Породы массива образуют непрерывный ряд от средних до кислых составов (SiO_2 — от 57 до 71%) и характеризуются повышенной магнезиальностью (значения mg# варьируют от 0.60 для диоритов до 0.43 в наиболее кислых разностях). Все разности умеренно обогащены щелочами и располагаются на петрохимических диаграммах в полях субщелочных пород. В целом, особенности состава позволяют относить породы массива к типу санукитоидов.

Характерны высокие содержания ЛРЗЭ и дифференцированное распределение РЗЭ — $(La/Yb)_n$ = 23–43, без Eu аномалии. Оценки модельного Sm-Nd возраста T_{DM} охватывают интервал 2.91–2.82 млрд лет (единично — 2.77), значения ε_{Nd} варьируют в интервале от –0.6 до +0.7 (единично +1.4).

О р у д е н е н и е. Как упоминалось выше при характеристике оруденения Костомукшского зеленокаменного пояса, рудопроявление Таловейс золотокварцевого типа структурно и генетически связано с одноименным массивом санукитоидов, прорывающим коматиит-толеитовую толщу контокской серии. Тоналиты березитизированы, серицитизированы, пиритизированы, содержания Au достигают 0.5 г/т.

Панозерский массив (см. № 25 в прил. II-1) расположен в пределах восточной окраины Кухмо-Сегозерского микроконтинента непосредственно около границы с Водлозерским микроконтинентом. Массив (рис. 2.18) имеет форму овала 7×4 км, вытянутого в север–северо-восточном направлении. Центральная часть массива скрыта под озером Панозеро. Детальная характеристика массива Панозеро приведена в работах [Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Лобач-Жученко и др., 2007]. Массив интрудирует вулканогенно-осадочный комплекс Западно-Сегозерского зеленокаменного пояса. В экзоконтактовой зоне массива вмещающие породы рассланцованы параллельно контакту, гидротермально изменены и содержат сульфидную вкрапленность.

Массив, имеющий характерное концентрическое строение, рассматривается в качестве многофазной интрузии центрального типа. В истории становления массива выделяется пять главных магматических фаз, сгруппированных в три цикла.

К первому циклу относятся расслоенный комплекс мафит-ультрамафитов и монцониты-1. Вертикально расслоенный комплекс, образованный ультрамафитами (30%) и монцогаббромонцодиоритами (70%), слагает серповидное в плане тело, вытянувшееся вдоль западного контакта. В монцонитах-1 присутствуют фрагменты пород расслоенного комплекса. Их форма и

соотношения указывают на практически синхронное внедрение мафитов расслоенного комплекса и монцонитов-1.

Началу событий второго цикла предшествовало формирование зоны эксплозивных брекчий и брекчиевых даек, вмещающей линзы оцелляровых миаскитовых лампроитов и пересеченной дайками лампрофиров 1-й генерации. Мощность брекчиевых даек варьирует от 30 до 90 см. Мощность даек лампрофиров составляет первые десятки сантиметров. Брекчирование было, по меньшей мере, двухактным. Далее последовали жилы горнблендитов.

Цементом поздних брекчий являются монцониты-2, появление которых фиксирует начало второго цикла. Деформированные интрузивные породы первого цикла и последовавшие за ними дайки и эруптивные брекчии фрагментированы и образуют включения в монцонитах-2, которые предстают в качестве цемента гигантской брекчии.

Размещение монцонитов-3 отвечает первой фазе третьего цикла. Им предшествовало внедрение даек лампрофиров 3-й генерации. Монцониты-3 образуют небольшие тела, размещенные в более ранних породах, и небольшую изолированную интрузию в экзоконтакте массива. Далее последовало внедрение кварцевых монцонитов (вторая фаза третьего цикла). Они образуют мощные (десятки сантиметров — первые метры) крутые прямолинейные тела, секущие породы предшествовавших фаз. Последним проявлением магматизма стало образование маломощных жил пегматоидных гранитов и аплитов.

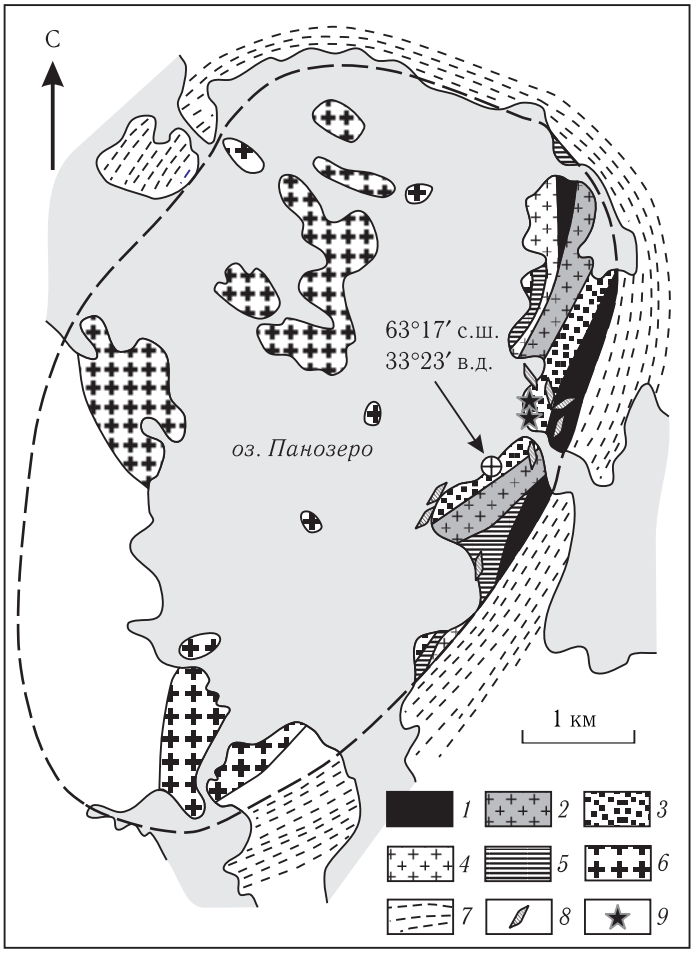


Рис. 2.18. Схематическая геологическая карта Панозерского массива санукитоидов (по работе [Лобач-Жученко и др., 2007])

1, *2* — первый интрузивный цикл: *1* — расслоенный комплекс: перидотиты, щелочные габбро, монцогаббро, монцодиориты, *2* — грубозернистые монцониты-1; *3* — эксплозивные брекчии и брекчиевые дайки; *4* — второй интрузивный цикл: среднезернистые лейко- и мезократовые монцониты-2; *5*, *6* — третий интрузивный цикл: *5* — среднезернистые порфировидные монцониты-3, *6* — грубозернистые кварцевые монцониты; *7* — вмещающие породы (зеленокаменный комплекс); *8* — дайки лампрофиров, *9* — находки ультракалиевых мафит-ультрамафитов

В целом, Панозерский массив образован субщелочными породами. Содержания SiO_2 варьируют от 37 до 67%, что соответствует изменению состава пород от обогащенных кумулусом ультрамафитов до кварцевых монцонитов. Высокая щелочность и повышенная магнезиальность (mg# = 0.52–0.60) характерны для всего интервала значений SiO_2. Все породы массива характеризуются повышенными концентрациями Sr, Ba, ЛРЗЭ и относительно пониженными концентрациями Rb ($Rb/Sr < 0.15$; $K/Rb > 250$) — в отличие от пород ТТГ серии. Для всех пород характерны высокие содержания РЗЭ, высокая степень их фракционирования — $(La/Yb)_n$ = 15–30 — и отсутствие Eu аномалии. Росту SiO_2 сопутствует снижение концентраций РЗЭ. В породах всех фаз присутствует карбонат, включающий углерод с мантийной изотопной меткой.

Комплекс «молодых» гранитоидов Водлозерского микроконтинента, выделенный под таким названием и охарактеризованный С.Б. Лобач-Жученко с соавторами (см. в [Ранний докембрий..., 2005] и ссылки в этой работе), включает несколько массивов, известных к настоящему времени по периферии палеопроте-

розойской Онежской структуры (см. прил. I-1 и II-1). Геологические соотношения позволяют считать, что возраст массивов заключен в интервале 2.75–2.65 млрд лет. Массивы имеют относительно крупные размеры — 50–150 км^2, им сопутствуют многочисленные мелкие тела. Массивы, отнесенные к этому комплексу, являются «поздне- или постскладчатыми», т.е. интрудируют деформированные метаморфизованные толщи и гранито-гнейсы и при этом сами, как правило, не подвергались деформациям. Комплекс «молодых» гранитоидов включает образования трех типов: 1) дифференцированные интрузивы субщелочных и известково-щелочных гранодиорит-гранит-лейкогранитов и связанные с ними породы основного и среднего состава (Восточно- и Западно-Хижозерский, Гейне-Оя, Охтомозерский и Кубовский массивы); 2) чарнокиты и эндербиты, известные по юго-восточному берегу Онежского озера; 3) трондьемиты, представленные агматитами и жилами, а также метасоматически преобразованными тоналитами, отмеченные в ряде мест (преимущественно, в юго-западной части микроконтинента).

В строении Восточно-Хижозерского массива, который является типичным представителем группы дифференцированных интрузивов, преобладают породы, образующие непрерывный ряд от лейкоратовых гранитов до гранодиоритов с переходм к кварцевым сиенитам. Для гранитов характерны очень высокие содержания Zr (300–600 *ppm*), Ba (1000–1500 *ppm*), Y (30–60 *ppm*), Nb (15–30 *ppm*) TiO_2 (0.95% при SiO_2 — 66.3% и 0.22% при SiO_2 — 72.4%). Известково-щелочные разности характеризуются необычно высокими содержаниями ЛРЗЭ (La ~ 150 *ppm*), умеренным уровнем фракционирования РЗЭ — $(La/Sm)_n$ = = 4.5–6.9, $(Gd/Lu)_n$ = 2.9–3.8 — и отрицательной Eu аномалией (Eu/Eu* = 0.36–0.50).

В случае субщелочных гранитов значения Sm-Nd модельного возраста (2.75 млрд лет) и невысокие положительные значения (ε_{Nd} = 0.9–1.5) свидетельствуют о кратковременном нахождении источника гранитов в коре. Принципиально иная картина наблюдается в случае известково-щелочных гранитов расположенного неподалеку от Восточно-Хижозерского массива интрузива Гейне-Оя: модельный Sm-Nd возраст > 3.0 млрд лет, ε_{Nd} — от –0.4 до –3.4. Эти оценки свидетельствуют о древнем коровом источнике гранитоидов.

Геохронология. Санукитоидный магматизм почти синхронно охватил практически всю территорию Карельского АКО. Временно́й интервал, отвечающий этому событию, простирается от 2.76 до 2.70 млрд лет (U-Pb, Sm-Nd). Дайки лампрофиров, пространственно и генетически связанные с санукитоидами и следовавшие непосредственно за ними, датированы 2.69 млрд лет. «Молодые» граниты близки по возрасту лампрофирам: 2.70–2.68 млрд лет.

Массив Пяозеро (см. № 21 — здесь и ниже номера массивов даны в соответствии с прил. II-1): кварцевые диориты совместно с гранодиоритами образуют наиболее раннюю группу пород Пяозерского массива, датированную 2.72±0.01 млрд лет (U-Pb по цирконам [Бибикова, Слабунов и др., 1997]).

Массив Каапинсалми (№ 26), прорывающий западную краевую область зеленокаменного пояса Суомуссалми (территория Финляндии), представляет собой овальное в плане тело размером приблизительно 25×8 км. Массив сложен высокомагнезиальными (mg# = 51.5–64.2) тоналитами, частью мелатоналитами. Оценка возраста, полученная по цирконам с применением традиционной (TIMS) технологии по верхнему пересечению с конкордией, равна 2.72±0.01 (2.716±0.009) млрд лет [Heilimo et al., 2007].

Массив Арола (№ 27), протянувшийся на 20 км вдоль западной границы зеленокаменного пояса Кухмо (территория Финляндии), образован высокомагнезиальными калишпат-порфировыми гранодиоритами. Массив и зеленокаменный комплекс пересечены дайками кварцевых диоритов/гранодиоритов. Оценки возраста этих пород равны: 2.734±0.002 и 2.739±0.007 млрд лет, соответственно, что, очевидно, отвечает интервалу 2.74–2.73 млрд лет. Оценки возраста поздних гранитов и гранодиоритов в том же районе варьируют между 2.70 и 2.68 млрд лет [Käpyaho, 2006 и ссылки в этой работе].

Массив Лосо (№ 28), образованный плагиопорфировыми диоритами, размещен в 30 км западнее зеленокаменного пояса Кухмо. Массив датирован 2.71±0.01 млрд лет (U-Pb по цирконам [Käpyaho, 2006 и ссылки в этой работе]).

Массив Калевала (№ 22): редкие жилы лампрофиров имеют мощность от десятка сантиметров до 20 м. Возраст лампрофира — 2.69±0.01 млрд лет (U-Pb по трем размерным фракциям циркона [Самсонов и др., 2001]).

Массив Ледмозеро (№ 23): внедрение гранитоидов по результатам U-Pb датирования магматической генерации цирконов произошло 2.704±0.003 млрд лет назад [Самсонов и др., 2001; Бибикова и др., 2005].

В пределах *массива Нюк* (№ 29) датированы гранодиориты и кварцевые монцониты: 2.72±0.02 и 2.71±0.01 млрд лет, соответственно (U-Pb, NORDSIMS по цирконам [Bibikova et al., 2005]).

Массив Сяргозеро (№ 30) размером 2.5×0.8 км, образованный сиенитами и диоритами, пересечен серией даек лампрофиров. Оценка возраста одной из таких даек равна 2.74±0.02 млрд лет (U-Pb, NORDSIMS по цирконам [Bibikova et al., 2005]).

Массив Панозеро (№ 25). Возраст монцонитов-1 (первый цикл) — 2.75±0.02 млрд лет (U-Pb, SHRIMP-II по цирконам [Гусева и др., 2009]). Две оценки возраста монцонитов-2, полученные «традиционным» методом, составили 2.74±0.01 и 2.727±0.004 млрд лет (U-Pb по цирконам [Чекулаев и др., 2003]). Датирование с применением NORDSIMS дало оценки возраста монцонита из центральной части интрузива — 2.74±0.02 млрд лет, кварцевого монцонита и монцодиорита из промежуточной области массива — 2.74±0.01 и 2.73±0.02 млрд лет, соответственно. Полученные оценки согласованно дают возраст второго и третьего интрузивных циклов в интервале 2.74–2.73 млрд лет (U-Pb, NORDSIMS по цирконам [Bibikova et al., 2005]). Возраст миаскитовых лампроитов (старт второго цикла) оказался равным 2.76±0.01 (2.757±0.007) млрд лет (U-Pb, SHRIMP-II по циркону [Сергеев, Лобач-Жученко и др., 2007]). Таким образом, формирование массива, вероятно, охватило довольно продолжительный интервал — от 2.76 до 2.73 млрд лет.

Массив Эльмус (№ 31) пластинообразной формы размером 4.5×2 км интрудирует вулканогенно-осадочную толщу Остерского зеленокаменного пояса и тоналиты в его экзоконтакте. Оценка возраста кварцевого монцонита составила 2.74±0.01 млрд лет (U-Pb, NORDSIMS по цирконам [Bibikova et al., 2005]).

Массив Чалка (№ 32), прорывающий северную часть Хаутоваарского зеленокаменного пояса, образованный гранодиоритами, датирован 2.745±0.005 млрд лет (U-Pb по цирконам [Овчинникова и др., 1994]).

Массив Хаутоваара (№ 33), интрудирующий осадочно-вулканогенный комплекс одноименного пояса, представляет собой тело овальной формы в плане (8×4 км). Преобладающая по объему центральная часть массива сложена субщелочными гранитами, краевая зона — более ранними монцонитами и монцодиоритами. Оценки возраста главных разновидностей равны: монцодиориты — 2.74±0.01 млрд лет, субщелочные граниты — 2.74±0.02 млрд лет (U-Pb, NORDSIMS по цирконам [Bibikova et al., 2005]).

Комплекс «молодых» гранитоидов Водлозерского микроконтинента охарактеризован тремя датировками в интервале 2.70–2.68 млрд лет. Возраст эндербит-чарнокитов — 2.65±0.05 млрд лет (U-Pb по циркону, по [Байкова и др., 1984; Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этих работах]).

Синтектонические гранитоиды *пояса Хатту* сформированы в течение краткого интервала от 2.757±0.004 до 2.725±0.006 млрд лет (U-Pb по цирконам [Vaasjoki et al., 1993; Sorjonen-Ward, Clauoé-Long, 1993]).

Вулканогенно-осадочный комплекс *пояса Ялонваара* прорван многофазной интрузией порфировидных гранитов (2.60±0.09 млрд лет [Иващенко, Овчинникова, 1988]).

Таким образом, геохронологические данные свидетельствуют о неодновременности формировании близких по возрасту санукитоидных массивов. При этом пространственное распределение возрастных оценок оказывается лишь частично упорядоченным. Наблюдается не слишком отчетливая тенденция удревнения возраста санукитоидных интрузивов по направлению к периферии Карельского АКО — преимущественно в пределах Водлозерского микроконтинента, что впервые отметили Е.В. Бибикова с соавторами [Bibikova et al., 2005]. Менее отчетливо та же тенденция просматривается и в западном направлении — в районе зеленокаменного пояса Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми (см. прил. II-1).

Более древние санукитоиды, сформированные в интервале от 2.76 до 2.72 млрд лет, образуют массивы: Панозерский, Эльмус, Чалка, Хаутоваара, лампрофировые дайки массива Сяргозеро, которые принадлежат южной части Восточной «ветви», располагаясь преимущественно в пределах Водлозерского микроконтинента. Однако в эту же возрастную группу попадают также и массивы в пределах пояса Хатту, а также массив Арола, принадлежащий Западной «ветви».

С интервалом времени от 2.72 до 2.70 млрд лет связано формирование массивов Пяозеро и Каапинсалми, принадлежащих Западной «ветви» и массива Нюк в Восточной «ветви».

Моложе 2.70 млрд лет (преимущественно в пределах возрастного интервала 2.70–2.65 млрд лет) оказались массивы поздних гранитов и са-

нукитоиды массива Лосо, принадлежащие Западной «ветви», лампрофиры массива Калевала в осевой зоне Кухмо-Сегозерского микроконтинента, массив Ледмозеро (Восточная «ветвь»), массив Ялонваара в южной части микроконтинента.

Исследование Sm-Nd изотопных характеристик санукитоидов [Kovalenko et al., 2005; Käpyaho et al., 2006] продемонстрировало более закономерные пространственные вариации Nd-изотопных характеристик в сравнении с U-Pb оценками возраста по цирконам.

1. В пределах относительно молодого Кухмо-Сегозерского микроконтинента, где возраст ТТГ гнейсов равен 2.84–2.79 млрд лет, а значения модельного Sm-Nd возраста, как правило, < 2.80 млрд лет, хотя могут достигать и 3.0 млрд лет, оценки T_{DM} для санукитоидов заключены в интервале 2.81–2.73 млрд лет, а значения ε_{Nd} варьируют между +0.7 и +2.1.

2. В пределах наиболее древнего Водлозерского микроконтинента возраст преобладающей по объему «дозеленокаменной» ТТГ серии заключен в интервале 3.24–3.15 млрд лет, а значения T_{DM} пород гранито-гнейсового комплекса равны 3.6–2.7 млрд лет. Для санукитоидов получены следующие оценки: T_{DM} = 2.98–2.79 млрд лет, ε_{Nd} варьирует между +0.1 и +1.2 (в одном образце –1.3).

3. Для гранито-гнейсов промежуточного по возрасту коры микроконтинента Кьянта (2.84–2.80 млрд лет) характерны значения T_{DM} от 3.0 до 2.8 млрд лет. Соответствующие оценки для санукитоидов равны: T_{DM} — 2.95–2.81 млрд лет, ε_{Nd} заключены в интервале от +0.1 до +1.2 (в одном образце –0.7).

Из общей закономерности выпадают санукитоиды массива Таловейс (Кургелампи), размещенного в пределах пояса Костомукша. Оценки T_{DM} в санукитоидах отвечают интервалу 2.91–2.80 млрд лет (подобно микроконтиненту Кьянта), а значения ε_{Nd} отвечают интервалу от +0.6 до –0.4, что кардинально отличает этот массив от всех остальных исследованных санукитоидов.

Как свидетельствуют приведенные данные, модельные возрасты санукитоидов определенно зависят от возраста вмещающих ТТГ гнейсов, что может отражать возраст как коры, так и литосферной мантии. Санукитоиды в пределах «молодого» Кухмо-Сегозерского микроконтинента имеют Nd-изотопные характеристики деплетированной мантии, в то время как санукитоиды более древних микроконтинентов, Водлозерского и Кьянта, характеризуются пониженными инициальными значениями ε_{Nd}. По мнению А.В. Коваленко с соавторами [Kovalenko et al., 2005], изотопная гетерогенность санукитоидов является результатом различий в продолжительности паузы между обогащением мантийного источника и моментом парциального плавления этого источника, в результате которого появились санукитоидные магмы. Естественным продолжением этого вывода является двустадийная модель процесса формирования санукитоидных магм. Первой стадии отвечает мантийный метасоматоз — обогащение мантии под воздействием флюидов или расплавов, генерированных в процессе субдукции андерплейтинга (подслаивания) коры мантийными магмами. Второй стадии, 2.76–2.70 млрд лет назад, отвечает тектоно-термальное событие (мощный приток внекорового тепла), результатом которого стало парциальное плавление ранее метасоматизированной мантии, т.е. генерация санукитоидных магм. Во всех трех микроконтинентах величина паузы между формированием коры (с участием субдукции или нет) и формированием санукитоидов кардинально различна. В случае Кухмо-Сегозерского микроконтинента эта пауза не превышает 60 млн лет. В случае микроконтинента Кьянта — может составить 60–100 млн лет. Наконец, в случае древнего Водлозерского микроконтинента пауза может превысить 150 млн лет. Эти оценки прежде всего убедительно свидетельствуют об отсутствии генетически предопределенной последовательности событий: субдукция → формирование ГЗО → санукитоидный магматизм, завершающий формирование ГЗО, которую предполагают некоторые исследователи. Вслед за А.В. Коваленко, С.Б. Лобач-Жученко и Е.В. Бибиковой с соавторами [Kovalenko et al., 2005; Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Bibikova et al., 2005] мы полагаем, что имеющиеся данные геологического и изотопно-геохимического содержания свидетельствуют в пользу двустадийной модели и тектонической и геодинамической независимости геологических событий и геодинамических обстановок, соответствующих каждой из стадий.

Следует также обратить особое внимание на Sm-Nd характеристики массива Таловейс, размещенного в пределах Костомукшского зеленокаменного пояса. Эти характеристики не имеют аналога среди исследованных объектов, подчеркивая уникальный характер Костомукшского пояса. Отрицательные значения ε_{Nd} в санукитоидах

тоидах Костомукшского пояса не могут быть получены при смешении деплетированного или примитивного мантийного субстрата с адакитовыми расплавами — продуктами плавления океанической коры. Для получения подобного значения ε_{Nd} необходима добавка более древнего корового компонента в мантийный источник санукитоидных магм.

Мы вернемся к обсуждению этих вопросов ниже — в разделе 2.2.3.

О р у д е н е н и е. С массивами санукитоидов пространственно и генетически часто связаны ореолы гидротермальной проработки вмещающих пород и проявления оруденения. Эти проявления наиболее продуктивны при пересечении массивами санукитоидов вулканогенно-осадочных комплексов зеленокаменных поясов, что указывает на по крайней мере частичное заимствование рудных компонентов из этих комплексов. В то же время, контроль оруденения обычно осуществляется зонами поздних тектонических деформаций, которые могли контролировать процессы концентрации и переотложения рудного вещества.

Выше были отмечены примеры медно-молибден-порфирового и золотометаллного оруденения в связи с санукитоидными интрузиями Таловейс (Костомукшский пояс), Хаутоваара и Бергаул (Ведлозерско-Хедозерская система зеленокаменных поясов), Ялонваара, а также золоторудных месторождений Памполо (Вард), Хоско, Корвинлансуо и Рямепуро в пределах зеленокаменного пояса Хатту-Коверо-Ялонваара.

2.1.4.6. Гранулитовые комплексы Кухмо-Сегозерского и Водлозерского микроконтинентов

Вокнаволокский гранулитовый комплекс. Комплекс, расположенный приблизительно в геометрическом центре полуовальной синформной структуры в северной половине Кухмо-Сегозерского микроконтинента, слагает овальное тело размером 35 км по длинной (широтной) оси. Границы комплекса намечены приблизительно по гравимагнитным материалам (в качестве главного ориентира избраны границы положительной аномалии поля силы тяжести). Согласно работе [Ранний докембрий..., 2005], преобладающая часть метаморфических пород по петрохимическим характеристикам соответствует ортопородам, а геологические соотношения позволяют рассматривать их в качестве метавулканитов. Амфиболиты и двупироксеновые кристаллосланцы (мафитовые гранулиты) образуют прослои в мигматитах мощностью до 6–7 м. По составу они близки нормальным и субщелочным толеитам. Биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы соответствуют андезитам. Интрузивные породы представлены эндербитами, эндербитоподобными гранитоидами, диоритами, породами ТТГ типа, кварцевыми диоритами-тоналитами санукитоидной серии, плагиомикроклиновыми гранитами.

Первоначально породы с высокотемпературными минеральными парагенезисами (преимущественно — эндербитоподобные гранитоиды) рассматривались в качестве реликтовых — предполагалось, что они фиксируют раннекоровые образования гранулитовой фации [Свириденко, 1974]. Позднее было показано, что пироксенсодержащие парагенезисы в гранитоидах и амфиболитах являются относительно поздними и наложенными [Кожевников, 2000]. Согласно А.В. Самсонову с коллегами [2001], эндербитоподобные гранитоиды отвечают по составу трондьемитам и тоналитам и сопровождаются жилами плагиопегматитов. Умеренный уровень фракционирования РЗЭ предполагает образование этих пород за счет плавления мафитов на умеренных глубинах, порядка 30–40 км. Распределение РЗЭ характеризуется положительной Eu аномалией, особенно высокой в жиле плагиопегматита ($Eu/Eu^* = 1.02–3.12$). Эта особенность в согласии с резкой обедненностью пород U и Th указывает на формирование расплавов в сухих условиях (CO_2-флюид) при температурах гранулитовой фации. Образование ретроградных минеральных ассоциаций протекало при 660–700°С и давлении 1.8–4.1 кбар, т.е. в интервале глубин 6–14 км. Эти оценки однозначно свидетельствуют о гранулитовых температурах не ниже 850–900°С на нижних уровнях коры нормальной мощности.

Синформный характер региональной структуры, вмещающей Вокнаволокский комплекс, прочитывается на геологической карте и, главное, прекрасно распознается в структуре глубинного сечения коры вдоль сейсмопрофиля 4В (см. ниже рис. 4.17 и 4.18).

Г е о х р о н о л о г и я. Возраст формирования эндербитоподобных гранитоидов — 2.74±0.01 млрд лет [Бибикова и др., 2005].

Гранулитовый комплекс Лиекса-Тулос. Подобно Вокнаволокскому комплексу, гранулитовый комплекс Лиекса-Тулос приурочен к продоль-

ной осевой зоне Кухмо-Сегозерского микроконтинента, однако расположен близ противоположного, южного окончания. Как и в первом случае, гранулитовый комплекс располагается в центральной части синформной структуры.

В российской части комплекса, известной под наименованием «Тулосский блок» [Ранний докембрий..., 2005], преобладают плутонические породы диорит-тоналит-гранодиоритовой ассоциации. Амфиболиты и двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы (метабазальты и базальтовые метакоматииты) слагают ядра крупных открытых синклинальных складок. Широко распространены интрузивные тела диоритов и эндербитов, которые по составу относятся к санукитоидной серии. Часто встречаются дайки лампрофиров. Как и в случае Вокнаволокского комплекса, на ранних стадиях исследования высокометаморфизованные породы рассматривались в качестве реликтов древнего фундамента [Свириденко, 1974]. Позднее было показано, что проявления гранулитового метаморфизма являются относительно поздними и наложенными [Ранний докембрий..., 2005]. Параметры метаморфизма: 800–740°С и 720–710°С при 3–5 и 5–6 кбар [Лобач-Жученко, Чекулаев, 2007 и ссылки в этой работе].

По данным финских исследователей [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005], в составе комплекса Лиекса преобладают пироксенсодержащие гранодиориты с порфировыми выделениями калишпата с включениями мафитовых двупироксеновых гранулитов. Эта ассоциация указывает на то, что гранодиориты интрудировали или были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. В случае второй версии, интервал между внедрением гранодиоритов и их метаморфизмом должен был быть очень кратким, поскольку U-Pb возраст магматических цирконов, равный 2.73±0.02 млрд лет, совпадает с изохронным Pb-Pb возрастом породы (валовые пробы + калишпат) — 2.728 млрд лет [Halla, 2002]. Изотопные исследования показали также, что гранитоиды комплекса Лиекса были сформированы за счет источника, образованного смесью ювенильного мантийного материала и древней континентальной коры [Halla, 2002]. Гранодиоритовый массив Сильвеваара, интрудировавший парагнейсовый пояс Хатту несколько раньше — 2.757±0.004 млрд лет назад (U-Pb, SHRIMP по циркону [Sorjonen-Ward, Clauoé-Long, 1993]), по-видимому, является частью комплекса Лиекса, поскольку сохраняет ряд присущих ему характеристик. Анализ геофизических и геологических данных позволяет предполагать, что комплекс Лиекса надвинут на структуры парагнейсового пояса Хатту 2.73–2.69 млрд лет назад. Надвигание сопровождалось кристаллизацией кианитсодержащих минеральных ассоциаций в породах параавтохтона, что может свидетельствовать о возникновении перевернутой метаморфической зональности в поднадвиговой области [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005 и ссылки в этой работе].

Проявления метаморфизма гранулитовой фации в пределах Пяозерского массива санукитоидов. Согласно В.П.Чекулаеву с соавторами, в гранитоидах санукитоидной серии Пяозерского массива (см. раздел 2.1.4.5) «часто сохраняются минеральные ассоциации гранулитовой фации» [Ранний докембрий..., 2005, с. 461].

Геохронология. Оценки возраста эндербитов и гранитов «Тулосского блока» составили 2.80±0.05 и 2.73±0.05 млрд лет, соответственно [Бибикова и др., 1976], возраст магматического циркона из Тулосского массива санукитоидов получил оценку 2.65±0.05 млрд лет [Байкова и др., 1984]. Как показано выше, возраст гранулитового метаморфизма комплекса Лиекса надежно датирован 2.76–2.73 млрд лет [Sorjonen-Ward, Clauoé-Long, 1993; Halla, 2002]. Эти оценки с учетом погрешностей позволяют полагать, что возраст гранулитового метаморфизма комплексов Вокнаволок и Лиекса-Тулос не выходит за пределы интервала 2.76–2.73 млрд лет, а оценка 2.80±0.05 млрд лет, вероятно, получена по дометаморфическим цирконам.

Проявления метаморфизма гранулитовой фации в пределах Водлозерского микроконтинента известны на нескольких участках. Наиболее полно охарактеризованы проявления гранулитового метаморфизма в районе юго-восточного побережья Онежского озера (см. прил. I-1 и II-1): гранитоиды ТТГ серии «пятнами» преобразованы в эндербиты-чарнокиты, а пересекающие их мощные (до 500 м) дайки габбро-норитов — в двупироксен-плагиоклазовые гранулиты [Лобач-Жученко, Чекулаев, 2007; Ранний докембрий..., 2005]. Оценки параметров метаморфизма составили 740–800°С, 2–5 кбар, оценки возраста — 2.65±0.05 (U-Pb по циркону [Байкова и др., 1984]), 2.61±0.06 млрд лет (Sm-Nd, минеральная изохрона [Mertanen et al., 2006]). Отрицательная оценка ε_{Nd}, равная –1.2, свидетельствует о вовлечении в магмообразование древнего ЛРЗЭ-обогащенного литосферного источника или о значительной контаминации расплава материалом древней коры. Это заклю-

чение следует также и из высокого значения Sm-Nd модельного возраста — 2.94 млрд лет [Mertanen et al., 2006].

2.1.4.7. Геодинамика формирования Кухмо-Сегозерского микроконтинента (от 2.94–2.84 до 2.68 млрд лет)

Как видно из предыдущего описания, возраст ранней («дозеленокаменной») коры в области будущего Кухмо-Сегозерского микроконтинента охарактеризован датировками в интервале 3.0–2.80 млрд лет. История преобразования ранней коры включает две группы событий. Первая группа образована быстро следовавшими друг за другом событиями в течение краткого интервала 2.81–2.79 млрд лет назад, которым завершилось формирование этого микроконтинента; вторая — включает процессы, стартовавшие, как правило, 2.76 млрд лет назад, охватившие обширную континентальную область, которая была образована объединившимися Карельским и Беломорским АКО, и, в основном, завершившиеся к 2.70 млрд лет. События второй группы в региональном аспекте отвечают одному из важнейших этапов формирования архейского континента Кола-Карелия в целом. Синтезу имеющихся данных в более широком региональном аспекте посвящен раздел 2.2.1. Там, в частности показано, что Кухмо-Сегозерский континент оказался некоторым образом не только «в гуще», но и «в центре» событий. Более того, зеленокаменная «составляющая» Кухмо-Сегозерской гранит-зеленокаменной области в преобладающей степени была сформирована в интервале 2.76–2.73 млрд лет. В данном разделе мы обсудим ту часть событий второй группы, которая наиболее непосредственным образом связана с историей Кухмо-Сегозерского микроконтинента.

Главные объекты обсуждения: 1) «дозеленокаменный» гранито-гнейсовый комплекс; 2) «ранний» зеленокаменный пояс Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми; 3) «поздние» зеленокаменные и парагнейсовые пояса; 4) Костомукшский зеленокаменный пояс, образованный сочетанием осадочно-вулканогенных ассоциаций «ранней» и «поздней» генераций; 5) интрузии санукитоидов, тоналитов, гранитов и дайки лампрофиров; 6) гранулитовые комплексы.

«Дозеленокаменный» гранито-гнейсовый комплекс. Как было показано выше, представление о существовании «дозеленокаменного» гранито-гнейсового комплекса, преимущественно образованного породами ТТГ серии, прежде всего, базируется на геологических данных, которые свидетельствуют о внедрении 2.79–2.76 млрд лет назад комаиит-толеитовых магм в ранее сформированные гранито-гнейсы в пределах «раннего» пояса Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми. Это представление слабо обосновано геохронологическими данными, поскольку имеются указания на более древние возрасты как вулканитов, так и гранито-гнейсов. Однако преобладающее большинство зеленокаменных поясов, а также парагнейсовые пояса, образующие «позднюю» генерацию, как по геологическим, так и по геохронологическим данным формировались на существовавшем к тому времени гранито-гнейсовом фундаменте.

Реконструкция происхождения «дозеленокаменного» гранито-гнейсового комплекса может опираться только на геохимические данные. Известно, что преобладающая часть гранито-гнейсов принадлежит характерной ТТГ серии. Набор наиболее известных моделей геодинамических обстановок и петрогенетических процессов формирования ТТГ серии кратко охарактеризован в разделе 2.1.1.2. Наличие положительной Eu аномалии мы рассматриваем как свидетельство формирования «дозеленокаменного» гранито-гнейсового комплекса, как результат «сухого» высокотемпературного (гранулитовой или высокой амфиболитовой фации) парциального плавления ранее сформированных коровых пород от основного до кислого состава. Эта модель отвечает представлениям Р.Смитиса с соавторами [Smithies, 2000; Smithies, Champion, 2000; Smithies et al., 2003], которые доказывают, что архейские ТТГ формировались в результате парциального плавления мафитовых пород, аккретированных к основанию коры в результате процессов плюмового типа.

Геохронологические данные (U-Pb и Sm-Nd) позволяют приблизительно оценить время формирования «дозеленокаменного» комплекса интервалом 3.0–2.8 млрд лет.

«Ранний» зеленокаменный пояс Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми. Обращаясь к геодинамической интерпретации этого пояса, необходимо отметить две исключительно важные его особенности: 1) кулисообразно смещенные друг относительно друга фрагменты этого пояса (традиционно обозначаемые как индивидуальные пояса Типасъярви, Кухмо и Суомуссалми) образуют дугообразно изогнутую линейную струк-

туру протяженностью 200 км; 2) в глубинном сечении пояса Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми вдоль профилей FIRE-1 и 4В видно, что структурный рисунок, соответствующий этому поясу, погружается в восточном направлении и достигает уровня нижней коры — в согласии с асимметрией геологических контуров пояса на дневной поверхности (см. ниже рис. 4.18).

Эти данные совместно с характеристикой осадочно-вулканогенных ассоциаций и рудных формаций позволяют представить историю зеленокаменного пояса Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми подобно эволюции вулканизма при формировании более древней Ведлозерско-Сегозерской системы зеленокаменных поясов. Последовательность реконструируемых событий включает: формирование энсиалической вулкано-плутонической дуги (2.81–2.80 млрд лет) → возникновение задуговых бассейнов, сопровождавшееся формированием коматиит-толеитовой океанической коры (2.79–2.76 млрд лет) → последующее закрытие этих бассейнов, сопровождавшееся выдавливанием структурно-вещественных комплексов океанической коры и перекрытие ими вулканических построек островной дуги → аккреция островной дуги к континентальной окраине, парциальное плавление и мигматизация утолщенной коры (2.74 млрд лет). Современная структура сохраняет признаки пододвигания островной дуги под континентальную окраину в процессе аккреции.

В свою очередь, предложенная геодинамическая интерпретация пояса Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми предполагает участие в строении центральной области Карельского кратона двух самостоятельных микроконтинентов, разделенных аккреционным орогеном (сутурной зоной) — Кьянта и Кухмо-Сегозерского. Как будет показано ниже, формирование аккреционного оргена сопровождалось определенными событиями во внутренней области Кухмо-Сегозерского микроконтинента.

«Поздние» зеленокаменные и парагнейсовые пояса преимущественно распространены в восточной и в южной частях микроконтинента (см. прил. I-1 и II-2). Их присутствие собственно и дает возможность рассматривать Кухмо-Сегозерский микроконтинент в качестве гранит-зеленокаменной области. Геологические данные и, в частности, наличие базальных конгломератов с глыбами подстилающих гранитоидов свидетельствуют о формировании вулканогенно-осадочных толщ во внутриконтинентальной обстановке. Разрезы зеленокаменных и парагнейсовых поясов в целом сходны. В частности, предполагаемая более значительная роль метаосадков в строении парагнейсовых поясов в сравнении с поясами, определяемыми как зеленокаменные, требует более обстоятельного подтверждения. Более очевидны структурно-морфологические различия. Зеленокаменные пояса представляют собой линейновытянутые асимметричные синформы, тогда как парагнейсовые пояса занимают обширные площади, где чередование с гранитоидными куполами и линзами сообщает структуре характерный «кружевной» рисунок.

Интервал времени, зафиксированный геохронологическими исследованиями для формирования «поздних» зеленокаменных и парагнейсовых поясов, достаточно небольшой — от 2.76 до 2.71 млрд лет.

Металлогеническая специфика «поздних» зеленокаменных поясов, где определяющую роль играют месторождения железистых кварцитов, принадлежащих флишоидной железисто-кремнистой формации, характерна для осадочных бассейнов с ограниченным поступлением терригенного материала [Аксаментова, 2008]. Хотя подобный тип железонакопления свойствен как внутриконтинентальным, так и окраинно-континентальным и задуговым бассейнам [Рундквист и др., 1999], ситуация в целом не противоречит высказанному выше заключению о внутриконтинентальной природе «поздних» зеленокаменных поясов. Железорудная формация того же типа представлена и в разрезах сланцевых поясов.

Костомукшский зеленокаменный пояс, образованный сочетанием осадочно-вулканогенных ассоциаций «ранней» и «поздней» генераций, представляет особый интерес в рассматриваемом аспекте. Прежде всего, следует отметить уникальность этого объекта, которая состоит в следующем: 1) размещение толеит-коматиитовой вулканической постройки, образованной неконтаминированным расплавом во внутренней области континента; 2) совмещение в пределах единой структуры вулканогенно-осадочных комплексов различного происхождения, которые во всех остальных случаях структурно и пространственно разобщены; 3) формирование в процессе вулканизма и осадконакопления крупных промышленных залежей железных руд.

Рассмотрим эти «проявления уникальности» Костомукшского пояса.

1. Костомукшский пояс в современной структуре размещен во внутренней области Кухмо-

Сегозерского микроконтинента. Современная структура не сохранила никаких признаков или косвенных свидетельств того, что этот пояс представляет собой фрагмент древней сутурной зоны. Не сохранилось и никаких признаков, которые позволили бы проследить эту зону по простиранию «реликтового» фрагмента. В качестве прекрасного положительного примера подобной ситуации можно назвать зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья длиной 130 км, по простиранию которого прослеживается тектоническая граница между Инари-Кольским и Мурманским микроконтинентами на расстояние более 500 км. Напротив, Костомукшский пояс как бы погружен в пространство Кухмо-Сегозерского микроконтинента.

Как было показано выше, коматиит-толеитовая ассоциация Костомукшского пояса, согласно геохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам, была сформирована в результате плавления деплетированного мантийного источника без участия вещества континентальной коры или флюидного компонента. В совокупности с аномально высокими расчетными температурами зарождения коматиитового расплава и геохимическим сходством метавулканитов с вулканитами современных океанических плато это дает основание предполагать, что формирование контоккской коматиит-толеитовой ассоциации было инициировано мантийным плюмом. Получив эту геохимическую и петрологическую информацию можно было далее предположить, что «Контоккский террейн» Костомукшского пояса представляет собой сохранившийся фрагмент верхней части океанического плато [Puchtel, Hofman et al., 1998]. Однако кардинальным затруднением (своеобразным «камнем преткновения») для решения проблемы в направлении, выбранном в названной работе и в серии последовавших публикаций, являются кислые метавулканиты, *участвующие в строении нижней части стратиграфического разреза контоккской серии* (шурловаарская свита, кислые вулканиты в разрезе ниэмиярвинской свиты). Геохимические особенности этих вулканитов однозначно свидетельствуют о возникновении материнских расплавов за счет плавления континентально-корового источника. Следовательно, коматиит-толеитовое вулканическое плато формировалось как минимум в условиях непосредственного контакта с континентом, а с учетом реальной геологической ситуации и объема кислых вулканитов — вероятнее всего, внутриконтинентальной области. Приходится принять, что, перемещаясь к поверхности, мантийные расплавы полностью или частично избегли контаминации. Такое решение, безусловно, не является бесспорным. Тем не менее, оно позволяет избежать искусственных предположений, с помощью которых предлагается объяснять появление типично коровых вулканитов в разрезе «океанического» плато [Кожевников, 2000; Самсонов, 2004; Samsonov et al., 2005; Кожевников и др., 2006; Богатиков и др., 2006].

2. Вместе с тем, в структуре Костомукшского пояса породы контоккской коматиит-толеитовой ассоциации совмещены также и с гимольской вулканогенно-осадочной железорудной ассоциацией. И это тем более удивительно, что именно в пределах этого пояса породы гимольской серии охарактеризованы более древними оценками возраста в сравнении с прочими «поздними» зеленокаменными и парагнейсовыми поясами: 2.79 млрд лет в сравнении с 2.76–2.70 млрд лет для парагнейсовых поясов и 2.73 млрд лет для зеленокаменного пояса Хедозеро-Большеозеро. (В скобках стоит заметить, что к сегодняшнему дню имеются лишь единичные определения возраста зеленокаменных поясов и последующее датирование может внести серьезные коррективы в эти оценки.) И, тем не менее, существующие оценки свидетельствуют о том, что старт формированию гимольской серии — внутриконтинентальному вулканизму и осадконакоплению во внутриконтинентальных бассейнах, мог быть дан Костомукшским плюмом, который 2.80–2.79 млрд лет назад инициировал возникновение коматиит-толеитового вулканического плато (щитового вулкана).

И здесь мы видим вероятность еще одной связки: 2.81–2.80 млрд лет назад в зоне формирующегося орогена Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми возникла энсиалическая вулкано-плутоническая дуга. Дальнейшая эволюция этой дуги, как предполагается геодинамической моделью названного орогена, в интервале времени 2.79–2.76 млрд лет привела к формированию задуговых бассейнов и связанному с этим событием коматиит-толеитовому вулканизму. Напрашивается предположение, что события в зоне Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми и в Костомукше были как-то взаимосвязаны. Однако для решения этого вопроса потребуются дальнейшие исследования, прежде всего геохронологические и геохимические.

3. На фоне охарактеризованных выше удивительных закономерностей, формирование про-

мышленных залежей железных руд в комплексной зеленокаменной структуре, где были совмещены во времени и в пространстве контрастные вулканические процессы (коматиит-толеитового и известково-щелочного типа), может показаться предопределенным. Однако поиск соответствующих механизмов петрогенеза и рудогенерации выходит за рамки данной работы.

Таким образом, мы приходим к модели внутриконтинентального зарождения и эволюции контрастной (коматиит-толеитовой плюс риолит-риодацитовой) осадочно-вулканогенной ассоциации, которые (процессы зарождения и эволюции) каким-то образом могли быть связаны с формированием аккреционного орогена Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми, расположенного в современной структуре в 70 км западнее Костомукшского пояса.

Стоит отметить, что в строении Костомукшского пояса и его гранитоидного обрамления отсутствуют породы адакитового типа, которые, как предполагается, являются надежным индикатором субдукции на границе «Гимольского» континента и «Контоккского» океана [Самсонов, 2004; Samsonov et al., 2005; Богатиков и др., 2006]. Как мы показали выше, ни кислые вулканиты в разрезе контоккской серии, ни трондьемиты в западном обрамлении Костомукшского пояса не являются геохимическим аналогами адакитов. Остается добавить, что по своему возрасту (2.75 млрд лет) «западные» трондьемиты значительно (на 40–50 млн лет) моложе событий, которые, возможно, свидетельствуют в пользу предполагаемой субдукции.

Модель внутриконтинентального зарождения и эволюции Костомукшского пояса успешно развивается на протяжении долгого времени многими исследователями (например, [Раевская и др., 1992, Лобач-Жученко, Арестова и др., 2000]). Представленное выше обсуждение этой комплексной проблемы позволило дополнить прежние модели, прежде всего, в аспекте региональных взаимосвязей.

Интрузии санукитоидов, тоналит-трондьемитов, гранитов и дайки лампрофиров по месту и времени своего формирования теснейшим образом взаимосвязаны с «поздними» зеленокаменными поясами, образуя закономерную последовательность. Размещению интрузий санукитоидов отвечает интервал 2.76–2.70 млрд лет, интрузий тоналит-трондьемитов и гранитов — 2.70–2.68 млрд лет. Внедрение даек лампрофиров датировано интервалом 2.74–2.69 млрд лет. Таким образом, в региональном плане размещение санукитоидных интрузивов и даек лампрофиров проходило почти синхронно и, согласно имеющимся на сегодня данным, внедрение даек лишь немного запаздывало. Возможно, дайковая форма магматизма являлась проявлением заключительных стадий эволюции локальных магматических очагов. В свою очередь, интрузии тоналит-трондьемитов и гранитов следовали за санукитоидами, фиксируя перемещение областей плавления непосредственно в кору.

Гранулитовые комплексы, формирование которых отвечает исследуемому временно́му интервалу, в преобладающей части находятся в обрамлении Кухмо-Сегозерского микроконтинента, поэтому к обсуждению общей ситуации мы обратимся ниже. Собственно в пределах Кухмо-Сегозерского микроконтинента находятся два относительно небольших гранулитовых комплекса, Вокнаволокский (2.74 млрд лет) и Лиекса-Тулос (2.76–2.73 млрд лет), которые находятся в осевой зоне микроконтинента. В обоих случаях гранулитовые комплексы размещены в пределах синформных структур, краевые части которых, как можно считать на основании более или менее достоверных признаков, надвинуты на структуры обрамления. Помимо названных комплексов, имеется еще минимально четыре свидетельства проявления магматизма и метаморфизма в условиях гранулитовой фации в пределах Кухмо-Сегозерского микроконтинента: реликтовые минеральные ассоциации гранулитовой фации в санукитоидах Пяозерского массива, в виде наложения минеральных ассоциаций гранулитовой фации на породы зеленокаменного пояса Хедозеро-Большеозеро и в виде гранитоидов с голубым кварцем в западном обрамлении Костамукшского пояса (2.75 млрд лет) и в пределах пояса Ялонваара (2.60±0.09 млрд лет). Помимо этого, в ряде случаев зафиксированы тоналит-трондьемитовые гранитоиды с характерной положительной Eu аномалией, которая указывает на формирование расплавов при парциальном плавлении коровых источников в «сухих» высокотемпературных условиях.

Итак, главный временно́й интервал проявления гранулитового метаморфизма в пределах Кухмо-Сегозерского микроконтинента — 2.76–2.73 млрд лет. Как мы увидим ниже, это наиболее раннее проявление гранулитового метаморфизма рассматриваемого типа в сравнении со структурами обрамления микроконтинента, где оценки возраста высокотемпературного события датированы в интервале 2.73–2.63 млрд лет. Вероятно, высокотемпературные граниты

Ялонваарского массива также отвечают поздней стадии развития событий.

Геодинамическая модель формирования Кухмо-Сегозерского микроконтинента. Проведенный синтез информации позволяет обратиться к обсуждению геодинамической модели описываемого микроконтинента. Эволюцию коры микроконтинента можно охарактеризовать следующей последовательностью главных корообразующих событий.

— ~3.0–2.8 млрд лет: 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 от основного до кислого состава;

— 2.81–2.74 млрд лет: формирование энсиалической вулкано-плутонической дуги (Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми) вдоль западной окраины микроконтинента (2.81–2.80 млрд лет) → → возникновение задуговых бассейнов, сопровождавшееся формированием коматиит-толеитовой океанической коры (2.79–2.76 млрд лет) → → последующее закрытие этих бассейнов, сопровождавшееся выдавливанием структурно-вещественных комплексов океанической коры и перекрытие ими вулканических построек островной дуги → аккреция островной дуги к континентальной окраине, сопровождавшаяся пододвиганием островной дуги под континентальную окраину, парциальное плавление и мигматизация утолщенной коры (2.74 млрд лет); результатом этой последовательности геодинамических обстановок и событий стало возникновение аккреционного орогена Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми, нарастившего кору Кухмо-Сегозерского микроконтинента;

— 2.80–2.79 млрд лет: возникновение и активная «деятельность» Костамукшского плюма во внутренней области микроконтинента, предположительно, — в той или иной связи с процессами задугового растяжения в пределах активной окраины Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми (формирование щитового вулкана, образованного породами контрастной коматиит-толеитовой — риолит-риодацитовой серии);

— 2.79 млрд лет: старт процессов формирования «поздних» внутриконтинентальных зеленокаменных поясов, начало которым было положено в пределах Костамукшского пояса;

— 2.76 млрд лет — важный временно́й рубеж, за которым последовали тесно связанные во времени и в пространстве процессы во внутренней области Кухмо-Сегозерского микроконтинента, результатом которых, собственно, и стало формирование гранит-зеленокаменной коры (Кухмо-Сегозерской ГЗО):

— 2.76–2.73 млрд лет — формирование гранулитовых комплексов и высокотемпературный тоналит-трондьемитовый магматизм,

— 2.76–2.71 млрд лет — формирование «поздних» зеленокаменных и парагнейсовых поясов,

— 2.76–2.69 млрд лет — интрузии санукитоидов и дайки лампрофиров.

В этой последовательности не нашли отражения два чрезвычайно важных события: объединение Кухмо-Сегозерского микроконтинента с соседними (в современной структуре) микроконтинентами — Водлозерским и Кьянта. Приходится констатировать, что прямых свидетельств этих событий мы до настоящего времени не имеем. Между тем, совершенно очевидно, что к рубежу 2.76 млрд лет это объединение должно было состояться. (В скобках заметим, что сказанное в полной мере относится и к микроконтиненту Рануа-Иисалми и к Беломорскому АКО, о чем речь пойдет ниже.) На это указывает то, что по отношению к геодинамическим и тектоническим событиям после названного рубежа Карельский кратон (более того, континентальное образование, объединившее Карельский и Беломорский АКО) выступает как единое целое (см. прил. II-1 и II-2). Вероятно, при «стыковке» микроконтинентов ведущую роль играли процессы сдвигового или транспрессионного типа при отсутствии заметного утолщения коры, свойственного коллизии, и без соответствующего магматического и/или метаморфического сопровождения.

Главные особенности тектонической структуры внутренней области Кухмо-Сегозерского микроконтинента, таким образом, стали результатом внутриконтинентальных процессов 2.76–2.69 млрд лет назад. Тектоническая структура, охарактеризованная во вводной части раздела «Кухмо-Сегозерский микроконтинент», прежде всего, ее концентрический характер, вполне очевидно получила итоговое оформление именно в результате этих процессов. 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.

2.1.5. Беломорский аккреционно-коллизионный ороген

Беломорский аккреционно-коллизионный ороген представляет собой одну из наиболее полно изученных областей в восточной части Фенноскандинавского щита. По мере продвижения исследований представления о природе и роли этой структуры неоднократно менялись, что с неизбежностью отразилось в ее наименованиях. До настоящего времени продолжают применяться названия: Беломорская протогеосинклиналь, Беломорский комплекс, Беломорский геоблок, Беломорский подвижный (мобильный) пояс — БПП (БМП), Беломорская провинция. Ороген протягивается с юго-востока на северо-запад вдоль побережья Белого моря, далее на запад через южную часть Кольского полуострова. Его протяженность в пределах щита составляет ~600 км при ширине от 40–50 до 170 км. Под осадочным чехлом Восточно-Европейской платформе Беломорский ороген протягивается еще на 500 км при ширине, варьирующей в пределах от 50 до приблизительно 100 км (см. прил. I-1, I-2 и II-1). Обширные данные о строении, составе и возрасте пород и о тектонической (а в последние годы — и геодинамической) эволюции Беломорского региона накоплены поколениями советских и российских геологов, начиная с работ 30-х годов прошлого века. Фактологическая база первоначальных представлений о геологическом строении Беломорской провинции создана трудами В.М. Тимофеева, Н.Г. Судовикова, А.А. Полканова и других исследователей. В дальнейшем свой вклад внесли геологи-производственники, создавшие геологические карты этого сложного региона, и исследователи геологических институтов Академии наук (ИГГД, ИГ КарНЦ, ИГЕМ, ГЕОХИ, ГИ КНЦ, ГИН), московских и ленинградских (санкт-петербургских) вузов.

Начиная с работ А.А. Полканова, Беломорский комплекс рассматривается в качестве самостоятельного тектонического подразделения восточной части Фенноскандинавского щита, весьма специфического по составу и строению. Размещение линейно вытянутого Беломорского комплекса между более или менее изометричными Кольской и Карельской провинциями безусловно отражает тектоническую и геодинамическую специфику архейской эволюции региона в целом. Как мы уже отмечали в вводной части к разделу 2.1, Беломорский комплекс принято противопоставлять Карельской и Кольской относительно стабильным областям (блокам) в качестве тектонически значительно более «подвижной» структуры. Определяющую роль в планировании и проведении детального картирования в пределах Беломорского орогена сыграло наличие многочисленных тел пегматитов, на протяжении длительного времени эксплуатировавшихся с целью добычи слюды-мусковита и керамического сырья.

На выяснение фундаментальных закономерностей формирования древнейшей континентальной коры были направлены исследования проявлений и условий деформирования гнейсо-мигматитовых толщ [Миллер, 1997, 2002; Миллер, Милькевич, 1995; Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этих работах] и исследования закономерностей проявления метаморфических процессов [Володичев, 1977, 1990]. Специфичность состава и строения Беломорского орогена проявлена в производных как архейского, так и палеопротерозойского этапов эволюции. Специфика условий метаморфизма послужила основанием для представления Беломорского орогена в качестве тектонической структуры, развивавшейся в условиях аномального высокобарического метаморфизма на протяжении более 1 млрд лет [Володичев, 1990, 2005]. В итоге исследований Ю.В. Миллера с соавторами было создано представление о Беломорском подвижном поясе как ансамбле тектонических покровов [Миллер, Милькевич, 1995].

Картирование границ тектонических покровов (пластин), сложенных породами близкого состава, метаморфизованных при высоких *PT*-параметрах, — чрезвычайно сложная задача, как правило, не имеющая однозначного решения. Эти границы представляют собой «зоны пониженной вязкости, по которым осуществлялось интенсивное течение материала, что находит отражение в рассланцевании (бластомилонитизации), строго параллельном сместителям и затушевывании резких структурных несогласий между пространственно совмещенными комплексами даже в тех случаях, когда картографически такие несогласия фиксируются совершенно отчетливо» [Ранний докембрий..., 2005, с. 179]. Относительная простота внешних ограничений тектонических пластин в сравнении со сложной деформированностью их внутренних областей определяется, как минимум, двумя факторами: во-первых, сложными перемещениями пластичного материала при поступательных перемещениях плиты в целом; во-вторых,

совместными деформациями пограничных областей перемещающихся пластин.

Новая информация о глубинной структуре Беломорского орогена и об особенностях строения его границ с соседними тектоническими структурами была получена в результате отработки опорного профиля 1-ЕВ и профиля-рассечки 4В (см. ниже рис. 4.18). Анализ сейсмических образов коры позволили впервые обратиться к объемному представлению главных структурных элементов Беломорского орогена [Берзин и др., 2004; Минц, Берзин, Сулейманов и др., 2004; Минц, Берзин, Андрющенко и др., 2004; Mints et al., 2009]. Объемное видение тектонической структуры стало результатом синтеза геологических данных на уровне дневной поверхности и результатов геологической интерпретации сейсмических образов коры. Глубинная структура орогена характеризуется погружением большинства главных структурных элементов в северо-восточном (в современных координатах) направлении и признаками *надвигания* структурно-вещественных комплексов Беломорского орогена к западу и к юго-западу — *на Карельский кратон.*

Последние 15–20 лет ознаменовались быстрым приростом структурной, геохимической, петрологической и геохронологической информации, базирующемся на применении современных исследовательских инструментов. На базе структурных, геохронологических и геохимических данных была разработана и получила развитие тектоно-плитная модель архейской геодинамической эволюции Беломорского орогена (Беломорского подвижного пояса — БПП). Согласно этой модели, эволюция островных дуг, их аккреция к активной окраине Карельского кратона и последовавшая коллизия Карельского кратона и вновь образованных микроконтинентов определили главные черты покровно-надвиговой структуры БПП. Главным структурным мотивом этой модели является последовательное погружение тектонических пластин, образованных островодужными комплексами, *под Карельский кратон* — в результате *субдукции* океанической литосферы в западном направлении (в современных координатах) [Бибикова и др., 1999; Слабунов, Володичев и др., 2005; Слабунов, Лобач-Жученко и др., 2006; Слабунов, Бибикова и дрю, 2006; Ранний докембрий..., 2005; Слабунов, 2008].

Принципиально новые данные, свидетельствующие о размещении в южной части Кольского полуострова и в Северной Карелии субдукционных эклогитов и эклогитизированных даек мезонеоархейского возраста (см. раздел 2.1.6), позволили нам кардинально пересмотреть существующие представления о северо-восточной границе Беломорского орогена. Стало понятным, что естественной границей между Кольской и Беломорской тектоническими провинциями является Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс. Соответственно северную часть Хетоламбинского тектонического покрова в трактовке Ю.В. Миллера [Ранний докембрий..., 2005, рис. 3.1]), образованную преимущественно гранито-гнейсами, которые залегают структурно выше Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, мы отделили от собственно Хетоламбинского микроконтинента, «вывели из состава» Беломорского орогена и рассматриваем в качестве окраины Инари-Кольского микроконтинента (см. прил. II-1).

В свою очередь, граница Беломорской и Карельской провинций в принципе давно и хорошо известна [Шуркин и др., 1974; Кратц и др., 1978]. Тем не менее, сохраняется различное понимание места и роли в региональной структуре собственно пограничной зоны шириной порядка 50 км. Первоначально ее трактовали как «зону глубинного разлома», в строении которой участвуют как архейские, так и палеопротерозойские горно-породные ассоциации [Шуркин и др., 1974 и ссылки в этой работе]. В работе К.О. Кратца с соавторами [1978] граница Беломорского и Карельского «геотектонических районов» получила название «Восточно-Карельского тектонического шва» или «мобильно-проницаемой зоны». Однако на карте (рис. 4 в названной публикации) собственно пограничный разлом, погружающийся в восток–северо-восточном направлении, проведен вдоль восточной границы этой зоны, тем самым объединив «мобильно-проницаемую зону» с Карельским «геотектоническим районом». В монографии «Ранний докембрий...» [2005] равноправно сосуществуют два варианта: на схематической геологической карте Беломорского подвижного пояса, составленной Ю.В. Миллером (рис. 3.1 в названной монографии), пограничная структурная зона рассматривается как часть Беломорского подвижного пояса, тогда как в разделе, посвященном «Северо-Карельскому блоку» (см. рис. 4.37 в той же монографии, авторы раздела: В.П. Чекулаев и др.), пограничная зона в качестве «Северо-Карельского блока» включена в Карельский кратон. Наконец, в коллективной статье [Слабунов, Лобач-Жученко и др., 2006] погра-

ничную зону объединили с Беломорским мобильным поясом. Мы привели этот перечень с целью продемонстрировать состояние проблемы и неоднозначность возможных решений. В силу соображений, которые мы поясним ниже, мы выделили пограничную область в качестве Ковдозерского микроконтинента (см. прил. II-1). Структурное единство Хетоламбинского и Ковдозерского микроконтинентов, совместно образующих «матрицу» Беломорского орогена, определяется их линейной морфологией и закономерной структурной приуроченностью к восточной границе Карельского кратона. Вместе с тем, мы отдаем себе отчет в условности этого решения: Ковдозерский микроконтинент вполне может рассматриваться также и в качестве самостоятельного тектонического подразделения, занимающего собственную позицию между Кухмо-Сегозерским и Хетоламбинским микроконтинентами.

В итоге, в соответствии с особенностями тектонической структуры, состава и возраста пород и в согласии с принятой нами трактовкой геодинамической эволюции, в строении архейского Беломорского орогена выделены следующие подразделения: Хетоламбинский микроконтинент, Ковдозерский микроконтинент, Чупинский гранулито-гнейсовый пояс и Нотозерский комплекс гранулитов и чарнокит-эндербитов (см. прил. I-1 и II-1). Этот перечень в целом не противоречит существующим представлениям.

Хетоламбинский и Ковдозерский микроконтиненты в терминах тектоники раннего докембрия представляют собой гранит-зеленокаменные области, ГЗО. Признавая ограниченность имеющейся геохронологической информации, возможно, тем не менее, отметить, что отличием Хетоламбинской и Ковдозерской ГЗО от охарактеризованных выше гранит-зеленокаменных областей (Инари-Кольской, Водлозерской и Кухмо-Сегозерской) является крайняя ограниченность и неопределенность геохронологических свидетельств существования какого-либо «дозеленокаменного» гранито-гнейсового комплекса. Напротив, список датировок «постзеленокаменных» гранитоидов достаточно представителен.

Средне-кислые вулканиты зеленокаменных осадочно-вулканогенных ассоциаций Хетоламбинского и Ковдозерского микроконтинентов были сформированы в течение интервалов времени 2.88–2.83 (в поясе Тулпио, возможно, 2.86–2.81) и 2.80–2.78 млрд лет, соответственно. Достоверные оценки возраста мафит-ультрамафитовых ассоциаций (в том числе, океанического типа) в базе данных отсутствуют. По аналогии с зеленокаменными поясами Карельского кратона, где необходимая информация имеется, можно предполагать, что и в случае Беломорского орогена мафит-ультрамафитовые ассоциации были сформированы незначительно ранее или субсинхронно с породами среднего и кислого состава. Субдукционные процессы и аккреционные события были завершены к рубежу 2.76–2.75 млрд лет. Имеющиеся оценки возраста «древней» составляющей гранито-гнейсового комплекса Хетоламбинского микроконтинента размещены в интервале 2.85–2.79 (максимальные оценки — в обрамлении пояса Тулпио — 2.90–2.81) млрд лет, гранито-гнейсового комплекса Ковдозерского микроконтинента — 2.83–2.80 млрд лет. Наиболее древние гранитогнейсы, которые по праву можно отнести к «дозеленокаменному» комплексу, подняты из глубин коры при палеопротерозойском куполообразовании (купол Тоеттаманселькя, протыкающий массив мафит-ультрамафитов Койтелайнен). Возраст этих гранитов — не менее 3.12–3.11 млрд лет.

Формирование Чупинского гранулито-гнейсового пояса, Нотозерского комплекса эндербитов и гранулитов и комплекса «молодых» гранитов отвечает следующему этапу эволюции, 2.74–2.58 млрд лет.

2.1.5.1. Хетоламбинский микроконтинент

До недавнего времени о выделении Хетоламбинской ГЗО в ранге «микроконтинента» речь не шла. Большинство исследователей на протяжении длительного времени принимали представление о «Хетоламбине», как о пластообразном теле ограниченной мощности, которое можно рассматривать в качестве стратиграфического подразделения (свиты или толщи) [Горлов, 1967; Стенарь, 1969, 1972; Богданов, Воинов, 1985] или тектонической пластины [Миллер, 1997; Миллер, Милькевич, 1995]. Новое понимание объема и значимости этого структурно-тектонического подразделения было обосновано лишь недавно: была предложена модель, согласно которой Беломорский подвижный пояс на протяжении длительного геологического времени был ареной геодинамического взаимодействия Карельского кратона и Хето-

ламбинского террейна [Миллер и др., 2005]. Интерпретация сейсмического образа коры по опорному профилю 1-ЕВ, который в интервале 450–750 км проследовал вдоль Хетоламбинского микроконтинента, позволяет проследить структуры этого микроконтинента от дневной поверхности до основания коры (см. прил. V-4 и ниже рис. 4.18).

Хетоламбинский микроконтинент отличается значительной протяженностью — 600 км в пределах Фенноскандинавского щита. Его продолжение под осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы достигает 500 км при ширине, варьирующей в пределах от 50 до приблизительно 100 км (см. прил. I-1 и I-2). Таким образом, Хетоламбинский микроконтинент представляет собой линейно вытянутую структурную единицу, протягивающуюся с небольшим изгибом вдоль восточной окраины Карельского кратона. На значительном протяжении Хетоламбинский микроконтинент граничит с синформной пластиной Ковдозерского микроконтинента и уже на небольшой глубине — непосредственно с Кухмо-Сегозерским микроконтинентом, принадлежащим Карельскому кратону (см. ниже рис. 4.18). На юге Хетоламбинский микроконтинент соседствует с Водлозерским микроконтинентом, также принадлежащим Карельскому кратону.

Однако непосредственное «касание» архейских микроконтинентов, если и существует, то в пределах участков ограниченной протяженности. Как правило же, эта граница замаскирована палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами (см. прил. I-1 и I-2). Забегая вперед, можно отметить, что форма, размеры и размещение Хетоламбинского микроконтинента, во-первых, провоцируют предположение о том, что этот микроконтинент представляет собой крупную зрелую палеоостроводужную систему, и, во-вторых, свидетельствуют о присоединении этой системы к Карельскому кратону, когда тот уже включал и Кухмо-Сегозерский, и Водлозерский микроконтиненты. Размеры Хетоламбинского микроконтинента примерно в два раза уступают размерам Японской островной дуги.

В строении Хетоламбинского микроконтинента участвуют породы гранито-гнейсового комплекса ТТГ типа, интрузии более поздних гранитоидов и породы вулканогенно-осадочных ассоциаций, принадлежащих Керетскому зеленокаменному поясу и поясу Тулпио. Кроме того, с Хетоламбинским микроконтинентом мы соотносим пограничный Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс, образованный осадочно-вулканогенным комплексом того же возраста, что и два вышеупомянутых пояса. По особенностям состава и строения и по своему положению между Хетоламбинским и Инари-Кольским микроконтинентами, Центрально-Беломорский пояс интерпретируется нами (см. ниже) в качестве сутурной зоны и соответственно заслуживает представления в специальном разделе. Но, сохраняя связь с традиционной трактовкой, мы рассмотрим этот пояс совместно с другими подразделениями Беломорского орогена.

Керетский зеленокаменный пояс (наименование введено в оборот в публикациях А.И. Слабунова с соавторами) не следует путать с керетской свитой, образованной преимущественно ТТГ гнейсами, которая часто упоминается в публикациях прошлых лет. В отличие от А.И. Слабунова [Слабунов, 2008 и многочисленные ссылки в этой работе] и С.В. Лобач-Жученко с соавторами [Ранний докембрий..., 2005, раздел «Северо-Карельский блок»], мы рассматриваем Керетский пояс в качестве одного из компонентов Хетоламбинского микроконтинента, а не в составе Северо-Карельского зеленокаменного пояса. Особенности региональной геологической структуры совместно с различиями возрастных характеристик Керетского пояса и поясов Парандово-Тикшеозерской системы (северную часть которой принято относить к Северо-Карельскому поясу) позволяют говорить о различной структурной позиции и независимом происхождении этих поясов (см. прил. I-1 и II-2).

Северо-западное окончание Хетоламбинского микроконтинента перекрыто палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными толщами, тектоническим покровом Лапландского гранулито-гнейсового комплекса и, кроме того, — гранито-гнейсами Южно-Кольской активной окраины Инари-Кольского микроконтинента (см. ниже рис. 2.27, 4.18; прил. II-1). Купольное строение области развития гранито-гнейсов легко читается на геологических картах любого масштаба, в том числе регионального (см. прил. I-1): фрагменты зеленокаменного пояса Тулпио и Чупинского гнейсового покрова сохраняются в узких килевидных межкупольных синформах. Реоморфизованные гранито-гнейсы, «всплывшие» в верхние уровни коры и позднее вскрытые эрозией, могут принадлежать окраине Инари-Кольского микроконтинента или Хетоламбинского микроконтинента, пододвинутого под эту

окраину. Конкретные данные, необходимые для решения этого вопроса, отсутствуют. Главным доводом в пользу принадлежности реоморфизованных гранито-гнейсов Хетоламбинскому микроконтиненту является возраст зажатых между куполами вулканогенно-осадочных ассоциаций зеленокаменного пояса Тулпио — 2.86–2.81 млрд лет. Зеленокаменные комплексы такого возраста отсутствуют среди многочисленных зеленокаменных поясов Инари-Кольского микроконтинента, в то же время, синхронные осадочно-вулканогенные образования слагают Керетский и Центрально-Беломорский пояса Хетоламбинского микроконтинента.

Еще далее к северо-западу породы гранит-зеленокаменной ассоциации очень локально выведены к уровню современного эрозионного среза из-под палеопротерозойской осадочно-вулканогенной толщи также благодаря куполообразованию. В отличие от района пояса Тулпио, породы гранит-зеленокаменного комплекса локально вскрыты в вершине купола среди пород, слагающих основание разреза «проткнутой» куполом палеопротерозойской толщи. Следует добавить, что куполообразование вывело к верхнему уровню коры также и два лополитообразных тела ранне-палеопротерозойских расслоенных мафит-ультрамафитов (массивы Койтелайнен и Кейвица). При этом природа приготовила для архейского гранит-зеленокаменного комплекса «окно Тоеттаманселькя», распахнутое и сквозь массив Койтелайнен, и сквозь основание палео-

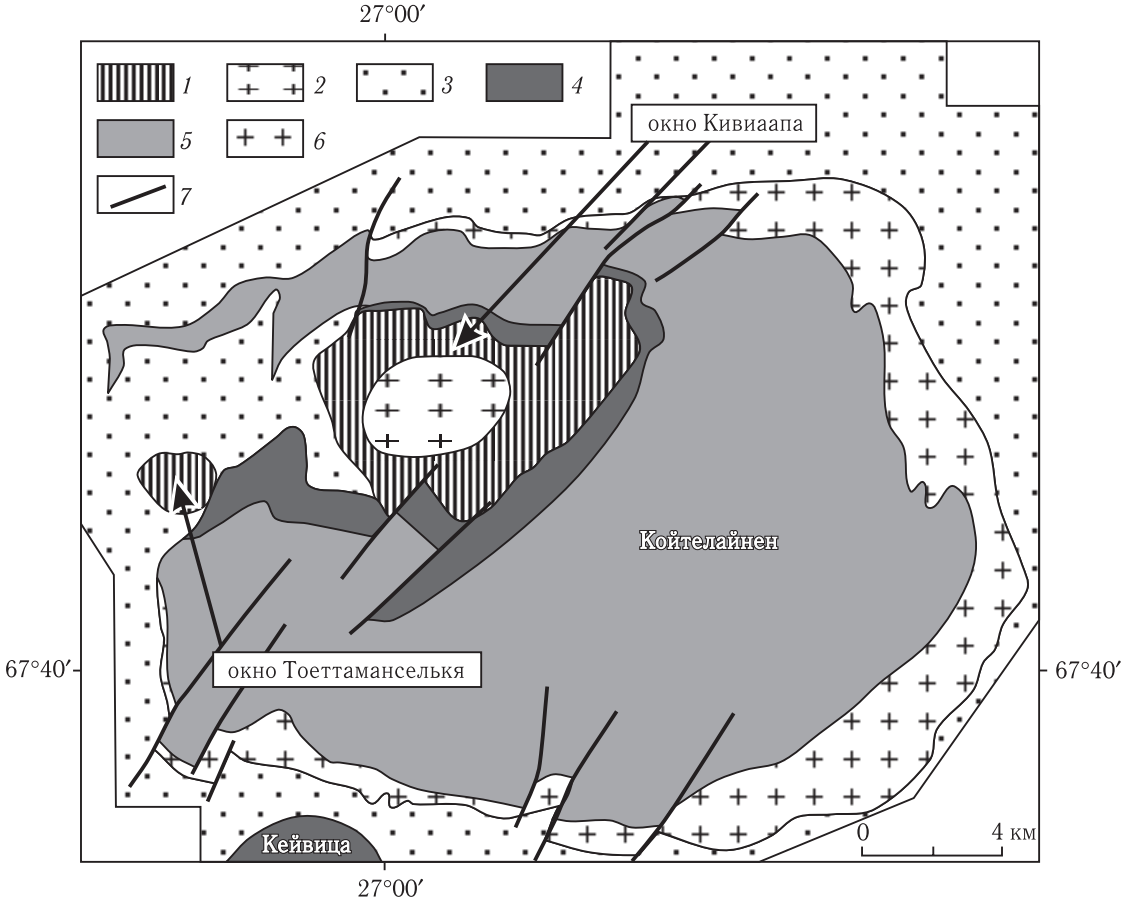


Рис. 2.19. Геологическая карта расслоенного массива Койтелайнен, пронизанного куполами Тоеттаманселькя и Кивиаапа, вскрытыми в тектонических окнах, которые вывели к поверхности древнейший гранит-зеленокаменный комплекс Хетоламбинского микроконтинента (по материалам [Kröner et al., 1981; Mutanen, Huhma, 2001])

1, *2* — архей, гранит-зеленокаменный комплекс, около 3.1 млрд лет: *1* — преимущественно тоналито-гнейсы и парагнейсы, *2* — граниты; *3–6* — ранний палеопротерозой: *3* — осадки (аркозы и вулканические брекчии) и вулканиты (высокомагнезиальные и коматиитовые базальты, высокомагнезиальные андезиты), 2.53 млрд лет, *4–6* — расслоенный интрузив Койтелайнен (около южной рамки — фрагмент поздне-палеопротерозойского расслоенного массива Кейвица) (*4* — ультрамафиты, *5* — габброиды, *6* — «шапка», образованная гранофирами); *7* — разломы

протерозойской толщи [Kröner et al., 1981; Mutanen, Huhma, 2001] (см. прил. I-1 и II-2). Расположенное рядом с «окном Тоеттаманселькя» и почти в центре массива Койтелайнен большее по размеру «окно Кивиаапа» позволяет наблюдать небольшую порцию архейских парагнейсов (метатуффитов и метаосадков) [Mutanen, Huhma, 2001] (рис. 2.19). Финские исследователи соотносят эти архейские образования с террейном Помокаира [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005].

Гранит-зеленокаменные комплексы, доступные благодаря этим «окнам», пространственно и структурно сопряжены с северо-западным окончанием Хетоламбинского микроконтинента, маркированным поясом Тулпио. Это дало нам некоторое обоснование для объединения названных комплексов с Хетоламбинским микроконтинентом.

Период формирования осадочно-вулканогенных разрезов зеленокаменных поясов Хетоламбинской ГЗО датирован весьма кратким интервалом времени — от 2.9 до 2.88 млрд лет. Лишь в пределах Керетского пояса, в верхней части разреза которого обильно представлены метавулканиты островодужного и/или окраинно-континентального типа, время формирования осадочно-вулканогенного разреза расширено до 2.83 млрд лет.

Хетоламбинский гранито-гнейсовый комплекс, образованный ТТГ, биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами занимает преобладающую часть территории микроконтинента на уровне современного эрозионного среза. Как ни парадоксально, гранито-гнейсы сравнительно слабо изучены — только в редких локальных участках и в целом бессистемно. Как правило, исследования гранитоидов проводились в интересах изучения гранит-зеленокаменных поясов: в их внутренней области и в непосредственном обрамлении. Более полно гранито-гнейсы исследованы в северной половине микроконтинента в районе оз. Ковдозеро и особенно в районе Тупой Губы Ковдозера (этому району посвящена целая серия публикаций [Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе]). На основании ограниченной информации считается, что преобладающая часть ТТГ гнейсов принадлежит высокоглиноземистому типу (> 15% Al_2O_3) [Ранний докембрий..., 2005; Слабунов, 2008]. Гранитоиды в юго-восточной части Хетоламбинского микроконтинента кратко охарактеризованы по южному побережью Онежской губы [Ранний докембрий..., 2005]. Определяющую роль в строении этого района играют биотитовые, биотит-амфиболовые, эпидот-биотитовые и амфиболовые гнейсы, часто — гранатсодержащие. Они вмещают небольшие тела тоналитов и гранодиоритов. Наиболее молодым образованием среди архейских гранитоидов являются породы Юковского интрузивного комплекса (ранние дайки базитов и диоритов, граниты Юковского массива, поздние дайки монцонитов и кварцевых монцонитов).

По существу, главная часть содержательной информации, характеризующей гранито-гнейсовый комплекс Хетоламбинского микроконтинента, получена геохронологами. Геохронологические данные позволяют выделить до пяти возрастных групп (генераций) гранито-гнейсов и гранитоидов, большинство из которых в опубликованных работах отнесено к ТТГ серии. Как правило, это заключение было сделано на основании неполной геохимической информации, чаще всего — по петрографическим признакам и лишь в немногих случаях — с использованием необходимых геохимических критериев [Ранний докембрий..., 2005: Богатиков и др., 2006; Слабунов, 2008 и ссылки в этих работах].

Гранитоиды наиболее ранней генерации (ТТГ-1) были обнаружены в северо-западном окончании Хетоламбинского микроконтинента — в контуре палеопротерозойского массива расслоенных мафит-ультрамафитов Койтелайнен. Как мы упоминали выше, мафит-ультрамафитовый интрузив и непосредственно вмещающие его ранне-палеопротерозойские породы образуют своеобразную «шляпу» на вершине гранито-гнейсового купола, который, очевидно, и создал эту необычную брахиантиклинальную структуру [Mutanen, Huhma, 2001]. В «окнах», расположенных в центральной и западной частях массива, обнажаются архейские гранито-гнейсы (красно-коричневые очковые тоналито-гнейсы с порфиробластами микроклина, погруженными в тонко-среднезернистый гнейсовидный базис). Они могут представлять собой фрагмент реоморфизованных гранитоидов средней или нижней коры, которые прорвали («протрудировали») ранне-палеопротерозойские вулканиты и осадки вместе с мафит-ультрамафитовым лополитом, и в настоящее время обнажаются внутри контура массива (см. рис. 2.19).

Две купольные структуры, Тоеттаманселькя и Кивиаапа — около 2 и 8 км в поперечнике, соответственно, — образованы тоналито-гнейсами. Структура Тоеттаманселькя приоб-

рела известность благодаря детальным геохронологическим исследованиям А.Кренера с соавторами [Kröner et al., 1981; Jahn et al., 1984; Kröner, Compston,1990], которые впервые на Фенноскандинавском щите обнаружили породы с возрастом более 3.0 млрд лет. ТТГ-1 датированы 3.12–3.11 млрд лет. Sm-Nd изотопные данные свидетельствуют о неювенильным (возможно, преимущественно коровом) происхождении этих гранитоидов. ТТГ-2 — 2.85–2.83 (до 2.90) млрд лет, формировались синхронно или субсинхронно с вулканогенно-осадочными разрезами. Генерация ТТГ-3 (2.83–2.79 млрд лет) представлена небольшими телами, пересекающими ранее сформированные гранито-гнейсы и зеленокаменные комплексы. Широко распространенные гранитоиды 4-й генерации, среди которых, помимо ТТГ, отмечаются субщелочные гранитоиды (монцониты. сиено-диориты и т.п.) прослеживаются в интервале 2.74–2.64 до 2.58 млрд лет. Гранитоиды 4-й генерации не имеют структурной связи с зеленокаменными поясами Хетоламбинской ГЗО. Их возраст совпадает с проявлениями санукитоидного магматизма, размещением «молодых» гранитов в пределах Водлозерского микроконтинента, гранулитовым метаморфизмом и формированием внутриконтинентальных зеленокаменных поясов Инари-Кольского и Кухмо-Сегозерского микроконтинентов.

Существование нескольких генераций гранитоидов в пределах Хетоламбинского микроконтинента в принципе давно известно, однако контуры массивов, отвечающих перечисленным генерациям, не откартированы; особенности их структурно-геологической приуроченности и геохимической эволюции не известны. Мы надеемся, что постановка вопроса о необходимости более глубокого изучения процессов гранитообразования в пределах Хетоламбинского микроконтинента явится стимулом для последующих исследований.

Геохронология. Оценка возраста тоналитов, обнаженных в пределах купола Тоеттаманселькя, составила 3.11±0.02 млрд лет (U-Pb по цирконам [Kröner et al., 1981]). Позднее эта оценка была подтверждена с использованием технологии SHRIMP — 3.12±0.03 млрд лет (U-Pb по цирконам, SHRIMP-дискордия [Kröner, Compston,1990]). SHRIMP позволил также зафиксировать более древние ядра цирконов с возрастами между 3.25±0.01 и 3.16±0.02 млрд лет.

Оценка Rb-Sr модельного возраста составила 2.9±0.1 (2.91±0.12) млрд лет. Эта оценка совместно с мантийным значением I_{Sr} = = 0.703±0.001 свидетельствует, что ювенильная тоналитовая магма интрудировала кору около 3.1 млрд лет. Оценка Sm-Nd модельного возраста согласуется с приведенными выше цифрами — 3.1±0.1 (3.06±0.12) млрд лет [Jahn et al., 1984]. Однако средняя оценка ε_{Nd} впервые (по мнению авторов) для архейских тоналито-гнейсов дала в среднем отрицательное значение —3.7±1.8, несколько образцов показали значения около нуля. Это значит, что источником магмы были породы континентальной коры, сформированные за 200–500 млн лет до того, как оказались в условиях парциального плавления. Образцы с $\varepsilon_{Nd} \sim 0$ могут характеризовать парциальные расплавы, возникшие за счет мафитового источника с субхондритовым распределением РЗЭ.

Возраст метаморфизма удалось оценить лишь приблизительно — на базе Rb-Sr датирования по породе — 2.73±0.12 млрд лет [Kröner et al., 1981] и по изотопному составу обычного Pb — 2.6±0.2 (2.64±0.24) млрд лет [Jahn et al., 1984]. Другая оценка возраста метаморфизма получена с использованием SHRIMP — 2.84±0.03 млрд лет [Kröner, Compston, 1990]).

Возрастная характеристика гранитоидов в пределах и в обрамлении зеленокаменного пояса Тулпио была получена в результате специальных геохронологических исследований, поставленных Финской геологической службой (U-Pb по циркону [Joupperi, Vaasjoki, 2001]). В названной публикации приведены следующие оценки возраста:

— тоналит куполообразующего комплекса Ахматунтури — 2.83±0.02 млрд лет, гранит из того же комплекса — 2.90±0.01 (2.896±0.008) млрд лет;

— тоналит куполообразующего комплекса Кемихаара — 2.805±0.004 млрд лет, гранитная жила там же — 2.57±0.06 млрд лет, мафитовое включение — 2.83±0.04 млрд лет;

— сиенит Марьяваара (небольшой сиенитовый шток внутри пояса Тулпио) — 2.80±0.02 млрд лет, щелочной сиенит Суурковансельки (небольшое секущее тело внутри пояса Тулпио) — 2.81±0.08 млрд лет.

Данные, характеризующие возраст гранитоидов центральной части Хетоламбинского микроконтинента, были получены в районе Тупой губы оз. Ковдозера, а также во внутренней области и в ближайшем обрамлении зеленокаменных поясов:

— метатоналиты (маломощные силлы, прорывающие мафитовые кристаллические слан-

цы) Тупой губы — 2.79±0.02 млрд лет (U-Pb по циркону [Бибикова, Слабунов и др., 1997]);

— гранитоиды, прорывающие породы Керетского зеленокаменного пояса и принадлежащие двум возрастным группам: кварцевые диориты (гнейсо-диориты) с возрастом 2.80±0.01 млрд лет (U-Pb по циркону [Бибикова и др., 1999]); тоналиты и трондьемиты Шобозерского купола — 2.72±0.03 млрд лет (U-Pb по циркону [Бибикова и др., 1995]);

— тоналиты, северное обрамление Хизоваары — 2.80±0.03 млрд лет (U-Pb по циркону), диориты, южное обрамление Хизоваары — 2.83±0.02 млрд лет (U-Pb по циркону [Бибикова, Слабунов и др., 2003]);

— диориты, прорывающие ультрамафиты Центрально-Беломорского пояса, — 2.85±0.02 млрд лет (U-Pb по циркону [Borisova et al., 1997]); субсогласное тело метатрондьемита (метариодацита) — 2.88±0.01 млрд лет [Бибикова и др., 1999].

Прочие оценки (довольно многочисленные и сосредоточенные преимущественно в восточном обрамлении оз. Ковдозеро) заключены в интервале 2.74–2.69, реже — 2.66–2.64 (U-Pb по циркону [Каулина, Богданова, 1999; Бибикова, Богданова, Шельд, 1995; Каулина, 1996; Кудряшов, 1996; Балаганский и др., 1990; Bogdanova, Bibikova, 1993]; далее идут ранне-палеопротерозойские возрасты.

Модельный возраст T_{DM} «всех упомянутых гранитоидов» [Ранний докембрий..., 2005, с. 213] находится в интервале 2.93–2.81 млрд лет [Бибикова и др., 1999; Daly et al., 1993; Timmerman, Daly, 1995; Bibikova et al., 1996]. Протолиты были образованы преимущественно ювенильным мантийным материалом, добавка корового вещества незначительна или отсутствует [Ранний докембрий..., 2005, с. 213].

Биотитовые гнейсы района Кеми — 2.66±0.01 млрд лет (U-Pb по циркону [Минц, Берзин, Сулейманов и др., 2004]).

Юковский массив (Южное Беломорье): граниты — 2.67 млрд лет, сиенодиориты (санукитоиды?) — 2.68 млрд лет (U-Pb по циркону [Чекулаев и др., 1994]).

Возраст некоторых диорито-гнейсов и трондьемитов в районе Тупой Губы Ковдозера оказался равен 2.58±0.02 млрд лет (U-Pb по циркону [Балаганский и др., 1990; Bogdanova, Bibikova, 1993]).

Итак, почти все датированные к настоящему времени гранитоиды оказались не древнее зеленокаменных разрезов: они или субсинхронны или гранитоиды — моложе. Более того, в базе данных преобладают оценки возраста гранитоидов, которые значительно моложе зеленокаменных вулканогенно-осадочных разрезов. В этом состоит кардинальное отличие Хетоламбинской и Ковдозерской ГЗО, с одной стороны, и Инари-Кольской, Кухмо-Сегозерской и Водлозерской ГЗО, включающих «дозеленокаменные» гранито-гнейсовые комплексы, — с другой.

Единственное исключение — тоналито-гнейсы, обнаженные в пределах купола Тоеттаманселькя, которые можно с уверенностью рассматривать в качестве «дозеленокаменного» комплекса. По своему возрасту эти тоналито-гнейсы коррелируется с ТТГ гнейсами Водлозерского микроконтинента. Интересно отметить, что Sm-Nd изотопные характеристики в обоих случаях фиксируют участие древнекорового источника в тоналито-гнейсах Тоеттаманселькя и в мафитовых и ультрамафитовых составляющих древнего гнейсового комплекса Водлозерского микроконтинента.

Керетский зеленокаменный пояс обстоятельно исследован А.И. Слабуновым [1993, 2005, 2008 и др.]. Он объединил в составе пояса, с одной стороны, вулканогенно-осадочные образования верхнекумозерской и хаттомозерской свит, которые традиционно рассматривались в составе Северо-Карельского зеленокаменного пояса, с другой — майозерскую свиту, сложенную преимущественно амфиболитами и биотит-амфиболовыми гнейсами, которые было принято рассматривать в составе хетоламбинской толщи (пластины) [Ранний докембрий..., 2005]. Надо сказать, что зеленокаменный пояс в расширенной трактовке А.И. Слабунова занял совершенно иную позицию в сравнении с зеленокаменными структурами Северо-Карельского пояса. Зеленокаменные структуры Керетского пояса смещены к востоку относительно линейно вытянутого в меридиональном направлении Северо-Карельского пояса и распределены на обширной, более или менее изометричной территории в пределах Хетоламбинского микроконтинента. Это касается всех трех свит (в терминологии, которой мы следовали выше, — литотектонических ассоциаций, ЛТА) (см. прил. I-1 и II-2).

Особенности метаморфизма Керетского пояса охарактеризованы преимущественно на основе петрографического изучения. Характеристика пород (амфиболиты, в том числе гранатовые, актинолитовые сланцы, (кианит)-гранат-биотитовые гнейсы, часто с эпидотом и

т.п.) указывают на преобладание условий амфиболитовой, частично — эпидот-амфиболитовой фации. Текстурные особенности пород сохраняются лишь в отдельных участках. Несколько более успешно удается идентифицировать обломочные структуры агломератовых туфов и подушечные структуры лавовых потоков. В южной части Керетского пояса в окрестностях оз. Пиртозеро (Вичанский, Мундинаволокский и Пиртозерский участки по [Володичев, 1990; Король, 2005]) уровень метаморфизма достигает гранулитовой фации. Мафитовые метавулканиты преобразованы в двупироксеновые и двупироксен-амфиболовые плагиосланцы. По описанию О.И. Володичева и Н.Е. Король, кристаллосланцы характеризуются удивительной сохранностью тонкозернистого строения и первичных макро- и микроструктур и текстур вулканитов. Эти породы переходят в мелко-среднезернистые гранулиты с массивной или плоскопараллельной (в зонах деформаций) текстурами с эмбриональной мигматизацией. Детальные петрографические исследования показали, что при удивительной сохранности первичных текстур вулканогенных и осадочных пород в одних участках они могут полностью маскироваться в других. Кроме того, достаточно многочисленны случаи, когда текстуры, похожие на текстуры вулканитов, в действительности, созданы метасоматическими процессами.

Состав вулканической составляющей Керетского пояса закономерно меняется: Верхнекумозерская ЛТА — коматиит-толеитовая серия, Хаттомозерская ЛТА — дифференцированная андезито-базальт–андезит-риолитовая (металавы и метатуфы) серия, Майозерская ЛТА — андезито-базальт–базальтовая серия с прослоями метаосадков (парагнейсов). Приближенные оценки мощности перечисленных ассоциаций составляют: 150–500, 700–1000 и ~500 м, соответственно. Суммарная мощность Керетского разреза в разных участках варьирует от 700 до 1600 м. Среди амфиболитов (мафит-ультрамафитовых метавулканитов) встречаются массивные разности, интерпретируемые в качестве метаморфизованных интрузивов.

Петрогеохимические особенности этих ассоциаций и их геохронология детально рассмотрены в серии публикаций [Бибикова и др., 1999; Слабунов, 1993; Богина и др., 2005; Слабунов, 2008].

Метабазальты коматиит-толеитовой ассоциации (Верхнекумозерская ЛТА) принадлежат натриевому типу толеитовой серии. Их геохимические особенности указывают на формирование расплавов в малоглубинных камерах в ходе фракционной кристаллизации расплава, близкого по составу коматиит-базальтовому [Слабунов, 2008]. Высокомагнезиальные породы классифицируются как базальтовые коматииты алюминий-недеплетированнного типа ($Al_2O_3/TiO_2 \approx \approx 20$, $CaO/Al_2O_3 = 0.64–0.9$; $Zr/Y = 2–3$), десятикратно обогащенные ЛРЗЭ в сравнении с хондритовым уровнем. Расплавы подобного типа могли формироваться под воздействием глубинного источника тепла плюмового типа при плавлении недеплетированного безгранатового мантийного субстрата на глубине 75–120 км. Эти данные позволяют предполагать, что коматиит-толеитовая ассоциация представляет собой фрагмент океанического плато [Слабунов, 2008]. Метабазальты Верхнекумозерской ЛТА, опробованные в пределах Вокшозерской структуры, характеризуются несколько повышенной титанистостью: приблизительно в половине образцов $TiO_2 > 1.0\%$, максимально — до 2.46% (см. табл. 1 в работе [Слабунов, 2008]). Эта особенность указывает на участие в петрогенезисе плюмового компонента OIB-типа.

Породы Хаттомозерской ЛТА по химическому составу варьируют от андезито-базальтов до риолитов, с преобладанием андезитов и дацитов. Среди них реконструируются туфовые и лавовые фации. Значительная часть образцов метаандезитов и метадацитов Вокшозерской структуры характеризуется повышенными концентрациями TiO_2 (более 1.0%, до 1.84%) и Nb (максимально до 10–16 *ppm*), что указывает на участие в петрогенезисе источника плюмового типа (см. табл. 4, 5 в работе [Слабунов, 2008]). Возраст андезитов (U-Pb по цирконам) составляет 2.88±0.05 млрд лет. Широко распространены несколько более молодые субвулканические штоки и силлы — 2.83±0.03 млрд лет [Бибикова и др., 1999]. По петрогеохимическим особенностям средняя ассоциация подобна андезит-дацит-риолитовой серии островодужных систем фанерозоя. Sm-Nd модельный возраст андезитов T_{DM} равен 2.80 млрд лет (ε_{Nd} +2.8) и даже моложе U-Pb возраста цирконов, что указывает на отсутствие контаминации андезитовых магм веществом древней сиалической коры.

В разрезе метавулканитов андезито-базальт–базальтовой серии (Майозерская ЛТА) преобладают низкотитанистые и низкокалиевые разности, которые по петро- и геохимическим особенностям относятся к типу низкокалиевых остро-

водужных толеитов. Как и при характеристике предыдущих ЛТА, мы должны отметить повышенную титанистость базальтов Вокшозерской структуры (TiO_2 — 0.81–2.46%). Единично пробы высокотитанистых базальтов были отобраны также и в Керетьозерской и Поньгомозерской структурах (см. табл. 6 в работе [Слабунов, 2008]). Как мы уже отмечали выше, эта особенность указывает на участие в петрогенезисе плюмового компонента OIB-типа. В разрезе Майозерской ЛТА обычны прослои метаосадков с высоким содержанием Cr (до 570 *ppm*), Ni (до 130 *ppm*), а также линзы железистых кварцитов. Осадки подобного типа могли образоваться за счет разрушения средне-кислых вулканитов, базальтов и коматиитов. А.И. Слабунов отмечает, что граувакки с аналогичными особенностями состава характерны для обстановок энсиматических островных дуг [Bhatia, Crook, 1986].

В пределах Вокшозерской структуры метатолеиты нижней части разреза по петро- и геохимическим характеристикам близки типу MORB, толеиты средней части разреза — островодужному типу. Метабазальты, обогащенные TiO_2, и средне-кислые вулканиты, обогащенные TiO_2 и Nb, преимущественно сосредоточены в пределах Вокшозерской структуры [Богина и др., 2005]. Попытка классификации этих пород с использованием диаграмм Zr/Y–Zr (по [Pearce, Norry, 1979]) и Th/Yb–Ta/Yb (по [Pearce, 1983]) дала взаимно противоречащие ответы: высокие концентрации Zr (более 100 *ppm*) указывают на принадлежность этих базальтов внутриплитному (WPB) типу, тогда как высокие значения Th/Yb и Ta/Yb отношений указывают на участие в петрогенезисе субдукционного компонента и последующей фракционной дифференциации расплава. Классификация метадацитов с помощью диаграмм Ta–Yb (по [Pearce et al., 1984]) и Hf–Rb/30–Ta×3 (по [Harris et al., 1986]) свидетельствуют в пользу внутриплитного происхождения этих пород. По мнению авторов статьи [Богина и др., 2005], формирование ассоциации пород, совмещающей островодужные и внутриплитные геохимические характеристики, может быть объяснено в рамках модели задугового рифтинга на континентальной коре.

Геохронология. Оценки возраста метавулканитов составили: метатуфы андезитового состава Хаттомозерской ЛТА — 2.88±0.05 млрд лет, дацит из некка — 2.83±0.03 млрд лет (U-Pb по цирконам по верхнему пересечению [Бибикова и др., 1999]); метариодациты Вокшозерской структуры: возраст вулканизма — 2.83±0.04 млрд лет, метаморфизма — 1.84±0.03 млрд лет (U-Pb по циркону [Слабунов, Богина и др., 2007]). Аналогичная возрастная оценка получена по ядрам циркона из амфиболитов (мафитовых метавулканитов) в пределах также Хетоламбинской ГЗО (северный берег Лоухского озера) — 2.85±0.03 млрд лет (U-Pb по циркону, SHRIMP-II [Халенев и др., 2006]).

Все перечисленные оценки (исключая возраст палеопротерозойского метаморфизма) согласуются в пределах погрешности. С некоторым допущением они приняты в качестве оценки возраста средне-кислого вулканизма — приблизительно в интервале 2.88–2.83 млрд лет, что практически совпадает с возрастом аналогичных событий в Сумозерско-Кенозерской системе зеленокаменных поясов (см. раздел 2.1.4.1). Гранитоиды, прорывающие породы Керетского зеленокаменного пояса, принадлежат двум возрастным группам: кварцевые диориты (гнейсодиориты) — 2.80±0.01 млрд лет (U-Pb по циркону [Бибикова и др., 1999]); тоналиты и трондьемиты Шобозерского купола — 2.72±0.03 млрд лет (U-Pb по циркону [Бибикова, Слабунов и др., 1995]).

Доступные геохронологические оценки не фиксируют участия древних гранитоидов, которые можно было бы рассматривать в качестве «дозеленокаменного» фундамента.

Зеленокаменный пояс Тулпио расположен в пределах северо-западного окончания Хетоламбинского микроконтинента на территории Финляндии в приграничной области с Россией. Согласно [Joupperi, Vaasjoki, 2001], вулканогенно-осадочный комплекс, имеющий сложные («кружевные») очертания, размещен в серии межкупольных ветвящихся килевидных синформ шириной в первые километры. Размеры области, включающей пояс Тулпио, равны приблизительно 70×30 км^2.

Отдельные компоненты разреза представлены в виде разделенных деформированных фрагментов, что исключает возможность распознания реальной последовательности их формирования. Более распространены амфиболиты и амфибол-хлоритовые сланцы. Структурно-текстурные признаки исходных пород полностью утеряны, однако петро- и геохимические характеристики амфиболитов позволяют интерпретировать их в качестве толеитовых металав, формировавшихся в водной среде. Интенсивно деформированные амфибол-хлоритовые сланцы, в свою очередь, проинтерпретированы как кома-

тиитовые металавы или метатуфы. В пределах пояса присутствуют также высокомагнитные ультрамафиты, которые могут быть приняты в качестве кумулатов лавовых потоков или расслоенных габбровых тел, но не исключена возможность, что они принадлежат палеопротерозойскому комплексу расслоенных мафит-ультрамафитов. Метавулканиты иногда переслаиваются с амфибол- и графитсодержащими глиноземистыми и кварцитовыми сланцами, которые являются продуктом метаморфизма осадочных или туфовых отложений. Реже встречаются кварц-полевошпатовые сланцы (кислые метавулканиты) и слюдяные сланцы. Контакты зеленокаменных образований с гранитоидами — интрузивные.

Геохронология. Оценка возраста кварц-полевошпатового сланца (U-Pb по циркону [Joupperi, Vaasjoki, 2001]), который рассматривается в качестве метавулканита кислого состава, равна 2.9±0.1 (2.86±0.12) млрд лет. Возрастные оценки тоналитов и гранитов в обрамлении пояса распределены в интервале от 2.90 до 2.81 млрд лет, сиениты и щелочные сиениты, образующие тела небольших размеров, интрудирующие породы вулканогенно-осадочного комплекса датированы 2.81–2.80 млрд лет.

Западнее пояса Тулпио, в краевой части купола Кивиаапа (в контуре неоднократно упоминавшегося выше палеопротерозойского массива Контелайнен), были отобраны образцы для датирования парагнейсов (предположительно, метатуффитов и метаосадков). Гетерогенность фракций циркона позволила получить только приближенные $^{207}Pb/^{206}Pb$ оценки возраста в интервале 2.82–2.74 млрд лет [Mutanen, Huhma, 2001].

Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс протягивается вдоль северо-восточной границы Хетоламбинского микроконтинента. Он пунктирно прослеживается в обнажениях на протяжении 180 км при ширине от 0.5 до 3.0 км. В строении пояса выделены четыре структуры (фрагмента): Серякская, Нигрозерская, Лоухско-Пиземская и Нижемско-Оленьеостровская [Слабунов, 2008]. Продольные ограничения пояса имеют тектоническую природу. Более полно исследованная Серякская структура имеет моноклинальное строение: и элементы внутренней расслоенности, и тектонические границы погружаются в северо-восточном направлении под углами 35–50°. В предшествующие годы вулканогенно-осадочные образования, принадлежащие Цетрально-Беломорскому поясу, помещались в основание разреза хетоламбинской свиты [Стенарь, 1972; Сыстра, 1978], позднее Ю.И. Миллер с соавторами включил их в состав Хетоламбинского террейна в качестве «мафической зоны» [Миллер, Милькевич, 1995; Миллер и др., 2005]. А.И. Слабунов интерпретирует этот пояс в качестве структуры «протоофиолитового» типа. Интерпретация новых данных, полученных при исследовании эклогитов Беломорского пояса (Беломорской эклогитовой провинции, см. раздел 2.1.6), позволили нам «повысить статус» Центрально-Беломорского пояса. Мы рассматриваем этот зеленокаменный пояс в качестве сутурной зоны, возникшей при закрытии океанического пространства между Хетоламбинским и Инари-Кольским микроконтинентами (см. раздел 2.1.6).

Породы зеленокаменного пояса мигматизированы. Согласно А.В. Слабунову [2008], главными компонентами осадочно-вулканогенной ассоциации Центрально-Беломорского пояса являются плагиоамфиболиты (метатолеиты), серпентиниты и меланократовые зеленые амфиболиты (метаультрамафиты). Метаультрамафиты образуют небольшие (5–50 м) линзовидные включения в пластовых телах амфиболитов, размеры которых, в свою очередь, достигают 300 м мощности при протяженности в первые сотни метров. Дометаморфические текстуры изверженных пород полностью утеряны в процессе метаморфизма. Кроме того, ассоциация включает мелкие субсогласные тела трондьемитов, прослои гранат-биотитовых гнейсов (метаосадков) иногда с линзами магнетитовых кварцитов, линзы колчеданов и анортозитов. Доля метаосадочных пород и кислых метавулканитов в объеме осадочно-вулканогенной ассоциации незначительна.

Среди плагиоамфиболитов обычны гранат-, частью эпидот- и диопсидсодержащие разности. По составу они представляют собой метатолеиты двух типов. Толеиты первого типа по содержанию и особенностям распределения РЗЭ близки MORB. Предполагается, что разности, обедненные ТРЗЭ, а также Hf, Zr, Ti, Y, Nb сопоставимы с толеитами океанических плато. Породы, резко обогащенные как ЛРЗЭ, так и ТРЗЭ (50–180 и 12–25 хондритовых эквивалентов, соответственно), могут быть соотнесены с OIB типом. Однако часть этих пород характеризуется ниобиевым минимумом, что свидетельствует о комбинации плюмового и субдукционного типов петрогенезиса [Слабунов, 2008]. Sm-Nd систематика метатоле-

итов свидетельствует о ювенильном характере магм (ε_{Nd} варьирует от +1.9 до +4.6). Изредка встречаются амфиболиты, обогащенные гранатом (амфиболовые гранатиты). От остальных разновидностей амфиболитов они отличаются резко повышенными концентрациями TiO_2 и Fe_2O_3 (2.65% против 0.4–0.6% и 18% против 10–11%, соответственно).

Серпентиниты и меланократовые зеленые амфиболиты (метаультрамафиты) по составу отвечают метадунитам, метагарцбургитам, метагиперстенитам. В серпентинитах сохраняются первично-магматические минералы: оливин, ортопироксен, феррихромит). Результаты сопоставления петро- и геохимических характеристик метаультрамафитов Центрально-Беломорского пояса с фанерозойскими офиолитами и палеопротерозойскими офиолитами пояса Йормуа позволяют, по оценке А.И. Слабунова, рассматривать метаультрамафиты в качестве фрагментов архейского офиолитового комплекса. Оценка Sm-Nd модельного возраста, равная 2.9 млрд лет, и оценка ε_{Nd} = +1.9 свидетельствуют об отсутствии коровой контаминации. Равным образом, ε_{Nd} в метабазальтах, от +2.3 до +4.6, также указывают на ювенильное происхождение мафитовых магм.

Субсогласные тела метатрондьемитов известны только в пределах Лоухско-Пиземской структуры. Геохимическая характеристика метатрондьемитов, которая включает резко дифференцированное распределение РЗЭ, довольно высокий уровень ТРЗЭ $(La/Yb)_n$ = 9.13; Yb_n = = 7.8 и небольшой Eu минимум, препятствует отнесению их к типу океанических трондьемитов. Оценка ε_{Nd}, равная +2.7, свидетельствует о ювенильном характере кислого расплава.

Геохронология. Датировки кислых пород U-Pb методом по цирконам соответственно равны: диорита, пересекающего мафит-ультрамафитовый разрез, и субсогласного тела метатрондьемита (метариодацита) — 2.85±0.02 млрд лет [Borisova et al., 1997] и 2.88±0.01 млрд лет [Бибикова и др., 1999].

Оценка Sm-Nd модельного возраста метаультрамафита равна 2.9 млрд лет, ε_{Nd} = 1.9, в пробах метабазальта ε_{Nd} варьирует от +2.3 до +4.6 [Слабунов, 2008].

Оруденение Хетоламбинского микроконтинента преимущественно связано с зеленокаменными поясами.

1. Платинометалльное оруденение регенерированного магматического типа приурочено к ортоамфиболитам [Металлогения Карелии, 1999; Степанов, 2001]. Ортоамфиболиты массивной текстуры связаны переходами с габбро и перидотитами с достоверными магматическими структурами. В районе оз. Палоярви, непосредственно примыкающего с востока к оз. Кереть (пикет 580 на профиле 1-ЕВ), тело рудоносных ортоамфиболитов, тектонически расчлененное на несколько блоков, имеет мощность несколько сотен метров и протяженность не менее 5 км. В строении тела преобладают гранатовые железистые плагиоамфиболиты, близкие по составу феррогаббро. В подчиненном количестве присутствуют высокомагнезиальные разности. Амфиболиты вмещают линзовидные тела Fe-Ti перидотитов, вебстеритов и амфиболитов. Их мощность достигает первых метров, протяженность — первых десятков метров. Рудное вещество представлено ильменитом и магнетитом. Содержания TiO_2 варьируют от 2.18% в плагиоамфиболитах до 6.02% в перидотитах и оливиновых вебстеритах, (Fe_2O_3 + FeO) — от 19 до 43%, соответственно. Характерны повышенные концентрации V. Средние содержания в главных типах рудоносных пород: V — 0.05–0.29%, Pt — 0.02–0.23 г/т, Pd — 0.17–1.26 г/т и Au — 0.04–0.35 г/т. С появлением рассеянной сульфидной минерализации концентрации МПГ и Au увеличиваются на порядок.

Ассоциация в целом напоминает некоторые компоненты третьего слоя океанской коры (расслоенные габбро) (см., например, в работах [Blackman et al., 1998; Dick et al., 2000]). Известно крупное месторождение подобного типа — Качканар на Урале. Вместе с тем, В.С. Степанов не исключает корреляции рудоносного Палоярвинского массива мафит-ультрамафитов с палеопротерозойскими габбро-анортозитами [Степанов, 2001].

2. Ряд проявлений колчеданного оруденения и полосчатых магнетитовых кварцитов в виде небольших тел и рассеянного оруденения связан с вулканогенно-осадочной толщей (преимущественно — с маломощными прослоями углеродистых сланцев) Хаттомозерской ЛТА в пределах Керетского зеленокаменного пояса. Колчеданы содержат примеси Cu, Ni, Co, Zn, иногда Bi [Кулешевич, 2005].

3. В пределах Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса размещены залежи колчеданов (рудопроявления Кив-губа — Картеш и др.). Они представляют собой регенерированные массивные и прожилково-вкрапленные колчеданные руды (фальбанды), наложенные на амфиболиты и гнейсы. Руды Восточной зоны —

пирит-пирротиновые или пирротиновые с незначительной примесью халькопирита, сфалерита, пентландита, магнетита. Колчеданы проявлений Кив-губа — Картеш размещены в пределах зоны протяженностью 7 км и мощностью 10–50 м. Колчеданы, образующие массивные залежи мощностью 1–4.5 м и зоны вкрапленных руд, содержат Co-пирит, пентландит, халькопирит, сфалерит. Содержания золота — низкие, максимально — до 2.4 г/т. Сульфид-кварцевые прожилки содержат пирротин, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, иногда молибденит, висмуто-теллуриды, самородный висмут, золото и электрум (Au — 1–40 г/см) [Кулешевич, 2005].

Колчеданное оруденение подобного (Cu-Zn) типа характерно для базальтов спрединговых зон. К этому типу относится, в частности, Сибайское месторождение на Урале.

Геодинамическая интерпретация. Суммируем данные о главных особенностях структурно-вещественных ассоциаций, участвующих в строении Хетоламбинского микроконтинента.

1. Обращают на себя внимание значительные размеры Хетоламбинского микроконтинента: его суммарная протяженность (в пределах щита и в области, перекрытой 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).

2. В истории Хетоламбинского микроконтинента можно выделить следующие временные интервалы, вмещающие главные события в истории его формирования:

— 3.12–3.11 млрд лет: размещение наиболее ранних ТТГ гранитоидов (ТТГ-1); ядра цирконов с возрастами 3.25–3.16 млрд лет указывают на возможность разделения двух ранних событий: формирование магматических протолитов и их метаморфизм;

— 2.88–2.83 (возможно, начиная с 2.90) млрд лет: формирование вулканогенно-осадочных ассоциаций зеленокаменных поясов, сопровождаемое небольшими интрузиями гранитоидов (ТТГ-2);

— 2.83–2.79 млрд лет: проявления интрузивного магматизма ТТГ-3 (как правило, небольшие тела диоритов, тоналитов, трондьемитов, сиенитов, щелочных сиенитов, в том числе, вероятно, принадлежащие санукитоидной серии), обнаруженные и исследованные в пределах и в ближайшем обрамлении зеленокаменных поясов; этим же интервалом датированы куполообразующие тоналиты Ахматунтури и Кемихаара в северо-западном окончании Хетоламбинского микроконтинента;

— 2.74–2.64 млрд лет: ТТГ, «молодые граниты», субщелочные гранитоиды (монцониты, сиено-диориты, возможно, санукитоидного типа) 4-й генерации.

3. В строении зеленокаменных поясов Хетоламбинского микроконтинента участвуют ассоциации метавулканитов, сохранившие геохимические признаки океанического и субдукционного происхождения. Присутствие метакоматиитов позволяет предполагать участие 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»). В строении тел метаплутонитов участвуют разности, обогащенные TiO_2 и Fe_2O_3 (метагаббро и метаультрамафиты). Проявления оруденения, зафиксированные в пределах зеленокаменных поясов, также указывают на обстановки спрединга и субдукции.

4. Примечательной особенностью является участие в осадочно-вулканогенных разрезах зеленокаменных поясов Хетоламбинского микроконтинента наряду с коматиитами также и обогащенных Fe-Ti оксидами амфиболитов (Fe-Ti метагаббро и, возможно, метавулканитов). Коматииты являются производными высокотемпературных плюмов, характерных для архея. Появление расплавов, обогащенных Fe-Ti оксидами, можно рассматривать как свидетельство возникновения плюмовых источников нового — относительно низкотемпературного типа (эта проблема специально обсуждается А.А. Щипанским [2008]). Сравнение с ассоциациями плутонических пород, включающими Fe-Ti габбро, в современных и молодых комплексах позволяет предложить иное объяснение, без участия процессов плюмового типа. В результате исследований по Международной программе глубокого бурения в океанах (IODP) было обнаружено, что породы третьего слоя океанической коры («расслоенные габбро») в пределах медленно-спрединговых хребтов в качестве непременного компонента включают Fe-Ti габбро. Краевые зоны даек Fe-Ti габбро часто особенно обогащены Fe-Ti оксидами. Такие данные, в частности, получены в результате бурения и драгирования Юго-Западного Индийского хребта [Dick et al., 1999, 2000], массива Атлантис в

центральной части Срединно-Атлантического хребта [Blackman et al., 1998; Grimes et al., 2008], при изучении даек Fe-Ti габбро, пересекающих мантийные передотиты массива Ланцо (Итальянские Альпы) [Kaczmarek et al., 2008] и протолитов эклогитовой ассоциации о-ва Сирос (Циклады, Греция) [Seck et al., 1996; Bröcker, Enders, 2001; Tomashek et al., 2003].

Образование соответствующих расплавов не находит объяснения в рамках «простых» моделей фракционирования магм срединно-океанических хребтов. Однако состав и геологические особенности проявления этих пород могут получить удовлетворительное объяснение в рамках более сложных моделей. В частности, одна из моделей предполагает образование Fe-Ti габбро в результате взаимодействия значительно эволюционировавшего расплава, обогащенного оксидами Fe и Ti, при просачивании сквозь уже затвердевшие более примитивные габброиды [Dick et al., 2000]. Экстракция и перемещение остаточного расплава могла осуществляться через посредство сдвиговых зон в «только что» закристаллизованной плутонической части океанической коры или подстилающей мантии [Kaczmarek et al., 2008].

5. Признаки «дозеленокаменного» гранитогнейсового фундамента на уровне дневной поверхности известны лишь в самом дальнем северо-западном окончании Хетоламбинского микроконтинента. Однако имеется косвенное свидетельство того, что некие «блоки» древней континентальной коры, возможно, уже существовали на месте будущего микроконтинента. Важная информация предоставлена цирконами, заключенными в Чупинских гранулито-гнейсах. Проблему происхождения и источника различных популяций циркона мы обсудим ниже в разделе 2.2.1, здесь же ограничимся ссылкой на то, что возрасты «детритовых» и «зональных» цирконов представлены интервалами (на основе таблиц и диаграммы на рис. 8 из работы [Бибикова и др., 2004]): 3.22–3.10, 3.06–2.90 и 2.86–2.78 млрд лет. Данные, полученные Е.В. Бибиковой с соавторами, прежде всего, однозначно свидетельствуют в пользу существования древней (~3.2–2.9 млрд лет) континентальной коры в области осадконакопления или непосредственно в основании Хетоламбинского микроконтинента. Однако особенности размещения и размеры «блоков» этой коры по таким данным оценить невозможно.

6. Возрастная характеристика гранитоидных комплексов свидетельствует о том, что гранитоиды, более молодые в сравнении с осадочно-вулканогенными комплексами зеленокаменных поясов (3-я и 4-я генерации), возможно, преобладают в составе гранит-зеленокаменной коры Хетоламбинского микроконтинента (во всяком случае, на уровне современной дневной поверхности). Гранитоиды 3-й генерации пересекают деформированные метавулканиты и метаосадки, поэтому размещение этих интрузивов можно рассматривать в качестве события, завершившего формирование зеленокаменных поясов.

7. Гранитоиды 4-й генерации, образовавшиеся 50–150 млн лет спустя после этого события, связаны с «постзеленокаменным» этапом эволюции, включавшим широкий спектр тектонотермальных и тектоно-магматических событий, речь о которых пойдет в ниже разделах 2.1.5.3 и 2.2.1.

Таким образом, Хетоламбинский микроконтинент можно рассматривать в качестве зрелой островной палеодуги, сопоставимой по размерам с Японской островной дугой. В строении Хетоламбинской палеоостроводужной системы зафиксированы горно-породные ассоциации, характерные для медленно-спрединговых хребтов и внутриокеанических зон конвергенции. Вероятность участия ранее сформированной континентальной коры в этом процессе требует дальнейшего обсуждения.

Можно предположить, что заложению внутриокеанической зоны конвергенции предшествовало и, возможно, способствовало существование «блоков» континентальной коры, сформированной 3.25–3.11 млрд лет назад. Следуя конфигурации Хетоламбинского микроконтинента и его пространственным соотношениям с Водлозерским микроконтинентом, можно предположить, что эти «блоки» представляли собой цепь островов, связанных происхождением и структурно с древним Водлозерским микроконтинентом (см. прил. I-1 и II-1). Как мы отмечали выше, Sm-Nd изотопные характеристики фиксируют участие очень древнего (>> 3.1 млрд лет) корового источника в петрогенезисе тоналито-гнейсов Тоеттаманселькя на удаленном конце предполагаемой цепи островов и в петрогенезисе мафитовой и ультрамафитовой составляющих древнего гнейсового комплекса Водлозерского микроконтинента.

Собственно формирование и развитие («созревание») островной дуги отвечает краткому временно́му интервалу 2.9(2.88)–2.83 млрд лет.

Этому же интервалу соответствует формирование осадочно-вулканогенной ассоциации Каменноозерского зеленокаменного пояса, тектоническое перемещение этой ассоциации на северо-восточную окраину Водлозерского микроконтинента (2.88–2.85 млрд лет) и окончательное оформление Ведлозерско-Сегозерского аккреционного орогена вдоль западной окраины Водлозерского микроконтинента (2.86–2.85 млрд лет) (см. раздел 2.1.4.1).

Таким образом, все перечисленные зеленокаменные ассоциации объединяют комплексы пород океанического и субдукционного происхождения. Они были сформированы или завершили свое формирование синхронно приблизительно 2.85 млрд лет назад в более или менее очевидной пространственной взаимосвязи с древним континентальным образованием — Водлозерским микроконтинентом (включая «шлейф» островов, протягивавшийся от этого микроконтинента в север–северо-западном направлении). Заметной близостью разрезов характеризуются осадочно-вулканогенные ассоциации Керетского пояса и Сумозерско-Кенозерской системы зеленокаменных поясов. В частности, коматииты в основании разрезов в обоих случаях принадлежат алюминий-недеплетированному типу, которому отвечают умеренные глубины магмогенерации (менее 200 км).

Мы продолжим обсуждение происхождения и геодинамической эволюции Хетоламбинского микроконтинента позднее, в рамках общей модели формирования Беломорского аккреционно-коллизионного орогена — совместно с Ковдозерским микроконтинентом (см. раздел 2.1.5.2) и Беломорской эклогитовой провинцией (см. раздел 2.1.6).

Региональные особенности физических полей позволяют приближенно трассировать контуры Хеталамбинского микроконтинента в южном направлении — в пределы области, перекрытой осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы (см. прил. III-2 и IV-1). Поскольку скважины, пробуренные на этой территории, не достигали фундамента, конкретная информация о составе горно-породных ассоциаций отсутствует. Границы Водлозерского микроконтинента в этой области заданы более молодыми образованиями: магнитным комплексом пород, образующим южное продолжение палеопротерозойского осадочно-вулканогенного Ветреного пояса на западе, и структурами, принадлежащими Среднерусскому сектору палеопротерозойского Лапландско-Среднерусско-Южно-прибалтийского орогена на востоке.

2.1.5.2. Ковдозерский микроконтинент

Выделяя Ковдозерский микроконтинент, мы опирались на целый ряд фактических обоснований и существующих оценок. Название микроконтинента заимствовано у Ю.В. Миллера [Миллер, 1997; Миллер и др., 2005], который выделил Ковдозерский тектонический покров в качестве одного из элементов «покровно-складчатого строения Беломорского пояса». Согласно модели Ю.В. Миллера, Ковдозерский покров представляет собой краевую область Карельского кратона, которая оказалась в аллохтонном залегании в результате пододвигания под него Хетоламбинского террейна и Чупинского покрова. Мы также рассматриваем Ковдозерский микроконтинент в современной геологической структуре в качестве тектонического покрова, смятого в синформную складку (см. прил. I-1 и ниже рис. 4.18). Однако место и природа границ и происхождение горно-породных ассоциаций, участвующих в строении микроконтинента, рассматриваются нами под несколько иным углом зрения.

Ковдозерский микроконтинент протяженностью около 400 км и шириной 45–70 км образован одноименным гранит-зеленокаменным комплексом, слагающим тектоническую пластину (тектонический покров), вертикальная мощность которой в сечении профилем 4В достигает 3 км. Максимальная мощность пластины скорее всего ненамного больше названной величины. Анализ геологических соотношений, зафиксированных на геологических картах, свидетельствует о синформном строении тектонической пластины в целом и о ее размещении поверх сопредельных структурных ансамблей, принадлежащих как Карельскому кратону, так и Хетоламбинскому микроконтиненту. Такая морфология Ковдозерской пластины корреспондируется с представлениями Ю.В. Миллера с соавторами о пододвигании Хетоламбинского террейна под Ковдозерский [Миллер и др., 2005]. Непосредственное подтверждение синформного строения Ковдозерского покрова предоставлено сечением его южной части профилем 4В в интервале 75–110 км [Минц, Берзин, Сулейманов и др., 2004], где детальная картина сейсмических отражений позволяет достаточно уверенно

оценить глубинное строение Ковдозерского покрова (см. ниже рис. 4.17).

По простиранию микроконтинента последовательно размещены зеленокаменные пояса (зеленокаменные структуры) преимущественно синформного строения: Алакурти, Ирин-гора, Винча (Тикшеозеро), Хизоваара, Пяяваара, Тунгуда, Парандово-Надвойцы, Восточный-Идель (см. прил. II-2). Совместно они образуют Парандово-Тикшеозерскую систему зеленокаменных поясов, которую ранее уже предлагалось рассматривать в качестве палеоостроводужной структуры [Миллер и др., 2005].

Ковдозерский гранито-гнейсовый комплекс ранее не выделялся и пока не получил собственной характеристики. Имеющиеся данные, как правило, получены в непосредственном обрамлении и во внутренней области зеленокаменных поясов. В перенесении характеристик этих гранитоидов на комплекс в целом есть определенная условность. Гранито-гнейсы в обрамлении зеленокаменных структур принадлежат тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии, их возраст, согласно данным, приведенным ниже, не выходит за пределы интервала 2.83–2.80 млрд лет или приблизительно равен 2.80 млрд лет. Породы гранито-гнейсового комплекса, как и Ковдозерская пластина в целом, подверглись последующей значительной переработке. В начале палеопротерозоя в пограничную область коры между Карельским кратоном и Беломорским орогеном были интрудированы чарнокиты и микроклиновые граниты, породы подверглись деформациям, неравномерно проявленным микроклинизации и метаморфизму при параметрах, достигающих уровня гранулитовой фации.

***Парандово-Тикшеозерская система зеленокаменных поясов*,** и Ковдозерский микроконтинент в целом, участвует в строении пограничной области между Беломорским и Карельским орогенами (см. прил. I-1, II-1 и II-2). В северной части система включает группу наиболее полно изученных зеленокаменных поясов (структур), сформированных в интервале времени от 2.81 до 2.77 млрд лет назад (возможно, даже в более узком временно́м диапазоне — 2.80–2.78 млрд лет), которые совместно образуют Северо-Карельский зеленокаменный пояс [Ранний докембрий..., 2005; Слабунов, 2008]. Эта часть Ковдозерского гранит-зеленокаменного комплекса протягивается в виде узкой полосы шириной до 10 км при протяженности около 70 км. В пределах этой полосы комплекс характеризуется синформным строением. Вулканогенно-осадочными образованиями сложены краевые части синформы и, следовательно, они как бы «подстилают» выполнение синформы. Гранитоиды (неоархейские гранитогнейсы Ковдозерского комплекса, которые в этом районе преимущественно интрудированы или замещены ранне-палеопротерозойскими калиевыми гранитами и чарнокитами) располагаются структурно выше вулканогенно-осадочных образований.

Зеленокаменные пояса совместно с обрамляющими гранитоидами в пределах преобладающей по протяженности центральной–южной части Парандово-Тикшеозерской системы (достигающей длины 350 км — между южной оконечностью оз. Топозеро и северным берегом оз. Выгозеро) значительно нарушены палеопротерозойскими тектоническими перемещениями. Фрагменты Ковдозерской ГЗО в этой части разделены структурами палеопротерозойских вулканогенно-осадочных поясов. Отчасти поэтому эти пояса (Тунгудский, Пебозерский, Парандово-Надвоицкий и Восточно-Идельский) исследованы менее подробно. Между тем, они выделяются повышенной рудоносностью.

В существующей литературе к Парандово-Тикшеозерской системе принято также относить Керетский зеленокаменный пояс, образованный более древними вулканогенно-осадочными ассоциациями, сформированными 2.88–2.83 млрд лет назад [Ранний докембрий..., 2005; Слабунов, 2008 и ссылки в этой работе]. Однако, как мы показали выше, особенности региональной геологической структуры совместно с различиями возрастных характеристик Керетского пояса и поясов Парандово-Тикшеозерской системы свидетельствуют о независимом происхождении этих поясов.

Северо-Карельский зеленокаменный пояс включает вулканогенно-осадочные ассоциации, выполняющие несколько близко расположенных зеленокаменных структур: Хизоваарская структура сменяется далее на север Винчевской (Тикшеозерской) и Ириногорской, Кичанской (Мошинской) и Каликорвинской структурами. Далее к северо-западу расположена зеленокаменная структура Аллакурти. Мы уделим специальное внимание геохимическим и литологическим особенностям пород Хизоваарской и Ириногорской структур. В составах пород запечатлены свидетельства субдукционных процессов на конвергентной границе неоархейских океанических плит [Щипанский и др., 1999;

Щипанский, 2008; Кожевников, 2000; Shchipansky et al., 2004; Samsonov et al., 2005; Слабунов и др., 2008; Щипанский, 2008]. И более того, в пределах Ириногорской структуры обнаружены фрагменты супрасубдукционного офиолитового разреза, что представляет собой уникальное явление для архейских зеленокаменных поясов [Shchipansky et al., 2004; Щипанский, 2008].

Хизоваарская зеленокаменная структура — небольшая (6×6 км), довольно хорошо обнаженная часть Северо-Карельского пояса. Она получила известность, благодаря месторождению кианитового сырья, оценочные и разведочные работы в пределах которого сопровождались детальной геологической съемкой [Щипцов и др., 1988; Кожевников, 1992]. Приблизительно изометричная в плане структура представляет собой асимметричную синформную складку с субширотной осевой поверхностью, погружающейся на юг [Кожевников, 2000] с более пологим северным и крутым южным крылом (рис. 2.20, см. цв. вкл.).

Гранитоиды, обрамляющие зеленокаменную структуру, могли быть сформированы в связи с процессами вулканизма, но могут также принадлежать гранито-гнейсовому комплексу Хетоламбинского микроконтинента (см. прил. I-1). Они представлены тоналитами на севере и гранодиоритами на юге и отделены от вулканогенно-осадочного выполнения структуры тектоническими границами.

Массив северных тоналитов образован породами, варьирующими по составу от тоналитов до трондьемитов. Плутонические образования сопровождаются когенетичной дайковой фацией. ТТ гранитоиды (рис. 2.21) характеризуются высокими содержаниями Al_2O_3, Sr, фракционированными спектрами ЛРЗЭ — $(La/Sm)_n$ = = 4.6–5.3, умеренно фракционированными спектрами ТРЗЭ — $(Gd/Yb)_n$ = 3.6–3.8, низкими концентрациями ТРЗЭ и Y, что является признаком адакитовых магм.

Южные диориты и гранодиориты по сравнению с северными тоналитами демонстрируют менее фракционированные спектры редких земель — $(La/Sm)_n$ = 3.2–4.1, $(Gd/Yb)_n$ = = 1.3–2.1, а также отрицательные аномалии Eu и Ti. Несколько более древний U-Pb изотопный возраст цирконов из этих пород (см. рис. 2.20) может указывать на участие в расплавах более древнего корового компонента.

Вулканогенно-осадочный комплекс подвергся полифазным деформациям и метаморфизму амфиболитовой фации. Тем не менее, в породах часто можно наблюдать первичные вулканические структуры. Это позволяет использовать в тексте вулканическую номенклатуру, опуская для краткости приставку «мета». Небольшой размер Хизоваарской структуры, образованной чередованием различающихся составом и происхождением вулканогенных и вулканогенно-осадочных пачек мощностью в несколько сотен метров каждая, позволяет считать ее фрагментом вулканической дуги, располагавшимся между вулканическими постройками типа крупных стратовулканов. Это, например, могла быть обстановка в пределах пролива между вулканическими островами, заполнявшегося продуктами чередовавшихся проявлений вулканической деятельности близко расположенных и удаленных вулканических аппаратов. Однако, как мы покажем ниже, возможны и иные объяснения.

Относительно благоприятные условия обнаженности способствовали развитию палеогеодинамических и палеовулканических исследований в пределах Хизоваарской структуры. Исследовательские коллективы ИГ КарНЦ РАН, ГЕОХИ, ИГЕМ и ГИН РАН на протяжении ряда лет работали в тесном контакте. Это позволило детально охарактеризовать тектоно-стратиграфию, литологические и петрогеохимические особенности зеленокаменной ассоциации (см. рис. 2.21), получить достаточно подробную геохронологическую информацию. Однако определенные сложности, вызванные недостаточной обнаженностью и маскирующим воздействием метаморфических и метасоматических преобразований, привели к тому, что ряд важных структурных аспектов объекта исследования не получил согласованного решения [Кожевников, 2000; Бибикова, Самсонов и др., 2003; Богатиков и др., 2006; Кожевников и др., 2006; Щипанский, 2008; Слабунов, 2008].

Начиная с публикаций В.Н. Кожевникова [1992, 2000], в разрезе Хизоваарской структуры принято выделять стратотектонические или литотектонические ассоциации, имеющие, как правило, тектонические ограничения, что позволяет рассматривать разрез структуры в качестве пакета тектонических пластин. В то же время, авторы статьи [Бибикова, Самсонов и др., 2003] отмечают, что в участках, где прямое наблюдение контактов различных толщ оказалось доступным, они имеют скорее стратиграфическое, нежели тектоническое происхождение.

Северный фланг Хизоваарской структуры сложен мафической вулканогенной ассоциаци-

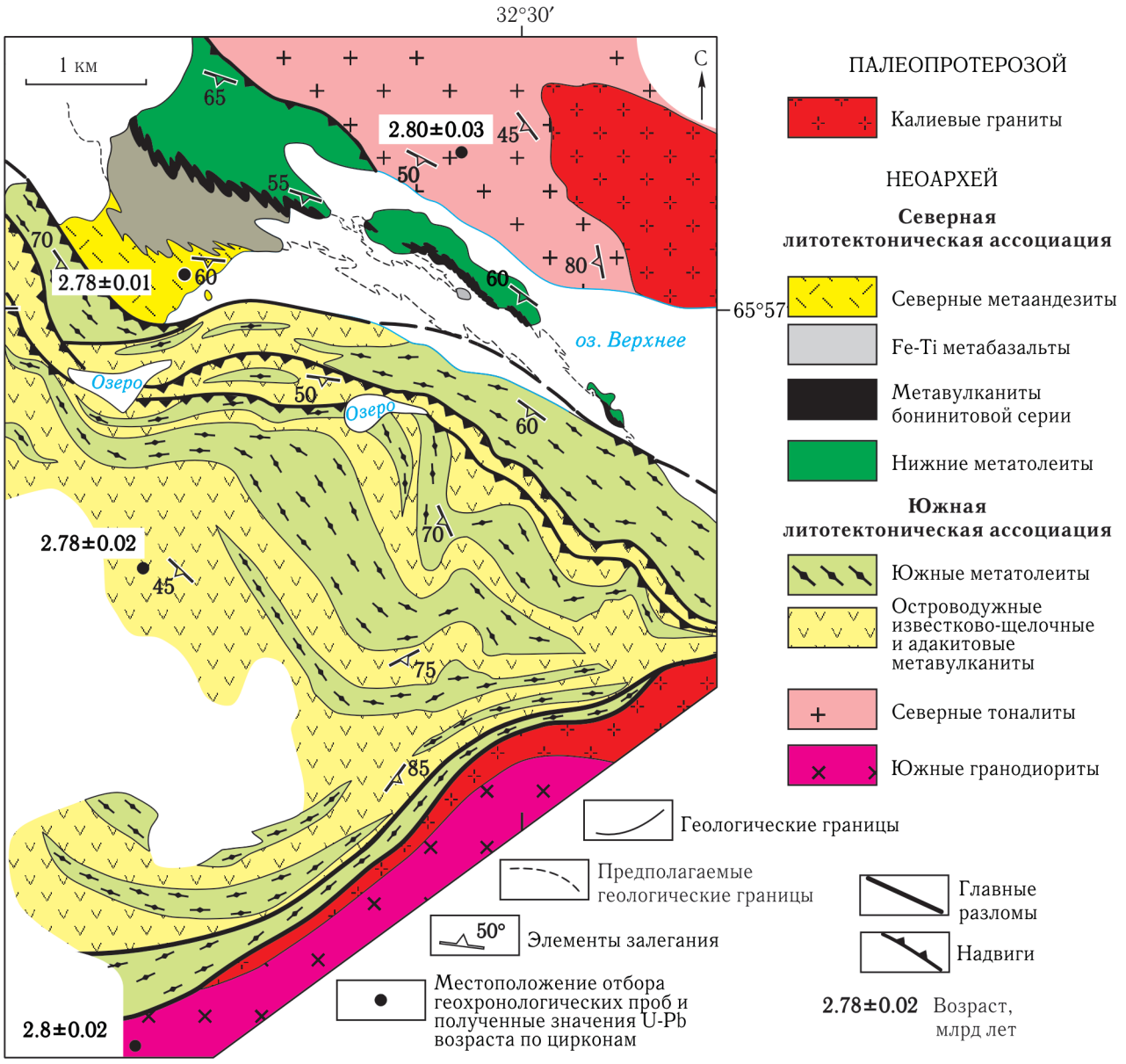


Рис. 2.20. Геологическая карта Хизоваарской зеленокаменной структуры. Составлена на основе материалов [Кожевников, 1992, 2000; Thurston, Kozhevnikov, 2000], приведена в работах [Бибикова, Самсонов и др., 2003; Богатиков и др., 2006; Щипанский, 2008])

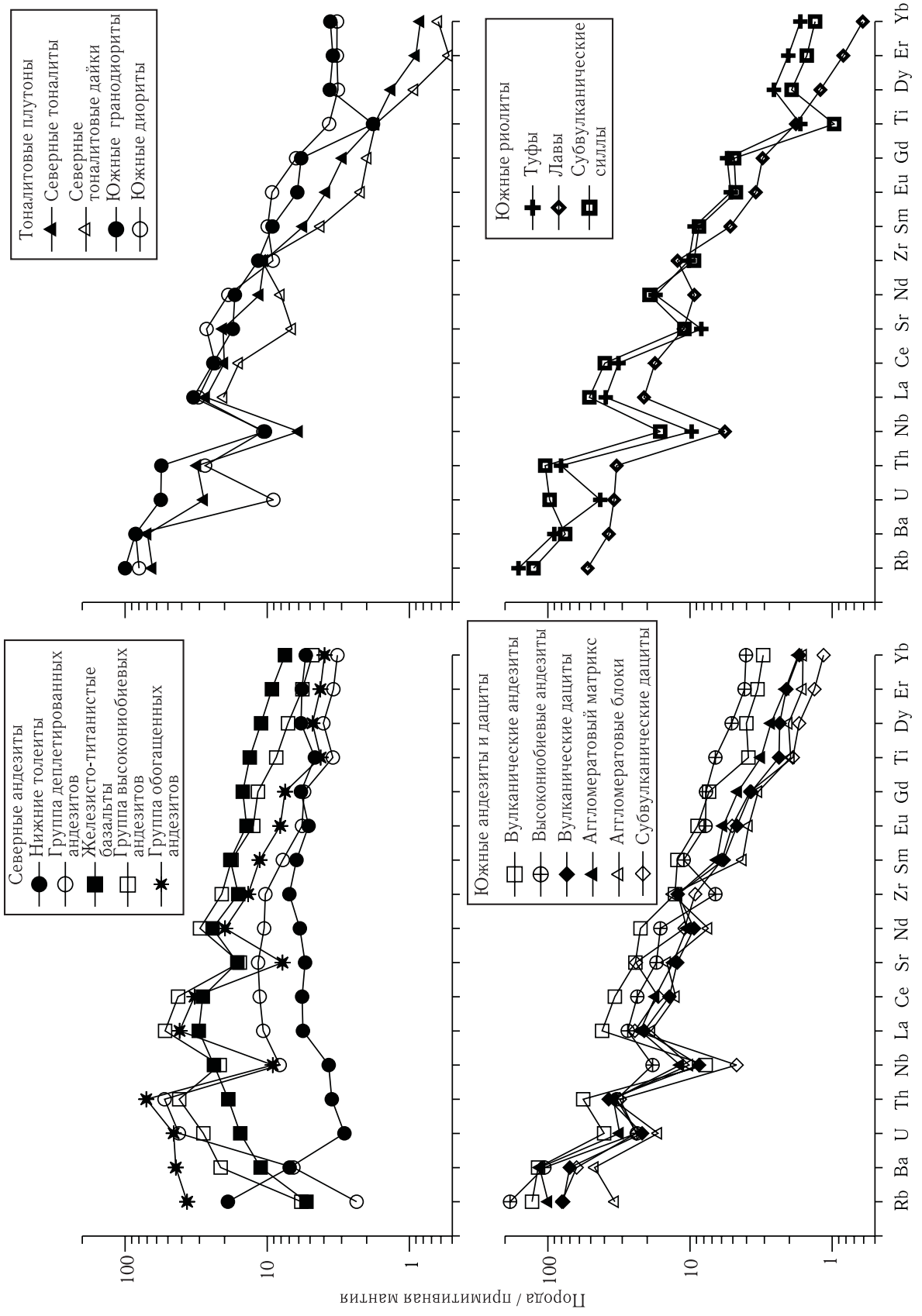


Рис. 2.21. Распределения содержаний редких и редкоземельных элементов, нормированных к примитивной мантии (по [Hofmann et al., 1988]), в среднекислых вулканоплутонических ассоциациях Хизоваарской структуры (по [Щипанский, 2008])

ей, не содержащей осадочного материала, названной В.Н. Кожевниковым [2000] Северной (нижней) литотектонической ассоциацией. Южная (верхняя) ЛТА, занимающая преобладающую территорию в центральной и южной частях структуры, образована двумя комплексами пород: 1) средне-кислыми вулканитами и вулканокластическим материалом, 2) подушечными метатолеитами. Соотношения между этими комплексами оцениваются принципиально поразному: как неоднократное переслаивание [Бибикова, Самсонов и др., 2003] или как свидетельство несогласного налегания мафитовых лав поверх вулканогенно-осадочной толщи с вулканитами средне-кислого состава [Кожевников, 2000; Богатиков и др., 2006; Щипанский, 2008; Слабунов, 2008]. Возраст преобладающей части осадочно-вулканогенного выполнения Хизоваарской структуры приблизительно равен 2.8 млрд лет.

Характеру и значимости границы между Северной и Южной ЛТА до недавнего времени не придавалось особого значения. Она рассматривалась как тектоническая, однако оценки времени и масштаба перемещения оставались проблематичными. Южной ЛТА в разрезе предшествует толща кварцевых аренитов. Исследование детритовых цирконов из этой толщи дало неожиданный результат [Кожевников и др., 2006]: оценки возраста самой молодой фракции детритовых цирконов оказались в интервале 2.69–2.65 млрд лет. Следовательно, возраст осадконакопления для этой толщи не может быть больше этого интервала. Соответственно: 1) перерыв между вулканизмом и образованием толщи кварцевых аренитов был порядка 100–150 млн лет, следовательно, кварцевые арениты не являются закономерной частью заметно более древнего вулканогенно-осадочного разреза (не входят ни в Северную, ни в Южную ЛТА); 2) вулканогенно-осадочная толща, выполняющая центральную и южную части структуры, тектонически перекрывает толщу кварцевых аренитов.

Северная ЛТА сложена четырьмя вулканическими пачками, различающимися как набором переславивающихся пород, так и их петрогеохимическими характеристиками.

Пачка амфиболитов в северной части структуры, размещенная в основании тектоно-стратиграфического разреза и, вероятно, наиболее древняя по возрасту, по геохимическим характеристикам близка к типу островодужных толеитов (IAT-тип). Редкие сохранившиеся признаки подушечных текстур и отсутствие межпотоковых осадков указывает на то, что вулканиты накапливались в подводной, а, возможно, и в глубоководной обстановке. В основании этой толщи обнаружены также небольшие тела метаперидотитов [Кожевников, 1992]. Мощность пачки — около 400 м.

Структурно и стратиграфически выше нижних толеитов залегают амфиболиты, частью — с эпидотом, иногда с гранатом или хлоритом — метавулканиты бонинитовой серии. Резкий контакт между этими толщами маркируется появлением низкотитанистых высокомагнезиальных примитивных толеитов. Массивные амфиболиты — метавулканиты бонинитовой серии Хизоваарской структуры обнажены в виде пачки мощностью около 0.5–1.0 м. Современная мощность пачки, очевидно, сокращена в результате структурно-метаморфических преобразований.

Далее к югу и структурно выше залегает пачка черных гранатовых амфиболитов по геохимическим характеристикам относящихся к типу Fe-Ti базальтов. Контакты этих гранатовых амфиболитов с ниже- и вышележащими пачками маркируются зонами гранатитов мощностью 20–30 м. В зоне контакта с перекрывающей пачкой наблюдаются также карбонатизация, интенсивное рассланцевание и карандашные структуры, что указывает на тектоническую природу этого контакта. Мощность пачки — 400–500 м.

Многочисленные дайки тоналитов (по другой версии, — субвулканические тела риодацитов [Слабунов, 2008]) имеют секущие отношения со всеми описанными выше вулканитами. Оценки возраста даек, 2.80±0.07 и 2.80±0.04 млрд лет (U-Pb дискордии по цирконам [Кожевников, 1992; Чекулаев и др., 1994]), определяют верхний предел возраста аккреционного события. Наличие тоналитовых даек в пределах зеленокаменной структуры и крупных фрагментов толеитовых базальтов среди тоналитов указывает на интрузивные соотношения тоналитов северного обрамления с вулканической толщей. Однако собственно граница между ними, по-видимому, имеет тектоническую природу [Кожевников, 2000].

Завершается разрез Северной ЛТА пачкой толеитовых и известково-щелочных андезитов с характерным сочетанием миндалекаменных, массивных и гломеропорфировых текстур, указывающих на субаэральные обстановки накопления вулканитов [Thurston, Kozhevnikov, 2000]. Метаандезиты представляют собой био-

тит-амфибол-хлорит-эпидот-плагиоклаз-кварцевые сланцы. В разрезе преобладают высокомагнезиальные андезиты, в подчиненном объеме присутствуют андезито-дацитовые вулканиты. Вследствие деформационных и метаморфических преобразований в зоне тектонического контакта с подстилающей пачкой, кварцевые и кварц-плагиоклазовые миндалины Северных андезитов превращены в карандашные кристаллические агрегаты. Возраст вулканизма — формирования Северных андезитов равен 2.78±0.01 млрд лет (U-Pb, NORDSIM [Бибикова, Самсонов и др., 2003; Shchipansky et al., 2004]). Мощность пачки — 300–400 м.

Контакт Северной и Южной ЛТА затушеван палеопротерозойскими деформациями. В зоне контакта размещена *толща полосчатых кварцевых аренитов*, обнаруживающих признаки градационной слоистости, индикативной для отложений турбидитовых потоков [Thurston, Kozhevnikov, 2000]. Возрастные оценки детритовых цирконов из кварцевых аренитов фиксируют несколько популяций: 3.15, 2.83–2.81; 2.75–2.71; 2.69–2.65 млрд лет (U-Pb, SHRIMP по цирконам [Кожевников и др., 2006]). По этим данным и по геохимическим особенностям кварцевые арениты можно интерпретировать в качестве смеси обломочного материала из кислых вулканитов, коматиитов и толеитов, пятикратно «разбавленных» кварцем, привнесенным потоками из сопредельной кратонной области [Кожевников и др., 2006]. Разрез толщи, общая мощность которой достигает 500 м, начинается 40-метровым горизонтом кварцитов и кварцевых гравелитов с кварцевыми конгломератами в основании. Выше по разрезу арениты сменяются мощной толщей турбидитов, включающей горизонты хемогенных пород, кислых лав и пепловых потоков [Кожевников и др., 2006]. Результаты датирования детритовых цирконов, как мы уже отмечали выше, свидетельствуют о том, что осадконакопление и формирование этой толщи произошло не ранее 2.69–2.65 млрд лет и что она не может быть составной частью ни Северной, ни Южной ЛТА.

Основание Южной ЛТА образовано вулканогенными породами зрелой островодужной системы. Андезит-дацит-риолитовая ассоциация слагает преобладающую часть пород, участвующих в строении Хизоваарской структуры. Возможно, эта толща представляет собой фрагмент периферической части вулканической постройки, образованной андезит-дацит-риолитовыми лавами, чередующимися с вулканогенно-осадочными породами. Широкое распространение агломератовых текстур и наличие вулканогенно-осадочных пород указывают на чередование субаэральных и подводных условий вулканизма и осадконакопления. Кислые вулканиты пересечены комагматичными дацитовыми и риолитовыми дайками и силлами, датированными 2.78±0.02 млрд лет (U-Pb по цирконам [Бибикова, Самсонов и др., 2003]). Мощность андезит-дацит-риолитовой толщи достигает 1000 м.

Толща, залегающая выше, образована подушечными и массивными лавовыми потоками толеитовых базальтов и андезито-базальтов с комагматичными силлами габбро. По сравнению с нижними толеитами Северной ЛТА, эти толеиты не обнаруживают отчетливой отрицательной аномалии Nb и геохимически более всего напоминают базальты срединно-океанических хребтов или задуговых бассейнов (MORB- или BABB-тип). Мощность этой толщи — 500–600 м.

В центральной части Хизоваарской структуры породы вулканогенно-осадочного разреза перекрыты (вероятнее всего, с несогласием) характерной толщей грубообломочных вулканитов [Слабунов, 2008 и ссылки в этой работе]: агломератовыми туфами, олигомиктовыми конгломератами, туфоконгломератами и лавобрекчиями, состав которых варьирует от андезитового до риодацитового. Оценки возраста детритовых цирконов из конгломератов варьируют в интервале 2.84–2.75 млрд лет (U-Pb, SHRIMP-II по $^{207}Pb/^{206}Pb$ [Kozhevnikov, Shchipansky, 2008]).

PT-параметры метаморфических преобразований были исследованы применительно к бонинитам. Удалось охарактеризовать условия метаморфизма ставролит- и кианитсодержащих парагенезисов. Оценки параметров (полученные А.Н. Кониловым с использованием различных геотермометров и геобарометров, подробнее — см. в работе [Щипанский, 2008]) пикового метаморфизма М1 составили: T = 670–730°С, P ~ ~ 7.6 кбар; параметры метаморфизма регрессивной стадии М2: T = 580°С, P ~ 6.1 кбар. Значения параметров М1 отвечают пограничной области между амфиболитовой фацией и фацией пироксен-плагиоклазовых гранулитов — области начала влажного плавления мафитовых пород.

От *Южных гранодиоритов* вулканогенно-осадочная толща отделена мощной (до 500 м) сдвиговой зоной (см. рис. 2.20). Возраст гранодиори-

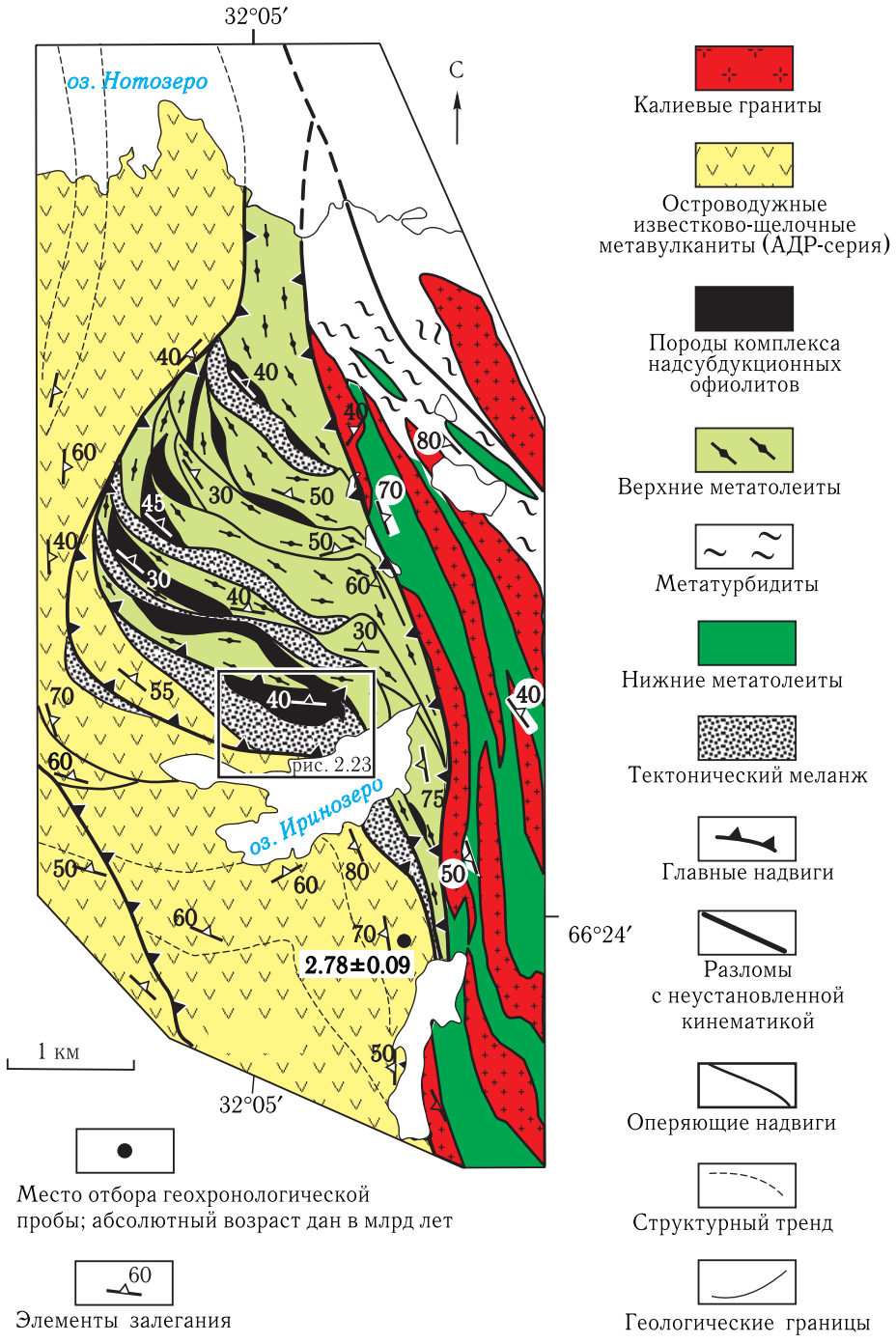


Рис. 2.22. Геологическая карта Ириногорской структуры. Модифицировано из работ: [Щипанский и др., 2001; Shchipansky et al., 2004; Щипанский, 2008]

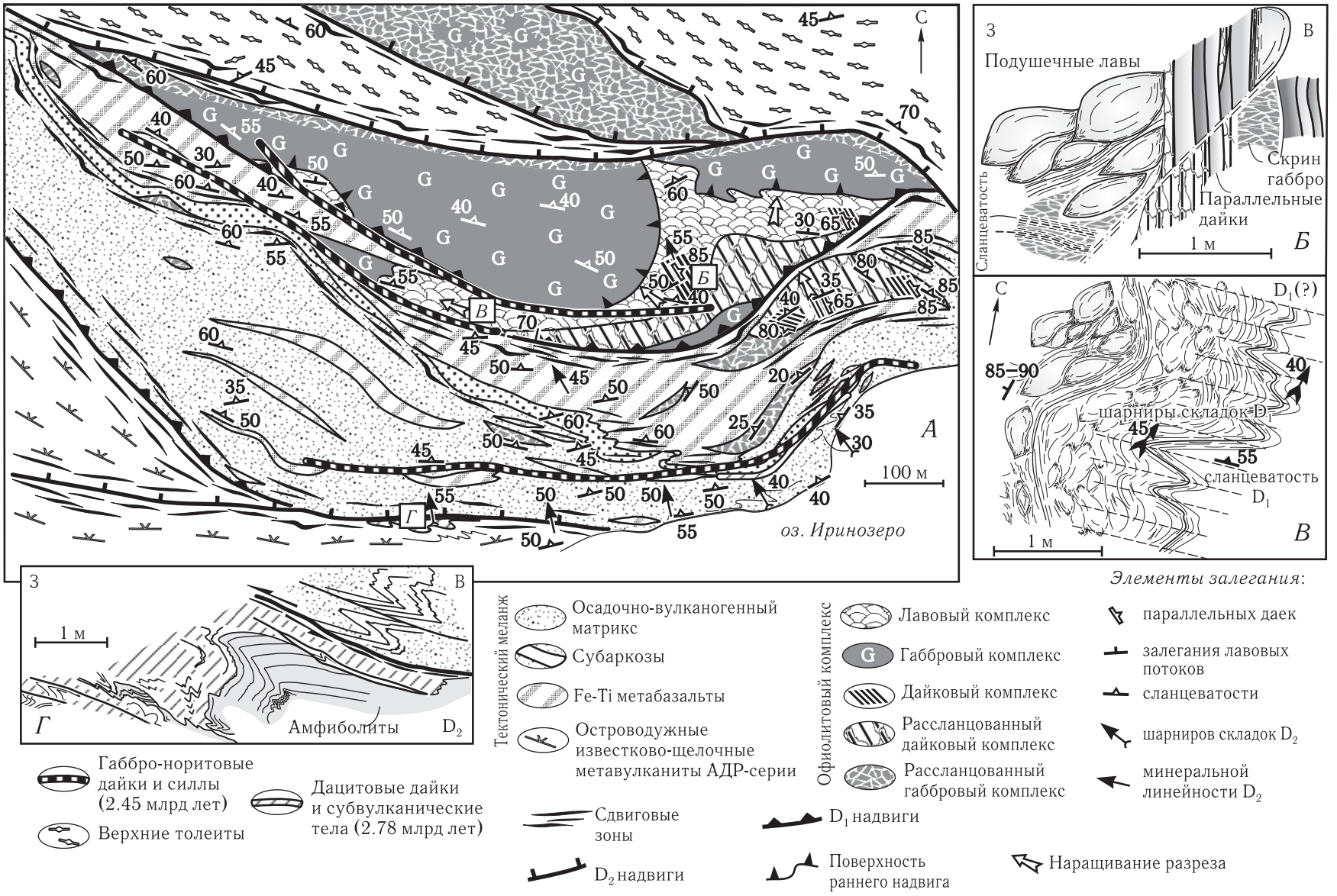


Рис. 2.23. Детальная геологическая карта северного берега озера Иринозеро (*А*) и серия зарисовок обнажений (*Б–Г*), иллюстрирующих принципиальные элементы строения разреза Ириногорских надсубдукционных офиолитовофиолитов (рис. 3.1.10 в работе [Щипанский, 2008], незначительно упрощенный, также в [Shchipansky et al., 2004])

тов — 2.82±0.02 млрд лет (U-Pb по цирконам [Бибикова, Самсонов и др., 2003]). Несколько «задревненный» по сравнению с вулканитами возраст указывает на возможную контаминацию расплавов материалом более древней коры. Калиевые гнейсо-граниты, пересекающие более ранние гранодиориты, вероятно, связаны с палеопротерозойской тектоно-магматической активностью, однако в районе Хизоваарской структуры они пока не датированы.

Ириногорская зеленокаменная структура расположена в 75 км к северу от Хизоваарской структуры. Она представляет собой фрагмент (гигантскую будину) протяженностью около 5 км при максимальной ширине 2 км, размещенную в синформной области между двумя субмеридиональными взбросо-сдвиговыми зонами (рис. 2.22, см. цв. вкл.; рис. 2.23; см. прил. I-1 и II-2). Ириногорская и Хизоваарская структуры сложены близкими по составу и уровню метаморфизма (амфиболитовой фации) вулканогенно-осадочными ассоциациями. Однако в пределах Ириногорской структуры среди пород бонинитовой серии обнаружены фрагменты офиолитового разреза, который представляет собой уникальное явление для архейских зеленокаменных поясов. Ириногорские офиолиты подробно охарактеризованы в серии публикаций А.А. Щипанского с соавторами [Щипанский и др., 2001; Shchipansky et al., 2004; Щипанский, 2008]. Данный раздел написан на основе этих публикаций.

Фрагменты метаофиолитов залегают среди сложно построенных надвиговых пакетов, постепенно погружающихся на север–северо-восток. Эти пакеты сложены амфиболитами — мафитовыми метавулканитами, среди которых обнаруживаются аналоги верхних толеитов и бонинитовой серии Хизоваарской структуры. Они тектонически надвинуты на толщу гнейсов (средне-кислых метавулканитов и связанных с ними вулканогенно-осадочных пород), которые могут рассматриваться в качестве параавтохтона для залегающих структурно выше офиолитовых надвиговых пластин (см. рис. 2.22). Геохимические и литологические особенности толщи позволяют интерпретировать ее в качестве комплекса пород, сформированных в островодужной обстановке. Породы вулканогенно-осадочной ассоциации подверглись интенсивным деформационным и метаморфическим преобразованиям, тем не менее, их первичные магматические, вулканические и осадочные текстуры локально обнаруживают превосходную сохранность. Наиболее хорошо сохранившийся фрагмент офиолитовой последовательности был обнаружен в скальных обнажениях северного берега оз. Иринозеро (см. рис. 2.23). Здесь можно наблюдать не только лавовый и габбровый комплексы, но и сохранившиеся фрагменты комплекса параллельных даек с переходами в вышележащий лавовый комплекс. В основании офиолитового разреза обнаружен комплекс тектонического меланжа, метаморфизованного подобно фанерозойским комплексам метамофического цоколя.

Бонинитовая офиолитовая серия. Нижняя часть Ириногорского метаофиолитового покрова образована комплексом параллельных даек и комплексом хорошо сохранившихся металав мощностью около 500 м, тектонически перекрытым офиолитовыми метагаббро и верхними метатолеитами (см. рис. 2.23).

Хотя видимая мощность *лавового комплекса* не превышает 100–150 м, локальная сохранность первичных вулканических текстур удивительна. Лавовый комплекс образован как подушечными, так и массивными вулканическими потоками. Средний размер лавовых подушек около 40–50 см, хотя иногда наблюдаются и более крупные экземпляры до 1 м в поперечнике. Нередки также и мелкие, 20–30 см, подушечные формы. Отдельные массивные потоки имеют мощность 2–3 м. В их строении отчетливо выделяются нижние кумулаты и верхние кровельные брекчии, что говорит о нормальном (не перевернутом) положении разреза. Еще одной удивительной чертой строения лавового комплекса является хорошая сохранность гиалокластического материала, представленного кластерами подушек, заключенных в матрикс «битой черепицы». Перечисленные текстурные особенности вулканитов, а также отсутствие каких-либо осадочных пород указывают на подводную и, возможно, глубоководную обстановку излияния.

Однообразно параллельно-полосчатые тонко- и среднезернистые лейкоамфиболиты, подстилающие лавовый комплекс, были проинтерпретированы в качестве *комплекса параллельных даек* толеитового и бонинитового состава. От рассланцованных метагаббро этот комплекс отличается постоянной мощностью параллельно расположенных пластинообразных тел мощностью в среднем около 40–50 см, между которыми иногда сохраняются скрины сильнодеформированных габбро. В нескольких обнажениях наблюдались переходы этого комплекса в лавовый, когда от-

дельные дайковые тела проникали в лавы, растворяясь в них (см. рис. 2.23, *Б*, *В*). В одном из обнажений удалось распознать сохранившиеся асимметричные зоны закалки, характерные для текстур типа «дайка в дайке». Метабониниты представлены как в дайковом, так и в лавовом комплексах, что свидетельствует о генетическом единстве тех и других образований.

Средне- до крупнозернистых полосчатые от мелано- до лейкократовых амфиболиты, нередко сохраняющие признаки габбровой структуры, проинтерпретированы как *габбровый комплекс*. По своему происхождению этот комплекс является наиболее глубинным членом офиолитового разреза из числа обнаженных в районе. Однако детальное картирование показало, что габбро залегают тектонически выше лавового комплекса. Тем не менее, в метагаббро наблюдаются дайки, идентичные по своему составу параллельным дайкам. Геохимические данные однозначно указывают на когенетичность габбро с лавовым и дайковым комплексами.

В основании метаофиолитового разреза установлена пачка рассланцованных пород мощностью до 300 м, образованная сильно фрагментированными и литологически контрастными породами. Эта пачка интерпретируется как *тектонический меланж*, состоящий из разнородных блоков мафических пород, погруженных в осадочно-вулканогенный матрикс. Среди блоков выделяются породы как местного происхождения (преимущественно амфиболиты бонинитовой серии офиолитового комплекса), так и экзотические породы, представленные блоками-будинами Fe-Ti амфиболитов. В пределах Ириногорской структуры, в отличие от Хизоваарской, Fe-Ti амфиболиты в виде самостоятельных литологических горизонтов не были обнаружены. Размер блоков варьирует от нескольких миллиметров (наблюдаются в масштабе шлифа) до нескольких сотен метров. В большинстве случаев блоки рассланцованы, расплющены и имеют линзовидную форму. Часто наблюдаются стыки местных и экзотических блоков. Матрикс образован петрографически разнородными гранат-, ставролит-, кианит- и амфиболсодержащими слюдяными сланцами с редкими линзами субаркозов и углеродистых сланцев. В основании меланжа значительная часть матрикса образована фрагментированными средне-кислыми метавулканитами, подстилающими метаофиолиты. К северу от берега Иринозера в редких выходах тектонического меланжа в матриксе появляются грубослоистые «рыжие» глиноземистые сланцы, интерпретируемые как метатурбидиты.

Верхняя часть тектонического меланжа мощностью около 100 м сложена гранат-ставролит-кианит-плагиоклазовыми сланцами и крупнозернистыми гранатовыми амфиболитами (метагаббро), которые в отдельных участках образуют переходы к амфиболовым гранатитам. Сланцы и гранатиты обладают необычными крупнозернистыми структурами, не встречающимися нигде более в пределах Ириногорской структуры. Размерность минеральных зерен быстро уменьшается вниз по разрезу.

Полевые наблюдения и петрогеохимические данные однозначно свидетельствуют о том, что *верхние толеиты* Иринги являются полными аналогами верхних толеитов Хизоваарской структуры. Они образуют подушечные и массивные лавовые потоки базальтового и андезито-базальтового состава, по геохимическим особенностям близкие к базальтам срединных хребтов и/или задуговых бассейнов (MORB и/или BABB типы). Верхние толеиты Ириногорской структуры тектонически залегают как на лавовом, так и на габбровом комплексах офиолитового разреза, что, вероятно, указывает на несколько эпизодов аккреции, в ходе которых был сформирован пакет надвиговых пластин.

Южный и западный сегменты Ириногорской структуры сложены преимущественно гнейсами — средне-кислыми вулканическими и в подчиненном количестве вулканогенно-осадочными породами, проинтерпретированными в качестве *островодужного комплекса*. Его верхняя часть состоит из мощной пачки силикокластических метаосадков. Из-за сильных метаморфических и деформационных преобразований породы, как правило, не сохранили первичных текстур, но по геохимическим характеристикам они относится к известково-щелочному типу АДР серии. В некоторых обнажениях сохраняются реликты первичных текстур, что позволяет предполагать эффузивную природу (лавовые потоки, туфы, лавобрекчии, агломератовые туфы) развитых здесь пород, по составу отвечающих андезитам, дацитам и риолитам. С метаэффузивами тесно связаны многочисленные тела малоглубинных даек и субвулканических тел дацитов и риодацитов, реже — ультракислых риолитов. Кроме того, среди островодужных вулканитов довольно часты силло- и дайкоподобные тела «нормальных» и высокоглиноземистых метагаббро.

По внешнему облику и геохимическим характеристикам эти вулканиты являются полными

аналогами средне-кислых вулканитов Южной ЛТА Хизоваарской структуры. Оценка возраста дацитового силла равна 2.78±0.01 млрд лет (U-Pb по цирконам [Бибикова, Самсонов и др., 2003; Shchipansky et al., 2004]), что в пределах погрешности соответствует возрасту аналогичных вулканитов Хизоваарской структуры.

Островодужный вулканогенно-осадочный комплекс слагает северо-восточную часть Ириногорской структуры и практически полностью — расположенную южнее Иваногорскую структуру. Метаосадки в отличие от собственно метавулканитов обладают характерной рыжей окраской. В некоторых случаях они чередуются с островодужными метавулканитами, однако бóльшая часть их сосредоточена в мощной пачке, ограниченной разломами. Несмотря на то что первичные осадочные текстуры (параллельная, косая или градационная слоистость) сохранились плохо, их турбидитовая природа не вызывает особых сомнений. Метаосадки нередко обнаруживают грубо- и среднеполосчатые текстуры, чередование которых обусловлено развитием тонко- и более грубозернистых минеральных агрегатов. Псаммитовая размерность зерен более характерна, чем аргиллитовая или пелитовая. Локально сохраняющиеся признаки подошв слоев, градационной слоистости и, редко, косослоистых текстур [Кулешевич и др., 1997] указывают на то, что эти метаосадки скорее всего принадлежат к типу проксимальных турбидитов, накапливавшихся на склоне зрелой островной дуги. По объему преобладают андезитовые и дацитовые метаграувакки, тогда как метаграувакки основного состава тяготеют к верхнему уровню разреза.

В некоторых обнажениях среди метатурбидитов наблюдались небольшие тела амфиболитов, отвечающих по составу как нормальным толеитам срединно-океанических хребтов, так и Fe-Ti базальтам. По своему положению эти тела можно интерпретировать в качестве фрагментов второго слоя океанической коры, включенных в турбидитовые осадочные комплексы аккреционного клина.

Структурная эволюция. Современный структурный рисунок Иринговской структуры обусловлен интегральным эффектом последовательных деформаций как неоархейского, так и палеопротерозойского возраста. Палеопротерозойская переработка в районе Ирин-горы оказалась незначительной, что обеспечило сохранность важнейших черт офиолитовой псевдостратиграфии. В истории неоархейских деформаций сохранились следы как минимум двух надвиго-поддвиговых событий. Некоторые уникальные свидетельства наиболее ранней фазы сохранились и доступны наблюдениям в обнажениях северного берега Иринозера (см. рис. 2.23, *Б*, *В*). Так, граница главного офиолитового надвига отчетливо маркируется развитием тектонического меланжа. Ранняя сланцеватость и минеральная линейность иногда фиксируются в наиболее сохранившейся части лавового офиолитового комплекса. Надвиго-поддвиговые зоны картируются как сильно деформированные тела мощностью от 0.5 до нескольких метров, где наблюдаются структуры сдвигового пластического течения. Эти зоны полукольцом опоясывают гору Ирин-гора, образуя пакет чередующихся клиновидных тел, сложенных островодужными вулканитами, тектоническим меланжем, офиолитовыми породами, верхними толеитами и метатурбидитами (см. рис. 2.23, *Б*, *В*).

PT-параметры метаморфических преобразований. Как было отмечено выше, верхняя часть тектонического меланжа, подстилающего офиолитовый комплекс мощностью около 100 м, сложена гранат-ставролит-кианит-плагиоклазовыми сланцами и крупнозернистыми гранатовыми амфиболитами, которые в отдельных участках образуют переходы к амфиболовым гранатитам. Составы ядерных частей гранат-биотит-роговообманкового парагенезиса отвечают температуре метаморфизма около 700°С. Геологическое положение этих пород в основании офиолитового покрова, широкое развитие здесь крупнокристаллического кианита говорят в пользу того, что они могли образовываться в условиях высоких *PT*-параметров (по крайней мере, > 7 кбар при температуре около 700°С), характерных для метаморфического цоколя многих фанерозойских офиолитовых покровов [Щипанский, 2008].

Геохимическая характеристика и петрогенезис вулканических ассоциаций Северо-Карельского зеленокаменного пояса

Приведенное ниже описание геохимических особенностей и петрогенетическая интерпретация вулканических ассоциаций Северо-Карельского пояса с незначительными сокращениями заимствовано из работы [Щипанский и др., 2008].

Вулканиты бонинитовой серии Хизоваарской структуры. Обнаружение пород бонинитовой серии

в пределах неоархейского зеленокаменного пояса представляет собой крайне редкий случай. Причиной этого в значительной степени является трудность идентификации этих пород. Бониниты являются одним из наиболее четких индикаторов надсубдукционного магмообразования и потому являются «ключом» к реконструкции субдукционных обстановок в эволюции зеленокаменных поясов.

Метаморфизованные породы бонинитовой серии представляют собой тонкозернистые амфиболиты фисташково-зеленого цвета. Первичные текстурные признаки сохраняются в небольших фрагментах подушечных лав и в тонкослоистых метавулканитах, возможно, представляющих собой сильно деформированные горизонты гиалокластитов. В редких случаях наблюдались дискордантные маломощные тела светло-серых гранат- и кианитсодержащих амфибол-плагиоклаз-кварцевых сланцев. По геохимическим характеристикам эти породы интерпретируются как поздние фельзитовые дайки, генетически связанные с вулканитами бонинитовой серии.

Согласно международной классификации высокомагнезиальных вулканитов [Le Bas, 2000], к бонинитам относятся породы со следующими характеристиками: MgO > 8%, SiO_2 > 52% и TiO_2 < 0.5%. В пределах Хизоваарской структуры выделяются более распространенные низкотитанистые высокомагнезиальные метатолеиты (TiO_2 < 0.5%, SiO_2 < 52%) и менее распространенные собственно метабониниты (TiO_2 < 0.5%, SiO_2 < 52%), совместно образующие единую бонинитовую серию вулканитов, аналогичную петротипам известных фанерозойских бонинитовых серий [Cameron, 1985; Smellie et al., 1995]. Заметим, что даже наиболее фракционированные члены бонинитовой серии, содержащие до 60% SiO_2, макроскопически не отличаются от ассоциирующих с ними высокомагнезиальных метатолеитов.

Большинство пород образовано парагенезисом амфибол-хлорит-плагиоклаз ± кварц, характерным для метаморфизма средних ступеней. Метабониниты имеют уникальный минеральный состав и могут быть определены как ставролитсодержащие амфиболиты. Породы, относящиеся к примитивным низкотитанистым высокомагнезиальным толеитам, характеризуются отсутствием ставролита и плагиоклаза, тогда как более фракционированные собственно бонинитовые составы образованы плагиоклаз-, ставролит- и гранат-ставролитовыми парагенезисами.

Геохимия пород бонинитовой серии и связанных с нею мафических вулканитов. В результате исследований в архейских зеленокаменных поясах различных регионов показано, что Al, Ti, высокозарядные элементы (Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Y), редкоземельные элементы (за исключением Eu) и сидерофилы (Cr, Co, Ni, Sc, V) практически неподвижны при «обычных» метаморфических преобразованях [Condie et al., 1977; Sun, Nesbitt, 1978; Ludden et al., 1982; Shervais, 1982]. Напротив, Ca, Na, K, Rb, Sr, Ba и Cs рассматриваются как относительно подвижные элементы.

Все породы Северо-Карельского зеленокаменного пояса претерпели высокотемпературные метаморфические преобразования, а до этого — подводные низкотемпературные гидротермальные изменения. Как следствие, в породах Северо-Карельского пояса не сохранилось даже реликтов первичных минеральных ассоциаций. Поскольку присутствие метабонинитов в архейском разрезе — явление крайне редкое, необходимо убедиться, что наблюдаемые геохимические особенности не являются результатом наложенных процессов. Были отделены и исключены из дальнейшего анализа породы с выявленными признаками наложенной силификации, карбонатизации и других изменений. Дополнительно для оценки возможного влияния наложенных преобразований были использованы геохимический и петрологический подходы, подробно охарактеризованные в работе [Щипанский, 2008]. Полученные данные по петрологии и геохимии пород бонинитовой серии Северо-Карельского пояса указывают на их удивительное сходство с неметаморфизованными бонинитовыми сериями фанерозоя, что делает попросту нереальным альтернативное суждение о метасоматической природе этих уникальных образований.

Геологическое положение и геохимические характеристики мафических метавулканитов Северо-Карельского пояса позволяют выделить четыре различные петрогенетические серии (см. рис. 2.20): нижние толеиты, породы бонинитовой серии, железисто-титанистые базальты и верхние толеиты. Породы бонинитовой серии, будучи наиболее примитивными (mg# = 0.65–0.78), характеризуются наиболее низкими содержаниями TiO_2 (0.34–0.48%). Нижние и верхние толеиты имеют «нормальные» содержания TiO_2 (0.9–1.3%), а железисто-титанистые базальты отличаются повышенными концентрациями TiO_2 (1.2–2.5%).

В свою очередь, породы бонинитовой серии можно разделить на две группы. Породы первой, доминирующей, группы относятся к примитивным (mg# = = 0.72–0.78) низкотитанистым базальтам, сильно обедненным (деплетированным) некогерентными элементами. Вторая группа, определяемая как собственно бонинитовая, характеризуется следующими концентрациями (в пересчете на сухой остаток): SiO_2 — 53.4–66.2%, MgO — 8.4–13.1%, mg# = 0.65–0.74, TiO_2 — 0.34–0.48%. Относительно высокие содержания CaO (до 12.3%) и высокие отношения CaO/Al_2O_3

(0.8–1.1) позволяют относить бониниты Ириногорской структуры к серии высококальциевых бонинитов [Crawford et al., 1989]. Геохимические вариации главных и малых элементов бонинитовой серии пород Северо-Карельского пояса в сравнении хорошо известными верхними пиллу-лавами позднемезозойских офиолитов Троодос обнаруживают поразительное сходство.

Надо было получить ответ на вопрос: являются ли породы Северо-Карельского пояса настоящими бонинитами или же они являются контаминированными высокомагнезиальными породами (коматиитами)? Существует значительные разночтения в применении термина «бонинитоподобные породы» в архейской геологии. А.Дж. Кроуфорд и др. [Crawford et al., 1989] показали, что, несмотря на геохимическое сходство между современными высококальциевыми бонинитами и некоторыми бонинито-подобными породами из зеленокаменных поясов архея, последние формировались в обстановках, отличавшихся от надсубдукционного вулканизма. Высокомагнезиальные породы с содержаниями SiO_2, достигающими 58%, были описаны в некоторых неоархейских и палеопротерозойских зеленокаменных поясах как кремнистые высокомагнезиальные базальты (КВМБ) [Sun et al., 1989]. Было показано, что эти породы являются продуктом контаминации коматиитовых магм материалом древней континентальной коры [Arndt et al., 1997; Sylvester et al., 1997].

По сравнению с обогащенными легкими редкими землями КВМБ, бонинитовая серия Северо-Карельского пояса отчетливо деплетирована этими элементами даже по отношению к их распределению в примитивной мантии — $(La/Yb)_n$ — от 0.5 до 1.0. Она также характеризуется отрицательными ниобиевыми аномалиями, но при этом небольшими положительными аномалиями Zr и Hf ($Zr^*/Zr = 1.14$, $Hf^*/Hf_{ср} = 1.13$), что показательно для многих современных бонинитовых серий [Hickey, Frey, 1982; Pearce et al., 1992].

Наконец, для этой же цели были выполнены Sm-Nd исследования образцов пород бонинитовой серии Северо-Карельского пояса. Как следует из полученных результатов, все образцы характеризуются положительными значениями ε_{Nd}, что свидетельствует об отсутствии сколько-нибудь заметного вклада вещества сиалической коры в их петрогенезис (более подробно — см. в работе [Щипанский, 2008]).

Островодужные известково-щелочные вулканиты. Основной объем полученной информации по геохимии островодужных вулканитов относится к Хизоваарской структуре.

Северная андезитовая толща (верхняя часть разреза Северной ЛТА) образована низкоглиноземистыми высоконатровыми андезитами толеитового ряда [Thurston, Kozhevnikov, 2000], среди них отчетливо различаются три геохимических типа: деплетированных андезитов, обогащенных андезитов и высокониобиевых андезитов (рис. 2.24; см. рис. 2.21). Деплетированные андезиты превалируют, слагая центральную часть толщи. Они характеризуются повышенными содержаниями MgO, Cr и Ni и соответственно низкими содержаниями крупноионных литофильных, высокозарядных и редкоземельных элементов. Характерны слабое фракционирование РЗЭ ($(La/Sm)_n = 0.79–1.9$, $(Gd/Yb)_n = 1.5–1.9$) и отрицательные аномалии Eu, Nb и Ti [Бибикова, Самсонов и др., 2003] (см. рис. 2.21).

Группа обогащенных андезитов трассируется вдоль границ толщи. По сравнению с предыдущей группой эти андезиты характеризуются низкими содержаниями MgO, Cr и Ni и соответственно высокими содержаниями литофильных, высокозарядных и легких редкоземельных элементов — $(La/Sm)_n = 3.3–4.1$, $(Gd/Yb)_n = 1.7–2.1$, а также ярко выраженной отрицательной ниобиевой аномалией.

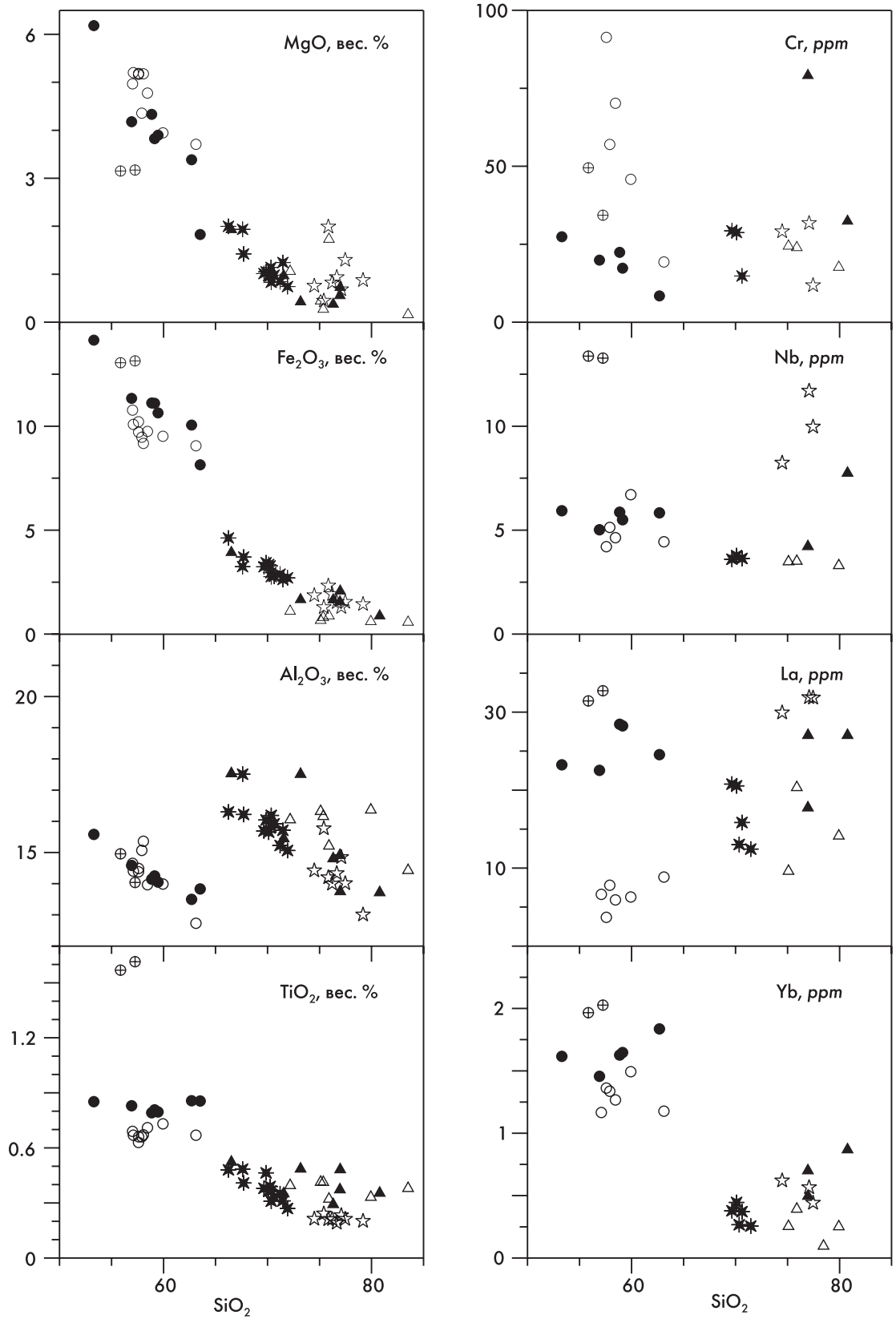
Группа высокониобиевых андезитов обнаружена в верхней части рареза на контакте с Южной ЛТА. По своему составу эти андезиты близки обогащенным андезитам. По сравнению с последними, они характеризуются меньшими содержаниями MgO, более высокими концентрациями РЗЭ, которые показывают несколько иной стиль фракционирования — $(La/Sm)_n = 2.8–3.0$, $(Gd/Yb)_n = 1.7–2.1$. К тому же они обогащены Ti, Zr и Nb (см. рис. 2.21). Это обогащение сопровождается более низкими отношениями Ti/Nb, Zr/Nb и Ti/Zr в сравнении с группой обогащенных андезитов.

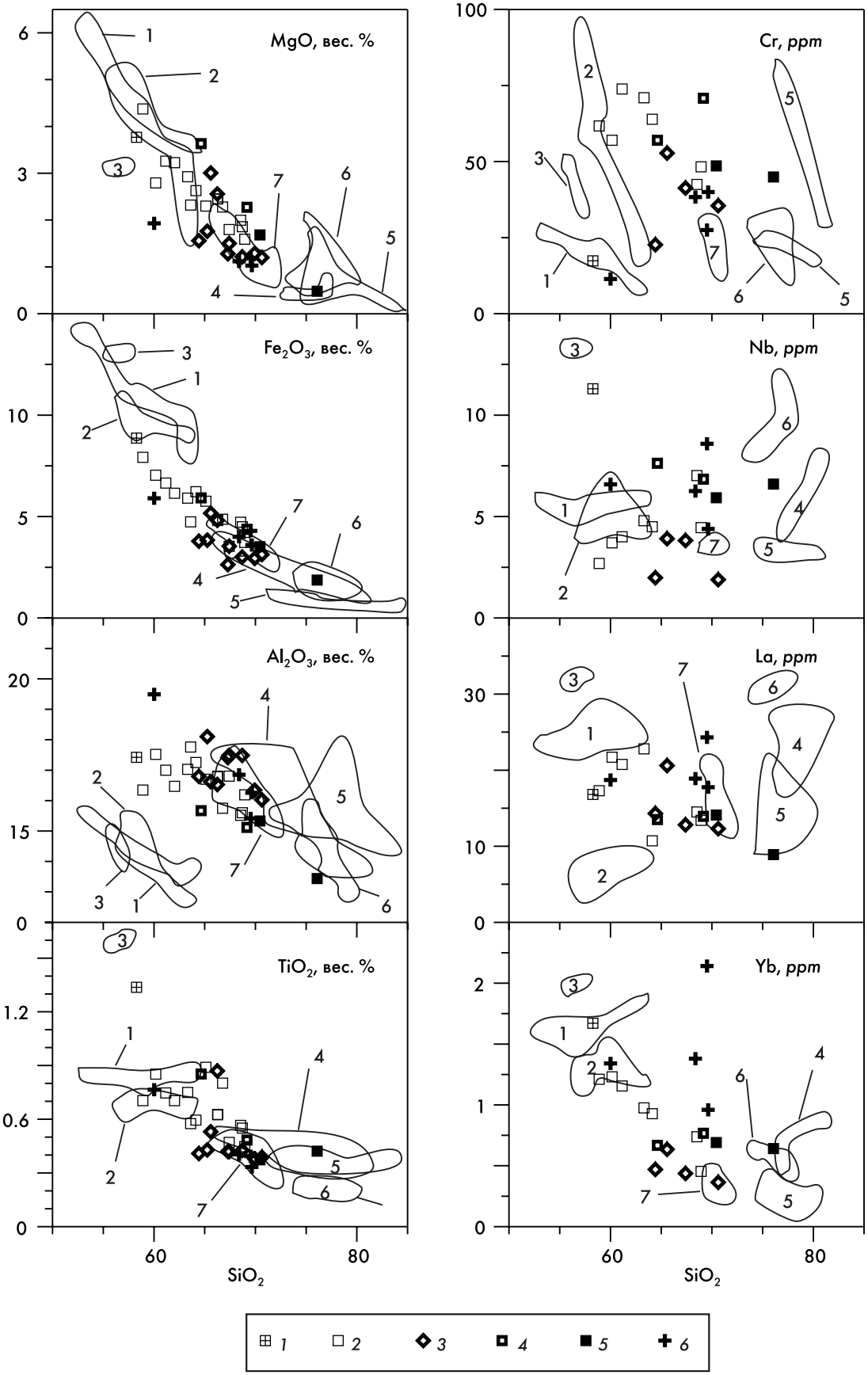
Моделирование кристаллизационной дифференциации показало, что андезиты всех трех групп могли быть сформированы в результате дифференциации расплавов в малоглубинных условиях (< 30–40 км) при небольшом участии водного флюида. Однако высокие содержания сидерофилов при относительно низких содержаниях SiO_2 свидетельствуют том, что в петрогенезис андезитов скорее всего был вовлечен значительный объем ультраосновного материала.

⇒

Рис. 2.24. Вариационные диаграммы Харкера для Северных андезитов и тоналитов и Южных риолитов Хизоваарской структуры (по [Бибикова, Самсонов и др., 2003; Shchipansky et al., 2004; Щипанский, 2008])

Типы пород Северной ассоциации: 1 — группа обогащенных андезитов, 2 — группа обедненных андезитов, 3 — группа высокониобиевых андезитов; Южной ассоциации: 4 — риолитовые туфы, 5 — риолитовые лавы, 6 — субвулканические риолиты; 7 — Северные тоналиты и комагматичные дайки


MgO, вес. %
Cr, ppm
Fe2O3, вес. %
Nb, ppm
Al2O3, вес. %
La, ppm
TiO2, вес. %
Yb, ppm
SiO2
SiO2
1 2 3 4 5 6 7


MgO, вес. %
Cr, ppm
Fe_2O_3, вес. %
Nb, ppm
Al_2O_3, вес. %
La, ppm
TiO_2, вес. %
Yb, ppm
SiO_2
SiO_2
1
2
3
4
5
6

Итак, можно полагать: 1) группа деплетированных андезитов образовывалась при плавлении деплетированного мантийного источника в условиях, близких к условиям образования бонинитов; 2) геохимические характеристики обогащенных андезитов (см. рис. 2.21) свидетельствуют о вовлечении в магмы обогащенного флюидного компонента; 3) геохимические характеристики высокониобиевых андезитов сближают их с Fe-Ti мафитами. Таким образом, данные по геохимии Северных андезитов свидетельствуют о том, что их петрогенезис был тесно связан с частичным плавлением трех типов мафических комплексов (участвующих в строении Северной ЛТА), которые вовлекались в процесс субдукции.

Южная андезит-дацит-риолитовая ассоциация по своим петро- и геохимическим характеристикам отвечает известково-щелочными вулканитам зрелых островных дуг. Преобладают высокоглиноземистые андезиты и дациты. Ассоциация включает две группы пород, условно названные «южными андезитами» и «южными высокониобиевыми андезитами». Первая группа совместно с «южными дацитами» характеризуется следующими особенностями: TiO_2 — 0.6–0.9%, Nb — 2.7–4.8 *ppm*, низкие концентрации Cr, Ni, Zr, фракционированные спектры РЗЭ — $(La/Sm)_n$ = = 2.6–3.2, $(Gd/Yb)_n$ = 2.0–2.7 — и ярко выраженные отрицательные аномалии Nb и Zr (рис. 2.25). Вторая группа андезитов отличается повышенными содержаниями Nb (до 11 *ppm*) и TiO_2 (до 1.34%), умеренно фракционированными спектрами редких земель — $(La/Sm)_n$ = 2.5, $(Gd/Yb)_n$ = 1.9 — и слабыми отрицательными аномалиями Nb и Zr. В целом, андезиты второй группы по геохимическим характеристикам очень близки современным высокониобиевым андезитам вулканических дуг Западной Пацифики [Prouteau et al., 2000].

Вулканиты прослоены субвулканическими силлами, состав которых варьирует от высокоглиноземистых дацитов до риолитов. В отличие от вулканитов, субвулканические дациты характеризуются более фракционированным спектром РЗЭ ($(La/Sm)_n$ = = 3.8–4.3, $(Gd/Yb)_n$ = 3.1–3.5) и более высокими значениями Sr/Y и Sr/Nb отношений, что характерно для адакитовых магм [Martin, 1999]. Субвулканические риолиты отличаются порфировыми (кварцевыми и плагиоклазовыми) структурами. По петрохимическим характеристикам они образуют компактное поле высококремнистых K-Na риолитов. Спектры РЗЭ сильно фракционированы ($(La/Sm)_n$ = = 5.5–6.5, $(Gd/Yb)_n$ = 3.3–4.5), Eu показывает отчетливую отрицательную аномалию. Большая часть высокозарядных элементов, как и Sr, демонстрируют заметную деплетацию, тогда как U, Th и Nb отличаются повышенными концентрациями (см. рис. 2.20). Увеличение содержания SiO_2 в этих породах от 74 до 79% сопровождается снижением концентраций Al_2O_3, CaO, Na_2O и Sr. Это указывает на удаление кварца и плагиоклаза при фракционировании магм, что и подтверждается присутствием этих минералов в виде вкрапленников. Риолиты образуют также небольшие туфовые горизонты.

Имеющиеся геохимические и петрохимические данные показывают, что кислые вулканиты Южной ЛТА не могли образоваться только за счет фракционирования расплавов, возникавших за счет частичного плавления мафического источника. Подобные составы могли получиться либо за счет добавки обогащенного SiO_2 материала, либо за счет плавления гетерогенного источника. Источником подобного обогащения могли быть адакитовые расплавы, близкие составу Северных тоналитов.

В заключение этого раздела отметим, что, происхождение Северной и Южной островодужных вулканических серий согласуется с процессами частичного плавления мантийного клина и субдуцируемой океанической плиты. Высокоглиноземистые андезито-дацитовые вулканиты являются продуктами плавления мантийного клина, тогда как адакитовые расплавы генерируются в результате плавления мафического материала субдуцируемой океанической коры. Происхождение обогащенных ниобием андезитов описывается несколькими моделями, каждая из которых подразумевает взаимодействие расплавов из мантийного клина и адакитов [Sajona et al., 2000]. Подобные ассоциации описаны в поясе Вава, провинция Супериор, Канадский щит [Polat, Kerrich, 2001]. Интересно отметить, что в современных обстановках подобная ассоциация островодужных пород наблюдается там, где имеет место субдукция молодой и горячей океанической литосферы [Drummond, Defant, 1990; Drummond et al., 1996; Sajona et al., 2000; Prouteau et al., 2000], что, в то же время, является одним из условий формирования бонинитовых серий [Pearce et al., 1992].

⇐

Рис. 2.25. Вариационные диаграммы Харкера для Южной известково-щелочной ассоциации АДР-серии Хизоваарской структуры. По [Бибикова, Самсонов и др., 2003; Shchipansky et al., 2004; Щипанский, 2008]

1 — высокониобиевые андезиты; *2* — вулканические андезиты и дациты; *3* — субвулканические дациты; *4* — матрикс агломератов; *5* — блоки агломератов; *6* — южные гранодиориты. Нанесены и обозначены номерами 1–7 контуры полей точек, соответствующие типам пород, которые представлены на диаграмме рис. 2.24

Значение надсубдукционной офиолитовой ассоциации Северо-Карельского пояса для интерпретации геодинамических режимов региона в неоархее

Этот раздел также заимствован из работы [Щипанский и др., 2008] с незначительными сокращениями.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что в Северо-Карельском зеленокаменном поясе сохранились фрагменты древнейшей из известных к настоящему времени в мире (2.8 млрд лет) надсубдукционной офиолитовой ассоциации. Неполный офиолитовый разрез Ириногорской структуры включает лавовый, дайковый и габбровый комплексы, тогда как в Хизоваарской структуре сохранились только геохимические свидетельства развития бонинитового вулканизма. Крайне важно, что здесь обнаружены фрагменты комплекса параллельных даек, который рассматривается как прямое доказательство спрединга океанического ложа. Хотя теоретически формирование комплекса параллельных даек возможно и в иных геодинамических обстановках (например, континентальные траппы), очевидные надсубдукционные геохимические характеристики делают несомненным фактом их принадлежность к офиолитам. Офиолитовый комплекс претерпел сильные структурно-метаморфические преобразования, в результате которых первичная псевдостратиграфия офиолитового комплекса была нарушена до такой степени, что невозможно достоверно определить даже его мощность.

Тем не менее, исключительно важная информация сохранилась в геохимических метках. Как было показано, эти характеристики не претерпели значимого преобразования в ходе постмагматических процессов, и, следовательно, могут использоваться в тектонических реконструкциях. Особенно поразительным кажется то обстоятельство, что неоархейская бонинитовая серия Северо-Карельского пояса оказывается чрезвычайно близкой по своим петро- и геохимическим характеристикам широко известным верхним пиллоу-лавам офиолитов Троодоса, которые считаются эталонными при выделении высококальциевых бонинитовых серий [Crawford et al., 1989]. Удивительное сходство в петрохимии, геохимии, а также в изотопии (см. в [Щипанский, 2008]) бонинитовых серий столь разного возраста (неоархейских и позднемезозойских) может быть объяснено только однотипностью петрогенетических условий их формирования.

По мнению А.А. Щипанского [2008], особенности геологического строения Ириногорской структуры свидетельствуют о том, что офиолитовый комплекс был надвинут на образования зрелой островной дуги и осадочно-вулканогенной призмы. Это, в свою очередь, указывает на то, что сами офиолиты должны были формироваться в обстановке преддугового спрединга, как это принимается для большинства их фанерозойских и современных аналогов [Beccaluva, Serri, 1988; Pearce et al., 1992; Stern, Bloomer, 1992].

В согласии с утверждением: «Образование надсубдукционных офиолитов происходило в результате закономерной смены процессов их формирования и эволюции, которые являются общими для всех подобных офиолитов» [Shervais, 2001], существование Ириногорских офиолитов говорит о том, что механизмы формирования и эволюции надсубдукционных офиолитов в неоархее принципиально не отличались от таковых в более поздней геологической истории.

Каликорвинская зеленокаменная структура (см. прил. I-1 и II-2) представляет собой сложную синформу площадью приблизительно 8×8 км, расположенную в пограничной области Ковдозерского микроконтинента. Сравнительно недавно были получены новые данные о составе и возрасте пород этой структуры [Милькевич, Мыскова, 2005; Милькевич и др., 2007]. В вулканогенно-осадочном разрезе выделяется две толщи.

Нижняя толща сложена гранатовыми и гранат-клинопироксеновыми амфиболитами, которые по составу отвечают толеитовым базальтам. Амфиболиты включают линзы метапироксенитов и метаперидотитов. Редкие прослои сложены биотит-амфиболовыми, частью гранатсодержащими гнейсами андезитового и дацитового состава, изредка — кианитсодержащими гнейсами (метаграувакками). Среди амфиболитов встречаются редкие маломощные прослои, сходные по составу с коматиитовыми базальтами и Fe-Ti толеитами. Верхняя толща преимущественно образована гранат-биотитовыми, частью — кианитсодержащими гнейсами (метаграувакками) и пачками тонкого чередования пород различного состава: клинопироксен-гранат-плагиоклазовых амфиболитов (метатолеитов с метровыми прослоями коматиитовых метабазальтов), биотит-плагиоклазовых, частично с гранатом и клинопироксеном амфиболитов (субщелочных метабазальтов и пикритовых метабазальтов), биотит-плагиоклазовых, частью с гранатом, гнейсов (метадацитов-метаадакитов). Первичные текстуры и контакты не сохранились.

По нашей оценке, приведенные в статье Р.И. Милькевич с савторами [2007] петрогео-

химические данные позволяют сопоставлять преобладающие в нижней толще метатолеиты с породами типа T-MORB, возможно с вкладом плюмового компонента. Наличие Fe-Ti метатолеитов указывает на вероятность формирования вулкано-плутонической ассоциации в условиях медленно-спредингового хребта. Прочие метавулканиты принадлежат известково-щелочной островодужной серии. Их тесная ассоциация с метаграувакками более всего напоминает ассоциацию пород аккреционного клина, сформированного перед фронтом островной дуги.

Геохронология. U-Pb (SHRIMP) датирование магматических цирконов из двух проб метадацитов и пробы детритовых цирконов из метаграувакки дало близкие значения, 2.79±0.01, 2.77±0.01 и 2.77±0.02 млрд лет, соответственно [Милькевич и др., 2007]. Эти даты в пределах погрешности не различаются между собой и с возрастами вулканической деятельности в Хизоваарской и Ириногорской структурах.

Тунгудский, Пебозерский, Парандово-Надвоицкий и Восточно-Идельский зеленокаменные пояса в южной части Парандово-Тикшеозерской системы зеленокаменных поясов изучены менее полно по сравнению с зеленокаменными структурами Северо-Карельского пояса. Разными авторами предлагаются несколько различные варианты разграничения и наименования отдельных зеленокаменных структур. Эти пояса расположены в промежуточной области между палеопротерозойскими Лехтинской и Шомбозерской (Гайкольской) структурами и в восточном обрамлении Лехтинской структуры. Имеющиеся данные [Геология Карелии, 1987; Государственная геологическая карта..., 2001; Лист Q = (35)36–37], свидетельствуют о принципиальном сходстве по составу и времени формирования вулканогенно-осадочных комплексов, выполняющих эти пояса [Левченков и др., 2001; Матреничев и др., 2005]. Гранитоиды в этой части Ковдозерского микроконтинента принадлежат двум сериям: тоналит-трондьемитовой и габбро-диорит-гранодиорит-гранитной. Последняя включает также и рудоносные граниты месторождения Лобаш. Результаты геохронологических исследований рудоносных гранитов приведены ниже — в связи с характеристикой месторождения. К настоящему времени нет каких-либо данных, свидетельствующих о существовании «дозеленокаменных» гранито-гнейсов в пределах Ковдозерского микроконтинента.

Пебозерский зеленокаменный пояс, согласно работам [Ранний докембрий..., 2005; Слабунов, 2008], образован одноименной серией: амфиболитами, амфиболовыми гнейсами, слюдистыми, амфиболсодержащими, ставролит-кианит-гранатсодержащими сланцами и гнейсами — метавулканитами и метатуфами базальтового, андезитового, дацитового и, реже, — риолитового состава. Отмечен прослой полимиктовых конгломератов и кварцитовидных пород. От 10 до 40% объема приходится на терригенные метаосадки (преимущественно метаграувакки), в незначительном количестве присутствуют углеродистые и карбонатные сланцы. Авнереченская свита — самая верхняя в разрезе, образована кислыми метавулканитами, плагиосланцами, биотит-хлоритовыми, графитистыми и магнетитсодержащими сланцами. Общая мощность разреза в пределах Пебозерского пояса достигает 5000 м.

К настоящему времени датированы андезитовые метатуфы нижней части разреза (вороньеозерская свита) — 2.79±0.02 млрд лет (U-Pb по циркону [Матреничев и др., 2000]) и кислые метавулканиты из верхней части разреза (авнереченская свита) — 2.81±0.02 млрд лет (U-Pb по циркону [Левченков и др., 2001]).

Геохронология Парандово-Тикшеозерской системы зеленокаменных поясов. Как видно из приведенных выше геохронологических данных, преобладающая часть оценок возраста вулканогенно-осадочных ассоциаций Парандово-Тикшеозерской системы зеленокаменных поясов не выходит за пределы интервала 2.81–2.77 млрд лет и в пределах погрешности не различается. Вполне вероятно, что ближе к истине более узкий интервал — 2.80–2.78 млрд лет.

Хизоваара. Возраст гомогенных магматических цирконов из Северных андезитов равен 2.78±0.01 млрд лет (U-Pb, NORDSIM [Бибикова, Самсонов и др., 2003; Shchipansky et al., 2004]); конкордантный U-Pb возраст цирконов из риолитовых лав в основании Южной ЛТА — 2.78±0.02 млрд лет [Бибикова, Самсонов и др., 2003].

Оценки возраста даек (субвулканических тел) риодацитов, пересекающих толщи Северной ЛТА, которые составили 2.80±0.07 и 2.80±0.04 млрд лет (U-Pb дискордии по цирконам [Кожевников, 1992] и [Чекулаев и др., 1994], соответственно) определяют верхний предел возраста аккреционного события.

Ирин-гора. Оценка возраста дацитового силла — 2.78±0.01 млрд лет (U-Pb по цирконам [Бибикова, Самсонов и др., 2003; Shchipansky et al., 2004]).

Каликорва. U-Pb (SHRIMP) датирование магматических цирконов из двух проб метадацитов и пробы детритовых цирконов из метаграувакки дало близкие значения — 2.79±0.01, 2.77±0.01 и 2.77±0.02 млрд лет, соответственно [Милькевич и др., 2007].

Пебозерский пояс. Оценки возраста андезитового метатуфа из нижней части разреза (вороньеозерская свита) — 2.79±0.02 млрд лет (U-Pb по циркону [Матреничев и др., 2000]), кислых метавулканитов из верхней части разреза (авнереченская свита) — 2.81±0.02 млрд лет (U-Pb по циркону [Левченков и др., 2001]).

Оценки возраста гранитоидов обрамлении Хизоваарской структуры, 2.82–2.80 млрд лет оказались незначительно древнее возраста вулканогенно-осадочного комплекса. Однако наметившееся расхождение не выходит за пределы аналитической погрешности и нуждается в подтверждении. Соответствующие оценки (U-Pb по цирконам) приведены в работе [Бибикова, Самсонов и др., 2003]: возраст Южных гранодиоритов — 2.82±0.02 млрд, незначительно «задревненная» по сравнению с вулканитами оценка указывает на возможную контаминацию расплавов материалом более древней коры; Северные тоналиты датированы 2.80±0.03 млрд лет.

«*Поздние конгломераты*», состав которых свидетельствует об изменении характера вулканизма и осадконакопления, в частности, — о включении в осадконакопление дальнеприносного материала, оказались заметно моложе пород вулканогенно-осадочных ЛТА.

Датирование детритовых цирконов из кварцевых аренитов выявило несколько популяций: 3.15, 2.83–2.81, 2.75–2.71, 2.69–2.65 млрд лет (U-Pb, SHRIMP по цирконам [Кожевников и др., 2006]). Эти данные свидетельствуют, что осадконакопление (формирование толщи кварцевых аренитов) завершилось не ранее 2.69–2.65 млрд лет назад.

Оценки возраста детритовых цирконов из «верхних» конгломератов варьируют в интервале 2.84–2.75 млрд лет (U-Pb, SHRIMP-II по $^{207}Pb/^{206}Pb$ [Kozhevnikov, Shchipansky, 2008]) — следовательно, эта толща была сформирована не ранее 2.75 млрд лет.

Оруденение Парандово-Тикшеозерской системы зеленокаменных поясов. Специфика оруденения в пределах Северо-Карельского пояса и в пределах поясов южной части Парандово-Тикшеозерской системы различна. Осадочно-вулканогенные ассоциации Северо-Карельского пояса вмещают прожилковые и вкрапленно-полосчатые магнетитовые руды и колчеданные залежи [Кулешевич, 2005]. Для зеленокаменных структур этой группы характерны относительно поздние наложенные проявления кианитового и кварц-мусковитового сырья, связанные с проявлениями метасоматоза (кислотного выщелачивания) в связи с сдвиговыми деформациями. В южной части Парандово-Тикшеозерской системы зеленокаменных поясов известны залежи серного колчедана, медно-молибден-порфировое оруденение, Cu-Zn-Pb минерализация с Au — характерные для зеленокаменных поясов.

1. В Хизоваарской структуре железо-магниевый метасоматоз выражен в интенсивной амфиболизации кислых туфов, туффитов и осадков с образованием жил крупнозернистых амфиболитов, гранатовых амфиболитов и гранатитов, которые, согласно В.В. Щипцову с соавторами [1988], контролируются складчатыми структурами и мощными зонами рассланцевания. Высвобождающиеся кремнезем и глинозем на регрессивной стадии в зонах кислотного выщелачивания образуют гнездообразные сегрегации и линзовидные залежи кварц-кианитового и кварц-мусковитового состава (подробнее — см. в работе [Глебовицкий, Бушмин, 1983]). Кианитовые руды Хизоваарского рудного поля включают несколько месторождений и проявлений, среди которых выделяются «Южная линза» (в литературе также встречается под названием Хизоваарское месторождение), «Северная линза» и «Восточная линза». Кианитовые кварциты участка «Фукситовый» обогащены, как следует из наименования, фукситом. Хром, очевидно, заимствовался из коматиитовой составляющей вулканогенно-осадочной вмещающей толщи. По мнению В.Н. Кожевникова [2000], минеральные типы метасоматитов в значительной степени были предопределены составом хемогенных осадков.

Пологозалегающие кварц-кианитовые залежи характеризуются четкой структурной приуроченностью. Наиболее крупная Южная линза приурочена к зоне надвига в основании Южной ЛТА. Северная и Восточная линзы также размещены в зоне надвига, однако, в отличие от главной залежи, эта тектоническая зона размещена внутри Южной ЛТА.

Метасоматиты аналогичных типов распространены также и в Винчевской и в Ириногорской структурах. Вполне очевидно позднее образование метасоматитов. Помимо прочего, их развитие фиксирует необычно высокие (по сравнению с другими зеленокаменными поясами, в

том числе — в южной части Парандово-Тикшеозерской системы) роль и интенсивность проявления сдвиговых деформаций, в результате которых были созданы каналы флюидной циркуляции в структурной эволюции северной части Ковдозерского микроконтинента.

Оценка возраста раннего циркона из фукситовых метасоматитов — 2.58±0.01 млрд лет указывает на относительно позднее развитие архейского метасоматоза. Однако цирконы из участков высокобарных преобразований дали позднепалеопротерозойский возраст 1.80±0.01 млрд лет (U-Pb по единичным зернам [Сергеев, Лобач-Жученко, 1993]). Эти данные, равно как и геологические соотношения, не позволяют прийти пока к окончательному заключению о времени формирования метасоматитов.

2. Зеленокаменные пояса в обрамлении Лехтинской структуры характеризуются четко проявленной металлогенической специализацией. С ними связано Cu-Mo-порфировое месторождение Лобаш, золото-полиметаллическое месторождение Лобаш-1 и ряд молибденовых и золото-полиметаллических рудопроявлений в пределах Тунгудского, Пебозерского, Парандово-Надвоицкого и Восточно-Идельского зеленокаменных поясов [Металлогения Карелии, 1999; Кулешевич и др., 2004].

2.а. Медно-молибден-порфировое месторождение Лобаш находится в пределах Тунгудско-Воингозерской структуры Тунгудского зеленокаменного пояса. В том же районе расположено месторождение Пяяваара и многочисленные рудопроявления. Запасы Mo в месторождении Лобаш достигают 130 тыс. т.

Рудовмещающий комплекс представлен деформированными и метаморфизованными терригенно-вулканогенными породами зеленокаменного пояса. На них надвинута пологозалегающая терригенно-карбонатная толща палеопротерозойского возраста. Породы зеленокаменного пояса прорваны лейкократовыми плагиогранитами, которые, по-видимому, представляют собой апикальную часть более крупного гранитного массива. От апикального выступа ответвляются многочисленные апофизы мелкозернистых лейкогранитов и гранит-порфиров. Месторождение представляет собой линейно вытянутый штокверк, локализованный в надинтрузивной зоне, образованный системой пересекающихся кварцевых, эпидот-кварцевых и карбонат-кварцевых прожилков. Главные рудные минералы — молибденит и пирит; второстепенные — халькопирит, пирротин.

2.б. По мере удаления от апикального выступа гранитов молибденит-пиритовая зона сменяется халькопирит-пирротиновой и на флангах месторождения — галенит-сфалеритовой (месторождение Лобаш-1). К зоне относительно низкотемпературной полиметаллической минерализации тяготеет золоторудная минерализация, локализованная в контактах даек дацитовых порфиритов и в системах оперяющих трещин. Среднее содержание Au составляет 7 г/т, максимальные содержания — около 26 г/т, иногда встречаются ураганные содержания.

Существенный вклад в строение района месторождения внесли перемещения по пологим надвигам и сдвиговым зонам во время коллизионных событий в конце палеопротерозоя. Об этом свидетельствуют метасоматические преобразования, переходящие в палеопротерозойский вулканогенно-осадочный комплекс Лехтинской структуры.

Достоверная оценка возраста рудной минерализации оказалась весьма сложной вследствие интенсивного воздействия палеопротерозойских процессов [Металлогения Карелии, 1999]. Согласно результатам специального исследования, проведенного А.М. Лариным (см. в работе [Рундквист и др., 1999]), оценка возраста гранитов по наименее дискордантному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ составила 2.6 млрд лет; по оценке Pb-Pb методом термоионной эмиссии (ТИЭ), возраст рудоносных гранитов составляет 2.807±0.002 млрд лет [Беляцкий и др., 2000]. Изотопный состав свинца сульфидов (молибденит, пирит, галенит) и полевых шпатов из метасоматически измененных гранитов варьирует в широких пределах и характеризуется повышенными содержаниями радиогенных изотопов. При принятом значении T_1 = 2,6 млрд лет (возраст гранитов по циркону) оценка времени фиксации свинца T_2 составляет 1.5–2.0 млрд лет [Металлогения Карелии, 1999]. Близкие значения возраста были получены для измененных гранитов U-Pb методом по сфену и Rb-Sr методом по валовым пробам. Значительный промежуток времени (~1 млрд. лет), отделяющий процесс метасоматического изменения гранитов от времени магматической кристаллизации, согласуется с очень высоким значением $^{87}Sr/^{86}Sr$ (для 1.7 млрд лет), равным 0.888. Re-Os оценка возраста молибденитов, полученная Х.Стейн (по А.М. Ларину в работе [Рундквист и др., 1999]) дала 2.68±0.01 млрд лет.

В итоге, по заключению А.М. Ларина, первичные руды месторождения Лобаш были сфор-

мированы в неоархее во взаимосвязи с внедрением неоархейских плагиогранитов, прорывающих осадочно-вулканогенный разрез зеленокаменного пояса. В ходе метаморфических и метасоматических процессов палеопротерозойского возраста (~1.7 млрд лет) имело место частичное переотложение руд, в результате которого произошла перестройка Pb-Pb систем в сульфидах и нарушение Rb-Sr системы в гранитах. При этом Re-Os система в молибденитах, по крайней мере в части случаев, оказалась устойчивой к воздействию наложенных процессов и отражает время рудообразования.

Вместе тем, понятно, что проблема возраста рудоносных гранитов пока не исчерпана. От уточнения возраста гранитов зависит реконструкция геодинамической обстановки формирования Лобашского рудного поля. Если возраст гранитов — 2.81 млрд лет (согласно Б.В. Беляцкому с соавторами [2000] — на основе метода ТИЭ, который обычно рассматривается как предварительный), формирование порфирового оруденения связано с эволюцией магматизма островной дуги. Более надежна альтернативная оценка — 2.68 млрд лет. Если принять эту оценку, размещение образованного гранит-порфирами «апикального выступа» не имеет отношения к становлению плагиогранитного плутона и было связано с более поздними процессами плюмового типа. Как мы упоминали выше, недавно было обосновано представление, согласно которому медно-молибден-порфировое оруденение появляется в результате взаимодействия литосферы с мантийными плюмами [Берзина, Борисенко, 2008].

3. Парандовское месторождение серного колчедана в пределах Парандово-Надвоицкого пояса образовано серией пластообразных залежей пирит-пирротиновых руд протяженностью от 50 до 500 м при мощности 5–17 м, залегающих в толще вулканогенно-осадочных пород. Они ассоциируют с кварц-серицитовыми углеродистыми сланцами, известняками, известковистыми кварцитами, с телами ультрамафитов и диабазов, залегающих в промежутках между потоками базальтовых лав [Металлогения Карелии, 1999].

4. Залежи пирит-пирротиновых колчеданов в пределах Северо-Карельского пояса содержат от 1 до 5% халькопирита. Золоторудная минерализация связана с участками, обогащенными арсенопиритом и Sb-As минерализацией, также — с халькопирит-пирротин-кварцевыми жилами. Известны богатые арсенопирит(80–90%)-пирит-халькопиритовые(5–7%) руды. На одном из проявлений подобными рудами образовано жильно-пластовое тело мощностью 1.5 м, руды содержат примесь Ag (до 20 г/т) и Au (0.1–1.0 г/т). Предрудный метасоматоз протекал в высокобарических условиях при температуре 620–480°C, оруденение сформировано при 550–250°C [Кулешевич, 2005].

Геодинамическая интерпретация. Обращаясь к реконструкции геодинамических обстановок в истории Ковдозерского микроконтинента, суммируем его характеристические особенности.

1. Парандово-Тикшеозерская палеоостроводужная система была сформирована в течение очень краткого временно́го интервала — 2.80–2.78 млрд лет (возможно, 2.81–2.77 млрд лет) — т.е. в результате события продолжительностью 20–40 млн лет.

2. Сохранились лишь весьма ограниченные по размеру реликты палеоостроводужной системы, разделенные архейскими и палеопротерозойскими гранитоидами.

3. В строении реликтов палеоостроводужной системы участвуют вулканогенные и осадочные породы, образовавшиеся: в спрединговом хребте архейского океана, в связанной с субдукцией островной дуге, в зоне преддугового спрединга, в глубоководном желобе. Иными словами, в строении Парандово-Тикшеозерской палеоостроводужной системы участвует почти «полный набор» горно-породных ассоциаций, взаимодействующих в зонах конвергенции «континент–океан». Следует специально отметить отсутствие в вулканогенных разрезах коматиитов, которые являлись одним из обязательных компонентов всех рассмотренных ранее зеленокаменных поясов.

4. Как и в случае Хетоламбинского микроконтинента, особенностью разрезов зеленокаменных поясов Ковдозерского микроконтинента является участие в их строении амфиболитов, обогащенных Fe-Ti оксидами (Fe-Ti метагаббро) и, возможно, метавулканитов. А.А. Щипанский [2008] рассматривает появление расплавов, обогащенных Fe-Ti оксидами, как свидетельство возникновения плюмовых источников нового — относительно низкотемпературного типа и связывает появление бонинитов и магм, обогащенных оксидами Fe и Ti, в рамках единой модели. В то же время, как мы отмечали выше в разделе 2.1.5.1, Fe-Ti габбро является одним из важных компонентов третьего слоя океанической коры («расслоенные габбро») в пределах медленно-спрединговых хребтов — вне связи с процессами

плюмового типа [Dick et al., 1999, 2000; Blackman et al., 1998; Grimes et al., 2008; и др.].

5. Имеющиеся на сегодня данные не выявили существования древнего «доостроводужного» или «дозеленокаменного» фундамента в пределах Ковдозерского микроконтинента. Плутонические комплексы могли быть сформированы одновременно и генетически взаимосвязано с накоплением вулканогенно-осадочных ассоциаций.

6. Петрологические модели петрогенезиса довольно-таки «пестрой» островодужной ассоциации Северной ЛТА Хизоваарской структуры предполагают участие в магмообразовании широкого набора «источников», парциальное плавление которых способно генерировать островодужные магмы соответствующего состава и с соответствующими геохимическим характеристиками.

Можно полагать: 1) группа деплетированных андезитов образовалась при плавлении деплетированного мантийного источника в условиях, близких к условиям образования бонинитов; 2) геохимические характеристики обогащенных андезитов свидетельствуют о вовлечении в магмы обогащенного флюидного компонента; 3) геохимические характеристики высокониобиевых андезитов сближают их с Fe-Ti базальтами. В целом, данные по геохимии Северных андезитов свидетельствуют о том, что их петрогенезис был тесно связан с частичным плавлением трех типов мафических комплексов (участвующих в строении Северной ЛТА), которые *вовлекались в процесс субдукции*.

7. Ограниченные вариации состава метаморфических минеральных парагенезисов в близких по петрохимии типах пород позволяют предполагать, что уровень метаморфизма был приблизительно одинаков в доступных наблюдению фрагментах палеоостроводужной системы. *PT*-параметры пикового метаморфизма M1 в пределах Хизоваарской и Ириногорской структур, 670–730°C и ~7.6 кбар, отвечают высокотемпературной пограничной области между амфиболитовой фацией и фацией пироксен-плагиоклазовых гранулитов. Оценки давления при метаморфизме позволяют, в свою очередь, приблизительно оценить глубинность процесса интервалом 24–29 км.

Дальнейшая интерпретация полученных оценок условий метаморфизма кардинально зависит от принятия того или иного возраста метаморфизма. В принципе, преобразования при высоких параметрах могли быть связаны с одним из трех типов проявлений метаморфизма: 1) в связи с эволюцией Парандово-Тикшеозерской палеоостроводужной системы, как предполагает А.А. Щипанский [2008], ~2.78 млрд лет назад; 2) с плюмовой активностью, обстановкой растяжения и гранулитовым метаморфизмом, которые примерно 2.75–2.72 млрд лет назад привели, в частности, к формированию Чупинского гранулито-гнейсового пояса и Нотозерского комплекса гранулитов и эндербитов (см. раздел 2.1.5.3); 3) с внедрением топозерских чарнокитов в начале палеопротерозоя (см. раздел 3.3.1.1).

8. Первая версия (метаморфизм ~2.78 млрд лет) позволяет выдвинуть исключительно интересные предположения. Учитывая переходный по мощности тип коры зрелой островной дуги, понятно, что глубина 24–29 км отвечает подкоровой области. Следовательно, *ансамбль чешуированных тектонических пластин может представлять собой своеобразный «срез» зоны субдукции*. Косвенно с этим заключением согласуется отсутствие реликтов вулканических построек, характерных, например, для Ведлозерско-Сегозерской палеоостроводужной системы, где метаморфизм не превышает уровня эпидот-амфиболитовой фации. Приведенные выше значения *PT*-параметров пикового метаморфизма близки *PT*-параметрам начала влажного плавления мафитовых пород; с учетом приблизительности оценок, можно предположить, что они отвечают собственно области парциального плавления мафитов. Эта особенность вулканогенно-осадочной ассоциации представляет особый интерес, поскольку позволяет рассчитывать на возможность непосредственного исследования пород в палеозоне субдукции.

В связи с возможностью начала парциального плавления обращает на себя внимание появление зон амфиболовых гранатитов. В Северной ЛТА Хизоваарской структуры контакты пачки черных гранатовых амфиболитов (Fe-Ti базальтов) с ниже- и вышележащими пачками маркируются зонами гранатитов мощностью 20–30 м. В зоне тектонического контакта с перекрывающей пачкой наблюдаются интенсивное рассланцевание и карандашные структуры, свидетельствующие об особенно интенсивных напряжениях, которые должны были сопровождаться локальным повышением температуры. В Ириногорской структуре верхняя часть одной из линз тектонического меланжа мощностью около 100 м сложена гранат-ставролит-кианит-плагиоклазовыми сланцами

и крупнозернистыми гранатовыми амфиболитами, которые в отдельных участках образуют переходы к амфиболовым гранатитам. Сланцы и гранатиты обладают необычными крупнозернистыми структурами, не встречающимися нигде более в пределах Ириногорской структуры. Возможно, гранатиты представляют собой реститизированные разности мафитовых метавулканитов? Предполагается, что вероятность образования гранатитов в качестве рестита при парциальном плавлении и отделении расплава гранитного состава связана с плавлением низкокальциевых метапелитов [Clark et al., 1986] или с взаимосвязанным плавлением двух компонентов — метапелитов и мафит-ультрамафитов [Rivalenti et al., 1997]. Однако химический состав и тесные связи гранатитов и Fe-Ti метабазитов указывают на формирование гранатитов при метаморфизме эндоконтактовых зон Fe-Ti метагаббро, значительно обогащенных Fe-Ti оксидами. Эта проблема пока не попадала в поле зрения исследователей региона, и поставленный вопрос не имеет однозначного ответа.

9. Вторая и третья версии (метаморфизм ~2.75–2.72 млрд лет или в начале палеопротерозоя) предполагают наложенный характер метаморфизма, что исключает рассматриваемое проявление метаморфизма из эволюции собственно Ковдозерского микроконтинента. Поскольку сведения о возрасте метаморфизма отсутствуют, то сегодня вопрос не имеет решения. Однако сама постановка вопроса о месте метаморфизма и возможной интерпретации вулканогенно-осадочных ассоциаций Парандово-Тикшеозерской системы в качестве фрагмента палеозоны субдукции позволяет рассчитывать на исследование проблемы в будущем.

10. Ковдозерский микроконтинент, в согласии с заключениями Ю.В. Миллера [Миллер, 1997; Миллер и др., 2005], представляет собой тектоническую пластину мощностью в сечении профилем 4В всего лишь порядка 3 км. Пластина смята и в структурном отношении представляет собой синформу (лополитоподобное тело). В строении ограничений микроконтинента, зафиксированном геологическими картами, прочитывается надвигание его краевых зон на структуры обрамления. В сочетании с оценкой глубинности метаморфизма, эти особенности Ковдозерского микроконтинента можно интерпретировать как свидетельство выдавливания в условиях коллизионного сжатия, очевидно сопровождавшегося быстрым ростом и денудацией орогена. Такая модель, в частности, позволяет объяснить причины, определившие выведение неоархейской зоны субдукции к сегодняшней дневной поверхности.

Необходимо учитывать, что в предлагаемой реконструкции мы вынужденно опускаем вопрос о возрасте коллизионного события — неоархейском или палеопротерозойском. Поскольку в современной тектонической структуре с пограничной зоной между Беломорской провинцией и Карельским кратоном связаны мощные и разнообразные проявления палеопротерозойского магматизма, осадконакопления и тектогенеза, вероятнее всего, тектоническое выдавливание Ковдозерского микроконтинента стало интегральным результатом последовательных коллизионных событий в неоархее и палеопротерозое, однако конкретные свидетельства последовательности такого рода событий к настоящему времени получены не были.

11. Вулканогенно-осадочные ассоциации зеленокаменных поясов почти лишены обычных для островодужных систем проявлений оруденения, прежде всего, колчеданного семейства. Эта особенность не противоречит высказанной выше идее глубокой денудации вулканической островной дуги. В свою очередь, формирование медно-молибден-порфирового оруденения, очевидно, является результатом геологических событий, последовавших за оформлением Ковдозерского микроконтинента (~2.7–2.6 млрд лет).

Таким образом, Ковдозерский микроконтинент — это зрелая (притом очень быстро «созревшая») островная дуга. Она могла быть заложена во внутриокеанической обстановке, но может также представлять собой отделившийся край Карельского кратона или Хетоламбинского микроконтинента. Дуга была быстро сформирована между двумя крупными континентальными блоками — Кухмо-Сегозерским и Хетоламбинским микроконтинентами. В результате коллизии этих микроконтинентов и, вероятно, последовавших позднее тектонических процессов произошло «выдавливание» дуги кверху и надвигание ее окраинных частей на структуры обрамления.

Последовательность главных событий в истории формирования Ковдозерского микроконтинента можно представить в виде следующего перечня: формирование спредингового хребта, которому могло предшествовать отделение восточной окраины Карельского кратона или западной окраины Хетоламбинского микроконти-

нента → субдукция (вероятнее всего, — под Хетоламбинский микроконтинент), формирование и «созревание» островной дуги (~2.80–2.78 млрд лет) → преддуговый спрединг и формирование бонинитов на океанической плите → разнообразие вулканитов «в ответ» на разнообразие субдуцирующих материалов → аккреция–коллизия → высокотемпературный метаморфизм (варианты: ~2.78, 2.73–2.71 или ~2.45 млрд лет назад) → коллизионное сжатие и выдавливание гранит-зеленокаменного комплекса на структуры обрамления.

С поздне-неоархейскими событиями было связано формирование «поздних конгломератов»: кварцевых аренитов и грубообломочных туфоконгломератов. В дальнейшем они также были вовлечены в тектонические перемещения.

Суммируя перечисленные характеристические особенности строения, состава и метаморфизма пород Ковдозерского микроконтинента, приходим к *главному выводу*: у нас имеются основания для предположения, что на уровне современного эрозионного среза мы наблюдаем «корни» палеоостроводужной системы — область аккреции субдуцируемого материала к основанию дуги, вертикального наращивания коры снизу. Как нам представляется, это предположение дает новый стимул для изучения Ковдозерского микроконтинента.

2.1.5.3. Нотозерский комплекс гранулитов и чарнокит-эндербитов и Чупинский гранулито-гнейсовый пояс

Чупинский гранулито-гнейсовый пояс (тектоническая пластина, тектонический покров [Миллер, Милькевич, 1995, Миллер, 2002; Ранний докембрий..., 2005], парагнейсовый комплекс [Слабунов, 2005]) является, вероятно, одним из самых известных структурно-тектонических элементов Беломорского орогена. Высокоглиноземистые гранат-кианит-биотитовые гнейсы, преобладающие в строении чупинской толщи, привлекают внимание не вполне обычным для восточной части Фенноскандинавского щита минеральным составом. Еще в середине прошлого века было установлено, что месторождения мусковита Чупино-Лоухского рудного района связаны с пегматитами, субстратом для которых в большинстве случаев послужили высокоглиноземистые гнейсы. Поэтому детальное картирование и многоаспектное изучение гнейсов чупинской толщи были призваны обеспечить прирост запасов мусковита — промышленно ценной слюды.

Чупинским гранулито-гнейсам в пространстве (см. прил. I-1 и II-1) и во времени (2.74–2.71 млрд лет) сопутствуют интрузии эндербитов и гиперстеновых диоритов, а также метаморфизованные в гранулитовой фации породы Хетоламбинской ГЗО (преимущественно двупироксен-плагиоклазовые мафитовые гранулиты), которые мы рассматриваем в составе Нотозерского комплекса гранулитов и чарнокит-эндербитов.

За внедрением эндербитов и чарнокитов Нотозерского комплекса последовали интрузии гранитоидов, преимущественно ТТГ типа, которые на уровне современного эрозионного среза слагают, вероятно, преобладающую часть Хетоламбинского микроконтинента. Выше мы уже обращались к характеристике этих гранитоидов, датированных в интервале 2.74–2.64 (до 2.58) млрд лет в разделе 2.1.5.1, где они были отнесены к типу гранитоидов 4-й генерации, среди которых, помимо ТТГ, отмечаются также и субщелочные гранитоиды (монцониты, сиено-диориты и т.п.). Возраст этих гранитоидов совпадает с проявлениями санукитоидного магматизма Карельского АКО, размещением «молодых» гранитов в пределах Водлозерского микроконтинента, формированием внутриконтинентальных зеленокаменных поясов Инари-Кольского и Кухмо-Сегозерского микроконтинентов, образованием неоархейских гранулитовых комплексов Кола-Карельского континента в целом.

В данном разделе мы рассмотрим Нотозерский комплекс гранулитов и чарнокит-эндербитов и Чупинский гранулито-гнейсовый пояс, обратив специальное внимание на свидетельства теснейшей взаимосвязи обстановок, условий и обстоятельств их возникновения и эволюции. Значение и само существование такой взаимосвязи в разные периоды исследований оценивалось по-разному. Стоит отметить, что, в отличие от Чупинского гранулито-гнейсового пояса (толщи, серии, свиты, тектонического покрова), комплекс эндербитов и гранулитов, который мы называем Нотозерским, не получил даже общепринятого наименования.

Гранулиты в пределах Беломорской провинции впервые были выделены Н.В. Горловым [1967] в качестве одного из компонентов зоны купольных структур, протягивающейся от оз. Нотозеро на юг, где гранито-гнейсовые ку-

пола располагаются между Карельскими зеленокаменными структурами и Беломорскими гнейсами, образуя, в трактовке Н.В. Горлова, фундамент беломорской серии. О.И. Володичев [1990] детально описывает рассматриваемые образования в качестве безымянного гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса, который он подробно характеризует на примерах нескольких участков и массивов. Позднее было введено понятие «архейский Западно-Беломорский пояс гранулитов» [Glebovitsky, 1997: Глебовицкий и др., 2000]. Однако в фундаментальной монографии [Ранний докембрий..., 2005] «массивы гиперстеновых диоритов» почти затерялись в «ассоциации тоналитовых и трондьемитовых гнейсов Беломорского подвижного пояса», принадлежащих хетоламбинскому комплексу и лишь вскользь упоминается Западно-Беломорский гранулитовый пояс. А.И. Слабунов [2008] в разделе, посвященном архейским гранитоидам Беломорского подвижного пояса, упоминает «габбро-эндербит-чарнокитовые комплексы», в том числе «массивы гиперстеновых гранодиоритов и диоритов, детально изученные на о-ве Поньгомнаволок, ...а также сложнопостроенный нотозерский комплекс, в состав которого входят габброиды, интрузивные эндербиты и чарнокиты» (с. 156).

Таким образом, ведущие исследователи Беломорского пояса, за исключением О.И. Володичева, включают архейские интрузивы эндербит-чарнокитовой серии в сложную ассоциацию гранитоидов, преимущественно относящихся к хетоламбинскому комплексу (Хетоламбинскому микроконтиненту, в нашем понимании).

В свою очередь, сложность проблемы и противоречивость информации, касающейся соотношений чупинских гнейсов, Нотозерского комплекса и «догранулитовых» ТТГ гнейсов Хетоламбинского микроконтинента, можно оценить, сопоставив взаимоисключающие выводы, касающиеся этой проблемы, помещенные в монографии [Ранний докембрий..., 2005]:

1) (на с. 201): «выполненный анализ поставил вопрос о более древнем возрасте хетоламбинского комплекса, который, по-видимому, испытал складчатость, а, возможно, и метаморфизм, до накопления на нем чупинских супракрустальных образований»;

2) (на с. 213–214): «Судя по возрасту как магматической кристаллизации (2.67–2.76 млрд лет), так и ювенильного протолита с минимальной добавкой корового материала (2.81–2.93 млрд лет), ареально развитые гранитоиды Беломорского подвижного пояса оказываются наиболее молодыми по сравнению с аналогичными породами Кольского полуострова и Карелии.... Следовательно, выделение этих ортогнейсов в качестве фундамента беломорской серии (т.е. чупинской толщи. — *М.М.*) или кольско-беломорского комплекса... является необоснованным».

Нотозерский комплекс гранулитов и чарнокит-эндербитов включает две составляющие: 1) породы Хетоламбинской и, возможно, в незначительной части — Ковдозерской ГЗО, подвергшиеся метаморфизму гранулитовой фации (преобладают мафитовые двупироксен-плагиоклазовые гранулиты); 2) комплексные интрузивные тела эндербитов — чарнокитов, интрузии мафитов и ультрамафитов, сгруппированные в районе озер Ковдозеро и Нотозеро в зоне север–северо-западного простирания. Протяженность зоны Ковдозеро-Нотозеро составляет 100 км при ширине порядка 25 км (на картах прил. I-1 и II-1 показаны обобщенные контуры массивов). Еще один хорошо изученный массив эндербитов (гиперстеновых диоритов) расположен на о-ве Поньгомнаволок. «Пятна» гранулитов, образованных в результате высокотемпературного метаморфизма по породам гранит-зеленокаменного комплекса, спорадически встречаются в различных участках Хетоламбинской ГЗО, как правило, в ассоциации с интрузивными телами эндербитов. Гранулиты детально исследованы О.И. Володичевым и Н.Е. Король в зоне Ковдозеро-Нотозеро и южнее от оз. Кереть [Володичев, 1990; Король, 2005].

Территория между озерами Ковдозеро и Нотозеро (в настоящее время ставшими частями Княжегубского водохранилища) практически полностью занята породами Хетоламбинской ГЗО, метаморфизованными в гранулитовой фации, и интрузивными телами Нотозерского комплекса. (На карте прил. I-1 участки Хетоламбинской ГЗО, подвергшиеся гранулитовому метаморфизму не выделены.) Геологическое изучение пород гранулитовой фации позволило реконструировать последовательность их формирования [Володичев, 1990]:

1) двупироксеновые и двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы преимущественно основного, реже среднего и кислого состава, образовавшиеся в результате метаморфизма пород Хетоламбинского гранит-зеленокаменного комплекса;

2) небольшие интрузивные тела перидотитов, оливиновых, шпинелевых и плагиоклазовых пироксенитов, габброидов, габбро-анортозитов и анортозитов;

3) жильные эндербиты (ранняя мигматизация);

4) небольшие интрузивные тела габбро, габбро-диоритов, эндербитов и чарнокитов;

5) массивы эндербитов и чарнокитов.

В некоторых случаях по появлению граната, биотита и роговой обманки было установлено наложение метаморфизма гранулитовой фации также и на породы габбро-эндербит-чарнокитового комплекса. В осевой части структуры, которую О.И. Володичев прослеживает от губы Тупой оз. Ковдозеро через пос. Чупа к губе Поньгома, проявлен наложенный высокотемпературный метаморфизм при повышенных давлениях, отвечающий кианит-ортоклазовой субфации. В этом районе обычны породы, образованные сочетанием минеральных парагенезисов гранулитовой фации и наложенной кианит-ортоклазовой субфации. В дальнейшем породы гранулитового комплекса, включая эндербит-чарнокитовую составляющую, в значительной или даже преобладающей части подверглись диафторическим преобразованиям и в результате стали трудно отличимыми от гнейсо-амфиболитовых ассоциаций и гранито-гнейсов Хетоламбинской ГЗО.

Выше мы уже упоминали о наложении гранулитового метаморфизма на осадочно-вулканогенные породы в южной части Керетского зеленокаменного пояса — в окрестностях оз. Пиртозеро (Вичанский, Мундинаволокский и Пиртозерский участки по [Володичев, 1990; Король, 2005]). Мафитовые метавулканиты, преобразованные в двупироксеновые и двупироксен-амфиболовые плагиосланцы, прорваны эндербитами и чарнокитами. По описанию О.И. Володичева и Н.Е. Король, кристаллосланцы характеризуются удивительной сохранностью тонкозернистого строения и первичных макро- и микроструктур и текстур вулканитов. Эти породы переходят в мелко-среднезернистые гранулиты с массивной или плоскопараллельной (в зонах деформаций) текстурами с эмбриональной мигматизацией.

Интрузивные породы в окрестностях оз. Пиртозеро представлены лейкогаббро-норитами, эндербитами диоритового состава и чарнокитами. Габбро и эндербиты образуют небольшие тела и жилы, включающие ксенолиты гранулитов различного состава. На Мундинаволокском участке установлено секущее положение чарнокитовых жил относительно эндербитов. Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что до внедрения эндербитов и, тем более, чарнокитов вулканиты уже были метаморфизованы в гранулитовой фации и деформированы. Гранулитовый метаморфизм и интрузии эндербитов связаны с интервалом 2.73–2.71 млрд лет. Чарнокиты принадлежат палеопротерозойскому Топозерскому комплексу, сформированному около 2.45 млрд лет назад (см. в разделе 3.3.1.1) [Володичев, 1990; Король, 2005].

Метаморфизм. Особенности метаморфизма гранулитов и интрузивных пород Нотозерского комплекса детальнейшим образом исследованы геологическими и петрографическими методами и охарактеризованы в работах [Володичев, 1990; Король, 2005, и ссылки на первичные публикации в этих работах]. Петрологические исследования, проведенные этими и другими авторами в разные годы [Володичев, 1990; Лобач-Жученко и др., 1995; Мыскова, 2002; Мыскова и др., 2003], как правило, выполнены на локальных участках, в значительной части — с ограниченным применением техники микрозондового анализа и с использованием трудно согласуемых систем петрологических геотермометров и геобарометров. Большой разброс полученных результатов в значительной степени объясняется также и неполной равновесностью сосуществующих минералов. Наконец, приходится отметить, что в формулировках заключительных оценок, как правило, ощущается чрезмерный вес априорных геодинамических моделей, которые у разных авторов, естественно, могут существенно различаться. Поэтому приведенные ниже характеристики метаморфической эволюции, по-видимому, следует рассматривать как ориентировочные. Для получения более систематической и достоверной картины петрологической эволюции необходимы дальнейшие специальные исследования.

Согласно С.Б. Лобач-Жученко с коллегами [1995], постмагматическое преобразование (становление) интрузивов происходило при T = = 850–950°С, P = 4–5 кбар 2.73–2.71 млрд лет назад. Эти параметры отвечают малоглубинным (15–17 км) условиям высокотемпературной гранулитовой фации. Последующие преобразования (амфиболитовая фация: T = 660–730°С, P = = 6–7 кбар) датированы 2.70–2.68 млрд. О.И. Володичевым [1990] ранее были опубликованы оценки параметров метаморфизма раннего эта-

па, смещенные в сторону более высоких давлений и несколько более низких температур: порядка 800°С и 6–8 кбар. Однако предлагавшиеся О.И. Володичевым оценки второго («высокобарического кианитового») этапа отличаются более существенно и при этом закономерно изменяются в поперечном (относительно простирания Беломорского орогена) направлении: от 500–590°С и ~8 кбар на западе до 700–750°С и ~12 кбар на востоке.

Геохронология. В противоположность некоторому «разнобою» в оценках петрологических параметров, оценки возраста Нотозерских чарнокит-эндербитов и гранулитов характеризуются почти удивительной сходимостью. Оценки возраста эндербитов и чарнокитов заключены в узком интервале от 2.73±0.02 до 2.713±0.003 млрд лет [Зингер, 1993; Ризванова и др., 1994; Бибикова, Богданова, Шельд, 1995; Глебовицкий и др., 2000]. Оценки возраста сопровождающих и последующих интрузий габбро, диоритов, тоналитов и трондьемитов образуют своеобразный «шлейф», который охватывает очень продолжительный интервал от 2.72±0.01 до 2.58±0.01 млрд лет [Балаганский и др., 1990; Bogdanova, Bibikova, 1993; Лобач-Жученко и др., 1993; Бибикова, Шельд и др., 1993; Бибикова, Богданова, Шельд, 1995; Кудряшов и др., 1996; Каулина, Богданова, 1999; Глебовицкий и др., 2000; Минц, Берзин, Сулейманов и др., 2004].

Чупинский гранулито-гнейсовый пояс — одна из наиболее известных тектонических структур Беломорского орогена. Со сложностью состава и высоким уровнем деформаций связаны значительные проблемы при выделении и картирования границ Чупинского пояса. Этим обстоятельством вызван значительный разнобой в представлении пояса на крупно- и мелкомасштабных геологических картах, подготовленных разными составителями, равно как и в схемах, используемых для иллюстрации тектонических и геодинамических построений. Наиболее полные и точные карты были составлены в процессе производственных средне- и крупномасштабных геологических съемок в 60-е годы прошлого века под руководством Е.П. Чуйкиной и Л.В. Калафати. Эти карты легли в основу всех более поздних картографических работ производственного направления. В нашей работе в качестве основы при оконтуривании Чупинского пояса на геологической карте (см. прил. I-1), была использована Международная геологическая карта Фенноскандинавского щита в масштабе 1:2 000 000 [Geological Map..., 2001]. При этом мы имели в виду именно тектонические границы пояса — т.е. границы тектонической пластины, которая образована чупинским комплексом и помимо собственно высокоглиноземистых гнейсов включает разнообразные породы, чередующиеся с ними в разрезах, а также вовлеченные в тектоническое перемещение породы других геологических комплексов.

Чупинский гранулито-гнейсовый пояс протягивается на 350 км, охватывая дугой Карельский кратон с северо-востока и с севера (см. прил. I-1 и II-1). Ниже (в разделе 2.2.1) мы рассмотрим вопрос о вероятном продолжении западного окончания Чупинского пояса. В пределах юго-восточной ветви пояс представляет собой синформу, осложненную складками более высоких порядков [Миллер, Милькевич, 1995, Ранний докембрий..., 2005]. Ширина пояса в северной части достигает 25–35 км и постепенно сокращается в юго-восточном направлении одновременно с уменьшением вертикальной мощности. В итоге, тектоническая пластина выклинивается, разбиваясь на несколько эрозионных останцов. Видимая мощность Чупинского пояса в сечении профилем 1-ЕВ (интервал 430–510 км) не превышает 2 км.

Необходимо специально пояснить, какой смысл, говоря о структуре пояса, мы вкладываем в понятие «синформа». Следует подчеркнуть, что это понятие не является отражением старой дискуссии о моноклинальном (Е.П. Чуйкина, Н.В. Горлов) или синклинорном (Д.Т. Мишарев, В.С. Смирнова, К.А. Шуркин, В.Л. Дук, М.М. Стенарь, Ю.Й. Систра) строении беломорид. Мы говорим о синформном строении Чупинской тектонической пластины (тектонического покрова), имея в виду общую лополитообразную форму этого сложного геологического тела в соотношении со структурами обрамления. При этом внутреннее строение тектонической пластины не принимается во внимание.

Принципиально важно, что разрез по профилю 1-ЕВ не обнаружил никаких свидетельств наклона Чупинской тектонической пластины — ни в северо-восточном, ни в юго-западном направлении [Минц, Берзин, Андрющенко и др., 2004; Минц и др., 2007а; Mints et al., 2009]. Сейсмический образ коры в согласии с геологической структурой, откартированной на дневной поверхности, позволяет представить Чупинский гранулито-гнейсовый пояс в виде тектонической пластины синформного строения,

несогласно перекрывающей Хетоламбинскую ГЗО (см. рис. 4.18, прил. V-4). Чупинский пояс приобретает форму обширного тектонического покрова и, по-видимому, достигает максимальной мощности в своей широкой северо-западной части. Крайняя западная ветвь на территории Финляндии (террейн Тунтса по [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005]) зажата между реоморфическими гранито-гнейсовыми куполами, возникшими в результате палеопротерозойской коллизии.

Литология. В строении Чупинского пояса преобладают мигматизированные гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы с линзовидными прослоями мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов, которые принято рассматривать в качестве реликтов первичных гнейсов-метаосадков, не подвергшихся последующей перекристаллизации. Высокоглиноземистые гнейсы многократно и сложно деформированы, их состав модифицирован метаморфическими и метасоматическими процессами [Ручьев, 2005]. Они чередуются с породами иного состава (тоналито-гнейсами, метадацитами, амфиболитами) — как вследствие изначальной стратификации вулканогенных и осадочных протолитов, так и в результате псевдостратификации, возникшей в процессе деформационно-метаморфических преобразований. Ассоциация высокоглиноземистых гнейсов с породами, участвующими в чередовании, образует чупинский комплекс. Учитывая высокий уровень метаморфизма (высокая амфиболитовая — гранулитовая фации) и ряд других особенностей чупинского комплекса и в соответствии с принятой в данной работе терминологией, мы рассматриваем тектоническую структуру, образованную этим комплексом, в качестве «Чупинского гранулито-гнейсового пояса». В этом качестве чупинский комплекс существует, независимо от предыстории осадочного протолита, начиная приблизительно с 2.74 млрд лет, когда образующие его породы подверглись гранулитовому (или, как его часто именуют исследователи Беломорской провинции, «высокобарическому») метаморфизму.

Петрохимические особенности метаосадков позволяют рассматривать их в качестве незрелых слабо дифференцированных граувакк, сформированных при разрушении кислых пород (70%) при некотором участии основных (20%) и ультраосновных (10%) пород в составе источника [Мыскова и др., 2003]. Согласно оценке А.М. Ручьева [2000], также базирующейся на результатах изучения петрохимических особенностей чупинских гнейсов, среди источников сноса преобладали тоналиты (43–80%), заметную роль играли породы основного (6–55%) и менее значительную — ультраосновного (0–14%) состава. В метаосадках содержится значительное количество зерен циркона — детритовых и метаморфических [Бибикова и др., 2004].

Альтернативное представление о составе и происхождении осадочных протолитов чупинских гнейсов предложено в работе [Ранний докембрий..., 2005]. Авторы этой книги, опираясь на принятую ими оценку возраста осадконакопления 2.88–2.82 млрд лет (U-Pb по цирконам [Бибикова и др., 2004]), дополненную оценками Sm-Nd модельного возраста метаосадков в интервале 3.01–2.86 млрд лет [Timmerman, Daly, 1995; Bibikova et al., 1996; Claesson et al., 2000], рассматривают чупинские метаосадки в качестве одного из самых древних образований Беломорского пояса, поскольку среди окружающих ТТГ гнейсов не обнаружено пород с более древними коровыми метками. Соответственно «возможна лишь небольшая примесь древнего обломочного материала из дальних источников... формирование рассмотренных метаосадков могло происходить в окружении незрелых островных дуг» [Ранний докембрий..., 2005, с. 227], т.е. по существу — в океанской обстановке. В своем заключении авторы опираются также на интерпретацию составов метаосадков дискриминационных диаграмм по [Bhatia, 1983], на которых чупинские метаосадки попадают в поля океанических островных дуг (по [Мыскова и др., 2003]).

Ниже мы обсудим результаты исследований цирконов из чупинских метаосадков и постараемся показать, что выводы, предложенные большинством авторов [Бибикова и др., 2004] (как оговорено в статье — не всеми авторами), о древнем возрасте осадконакопления в диапазоне от 2.88 до 2.82 млрд лет, не являются достаточно обоснованными.

Еще одна альтернатива: модель формирования высокоглиноземистых кианитсодержащих гнейсов в результате аллохимического преобразования типа кислотного выщелачивания, которому подверглись породы различного состава (преимущественно гранат-биотитовые гнейсы, но также и породы основного состава) [Володичев, 1990 и ссылки в этой работе; Щербакова, Терехов, 2004]. Убедительные свидетельства метасоматического преобразования чупинских гнейсов не оставляют сомнений в реальности

этих процессов. Однако масштаб проявления подобных преобразований, по-видимому, ограничен. Было показано, что подобного рода преобразования метаосадков тесно связаны с деформационными структурами и локализованы в определенных участках [Ручьев, 2000]. Обнаружение детритовых цирконов [Бибикова и др., 2004] является важным доводом в пользу метатерригенного происхождения протолитов чупинский гнейсов.

Модель эволюции условий метаморфизма чупинских гнейсов со сменой умеренных давлений на более высокие принята многими исследователями (например, [Бибикова и др., 2004 и ссылки в этой работе]). В некоторой степени эти представления были перенесены на чупинские гнейсы с гранулитов Нотозерского комплекса [Лобач-Жученко и др., 1995]. Специальное исследование метаморфизма чупинских гнейсов в районе оз. Пулонгского позволило достоверно зафиксировать два этапа метаморфизма в истории высокоглиноземистых гнейсов: ранний прогрессивный при температурах 570–700°С и более поздний регрессивный при широко варьирующих параметрах 720–540°С и 10–5.5 кбар [Мыскова, 2002; Мыскова, Милькевич, 2005].

Геохронология. Опубликованные ранее оценки возраста чупинских гнейсов заметно различались — от 2.68 млрд лет [Кудряшов, 1996] до 2.86 млрд лет [Лобач-Жученко и др., 1993]. Промежуточные оценки возраста были опубликованы в работах [Bogdanova, Bibikova, 1993; Бибикова, Богданова, Шельд, 1995]. Специальное геохронологическое исследование Чупинских метаосадочных гнейсов и взаимодействующих с ними магматических пород с использованием ионного микрозонда NORDSIM [Бибикова и др., 2004] показало, что высокоглиноземистые гнейсы включают несколько достаточно представительных разновозрастных популяций циркона. Вероятно, предпочтительное датирование одной или другой из этих популяций традиционным U-Pb методом как раз и было причиной вышеупомянутых расхождений. Исследование Е.В. Бибиковой с соавторами позволило внести в эту проблему некоторую ясность, но, как водится, возникли новые вопросы, что не позволило авторам прийти к полностью согласованным выводам. Главные выводы авторов, которые учли не только вновь полученную геохронологическую информацию, но и «любимые» модели эволюции Беломорского орогена, следующие: 1) осадконакопление протекало в возрастном диапазоне 2.88–2.82 млрд лет; 2) детритовый материал включает две группы цирконов — 3.00 и 2.90 млрд лет, кроме того, единичные зерна имеют возраст 3.20–3.10 млрд лет; 3) ранний метаморфизм (согласно модели, принятой авторами, — в условиях амфиболитовой фации умеренных давлений) — 2.82±0.02 млрд лет; 4) пиковый метаморфизм (согласно модели, принятой авторами, — коллизионный метаморфизм высоких давлений гранулитовой, амфиболитовой и эклогитовой фаций) — 2.71±0.02 млрд лет; 5) несколько этапов метаморфизма и мигматизации — вплоть до 2.62±0.02 млрд лет; 6) метаморфические обрастания цирконов возникли 1.90–1.80 млрд лет назад в связи с коллизионными событиями конца палеопротерозоя. Попытка авторов подтвердить выводы, сделанные на основании анализа цирконов из чупинских гнейсов, результатами изучения цирконов из магматических образований, сопутствующих гнейсам, не дала ожидаемого результата. В тексте статьи на с. 241 сделана важная оговорка: «Возраст в 2820 млн лет определен нами по зональным зернам циркона предположительно метаморфогенного генезиса... Однако не все авторы статьи согласны с таким толкованием генезиса зональных цирконов, некоторые предполагают их магматическое происхождение и, следовательно, детритовый характер в осадке. При таком понимании генезиса зональных цирконов время осадконакопления должно быть несколько позднее 2820 млн лет...» [Бибикова и др., 2004].

Интерпретация геохронологических оценок. Обратимся непосредственно к фактическим материалам исследования, опубликованного в работе [Бибикова и др., 2004]. Согласно представительному набору данных, систематизированных на рис. 8 «Гистограмма изотопных возрастов из глиноземистых гнейсов Чупинского покрова» в работе [Бибикова и др., 2004], в интервале 3.22–2.58 млрд лет отчетливо выделяются: три четко локализованных пика, два пика, несколько «размазанных», и соответствующее количество «пустых» интервалов в промежутках между пиками (рис. 2.26, см. цв. вкл.). Детритовые цирконы фиксируют два интервала: 3.22–3.10 и 3.06–2.90 млрд лет. Анализ диаграммы позволяет дополнительно отметить важные особенности исследованной совокупности цирконов, которым авторы, очевидно, не придали значения. Прежде всего отметим пустой интервал между 2.90 и 2.86 млрд лет. Если считать, как предлагают авторы, зональные цирконы, дати-

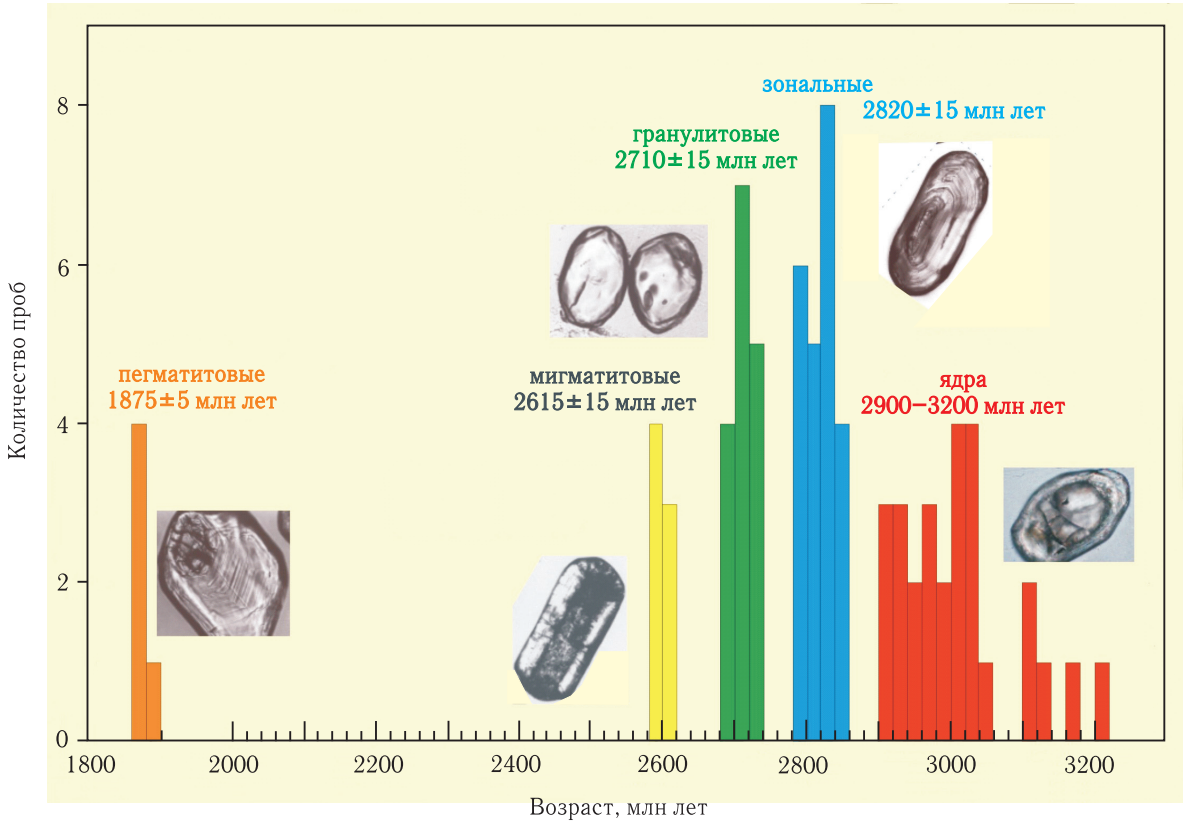


Рис. 2.26. Гистограмма изотопных возрастов цирконов из глиноземистых гнейсов Чупинского покрова, по [Бибикова и др., 2004]

рованные в интервале 2.86–2.78 (среднее значение — 2.82±0.02) млрд лет, — метаморфическими, окажется, что активная фаза формирования островодужных вулкано-плутонических ассоциаций Беломорского орогена (представленных зеленокаменными поясами Ковдозерского и Хетоламбинского микроконтинентов) оказалась стерильной в плане «производства» детритовых цирконов.

Предполагалось, что терригенный материал поступал в глубоководный желоб главным образом в результате дезинтеграции островодужных вулканитов и интрузивных образований, представленных в разрезах зеленокаменных поясов [Бибикова и др., 1999; Щипанский, 2008; Слабунов, 2008 и ссылки в этой работе]. Однако из выводов в публикации [Бибикова и др., 2004] следует, что островные дуги никак не проявили себя в процессе осадконакопления в предполагаемом глубоководном желобе. Эта особенность заставляет нас поставить под сомнение предположение о том, что протолитом гнейсов чупинской серии были породы аккреционного клина, сформированного в непосредственной взаимосвязи с субдукционными процессами.

Гранулитовый («высокобарический») метаморфизм датирован интервалом от 2.74 до 2.68 млрд лет. Отсутствие достоверных сведений об эволюции метаморфизма в исследованных фрагментах Чупинского пояса совместно с отмеченным противоречием позволяют нам присоединиться к мнению «несогласных» авторов о детритовом происхождении популяции зональных цирконов, что позволяет восполнить пробел в поступлении зерен циркона в осадок. В случае такой интерпретации материалов датирования, время осадконакопления, которому отвечает возрастной промежуток между самыми молодыми детритовыми цирконами и возрастом метаморфизма, попадает в интервал, приближенно ограниченный датами 2.78 и 2.74 млрд лет. Это означает, в свою очередь, что формирование осадочного протолита чупинских гнейсов *состоялось после завершения эволюции островодужных серий* как ранней (2.90–2.80 млрд лет), так и поздней (2.82–2.77 млрд лет) генераций — за счет денудации всего комплекса пород недавно возникших орогенов.

Интервал 2.62–2.58 млрд лет фиксирует некий пик на завершающей стадии истории метаморфизма и мигматизации.

О р у д е н е н и е. Метаграувакки Чупинского пояса незначительно обогащены благородными металлами. При метаморфизме, а также в связи с размещением тел гранитов и пегматитов в них возникает прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация с повышенными концентрациями Cu, иногда — Mo, Bi, Au [Ручьев, 2000]. Близкая по составу минерализация характерна для сульфидных залежей мощностью до 2–3 м в гранат-биотитовых и гранат-кварцевых метасоматитах (халькопирит, галенит, молибденит, самородный висмут; Au — до 2 г/т, Pd — до 0.25 г/т) [Ахмедов и др., 2005]. Возраст метасоматитов — 2.7±0.1 млрд лет (U-Pb по циркону, SHRIMP-II [Халенев и др., 2006]).

Геодинамическая интерпретация строения ассоциации «Нотозерский комплекс гранулитов и чарнокит-эндербитов — Чупинский гранулито-гнейсовый пояс». Как известно, «новое — это хорошо забытое старое». Нам представляются чрезвычайно важными свидетельства соотношений типа «фундамент — перекрывающий комплекс» в системе «Хетоламбинская ГЗО — Нотозерский комплекс — Чупинский пояс», которые первоначально были установлены Н.В. Горловым [1967]. Как мы отмечали выше, наблюдения Н.В. Горлова получили подтверждение в исследованиях О.И. Володичева и Н.Е. Король [Володичев, Король, 1983; Володичев, 1977, 1990]. Наконец, по оценке Ю.В. Миллера и В.А. Глебовицкого, приведенной в монографии [Ранний докембрий..., 2005, с. 201], исследование структурной эволюции Беломорского подвижного пояса свидетельствует в пользу более древнего возраста хетоламбинского комплекса, который, по-видимому, «испытал складчатость, а возможно и метаморфизм, до накопления на нем чупинских супракрустальных образований».

Обсуждая структурные соотношения интрузивов Нотозерского комплекса и Чупинского гранулито-гнейсового пояса, необходимо обратиться к геологической карте. Карта (см. прил. I-1) демонстрирует, что интрузии Нотозерского комплекса к северу от оз. Ковдозера непосредственно перекрыты Чупинским тектоническим покровом и в восточном направлении скрываются под этим покровом. К востоку от оз. Нотозеро край массива эндербитов также перекрывается высокоглиноземистыми гнейсами. Далее к юго-востоку «пути» интрузивов и гнейсов несколько расходятся. Учитывая, что главные тектонические границы Беломорского орогена погружаются в северо-восточном направлении (см. рис. 4.18), нетрудно пред-

ставить, что этим наклоном объясняется наблюдаемое на современном эрозионном срезе восточное смещение тектонического покрова относительно гирлянды Нотозерских интрузивов. Соответственно, если вернуть весь ансамбль в исходное положение, то проложение осевых линий синформного тектонического покрова и гирлянды интрузивов совпадет или окажется очень близким. При этом «касание» гнейсов и эндербитов осуществляется как раз вдоль осевой линии, тогда как крылья синформы отделены от кровли интрузивов породами Хетоламбинской ГЗО, в том числе, метаморфизованными в гранулитовой фации. Вряд ли можно объяснить эти соотношения простой случайностью. Более вероятно, что внедрение интрузивов и формирование осадочного прогиба над областью их размещения в коре определялось общей причиной — условиями растяжения в протяженной дугообразной области, которая фрагментарно маркируется сегодня размещением нотозерских интрузивов и чупинских гнейсов.

Привлекательная идея о представлении протолита чупинских гнейсов в качестве метаграувакк, слагающих чешуйчатый ансамбль древней аккреционной призмы [Бибикова и др., 1999; Щипанский, 2008; Слабунов, 2008 и ссылки в этой работе], каким-то образом «отодвинула в тень» перечисленные данные и основанные на них оценки относительного возраста компонентов Беломорского пояса.

Обсуждая проблему далее, мы должны обратить внимание на то, что эндербиты (гиперстеновые диориты) Нотозерского комплекса, надежно датированные в интервале 2.73–2.71 млрд лет, нигде (или почти нигде, если какая-то часть информации оказалась для нас недоступной) не прорывают чупинские высокоглиноземистые гнейсы. И это — несмотря на структурную и пространственную близость и совпадение возрастных оценок гранулитового метаморфизма. Подчеркнем, что совпадение возраста и совпадение или близость условий метаморфизма позволяют дополнительно подтвердить вывод о том, что в момент (период) метаморфизма нотозерские эндербиты и чупинские гнейсы находились приблизительно на одном глубинном уровне коры, находившейся в условиях растяжения и пронизываемой тепловым и флюидным потоками, стабилизировавшими условия гранулитовой фации.

В решении вопроса о последовательности тех или иных событий решающую роль играют геохронологические данные — прямые оценки возраста исследуемых событий. Проведенное выше обсуждение представительных фактических материалов исследования цирконов из высокоглиноземистых гнейсов чупинской толщи, опубликованного в работе [Бибикова и др., 2004], позволило сделать два важных вывода. Во-первых, формирование осадочного протолита чупинских гнейсов *состоялось после завершения эволюции островодужных серий* как ранней (2.90–2.80 млрд лет), так и поздней (2.82–2.77 млрд лет) генераций. Во-вторых, время осадконакопления, которому отвечает возрастной промежуток между самыми молодыми детритовыми цирконами и возрастом метаморфизма, попадает в интервал, приближенно ограниченный датами 2.78 и 2.74 млрд лет.

В свою очередь, из обсуждения структурных соотношений нотозерских эндербитов и чупинских гнейсов следует, что осадочные протолиты гнейсов, заполнявшие быстро прогибавшийся бассейн, достигли уровня глубин с *PT*-параметрами высокой амфиболитовой — гранулитовой фации (осадконакопление и наращивание верхней части разреза, сегодня полностью эродированной, могло в это время еще продолжаться). Эндербитовые магмы в то же самое время достигли того же уровня в коре, перемещаясь во встречном направлении — кверху. Таким образом, максимальная оценка длительности осадконакопления не превышает 40 млн лет. Данные по другим гранулито-гнейсовым поясам свидетельствуют о том, что растяжение, формирование осадочных бассейнов, их заполнение осадками и гранулитовый метаморфизм основания и осадочного выполнения бассейнов и далее — преобразование метаморфизованного выполнения бассейна в выжатый тектонический покров представляют собой закономерную последовательность событий, суммарная продолжительность которых не превышает первых десятков миллионов лет (см. обзоры в [Mints et al., 2007; Минц, 2007 а,б], также раздел 3.3.1.6).

Имеющиеся данные и представленное выше обсуждение позволяют сформулировать основные положения модели возникновения и взаимосвязанной геодинамической эволюции Нотозерского комплекса гранулитов и чарнокит-эндербитов и Чупинского гранулито-гнейсового пояса и представить их в виде следующего ряда событий, последовавших за формированием и объединением Хетоламбинского и Ковдозер-

ского микроконтинентов: прогрев утолщенной коры в результате активности мантийного источника тепла и сухого флюида, гранулитовый метаморфизм нижней–средней коры (2.73 млрд лет или незначительно раньше), сопровождавшиеся заложением криволинейной области растяжения и соответствующего бассейна осадконакопления → внедрения эндербитовых и чарнокитовых магм на уровне нижней–средней коры, быстрое развитие и заполнение осадками протяженного бассейна на уровне верхней коры, углубление бассейна до уровня средней коры, продвижение термального ореола в осадочное выполнение бассейна (2.73–2.71 млрд лет) → деградация мантийного источника, охлаждение коры, замыкание бассейна и погружение всей области коры, сопровождавшиеся метаморфизмом относительно повышенных давлений → прогрессирующее охлаждение при сохранении уровня температур, достаточного для относительно низкотемпературных процессов гранитообразования и мигматизации (2.71–2.58 млрд лет).

2.1.6. Беломорская мезо-неоархейская эклогитовая провинция

К настоящему времени определенно установлено, что вдоль северо-восточной границы Беломорского аккреционного орогена размещены тела эклогитов, сформированные в связи с мезо-неоархейской субдукцией, и неоархейские эклогитизированные мафитовые дайки. Традиционно во всех существующих публикациях эта область рассматривается в составе Беломорского подвижного пояса. Как мы уже отмечали в разделе 2.1.5, эти данные позволили кардинально пересмотреть существующие представления о северо-восточной границе Беломорского орогена. Стало понятным, что естественной границей между архейскими тектоническими провинциями — Беломорским и Кольским коллизионно-аккреционными орогенами (соответственно между их составляющими — Инари-Кольским и Хетоламбинским микроконтинентами) — является Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс.

С учетом этого, мы отделили северную часть Хетоламбинского тектонического покрова (в трактовке Ю.В. Миллера [Ранний докембрий..., 2005, рис. 3.1]), образованную преимущественно гранито-гнейсами, которая залегает структурно выше Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, вывели ее из состава Беломорского орогена и рассматриваем в качестве Южно-Кольской активной окраины Инари-Кольского микроконтинента (см. прил. II-1). Гранито-гнейсы активной окраины тектонически перекрывают Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс и пассивную окраину Хетоламбинского микроконтинента (см. прил. I-1, II-1 и II-2). В этом контексте Центрально-Беломорский пояс рассматривается в качестве мезо-неоархейской сутурной зоны. В более широком контексте протяженную область, включающую пассивную окраину Хетоламбинского микроконтинента, сутурную зону и активную окраину Инари-Кольского микроконтинента, образованную ТТГ гнейсами и включающую эклогиты обоих типов (субдукционные эклогиты и эклогитизированные дайки) мы рассматриваем в качестве *Беломорской мезо-неоархейской эклогитовой провинции*. В соответствии с пространственным размещением эклогитов мы выделяем две эклогитовые ассоциации: 1) Салмы (ТТГ гнейсы и субдукционные эклогиты) и 2) Гридино (ТТГ гнейсы, тектонический меланж, субдукционные эклогиты и эклогитизированные мафитовые дайки, интрузивные тела метагаббро).

Учитывая новизну и уникальный характер предлагаемой информации, ниже последовательно охарактеризованы конкретные результаты исследований эклогитсодержащих ассоциаций. После этого предпринято обсуждение всей суммы данных и сформулированы модельные геодинамические построения.

Эклогит

Эклогит — метаморфическая горная порода, состоящая из пироксена с высоким содержанием жадеитового минала (омфацита), граната гроссуляр-пироп-альмандинового состава, кварца и рутила. По химическому составу эклогиты идентичны магматическим породам основного состав и образуются при высокобарическом метаморфизме этих пород. Эклогиты встречаются в виде глубинных ксенолитов в кимберлитовых трубках (мантийные эклогиты), а также в виде линз и будин в метаморфических комплексах высоких и сверхвысоких давлений, более 10–12 кбар (коровые эклогиты). Сохраняющиеся в эклогитах свидетельства метаморфических событий, протекавших на пике давления, и последующих трансформаций в высокобарических условиях ам-

фиболитовой и гранулитовой фаций дают важную информацию о процессах эксгумации и размещения эклогитовых тел в верхних горизонтах коры. В свою очередь, исследование значительно реже наблюдаемых реликтовых («доэклогитовых») минеральных ассоциаций позволяет реконструировать особенности процессов метаморфизма при погружении пород-протолитов.

Возникновение коровых эклогитов обычно рассматривается в рамках двух геодинамических моделей: субдукции океанической литосферы («Тихоокеанская модель») и континентальной коллизии («Гималайская модель») [Liou et al., 2004]. Кроме того, барические условия эклогитовой фации отвечают низам «утолщенной» (более 40 км) континентальной коры. При достижении соответствующих температур здесь также могут формироваться эклогиты. Эксгумация, т.е. перемещение фрагментов эклогитовых тел в направлении дневной поверхности, осуществляется при аккреционных или коллизионных событиях. Сохранность минералов-индикаторов высоких давлений в процессе эксгумации может быть обеспечена при условии высоких скоростей подъема метаморфизованных пород. Например, на современной поверхности о-ва Д'Антеркасто в восточной части островного государства Папуа — Новая Гвинея обнаружены ультравысокобарические эклогиты, возраст метаморфизма которых равен 4.3±0.4 млн лет [Baldwin et al., 2004]. Эти эклогиты на сегодня представляют собой наиболее юное из известных тел эклогитов, обнаженных на дневной поверхности. Скорость подъема эклогитов с глубины около 75 км была чрезвычайно высокой — более 1 см/год.

Длительное время считалось, что в архее из-за высокого геотермического градиента в пределах тонкой земной коры условия эклогитовой фации оставались недостижимыми [Green, 1975; Baer, 1977; и др.]. Однако в конце прошлого столетия были получены геохронологические данные, свидетельствующие об архейском возрасте алмазоносных эклогитов, вынесенных из мантийных глубин к дневной поверхности кимберлитовыми магмами. В относительно недавние годы появились сообщения о находках коровых эклогитов палеопротерозойского возраста — до настоящего времени древнейшими считаются коровые эклогиты (около 2.0 млрд лет) в поясе Усагаран в Танзании [Möller et al., 1995]. Опубликованные сведения о еще более древнем, неоархейском–палеопротерозойском (~2.5 млрд лет), возрасте эклогитов в пределах Северо-Китайского кратона [Kusky, Li, 2003] не получили подтверждения последующими исследованиями, которые показали, что более реальной оценкой возраста этих эклогитов является интервал 1.85–1.89 млрд лет [Kröner et al., 2006].

Недавно были опубликованы данные, фиксирующие проявление метаморфизма при 600–650°С и 12–15 кбар в породах зеленокаменной ассоциации пояса Барбертон в Южной Африке, которые участвуют в строении линейной зоны интенсивных сдвиговых деформаций мощностью 3 км [Moyen et al., 2006]. Авторы названной публикации полагают, что их находка указывает на возможность реализации низкоградиентных условий (порядка 15°С/км) в мезоархее, и предлагают интерпретацию сдвиговой зоны Иньйони в качестве сутуры. Однако невысокая точность петрологических оценок, отсутствие собственно эклогитовых парагенезисов и данных датирования, а также проблематичный характер попытки связать формирование зоны Иньйони с мезоархейскими коллизионными событиями, не позволяют всерьез рассматривать опубликованную информацию в качестве свидетельства мезоархейской субдукции.

О существовании эклогитов среди раннедокембрийских комплексов восточной части Фенноскандинавского щита было известно достаточно давно. Однако долгое время они почти не привлекали специального внимания исследователей. Исключение составляют исследования эклогитов и эклогитоподобных (плагиоклазсодержащих) пород в районе с. Гридино, выполненные О.И. Володичевым [1977, 1990], и известные описания эклогитоподобных пород в основании Лапландского и Колвицкого гранулито-гнейсовых поясов (например, [Шарков, 1982]). Более обычны ранние описания эклогитов, сделанные «попутно» — при изучении иных геологических объектов, что затрудняет поиск соответствующей информации в опубликованных работах (см., например, [Батиева, 1958; Смирнова, Бабошин, 1967]).

В обобщающих работах второй половины прошлого века, посвященных метаморфизму пород Кольского полуострова [Беляев и др., 1977], восточной части Балтийского щита [Карта..., 1991], Русской плиты [Метаморфические комплексы..., 1978], эклогиты не упоминаются. Впервые специальный знак в виде вертикального ромбика, указывающий на местонахождение эклогитов, появился на геологической карте Кольского полуострова в 1996 г. [Геологическая карта..., 1996]. Тем не менее, до краткой публи-

кации О.И. Володичева в 1997 г. [Володичев, 1997] уникальность раннедокембрийских эклогитов Кола-Карельского региона оставалась не оцененной.

Следует упомянуть о еще одной интересной находке того же плана. На территории Финляндии непосредственно к юго-западу от фронтальной границы Лапландского гранулитового пояса (в автохтонной области) среди пород подстилающего архейского комплекса были обнаружены минеральные парагенезисы, переходные от амфиболитовой фации к эклогитовой и образовавшиеся при $T = 670$°C и $P = 11$–12 кбар [Tuisku, Makkonen, 1999]. Эти парагенезисы считаются палеопротерозойскими, но точные данные о возрасте отсутствуют. Поэтому нельзя исключить их принадлежность комплексу архейских эклогитов Беломорского пояса.

Исследования эклогитов на юго-восточном побережье и островах Кандалакшского залива в районе с. Гридино позволили О.И. Володичеву и А.И. Слабунову с коллегами впервые датировать архейские эклогиты — 2.72–2.70 млрд лет — и связать их формирование с архейской субдукцией [Володичев и др., 2004, 2005]. С этого времени эклогиты Беломорского орогена оказались в фокусе научных интересов сразу нескольких групп исследователей ИГ КарНЦ РАН, ГИН РАН, ГИ КНЦ РАН, ИГЕМ РАН и ряда других научных учреждений.

Полученные к настоящему времени данные позволяют полагать, что вдоль северо-восточной окраины Беломорского подвижного пояса размещены эклогиты, сформированные и подвергшиеся преобразованиям в результате последовательности метаморфических событий в мезо- и неоархее и в палеопротерозое. О.И. Володичев предложил рассматривать этот пояс в качестве «древнейшей на Земле высокобарической долгоживущей системы» [Володичев, 2005]. Это наименование предполагает определенную унификацию последовательных метаморфических событий Беломорского пояса в рамках специфической тектонической или геодинамической «системы». Между тем, многие особенности и взаимосвязи проявлений высокобарических процессов в пределах Беломорского пояса остаются слабо исследованными, поэтому предпочтительнее более нейтральное наименование этого уникального объекта — «Беломорская эклогитовая провинция». В пределах провинции выявлено два типа архейских эклогитов, формирование которых было связано: 1) с субдукцией океанической литосферы, 2) с внедрением и метаморфизмом мафитовых даек.

Эклогитовый метаморфизм субдуцировавшей океанической коры датирован ~2.82 млрд лет, однако аналогичные тектоно-метаморфические события могли иметь место как несколько ранее, так и позднее названной даты. Размещение мафитовых даек в коре Южно-Кольской активной окраины и формирование Гридинского дайкового роя произошло внутри временно́го интервала от 2.84 до 2.73 млрд лет, возможно, уже 2.84 млрд лет назад. Совместно с вмещающими ТТГ гнейсами дайки подверглись погружению и метаморфизму в условиях эклогитовой фации — также внутри интервла 2.84–2.73 млрд лет. Затем, 2.72–2.70 млрд лет назад эклогиты обоих типов подверглись неравномерно проявленному метаморфизму гранулитовой фации. Эксгумация эклогитовых тел всех перечисленных типов была связана с коллизионными процессами конца палеопротерозоя.

Выявление и исследование Беломорской эклогитовой провинции открывает принципиально новые возможности, во-первых, для реконструкции геодинамических процессов в истории формирования раннедокембрийской коры региона и, во-вторых, — для более корректного представления особенностей геодинамики раннего докембрия в целом.

Исследование Беломорской эклогитовой провинции в настоящее время продолжается несколькими исследовательскими группами. Полученные результаты опубликованы лишь фрагментарно. В особом положении находится Гридинское местонахождение эклогитов, где главные результаты исследований подробно охарактеризованы в обстоятельных публикациях [Володичев и др., 2004; Володичев, 2005; Слабунов, Бибикова и др., 2006; и др.]. В этом разделе, опираясь, в первую очередь, на материалы и выводы, полученные авторами, мы впервые постарались представить сводку и обсуждение всей доступной информации, полученной при изучении Беломорской провинции в целом.

2.1.6.1. Эклогитовая ассоциация Салмы

Вскоре после того, как был установлен архейский возраст эклогитов в районе с. Гридино [Володичев и др., 2004], в северной части Беломорского орогена было открыто несколько крупных эклогитовых тел, которые по месту

первой находки получили общее наименование — «эклогиты Салмы»[1] или «эклогиты района Салмы» (рис. 2.27, см. цв. вкл.; см. прил. I-1) [Konilov et al., 2005; Щипанский и др., 2005 а,б].

Исследования последних лет показали, что значительная часть мафитовых тел в пределах северо-восточного края Беломорского пояса (в прежней трактовке), которые на протяжении многих лет было принято рассматривать в качестве архейских гранатовых амфиболитов, в действительности являются эклогитами. Эклогитоносные мигматизированные ТТГ гнейсы вмещают линзы, прослои и пачки амфиболитов, частично группирующиеся в зеленокаменные пояса. Эту ассоциацию, которую ранее было принято относить к керетьской толще Беломорского пояса, мы рассматриваем в качестве комплекса пород Южно-Кольской активной окраины сформированного в архее Инари-Кольского микроконтинента и Кольского континента в целом (см. рис. 2.27).

Часть тел эклогитов субдукционного происхождения в процессе регрессивных преобразований подверглась метаморфизму в условиях гранулитовой фации 2.73–2.70 млрд лет назад. В разделе 2.2.1 показано, что проявление гранулитового метаморфизма связано с формированием закономерного ряда структур, концентрически обрамляющих Карельский кратон, которые связаны в своем происхождении с мантийными процессами плюмового типа.

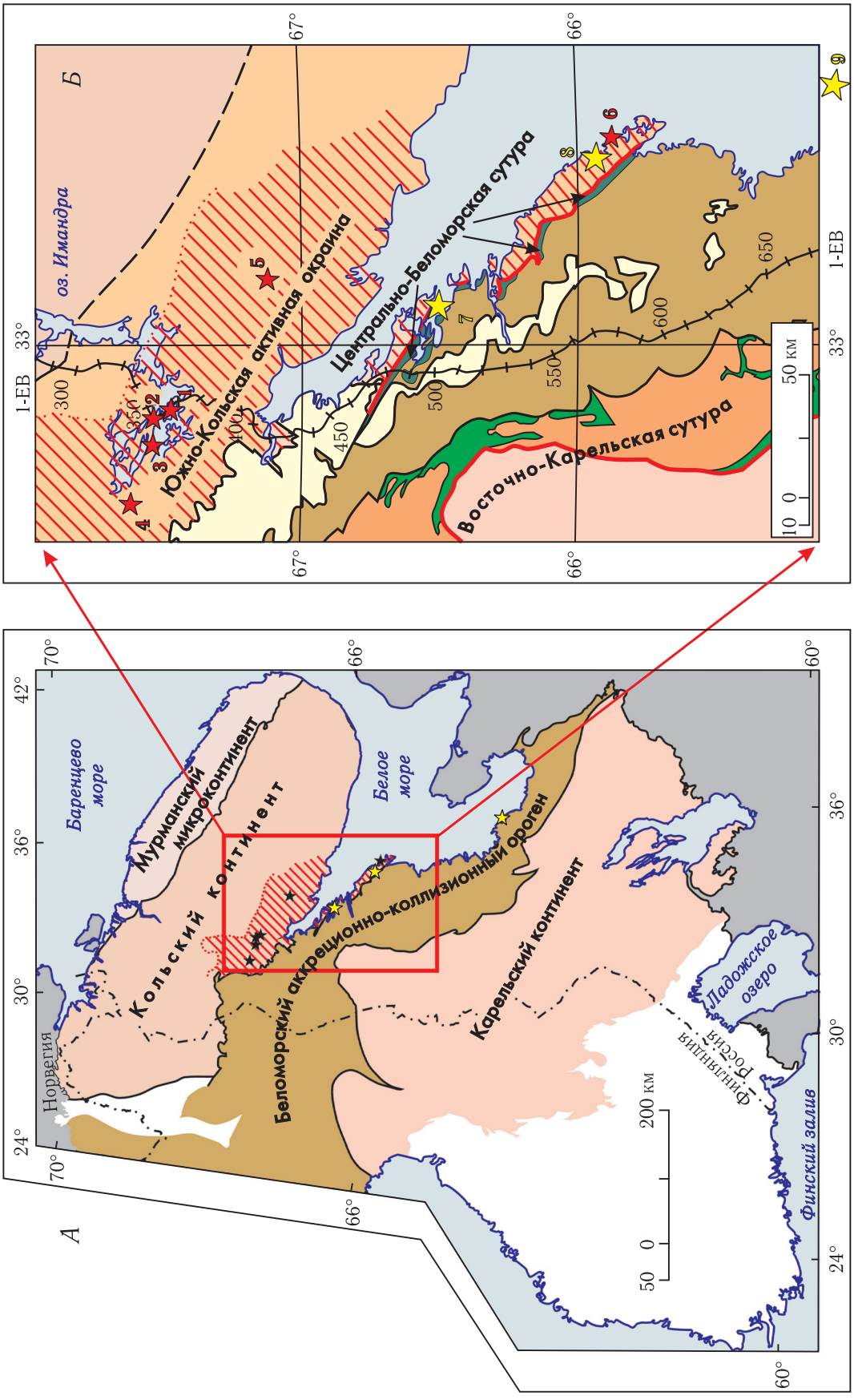
***Местонахождение Салма* (*другое наименование — Узкая Салма*)** (рис. 2.28, см. цв. вкл.; см. рис. 2.27). Наиболее полно к настоящему времени исследовано несколько крупных эклогитовых тел, которые обнажаются вдоль южного берега пролива Узкая Салма на оз. Имандра и вкрест простирания пересекается федеральной автотрассой Санкт-Петербург–Мурманск (1192-й километр). Эклогиты прослежены по простиранию вдоль берега оз. Имандра примерно на 4 км при суммарной мощности 300–500 м. На существующих геологических картах эти эклогиты включены в комплекс неоархейских амфиболитов, в том числе, гранатовых [Пожиленко и др., 2002 и ссылки в этой работе].

Эклогитоносная ассоциация вскрыта в северо-восточном борту автотрассы (см. рис. 2.28). В ТТГ гнейсах распределены тела симплектитовых мафитовых эклогитов; прослои и линзы «ржавых» эклогитов, обогащенных Fe-Ti оксидами; метапикритов (пиклогитов), маломощные прослои и уплощенные линзы гранатитов; тела гранатовых и безгранатовых амфиболитов, а также жилообразные и линзовидные тела гранитоидов и палеопротерозойских пегматитов. Полосчатость гнейсов характеризуется восток–северо-восточным простиранием и крутым север–северо-западным падением. Границы эклогитов и гранитоидов с вмещающими ТТГ гнейсами — субсогласные.

Среди пород эклогитовой составляющей ассоциации по объему преобладают *симплектитовые разности мафитовых эклогитов* (симплектитовые срастания плагиоклаза формируются в результате ретроградных метаморфических преобразований). Визуально в них хорошо видны многочисленные порфиробласты граната (30–40%) в мелкозернистой клинопироксен-плагиоклазовой симплектитовой матрице светлого сероватозеленого цвета (рис. 2.29, см. цв. вкл.). Подобные эклогиты, где омфацит сохраняется лишь локально в симплектитовых колониях, либо не сохраняется вовсе, известны во многих складчатых поясах фанерозоя. В эклогитах Салмы удалось обнаружить небольшие участки, где сохранился парагенезис Omph + Grt + Amph + Qtz + + Ru, что позволяет уверенно говорить об основной массе эклогитов Салмы как о продукте ретроградного преобразования амфибол-кварцевых эклогитов.

В краевой зоне эклогитового тела, достигающей мощности несколько метров, эклогиты полностью преобразованы в гранатовые амфиболиты. Во внутренней части тела эклогиты неравномерно амфиболизированы: от тонких кайм амфибола вокруг граната до пород, полностью преобразованных в амфиболиты в виде линейных зон или пятен. Нередко удается наблюдать, как при трансформации эклогита в амфиболит в породе остаются лишь «тени» ранее существовавших порфиробластов граната (рис. 2.30, см. цв. вкл.). Наложенная амфиболизация сопутствует также и поздне-палеопротерозойским («свекофеннским») кварцевым и пегматитовым жилам (рис. 2.31, см. цв. вкл.) и локальным зо-

[1] Первая находка архейских эклогитов в придорожном обнажении вблизи пролива Узкая Салма оз. Имандра была сделана геологом В.В. Баржицким в 2002 г. К тому времени он оставил геологию, посвятив себя развитию художественных промыслов: им был создан художественный салон «Салма» в г. Апатиты. Память об этом внимательном исследователе, поэте, художнике и просто прекрасном человеке сохраняется в наименовании эклогитов северной части Беломорского орогена — «эклогиты Салмы».


А
Б
Баренцево море
Белое море
Мурманский микроконтинент
Кольский континент
Беломорский аккреционно-коллизионный ороген
Карельский континент
Ладожское озеро
Финский залив
Норвегия
Финляндия
Россия
оз. Имандра
Южно-Кольская активная окраина
Центрально-Беломорская сутура
Восточно-Карельская сутура
1-ЕВ
200 км
50 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9

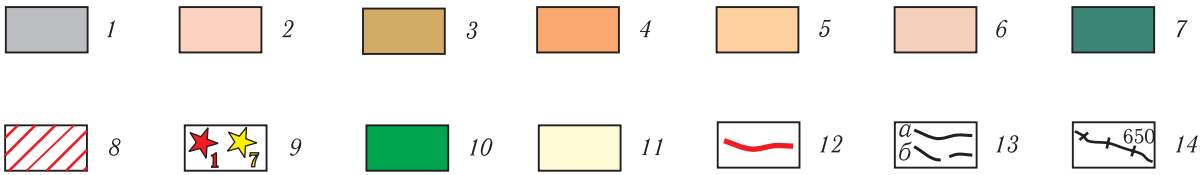


Рис. 2.27. Беломорская эклогитовая провинция: мезо-неоархейские эклогиты

А — схематическая геолого-тектоническая карта, демонстрирующая размещение мезо-неоархейских субдукционных эклогитов относительно главных тектонических подразделений архейской коры в восточной части Фенноскандинавского щита; *Б* — увеличенный фрагмент карты: строение мезо-неоархейского Беломорского аккреционного-коллизионного орогена.

1 — неопротерозой–фанерозой (каледониды, тиманиды и осадочный чехол Русской платформы); *2–11* — архей: *2–6* — гранит-зеленокаменные комплексы (*2* — Карельского континента, *3* — Хетоламбинского микроконтинента, объединенного с рядом небольших микроконтинентов (террейнов) в северо-восточном обрамлении Карельского континента, *4* — Ковдозерской тектонической пластины (на фрагменте *А* объединенной с Хетоламбинским микроконтинентом), *5* — Инари-Стрельнинского микроконтинента, *6* — Норвежско-Кольского микроконтинента); *7–9* — осевая зона Беломорского орогена: *7* — Центрально-Беломорская сутура (зеленокаменный пояс), *8* — ТТГ гнейсы и метавулканиты Южно-Кольской активной окраины, *9* — местонахождения архейских эклогитов и их номера (см. табл. 2.1): красные знаки — будинированные фрагменты субдукционных эклогитов, желтые знаки — эклогитизированные дайки; *10* — зеленокаменные пояса Восточно-Карельской сутуры; *11* — Чупинский гранулито-гнейсовый пояс; *12, 13* — тектонические границы: *12* — главных тектонических единиц, показанных на фрагменте *А*, *13* — тектонических единиц второго порядка (*а* — откартированных, *б* — перекрытых палеопротерозойскими комплексами); *14* — опорный сейсмический профиль 1-ЕВ.

Местонахождения эклогитов (в скобках — наименования, употребляемые другими исследователями): 1 — Салма (Узкая Салма), 2 — Пиренга (Широкая Салма), 3 — Уполакша, 4 — Чалма, 5 — Хангаз-варака, 6 — Гридино, 7 — Красная Щель, 8 — Гридино-дайки, 9 — острова Онежской губы (на фрагменте *Б* местонахождение 9 расположено за южной рамкой)

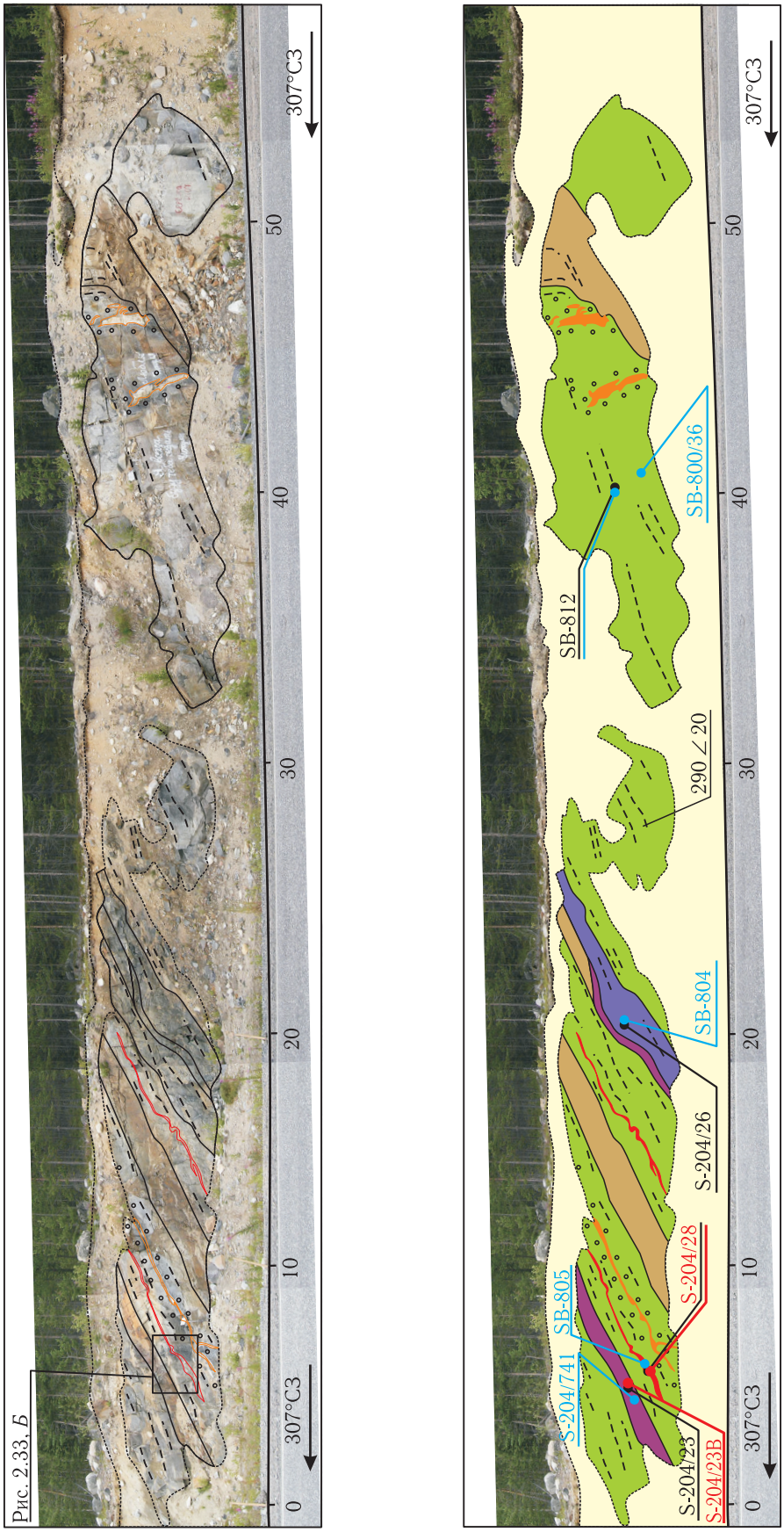


Рис. 2.28. Начало

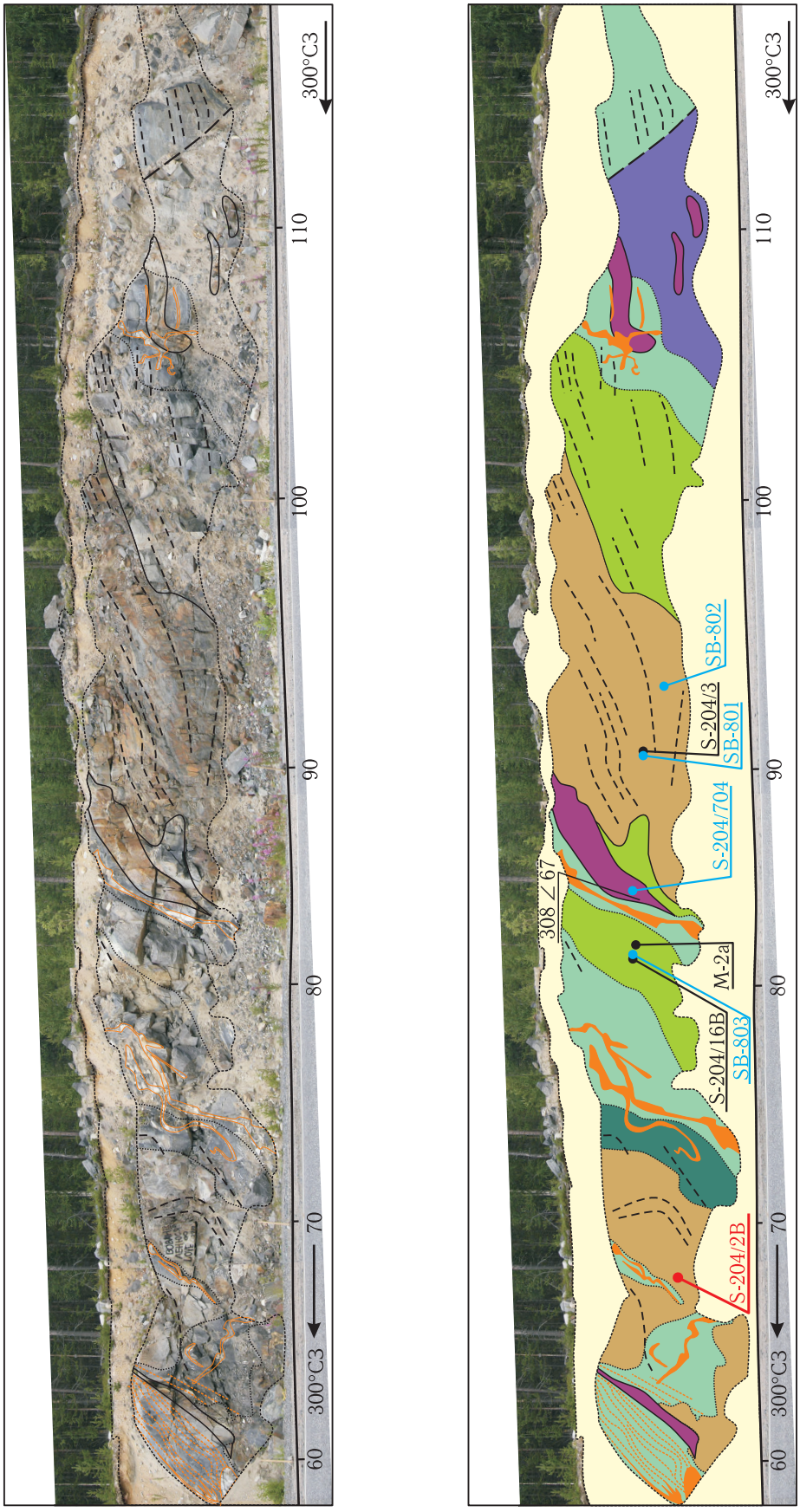


Рис. 2.28. Продолжение

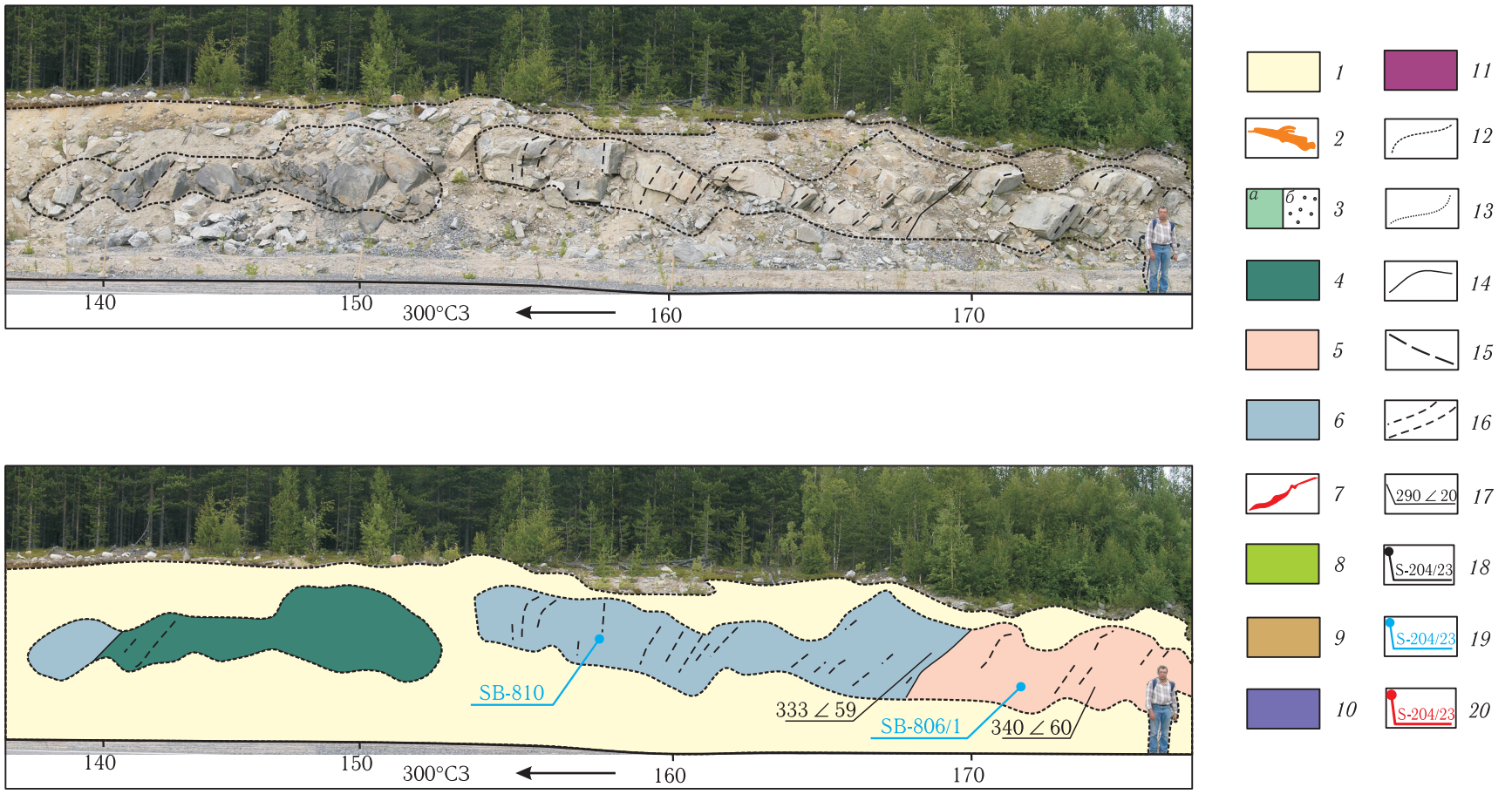


Рис. 2.28. Разрез эклогитовой ассоциации Салма (Узкая Салма): северо-восточный борт выемки вдоль шоссе Санкт-Петербург–Мурманск, 1192 км. Составлен К.А. Докукиной, Н.Е. Козловой и О.Н. Платоновой с использованием материалов О.П. Богадайко и Н.В. Ткачева. *Фото К.А. Докукиной*

1 — осыпь; *2–4* — палеопротерозой: *2* — пегматиты и кварцевые жилы, *3* — амфиболиты по эклогитам (*а*) и амфиболизированные эклогиты (*б*), *4* — гранатовые амфиболиты; *5–11* — архей: *5*, *6* — ТТГ гнейсы биотитовые (*5*) и амфибол-биотитовые (*6*), *7* — жилы плагиогранитов, *8–10* — эклогиты: мафитовые (*8*), железисто-титанистые мафитовые (*9*), высокомагнезиальные (пиклогиты) (*10*); *11* — гранатиты; *12–17* — геологические границы и структурные элементы: *12* — граница обнажения, *13* — постепенные переходы, *14* — резкие границы, *15* — предполагаемые разломы, *16* — простирание полосчатости/гнейсовидности, *17* — элементы залегания полосчатости; *18–20* — места отбора образцов и проб для исследований: петрологических (*18*), геохимических (*19*) и геохронологических (*20*)

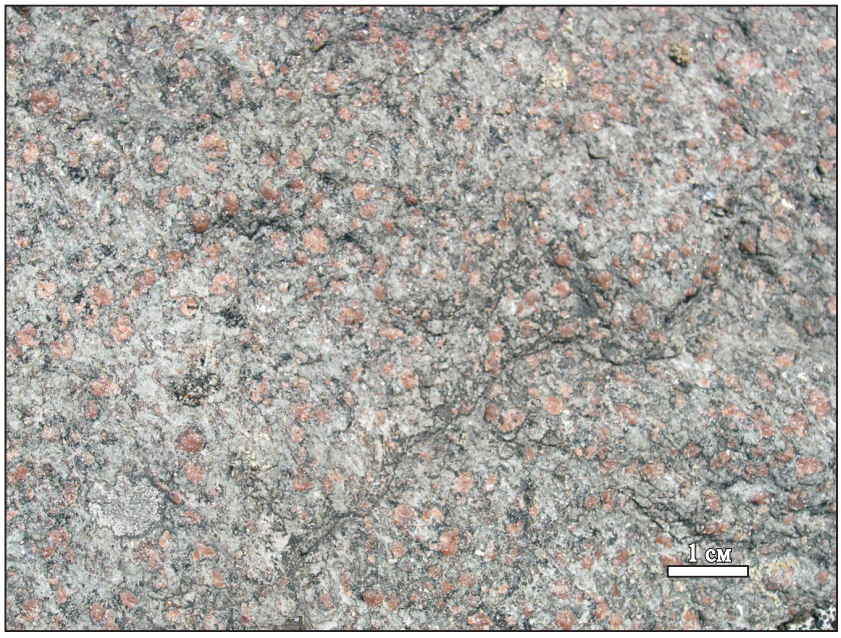


Рис. 2.29. Типичный симплектитовый эклогит: хорошо видны многочисленные порфиробласты граната в мелкозернистой клинопироксен-плагиоклазовой симплектитовой матрице светло-зеленого цвета



Рис. 2.30. Трансформация эклогита в амфиболит

А — границы имеют диффузный характер, в амфиболите сохраняются лишь «тени» ранее существовавших порфиробластов граната; *Б* — «волнообразные» очертания границы между эклогитом и амфиболитом

нам трещиноватости, пересекающим полосчатость ТТГ гнейсов и расслоенность эклогитов. Уже первоначальные полевые наблюдения позволили сделать важные заключения. Во-первых, эклогиты Салмы не моложе по крайней мере свекофеннских пегматитов (~1.9 млрд лет), т.е. они относятся к древнейшим эклогитам, как минимум — таким, как упоминавшиеся выше эклогиты пояса Усагаран, или же являются еще более древними. Во-вторых, по крайней мере часть из многочисленных мелких анклавных тел и скиалитов амфиболитов в ТТГ гнейсах Беломорской эклогитовой провинции может представлять собой полностью амфиболизированные тела эклогитов.

С телами эклогитов, которые по химизму преимущественно соответствуют толеитовым базальтам или габбро, часто ассоциируют высокомагнезиальные разности — *пиклогиты* (рис. 2.32, см. цв. вкл.; см. рис. 2.28). Приведенные ниже данные позволяют различать среди пород этой группы метаморфиты как коматиитового (> 18% MgO, < 1% TiO_2, < 1% сумма щелочей), так и пикритового (MgO — 12–18%) состава (здесь, как и в других разделах, при описании высокомагнезиальных пород мы пользуемся классификацией Международного геологического союза, принятой в 2000 г. [Le Bas, 2000]).

С симплектитовыми эклогитами чередуются в виде полос и линз массивные породы, которые на выветрелой поверхности имеют ржавую окраску. По химическому составу они могут быть определены как *железисто-титанистые* (*Fe-Ti*) *эклогиты*, поскольку содержания FeO* в них достигают 18–19%, а TiO_2 — 2.5% (см. рис. 2.28). Первоначально для обозначения этой разновидности пород было принято наименование «эклогит-рестит», так как предполагалось, что эта разновидность формировалась при парциальном плавлении «нормальных» мафитовых эклогитов [Щипанский и др., 2005 а,б]. В дальнейшем систематический анализ опубликованной информации, касающейся распространенности и генетических взаимосвязей Fe-Ti габбро и базальтов в качестве компонентов офиолитов и современных магматических систем океанов, показал, что особенности состава Fe-Ti эклогитов вероятнее всего определяются их формированием за счет протолитов с подобной же петро- и геохимической спецификой.

Еще одна характерная разновидность в составе рассматриваемой ассоциации представлена *гранатитами* — породами, состоящими из граната (максимально — до 90%), плагиоклаза, пироксенов и кварца с заметным количеством рутила. Гранатиты образуют линзовидные тела или протяженные «прослои», реже — секущие полосы мощностью от нескольких сантиметров до 1 м и более (рис. 2.33, см. цв. вкл.). Выше при характеристике зеленокаменных поясов Ковдозерского и Хетоламбинского микроконтинентов (см. разделы 2.1.5.1 и 2.1.5.2) были отмечены тела гранатитов, связанные или с гранатовыми амфиболитами (мафитовыми метавулканитами) или с ортоамфиболитами (метаморфизованными габбро и перидотитами). По крайней мере частично специфический состав гранатитов может быть связан с метаморфизмом габброидов с повышенным содержанием Fe-Ti, в том числе титаномагнетитовым или ильменит-магнетитовым оруденением. Кроме того, образование гранатитов могло стать результатом кумуляции граната в процессе парциального плавления эклогитов. В то же время, можно предполагать, что эти породы возникли в результате интенсивной метаморфической дифференциации и метасоматической переработки эклогитов как в архее, так и в палеопротерозое. Возможно также, что они представляют собой метаморфизованные жилы, которые были сформированы в породах-протолитах в результате гидротермально-метасоматических процессов еще на океанической стадии. К настоящему времени гранатиты изучены недостаточно, что затрудняет реконструкцию их генезиса.

В обнажениях зафиксированы свидетельства парциального плавления (см. рис. 2.33): доступны наблюдению как начальная стадия сегрегации кислой выплавки (см. рис. 2.33, *А*), так и жильные тела плагиогранитного состава (рис. 2.33, *Б*). Поскольку первоначальные сегрегации нигде не выходят за пределы эклогитовых тел, их можно считать «*замороженными жилами*», эксгумированными вместе с эклогитами. Особенностью этих жил являются визуально наблюдаемые включения голубого кианита, который в гнейсах обрамления отсутствует. Жильные обособления этого типа пересекают внутреннюю расслоенность пород эклогитового комплекса, включая полосы и «прослои» гранатитов (см. рис. 2.33, *А*). Консервация свидетельств парциального плавления является выдающейся особенностью эклогитов Салмы, так как открывает путь к исследованию механизмов формирования ранней континентальной коры.

***Местонахождение Пиренга* (*другое наименование — Широкая Салма*)** выявлено в карьере не-



Рис. 2.31. Хорошо выраженные зоны амфиболитизации эклогитов в экзоконтактах даек керамических пегматитов, изотопный возраст которых оценивается в ~1.9 млрд лет [Бибикова и др., 2004]



Рис. 2.32. Ассоциия пиклогитов (метапикритов) с эклогитами, по химизму соответствующими толеитовым базальтам

⇒

Рис. 2.34. Геологическое строение эклогитовой ассоциации Салмы (Пиренга — Широкая Салма): карьер в северо-восточном борту выемки вдоль шоссе Санкт-Петербург–Мурманск, 1198-й километр (по Н.Е. Козловой и О.Н. Платоновой с незначительными упрощениями)

В обозначениях *1–8* показаны породы в обнажениях (*а*) и их приблизительное положение, намеченное по осыпям и развалам (*б*). *1–3* — палеопротерозой: *1* — пегматиты, *2*, *3* — амфиболиты по эклогитам: гнейсовидные (*2*) и массивные (*3*), *4–8* — архей: *4* — гранат-амфиболовые гнейсы, *5* — мигматизированные ТТГ гнейсы, *6*, *7* — эклогиты: мафитовые, в том числе — обогащенные окисидами Fe и Ti (*6*), высокомагнезиальные (пиклогиты) (*7*), *8* — гранатиты; *9–13* — геологические границы и структурные элементы: *9* — постепенные переходы, *10* — резкие границы, *11* — границы предполагаемые, *12* — простирание полосчатости/гнейсовидности, *13* — элементы залегания полосчатости и гнейсовидности; *14–16* — места отбора образцов и проб для исследований: петрологических (*14*), геохимических (*15*) и геохронологических (*16*)

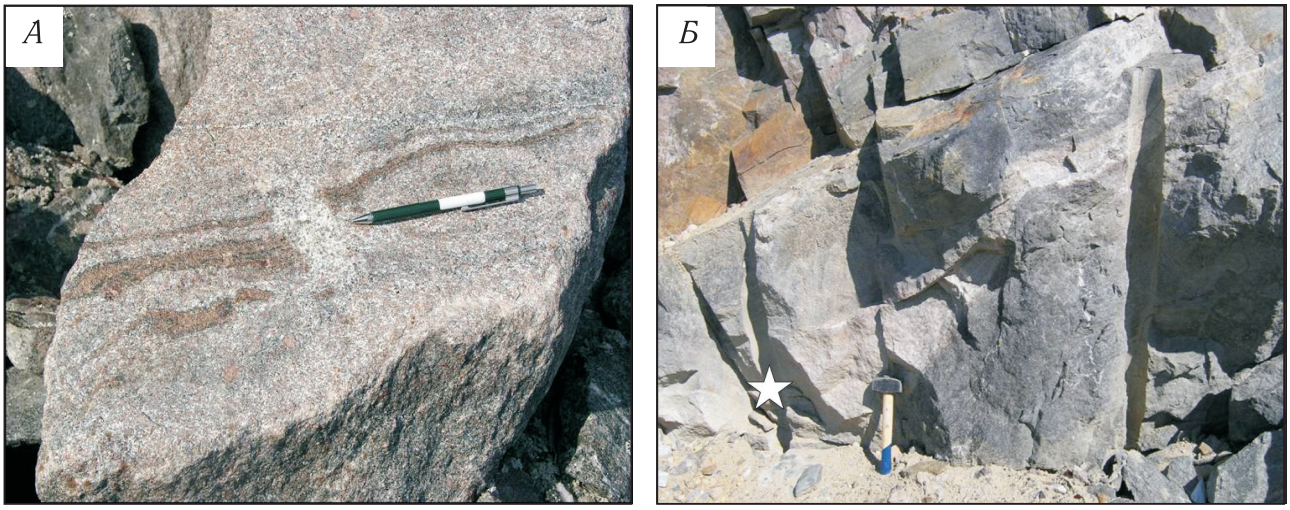
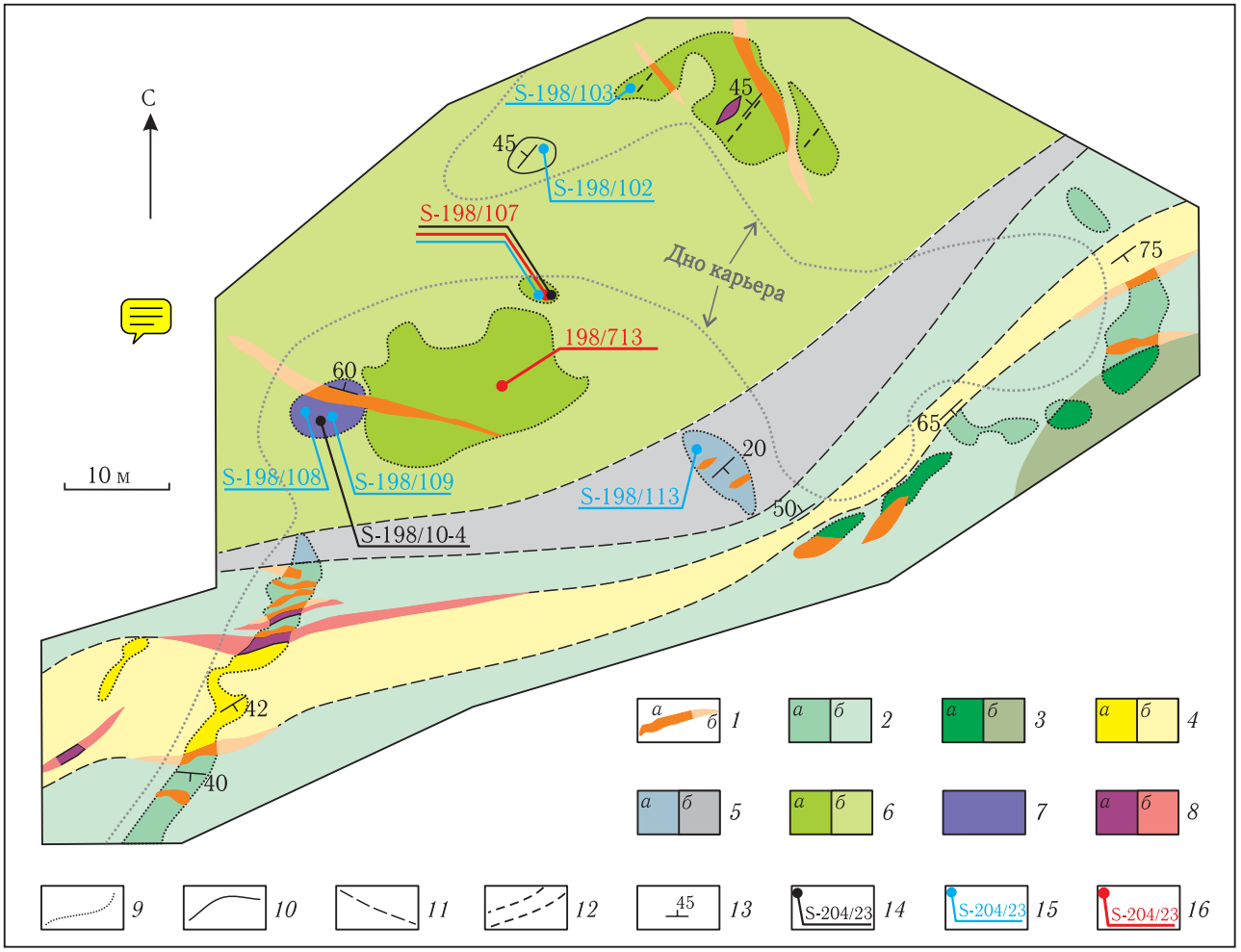


Рис. 2.33. Жилы плагиогранитов, в которых сохранился реликтовый кианит-гранат-биотитовый парагенезис эклогитовой фации

Доступны наблюдению предполагаемая первоначальная стадия сегрегации кислой выплавки (обособление кислого расплава с диффузными границами — «замороженная жила», рис. 2.33, *А*), а также жильные тела гранитного состава с резкими границами (рис. 2.33, *Б*). Жила на рис. 2.33, *А* пересекает прослои и линзы гранатитов. Длина молотка — 40 см. Звездочкой показано место отбора пробы обр. SB-805 (S-204/28), датированной U-Pb методом (LAM-ICP-MS и SHRIMP-II) (см. табл. 2.15 и 2.16; рис. 2.68). Положение рис. 2.33, *Б* показано на рис. 2.28



⇒

Рис. 2.35. Массивы амфиболовых эклогитов местонахождения Хангаз-варака (незначительно модифицированный рис. 2 из работы [Батиева, 1958])

Приблизительное положение массивов амфиболовых эклогитов (пунктир) показано по описанию, приведенному в [Батиева, 1958]. *А* — Канозерский массив щелочных гранитов

посредственно севернее пролива Широкая Салма (1198-й километр федеральной автотрассы Санкт-Петербург–Мурманск) (см. рис. 2.27). В карьере строительного камня и в придорожной выемке вскрыты мафитовые симплектитовые эклогиты, слагающие крупное тело. В пределах доступной наблюдению части его мощность превышает 40 м, протяженность — 80 м (рис. 2.34, см. цв. вкл.). В обнажении установлены участки Fe-Ti эклогитов с включениями графита. Характерна интенсивная амфиболитизация: в юго-восточной части карьера эклогиты полностью преобразованы в массивные безгранатовые амфиболиты. Эклогиты вмещают небольшое тело ультрамафитов (пиклогитов).

В пределах обнажения полосчатость и гнейсовидность в породах имеют простирание ВСВ 60–70°, падение в северной стенке карьера — северо-западное, в южной — юго-восточное, что указывает на наличие мелких складок.

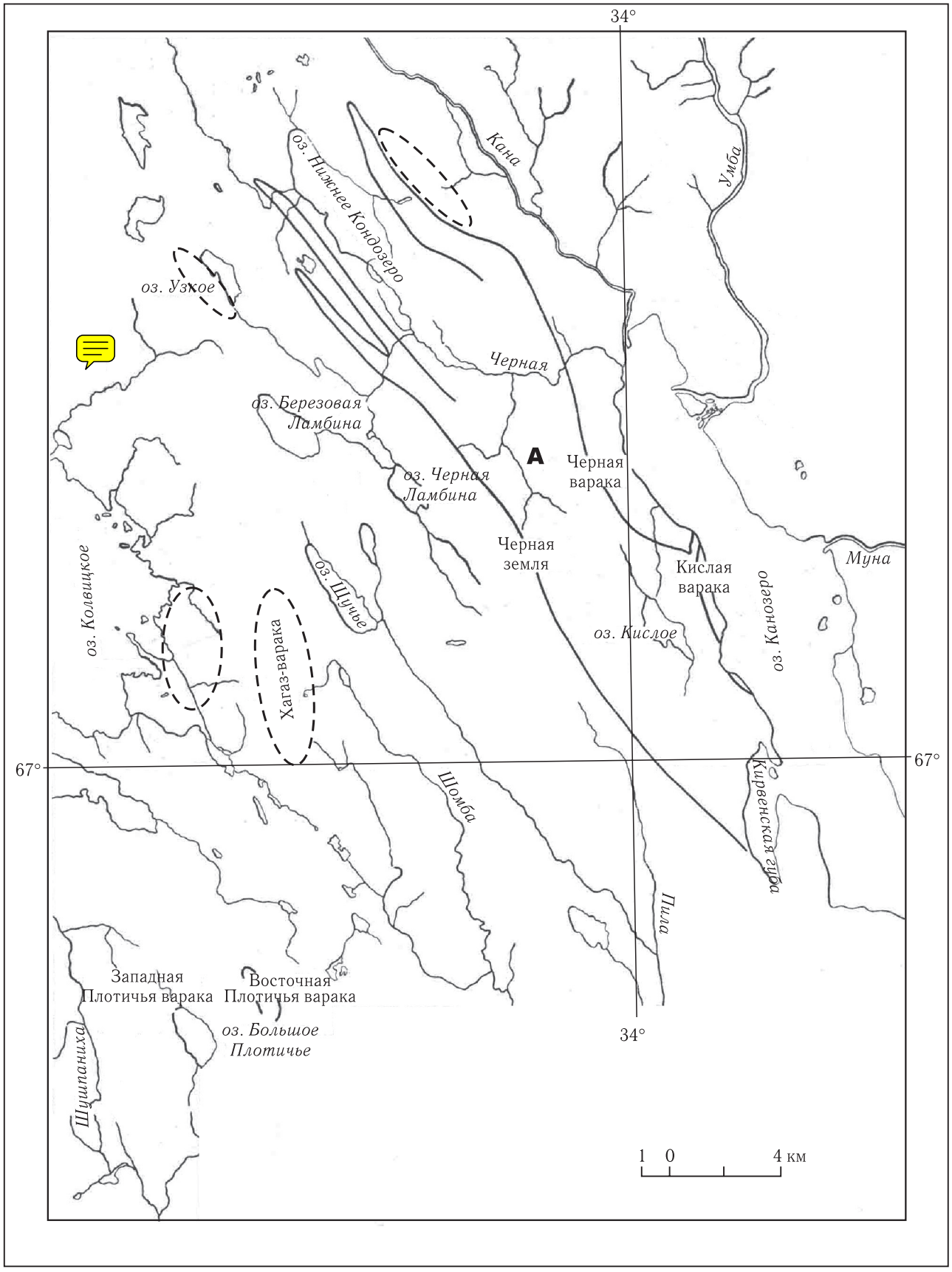
Местонахождение Уполакша (см. рис. 2.27) расположено в 16,5 км по дороге на г. Ковдор к западу от федеральной трассы Санкт-Петербург–Мурманск. В придорожной выемке размером ~5×30 м вскрыты мафитовые симплектитовые эклогиты. Инъекции лейкократового материала, равно как и обособления гранатитов проявлены в сантиметровом масштабе.

***Местонахождение Чалма* (*карьер Кура-Ваара*)** (см. рис. 2.27) находится приблизительно в 50 км далее к западу по дороге на Ковдор в крупном действующем карьере с координатами 67°37′ с.ш., 31°30′ в.д. Тело эклогитов размером в первые десятки метров в поперечнике отчетливо выделяется среди окружающих пород, которые здесь представлены тоналитовыми гнейсами и пересекающими их мощными дайками керамических пегматитов. Среди симплектитовых эклогитов и их амфиболизированных производных обнаружены кианитсодержащие разности. Порфиробласты кианита размером 5–10 мм в светло-зеленой симплектитовой матрице окружены белой оторочкой. Развивающиеся по эклогитам амфиболиты имеют пегматоидный облик с идиоморфными кристаллами черного амфибола размером до 5 см. Вскрыт также блок пиклогитов с элементами первично-магматической стратификации.

Местонахождение Хангаз-варака (рис. 2.35; см. рис. 2.27), расположенное между озерами Колвицкое и Нижнее Кандозеро, «попутно» охарактеризовано в упоминавшейся выше работе И.Д. Батиевой [1958], посвященной описанию щелочных гранитов Канозерского массива[2].

Четкое и конкретное описание, опубликованное 50 лет назад, мы приводим с незначительными сокращениями. «Амфиболовые эклогиты, гранато-пироксеновые гнейсы и гранатовые амфиболиты (разрядка автора) составляют единый комплекс и связаны постепенными переходами. Они образуют три крупных тела — массивы Хангаз-вараки, оз. Узкого и высоты к востоку от Нижнего Кандозера — и ряд мелких массивов в районе Хангаз-губы Колвицкого озера. Центральные части крупных массивов сложены плотными мелкозернистыми массивными амфиболовыми эклогитами. Ближе к периферии породы становятся более крупнозернистыми, в них иногда наблюдается повышенное содержание граната и слабовыраженная гнейсовидность. В контактных зонах породы приобретают состав и облик пироксено-гранатовых гнейсов и гранатовых амфиболитов. Указанная последовательность нередко нарушается развитием гранато-пироксеновых гнейсов и гранатовых амфиболитов в виде линз и полос в центральных частях массивов и, наоборот, присутствием в контактных зонах массивных амфиболовых эклогитов. Породы эклогит-амфиболитового комплекса характеризуются близостью минералогического состава. Главными породообразующими минералами в них являются: пироксен-диопсид, гранат, плагиоклаз (средней основности, реже более основной) и амфибол, близкий по составу к обыкновенной роговой обманке. Второстепенные минералы представлены кварцем, биотитом, апатитом, рутилом, лейкоксеном, сфеном и рудными выделениями (титаномагнетит, пирротин, халькопирит. Массивы эклогит-амфиболитовых пород обладают вполне самостоятельной внут-

[2] Мы считаем приятным долгом выразить свою признательность сотруднику ГИ КНЦ РАН В.В. Балаганскому, который привлек наше внимание к этой публикации.


34°
67°
оз. Нижнее Кондозеро
Кана
Умба
оз. Узкое
Черная
оз. Березовая Ламбина
оз. Черная Ламбина
A
Черная варака
Черная земля
Кислая варака
Муна
оз. Кислое
оз. Кенозеро
оз. Колвицкое
оз. Шучье
Хагаз-варака
Шомба
Кирвенская губа
Пила
Западная Плотичья варака
Восточная Плотичья варака
оз. Большое Плотичье
Шушпаниха
1 0 4 км

ренней тектоникой». Отмечено также присутствие м е т а п и р о к с е н и т о в (разрядка автора), которые «были встречены среди пироксено-гранатовых гнейсов и амфиболовых эклогитов на высоте, расположенной к востоку от Нижнего Кандозера» [Батиева, 1958, с. 149].

Петрология: минеральные ассоциации

Методика исследований

Петрологическая характеристика пород и процессов их формирования базируется на результатах микрозондовых анализов сосуществующих минералов, которые были выполнены в прозрачно-полированных шлифах после исследований под микроскопом. В каждом образце выполнялось 20–60 локальных анализов. Составы минералов анализировались на цифровом электронном сканирующем микроскопе CamScan модели MV2300 (VEGA TS 5130MM), оборудованном энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 200 в Институте экспериментальной минералогии РАН (г. Черноголовка Московской области). Измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ. Ток поглощенных электронов на эталонном образце кобальта составлял 516–565 пА, на исследуемых силикатных образцах — 540–620 пА, время набора спектра 70 с, размер электронного зонда 157–200 нм. Процедура матричной коррекции и оценки аналитической ошибки определения концентраций элементов выполнялись с помощью программы INCA Energy 200. Точность систематически контролировалась по природным и синтетическим минеральным стандартам. Одновременно анализировалось 10–12 элементов.

Эклогиты Салмы в подавляющей части представлены ретроградно измененными разностями. В их составе преобладает ассоциация минералов Grt + Cpx (диопсид) + Hbl + Pl ± Ky + + Qtz. В качестве акцессорных минералов присутствуют рутил, Fe-Ti окислами, титанит (сфен) и цоизит. Симплектитовые колонии, типичные для эклогитов самых различных возрастов и географического положения, образованы клинопироксеном в тонких вермикулярных срастаниях с кислым плагиоклазом ($An_{15–35}$). Минеральные

Таблица 2.1. Минеральный состав ~~представленных образцов~~эклогитовой ассоциации Салмы

Номер местонахождения (см. рис. 2.27)	Номер образца (см. рис. 2.28 и 2.34)	Минеральная ассоциация		
		Главные минералы	Рудные и акцессорные минералы	Включения в гранате
Эклогит				
1	S-204/16	Cpx, Grt, Hbl, Pl, Qtz	Rt, Tnt	Zo, Chl*, Ms, Pmp, Ab
1	M-2a	Cpx, Grt, Hbl, Pl, Qtz	Rt	Zo, Ap
1	SB-812	Cpx, Grt, Hbl, Pl, Qtz	Rt	–
2	S-198/107	Cpx, Grt, Hbl, Pl, Qtz	Rt, Zrn	Chl
4	KV-05/2	Cpx, Grt, Hbl, Pl, Qtz	Ilm, Rt	Opx
4	4LM-10	Cpx, Grt, Hbl, Pl, Ky, Qtz	Spl, Kfs, Ap	–
Железисто-титанистый эклогит				
1	S-204/3	Cpx, Grt, Hbl, Pl, Qtz	Ilm	Chl*
1	S-204/17	Cpx, Grt, Hbl, Pl, Qtz	Mag	
Гранатит				
1	S-204/23	Cpx, Grt, Hbl, Pl, Qtz	Ilm, Rt	–
Пиклогит				
1	S-204/26	Cpx, Grt, Hbl, Spl	Mag, Dsp	–
2	S-198/10-4	Cpx, Grt, Hbl, Pl**	Rt	–
Плагиогранит				
1	S-204/28	Grt, Bt, Pl, Ky, Qtz	Rt, Ilm, Prh, Zrn	–

* Включение в клинопироксене.

** Единичные зерна.

Примечание. Здесь и далее аббревиатуры минералов даны по [Kretz, 1983].

Местонахождения эклогитов: (см. рис. 2.27): 1 — Салма (Узкая Салма); 2 — Пиренга (Широкая Салма); 4 — Чалма.

составы репрезентативных образцов из участков Салма (Узкая Салма), Пиренга (Широкая Салма) и Чалма представлены в табл. 2.1.

Симплектитовые структуры, подобные наблюдаемым в эклогитах Салмы, обычно интерпретируются как производные декомпрессионного распада жадеитового клинопироксена в результате его реакции с кварцем, которая приводит к формированию кислого плагиоклаза [Griffin, Råheim, 1973]. Однако аналогичные по морфологии срастания сосуществующих Cpx и Pl могут возникать также и при повышении температуры за счет низкотемпературной минеральной ассоциации в изобарических условиях, не достигающих по давлению условий эклогитовой фации [Korikovsky, Hovorka, 2001]. Как показывают опубликованные результаты исследований эклогитов, одни и те же минералы (например, амфибол и клинопироксен) формируются на всех стадиях метаморфической эволюции пород эклогитовых ассоциаций — доэклогитовой, пиковой эклогитовой и постэклогитовой [Page et al., 2003]. Проградный и ретроградный тренды эволюции эклогитов Салмы характеризуются близкими *PT*-координатами, что создает дополнительные проблемы для петрологического исследования и трудности при интерпретации результатов.

Минералогические свидетельства проградной доэклогитовой стадии формирования горно-породного комплекса нами установлены в симплектовых мафитовых эклогитах, Fe-Ti эклогитах, пиклогитах и в гранатитах. Минеральные ассоциации плагиогранитов не позволяют однозначно трактовать последовательность изменений *PT*-параметров — наблюдаются только декомпрессионные коронарные структуры.

***Реликтовые признаки проградной стадии метаморфической эволюции*,** т.е. признаки «доэклогитовой» истории эклогитов, обычно доставляются минералами, законсервированными внутри порфиробластов граната. Довольно обычны, но не слишком информативны включения амфибола. В эклогитах встречается гранат специфического типа, характеризующийся так называемой атолловой структурой. В гранате «атоллового» типа возможно формирование нового граната внутри уже существующего атолла [Konrad-Schmolke et al., 2006]. Очевидно, что ресурсом для роста нового граната могли быть только минералы, изолированные «атоллом» от внешней среды. Порфиробласты «атоллового» граната были обнаружены в обр. S-204/16 (положение образца показано на рис. 2.28). Сходство составов граната во внутренней и внешней частях «атолла» (профили на рис. 2.36, *А* и *Б*, см. цв. вкл.) позволяет предполагать, что кристаллизация порфиробластов происходила одновременно от центра к краю и навстречу — от края к центру. Это создавало условия для захвата гранатом ранее существовавшей минеральной ассоциации. Внутри «атоллов» были обнаружены пумпеллиит в виде изолированных включений (см. рис. 2.36, *Б*) и в сростках с актинолитом (см. рис. 2.36, *Б*, *В*) и альбит (см. рис. 2.36, *Б*). Составы минералов представлены в табл. 2.2. Известно, что реликты пумпеллиита и альбита хотя и крайне редко, но все же встречаются в эклогитах и изофациальных породах с проградной направленностью метаморфизма. В частности, были описаны находки пумпеллиита в виде изолированных выделений в лавсонитовых включениях в гранатах с проградной зональностью [Tsujimori et al., 2006] и в метаморфизованных в условиях эклогитовой фации метапелитов комплекса Шнееберг в Альпах [Krenn et al., 2004]. Прекрасный пример альбита, захваченного при росте граната, приведен в работе [Lin Wei, Enami, 2006].

В том же обр. S-204/16 среди Cpx-Hbl-Pl симплектитов были обнаружены реликтовые включения хлорита и ранней относительно низкоглиноземистой роговой обманки (см. рис. 2.36, *Е*). Состав реликтового амфибола идентичен составу некоторых включений внутри атолловых гранатов. Состав симплектитового плагиоклаза контрастно отличается от состава альбита, образующего включения в гранате (см. рис. 2.36, *Г*). Следует отметить, что хлорит в мафитовых и Fe-Ti эклогитах был обнаружен в разных ситуациях, но исключительно в клинопироксене. Это подтверждает заключение, что хлорит представляет собой реликтовые включения и его образование не связано с поздней наложенной хлоритизацией.

Последовательное появление минеральных парагенезисов иллюстрирует MFA диаграмма (см. рис. 2.36, *Д*). Для ее построения были использованы составы атоллового граната и минералов-узников. Очевидно, альбит, пумпеллиит и актинолит (Cam — кальциевый амфибол тремолит-актинолитового ряда) на рис. 2.36, *Д* представляют раннюю ассоциацию, слагавшую породу — протолит эклогитов. На следующем этапе формировались железистый гранат, низкоглиноземистая роговая обманка (пунктирная коннода на рис. 2.36, *Д*) и, вероятно, хлорит. Данная ассоциация находится вне области вало-

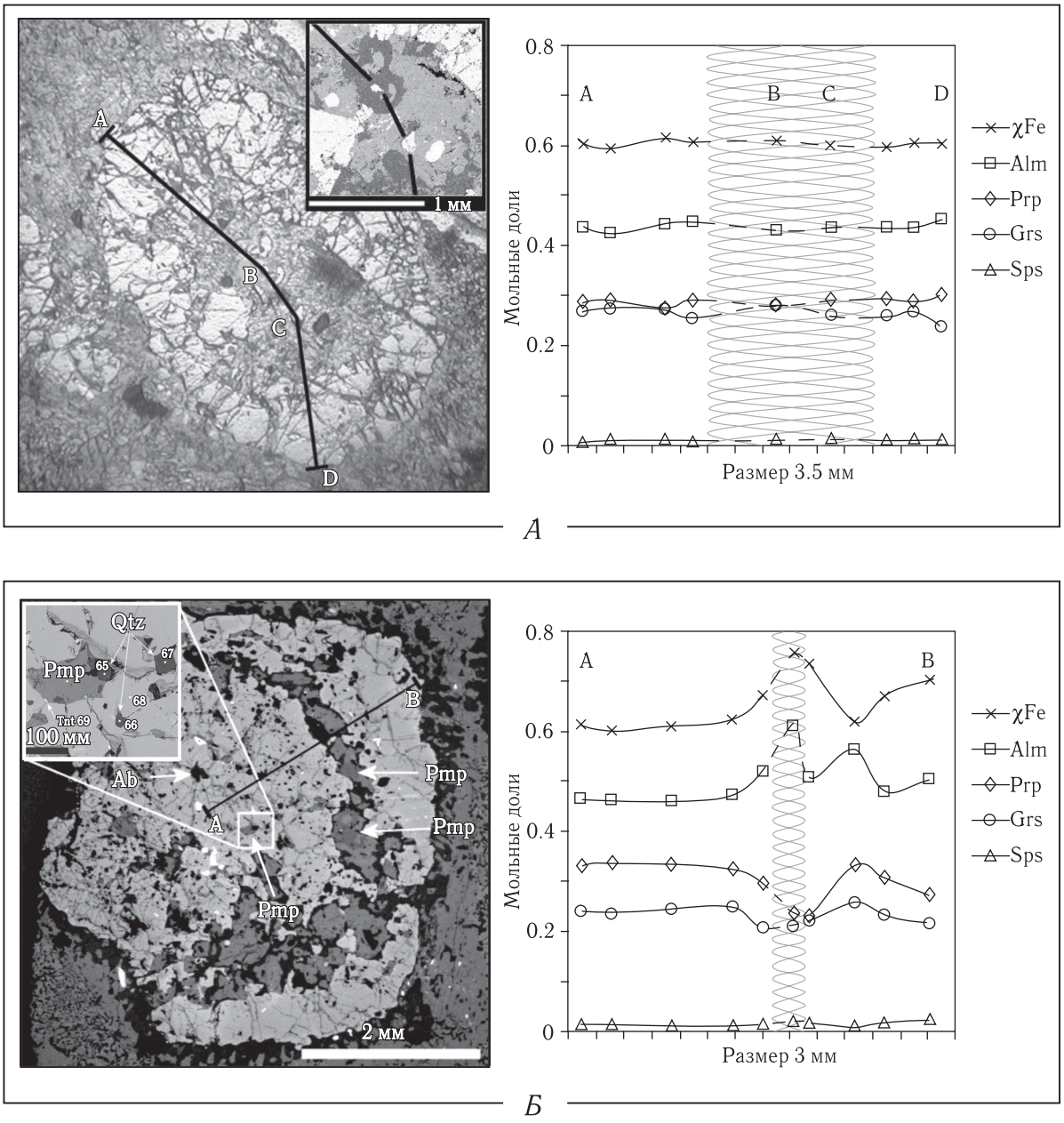
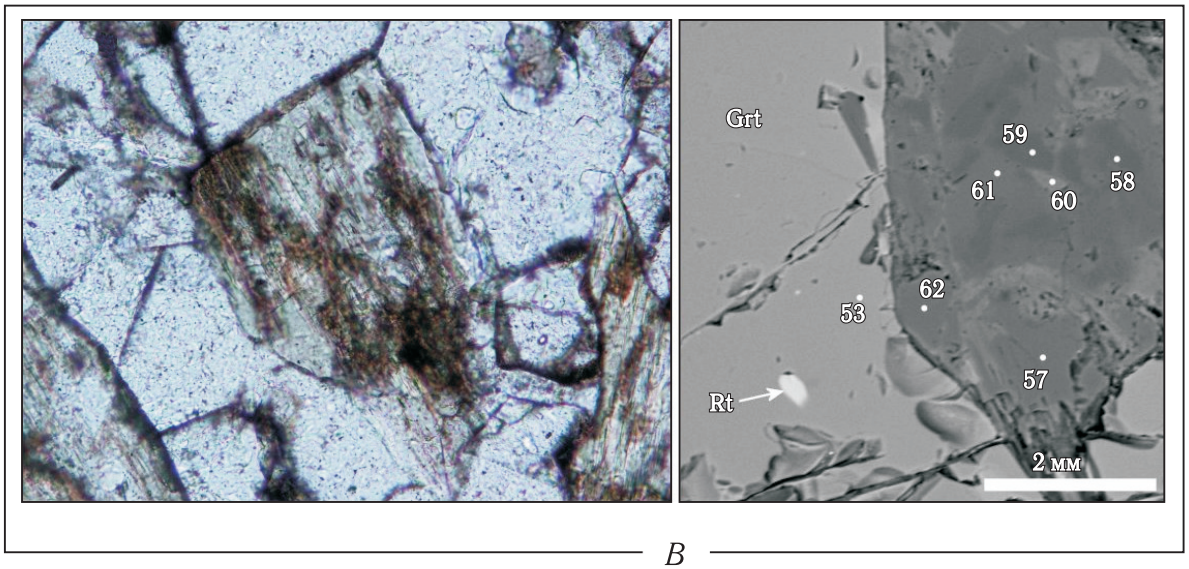


Рис. 2.36. Реликтовые включения низкотемпературных минералов в эклогитах Салмы (обр. S-204/16, симплектитовый эклогит — положение образца показано на рис. 2.28) — свидетельства проградной стадии метаморфической эволюции

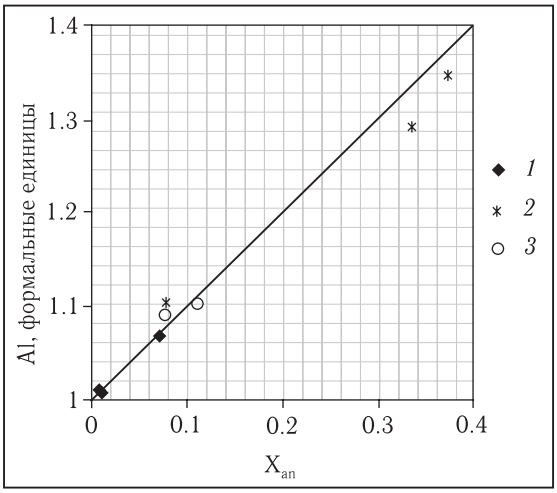
А — порфиробласт граната с атолловой структурой среди клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов: слева — микрофотография (на врезке: увеличенное изображение в отраженных электронах центральной части), справа — композиционный профиль граната (заштрихованная область соответствует «лагуне» внутри атолла).

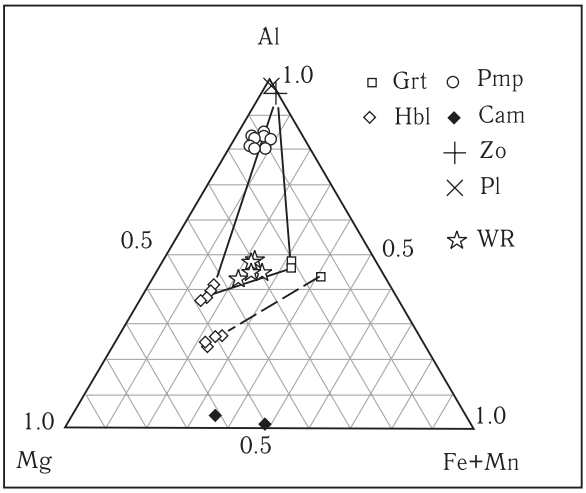
Б — порфиробласт граната с атолловой структурой: слева — изображение в отраженных электронах: видны реликтовые включения альбита и пумпеллиита (отмечены стрелками и в увеличенном масштабе показаны на врезке), справа — композиционный профиль граната (заштрихованная область соответствует участку с реликтами альбита, актинолита и пумпеллиита).

В — порфиробласт граната с включениями роговой обманки, которая замещает актинолит-пумпеллиитовую ассоциацию: слева — микрофотография, справа — изображение в отраженных электронах (точки с номерами на изображении справа соответствуют микрозондовым анализам, см. табл. 2.2).

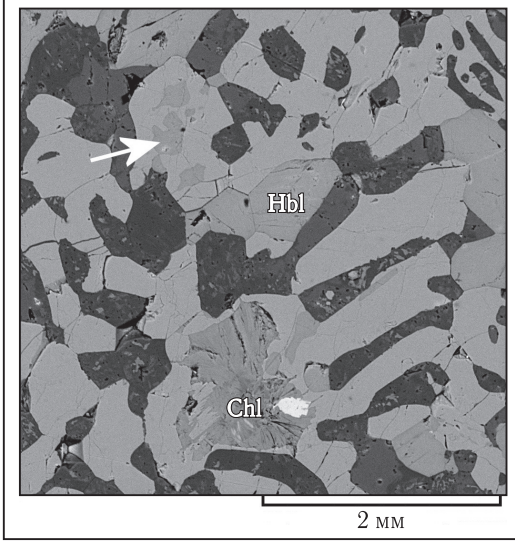


В





Г *Д*



Е

Г — состав плагиоклаза разных генераций. Включения: *1* — в гранате атоллового типа, *2* — в симплектитах с клинопироксеном и роговой обманкой, *3* — в келифитовых каймах с амфиболом вокруг граната.

Д — последовательность минеральных равновесий на тройной диаграмме Mg–Al–(Fe^*+Mn). Поздние ассоциации: Grt — гранат, Hbl — роговая обманка; ранние ассоциации: Pmp — пумпеллиит, Cam — кальциевый амфибол тремолит-актинолитового ряда, Zo — цоизит; Pl — плагиоклаз; WR — совокупность составов симплектитовых эклогитов Салмы.

Е — включения хлорита и амфибола ранней генерации (показано стрелкой) в клинопироксене в Cpx-Hbl-Pl симплектитах (изображение в отраженных электронах). Обратите внимание на идиоморфизм роговой обманки в составе симплектитов

Таблица 2.2. Представительные анализы минералов в обр. S-204/16 мафитового эклогита Салмы

Компонент	I*	IIа		IIб		IIIа		IIIб	
	Pmp 64**	Pmp 59	Cam*** 60	Hbl 62	Grt 63	Chl 39	Hbl 46	Cpx 42	Hbl 44
Оксиды									
SiO_2	36.27	37.56	54.17	45.04	38.88	27.78	48.66	52.54	48.05
TiO_2	0	0.10	0.01	1.24	0.11	0.03	1.13	0.29	0.91
Al_2O_3	25.17	25.36	1.16	14.21	21.38	19.27	8.47	2.88	9.47
Cr_2O_3	0.11	0.17	0.23	0.11	0.18	0.06	0.16	0.07	0.11
FeO****	3.78	2.04	14.39	8.39	21.32	21.30	10.35	6.36	11.00
MnO	0.10	0.08	0.11	0	0.45	0.22	0.06	0.07	0.03
MgO	1.87	3.51	14.36	14.82	7.86	17.19	15.41	13.36	14.56
CaO	22.76	23.62	13.42	12.33	9.83	0.11	12.6	23.65	12.57
Na_2O	0	0.02	0.15	1.81	0	0	1.11	0.78	1.30
K_2O	0	0.03	0	0.06	0	0	0.06	0	0
Сумма	90.06	92.49	98	98	100	85.96	98	100	98
Катионы									
Si	6.017	6.007	7.849	6.422	2.984	2.914	6.974	1.945	6.907
Al IV	0	0	0.151	1.578	0.016	1.086	1.026	0.055	1.093
Al VI	4.922	4.780	0.047	0.810	1.917	1.295	0.406	0.071	0.512
Ti	0	0.012	0.001	0.133	0.006	0.002	0.121	0.008	0.098
Cr	0.014	0.021	0.027	0.012	0.011	0.005	0.019	0.002	0.013
Fe^{3+}	0.029	0.174	0	0	0	0	0	0	0
Fe^{2+}	0.495	0.099	1.744	1.000	1.322	1.868	1.240	0.197	1.322
Mn	0.014	0.011	0.014	0	0.029	0.020	0.007	0.002	0.004
Mg	0.462	0.837	3.102	3.150	0.899	2.688	3.293	0.737	3.120
Ca	4.046	4.047	2.083	1.884	0.808	0.012	1.934	0.938	1.936
Na	0	0.006	0.043	0.500	0	0	0.307	0.056	0.362
K	0	0.006	0	0.011	0	0	0.011	0	0
Сумма	16	16	15.059	15.501	8.038	9.891	15.339	4.011	15.367
X′	0.517	0.106	0.360	0.241	0.604	0.410	0.274	0.211	0.298

* Ассоциации: I — индивидуальное включение пумпеллиита в гранате (см. врезку на рис. 2.36, *Б*); II и III — реликтовые ассоциации: IIа — актинолит-пумпеллиитовая в роговой обманке, IIб — роговая обманка внутри граната (см. рис. 2.36, *В*), IIIа — амфибол-хлоритовая в клинопироксене, IIIб — амфибол-хлоритовая в Cpx-Hbl-Pl симплектите (см. рис. 2.36, *Г*).

** Цифры рядом с аббревиатурой минерала — порядковый номер микрозондового анализа в шлифе.

*** Cam — кальциевый амфибол тремолит-актинолитового ряда.

**** Все железо в виде FeO.

Примечание. Кристаллохимические формулы рассчитаны кислородным методом: амфиболы на 23 атома кислорода, гранат — на 12, клинопироксен — на 6 и хлорит — на 14 атомов кислорода. Формулы пумпеллиита рассчитаны катион-кислородным методом на 16 катионов и 24.5 атомов кислорода.

X′ равны отношению Fe/(Fe + Mg) для амфиболов, граната, клинопироксена и хлорита или $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ — для пумпеллиита.

вых составов, поэтому должна была включать либо плагиоклаз, либо цоизит. При дальнейшем повышении температуры и давления состав граната становится более магнезиальным, роговая обманка более глиноземистой, в парагенезис входит цоизит с мольной долей пистацита 11% (сплошные конноды на рис. 2.36, *Д*). Именно такая минеральная ассоциация, как правило, сохраняется в центральных частях гранатов из симплектитовых эклогитов.

Определенная проблема существует в интерпретации симплектитов, клинопироксен которых включает реликты ранних низкотемпературных минералов, например, хлорита (см. рис. 2.36, *Е*). Трудно представить, что подобные симплектиты являются продуктами распада омфацита: если бы это было так, хлорит должен был бы сохраниться и при кристаллизации омфацита, и при его псевдоморфном замещении. Может быть, следует предположить, что симплектиты формировались проградно на доэклогитовой стадии и при своем формировании захватили реликтовые низкотемпературные минералы. В дальнейшем по каким-то причинам они не были перекристаллизованы. Понятно, что подобные симплектиты не могут рассматриваться в качестве признака ретрогрессии эклогитов. Для решения этой проблемы необходимы дальнейшие исследования.

Специальный интерес представляют собой включения низкотемпературных минералов, обнаруженные в Fe-Ti симплектитовом эклогите Салмы (обр. S-204/3, положение образца показано на рис. 2.28). В этой породе в порфиробласте граната обнаружено включение клинопироксена, содержащего, в свою очередь, хлорит (рис. 2.37, *А*, см. цв. вкл.). Порфиробласт размещен в клинопироксен-плагиоклазовом матриксе. В том же образце внутри граната встречены включения кварца и клинопироксена, который, в свою очередь, содержит включения хлорита и зерна идиоморфного граната (см. рис. 2.37, *Б*). Зерна клинопироксена, размещенные в мелкозернистом матриксе породы, также содержат включения хлорита (± амфибол) (см. рис. 2.37, *В*). Составы минералов представлены в табл. 2.3. Морфология минеральных включений и отсутствие каких-либо связей с поздними структурами типа пронизывающих породу трещинок или зон определено свидетельствуют об их реликтовой («законсервированной») природе.

Чрезвычайно интересны включения диаспора в пиклогитах Салмы (обр. S-204/26), положение образца показано на рис. 2.28. Диаспор — минерал, формирующийся при процессах выветривания, поэтому присутствие этого минерала указывает на то, что высокомагнезиальные породы, вовлеченные в погружение, начинали этот путь непосредственно с дневной поверхности или с поверхности океанического дна. Включения диаспора обнаружены в нескольких позициях внутри зеленой шпинели (рис. 2.38, см. цв. вкл.). Представительные составы минералов приведены в табл. 2.4. Корректность определения минерала подтверждена рамановской спектроскопией (рис. 2.39, см. цв. вкл.).

Реликтовые минералы, сформировавшиеся на проградной стадии метаморфической эволюции, представлены также включениями относительно низкоглиноземистой роговой обманки в тончайшей плагиоклазовой оторочке, заключенными в кристаллах кианита из кианитсодержащего симплектитового эклогита на участке Чалма (рис. 2.40, *А*, см. цв. вкл.; табл. 2.5 — обр. 4LM-10). По аналогии с интерпретацией, предложенной для палеозойских эклогитов на о-ве Сардиния [Giacomini et al., 2005], мы предполагаем, что роговая обманка — это минерал-узник, сформировавшийся на проградной (доэклогитовой) стадии.

Перекристаллизация минералов с ростом давления. Распределение включений в порфиробластах граната из симплектитовых эклогитов характеризуется определенной закономерностью (рис. 2.41, *А*, обр. М-2а, положение образца показано на рис. 2.28): в центральной части локализованы цоизит (пистацит — 12%) и амфибол, ближе к периферии — клинопироксен. В отличие от амфиболов инициальной стадии эклогитизации, характеризующихся пониженной и нормальной глиноземистостью (см. табл. 2.2, ассоциации IIIа и IIIб), амфибол-включение характеризуется повышенной глиноземистостью и относится к паргаситу (табл. 2.6, ассоциация I), что, скорее всего, объясняется перекристаллизацией исходных минералов при возросшем давлении. В том же обр. М-2а присутствуют омфацит, сохранившийся среди симплектитовых Cpx-Pl псевдоморфоз (см. рис. 2.41, *Б*, *В*). Клинопироксен имеет зональное строение (см. рис. 2.41, *Г*). Содержание жадеитового минала (Jd) в составе клинопироксена сокращается с 25–30% в центре зерна до 10% на границе с симплектитом. При этом железистость пироксена не меняется. Следовательно, преобразование происходило за счет жадеитовой составляющей в результате индикаторной для декомпрессии реакции омфацита с кварцем. Составы клинопироксеновых включений в периферийной части граната и омфацита различаются (см. табл. 2.6, ассоциации II и III, соответственно). Поэтому зачастую просто невозможно определить состав граната, который когда-то находился в равновесии с омфацитом.

В большинстве изученных шлифов колонии Cpx-Pl симплектитов отделены от сохранив-

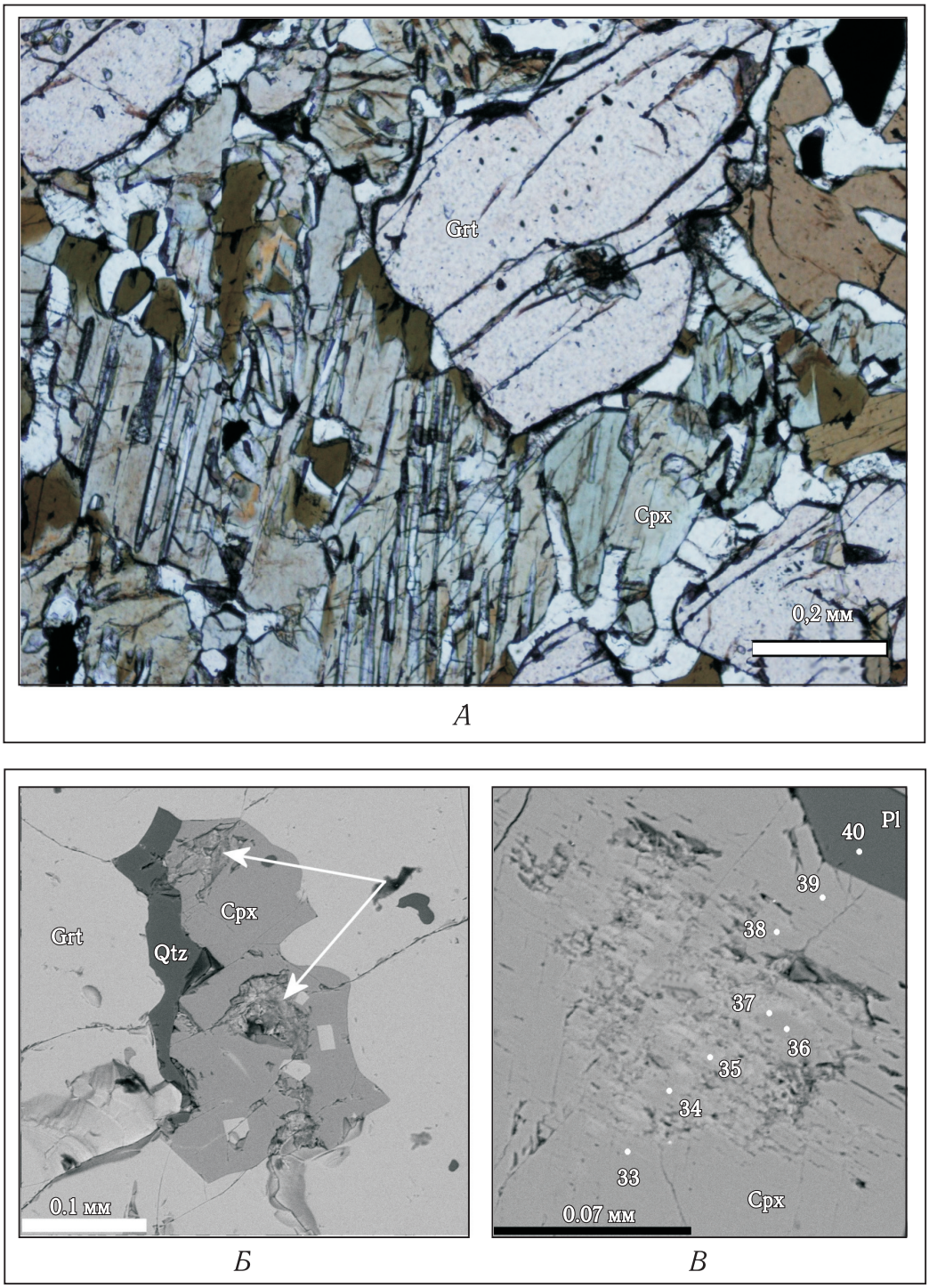


Рис. 2.37. Реликтовые включения низкотемпературных минералов в эклогитах Салмы (обр. S-204/3, железисто-титанистый симплектитовый эклогит — положение образца показано на рис. 2.28): свидетельства прогрессивной стадии метаморфической эволюции

А — порфиробласт граната с включением клинопироксена, содержащего, в свою очередь, хлорит, размещенный в клинопироксен-плагиоклазовом матриксе. Микрофотография.

Б — кварц и клинопироксен внутри граната. Клинопироксен содержит включения хлорита (помечены стрелками) и зерна идиоморфного граната. Изображение в отраженных электронах.

В — реликтовые включения хлорита (± амфибол) в клинопироксене из матрикса. Изображение в отраженных электронах. Точки с номерами соответствуют локальным микрозондовым анализам

Таблица 2.3. Представительные анализы минералов в обр. S-204/3 железисто-титанистого эклогита Салмы

Компонент	I*	I	II		III		
	Grt 6**	Cpx 7	Cpx 24	Grt 23	Cpx 36	Hbl 34	Chl 35
	Хозяин***	Включение	Хозяин	Включение	Хозяин	Включение	Включение
Оксиды							
SiO_2	37.08	52.43	51.77	37.63	51.61	42.53	27.66
TiO_2	0.02	0.23	0.30	0.11	0.21	0.17	0.11
Al_2O_3	20.84	2.34	4.88	20.96	5.29	10.26	16.76
Cr_2O_3	0	0.03	0	0.01	0.01	0.04	0.16
FeO****	29.27	9.90	10.21	29.76	11.92	21.72	36.36
MnO	0.37	0	0.04	0.43	0	0.22	0.08
MgO	4.09	12.08	10.75	3.61	9.75	9.38	8.13
CaO	8.33	21.67	20.11	7.48	18.95	12.55	0.58
Na_2O	0	1.31	1.94	0	2.26	1.13	0.30
K_2O	0	0	0	0.01	0	0	0.01
Сумма	100	100	100	100	100	98	90.15
Катионы							
Si	2.949	1.964	1.934	2.988	1.937	6.505	3.006
Al IV	0.051	0.036	0.066	0.012	0.063	1.495	0.994
Al VI	1.904	0.067	0.148	1.949	0.170	0.355	1.153
Ti	0.001	0.006	0.008	0.006	0.006	0.019	0.009
Cr	0	0.001	0	0.001	0	0.005	0.014
Fe^{2+}	1.948	0.310	0.319	1.976	0.374	2.778	3.305
Mn	0.025	0	0.001	0.029	0	0.028	0.007
Mg	0.485	0.675	0.599	0.427	0.546	2.139	1.317
Ca	0.710	0.870	0.805	0.636	0.762	2.057	0.068
Na	0	0.095	0.140	0	0.165	0.334	0.063
K	0	0	0	0.001	0	0	0.001
Сумма	8.072	4.025	4.021	8.025	4.023	15.716	9.937
X′	0.801	0.315	0.348	0.822	0.407	0.565	0.715

* Ассоциации: I — порфиробласт граната с включением клинопироксена (см. рис. 2.37, *А*), II — включение в гранате (***), которое, в свою очередь, содержит более мелкие включения реликтов хлорита и идиоморфного граната (см. рис. 2.37, *Б*), III — включения амфибола и хлорита в матричном клинопироксене (см. рис. 2.37, *В*).

** Цифры рядом с аббревиатурой минерала — порядковый номер микрозондового анализа в шлифе.

*** Минерал-хозяин.

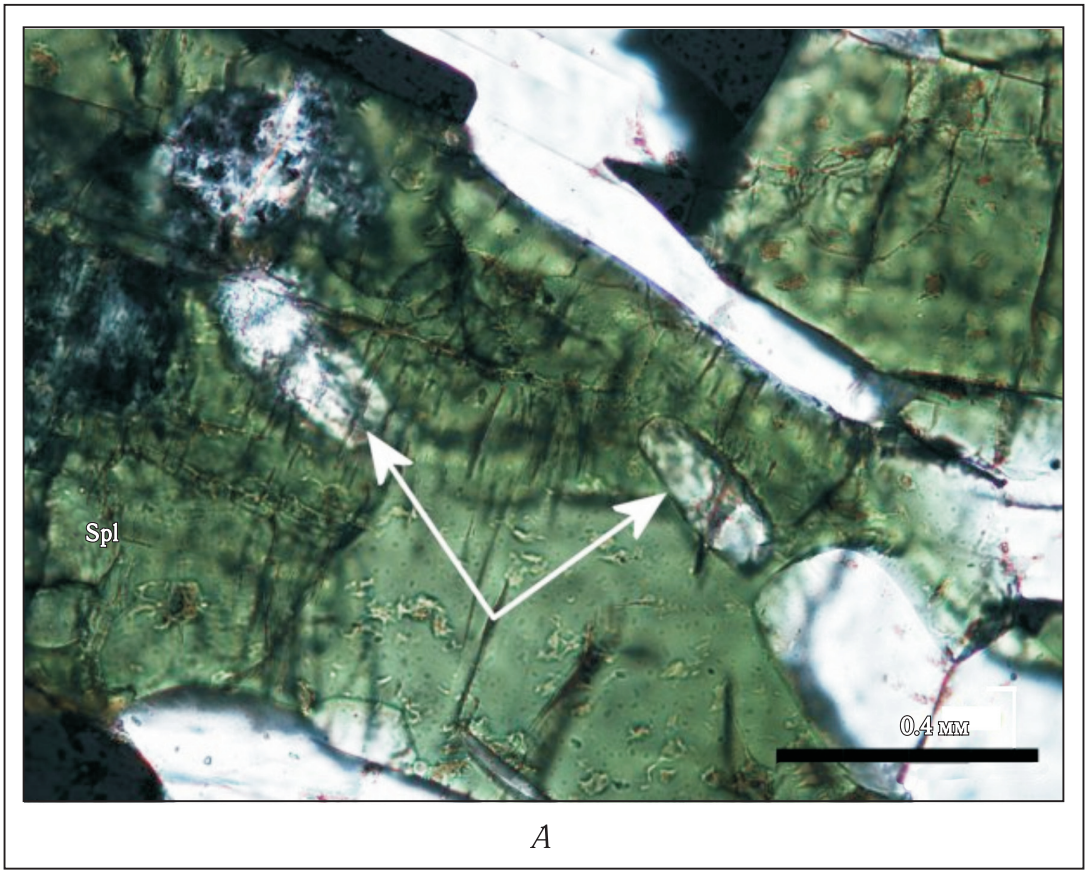
**** Все железо в виде FeO.

Примечание. Кристаллохимические формулы рассчитаны кислородным методом: гранат на 12 атомов кислорода, клинопироксен — на 6, роговая обманка — на 23, хлорит — на 14 атомов кислорода.

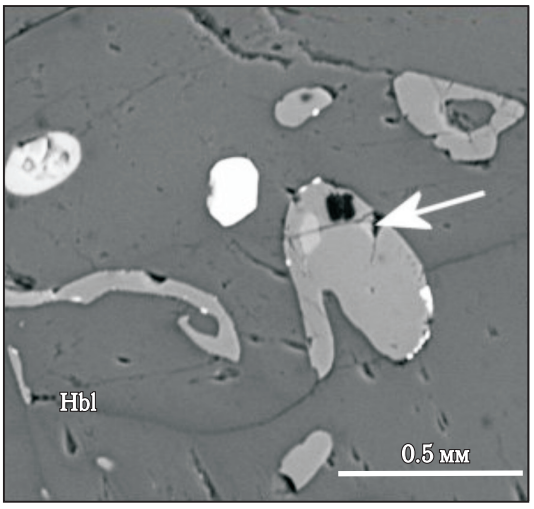
X′ равны отношению Fe/(Fe + Mg) для темноцветных минералов или X_{An} = Ca/(Ca + Na + K) в плагиоклазе.

шихся порфиробластов граната более поздней келифитовой каймой. Соотношения, представленные на рис. 2.41, *А*, где наблюдаются прямые контакты вермикулярных симплектитов с порфиробластовым гранатом, являются исключением из правила.

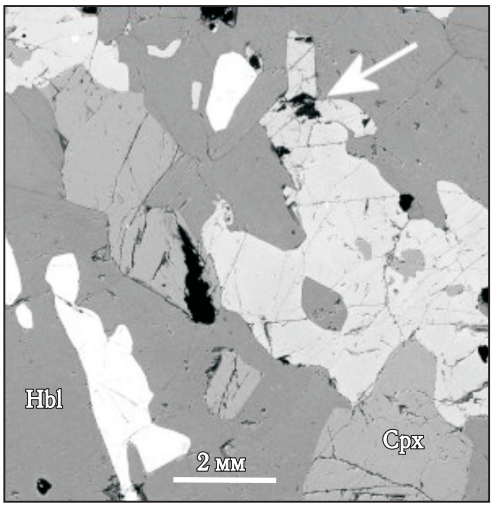
Минеральные ассоциации собственно эклогитовой стадии, сохранившиеся в наиболее высокой степени, зафиксированы в обр. SB-812 эклогита (рис. 2.42, *А*; табл. 2.7, положение образца показано на рис. 2.28). Ассоциация относительно гомогенных минералов включает Cpx (Jd —



А



Б



В

Рис. 2.38. Реликтовые включения низкотемпературных минералов в пиклогитах Салмы (обр. S-204/26, положение образца показано на рис. 2.28): свидетельства проградной стадии метаморфической эволюции

А — зеленая шпинель с реликтовыми включениями диаспора (см. рамановский спектр диаспора на рис. 2.39 — отмечены стрелками). Микрофотография.

Б — шпинель (отмечена стрелкой) с включениями граната (светлое) и диаспора (черное). В амфиболе присутствуют также апатит (светло-серый) и хромит (белый). Изображение в отраженных электронах.

В — шпинель (отмечена стрелкой) с включением диаспора (черное) в прямом контакте с гранатом. В гранате — включения роговой обманки и клинопироксена. Изображение в отраженных электронах

Таблица 2.4. Представительные анализы минералов в обр. S-204/26 пиклогита Салмы

Компонент	I*		II			III			
	Spl 10**	Dsp 7	Spl	Grt***		Grt 11	Cpx 12	Hbl 16	Mag 9
	Хозяин****	Включение	Хозяин	Включение		Хозяин — край	Включение	Включение — центр	Включение
				$n = 3$	1σ				
Оксиды									
SiO_2	0.27	0.07	0.15	39.15	0.26	39.74	53.24	49.65	1.35
TiO_2	0.01	0	0	0.12	0.05	0	0.10	0.39	3.88
Al_2O_3	58.52	79.59	60.01	21.28	0.32	21.55	0.84	8.61	2.72
Cr_2O_3	2.56	4.78	2.93	0.65	0.26	0.32	0.15	0.18	4.79
FeO*****	23.20	0.48	21.19	18.21	0.35	20.03	3.98	6.95	84.56
MnO	0.26	0	0.32	3.10	0.23	1.00	0	0	0
MgO	13.19	0	15.30	10.94	0.15	10.66	16.29	18.07	0.58
CaO	0.03	0	0.07	6.51	0.27	6.70	25.07	13.21	0
Na_2O	0	0	0	0	–	0	0.32	0.89	0
K_2O	0.07	0.03	0.03	0.04	0.04	0	0	0.06	0
NiO	0.65	0	0	0	0	0	0		0.37
ZnO	1.25	0	0	0	0	0	0		0.08
Сумма	100	84.95	100	100	-	100	100	98	98.33
Катионы									
Si	0.007	0.001	0.004	2.973	0.016	3.007	1.959	7.001	0.049
Al IV	1.845	0	1.859	0.027	0.016	0	0.036	0.999	0.116
Al VI	0	0.958	0	1.877	0.016	1.921	0	0.431	0
Ti	0	0	0	0.007	0.003	0	0.003	0.041	0.105
Cr	0.054	0.039	0.061	0.039	0.016	0.019	0.004	0.020	0.137
Fe^{3+}	0.088	0	0.073	0	0	0	0	0	1.440
Fe^{2+}	0.431	0.004	0.393	1.157	0.024	1.268	0.122	0.82	1.110
Mn	0.006	0	0.007	0.200	0.015	0.064	0	0	0
Mg	0.526	0	0.600	1.239	0.016	1.202	0.893	3.798	0.031
Ca	0.001	0	0.002	0.530	0.023	0.543	0.988	1.996	0
Na	0	0	0	0	0	0	0.023	0.242	0
K	0.002	0.001	0.001	0.004	0.004	0	0	0.011	0
Ni	0.014	0	0	0	0	0	0		0.011
Zn	0.025	0	0	0	0	0	0		0.002
Сумма	3	1.002	3	8.051	0.009	8.023	4.029	15.359	3
X′	0.450		0.396	0.483	0.009	0.513	0.121	0.178	

* Ассоциации — минералы проградной кристаллизации с включениями реликтовых низкотемпературных минералов: I — порфирокласт шпинели с включением реликтового диаспора (см. рис. 2.38, *А*), II — шпинель с включением раннего граната (см. рис. 2.38, *Б*), III — гранат с включениями клинопироксена, роговой обманки и магнетита (см. рис. 2.38, *В*).

** Цифры рядом с аббревиатурой минерала — порядковый номер микрозондового анализа в шлифе.

*** Средний состав включений граната в шпинели (1σ — стандартное отклонение).

**** Минерал-хозяин.

***** Все железо в виде FeO.

Примечание. Кристаллохимические формулы рассчитаны кислородным методом: роговая обманка на 23 атома кислорода, гранат — на 12, клинопироксен — на 6, диаспор — на 1.5 атома кислорода. Формулы шпинели и магнетита (хромита) рассчитана катион-кислородным методом на 3 катиона и 4 атома кислорода.

X′ равны отношению Fe/(Fe + Mg) для роговой обманки, граната и клинопироксена, $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ — для шпинели.

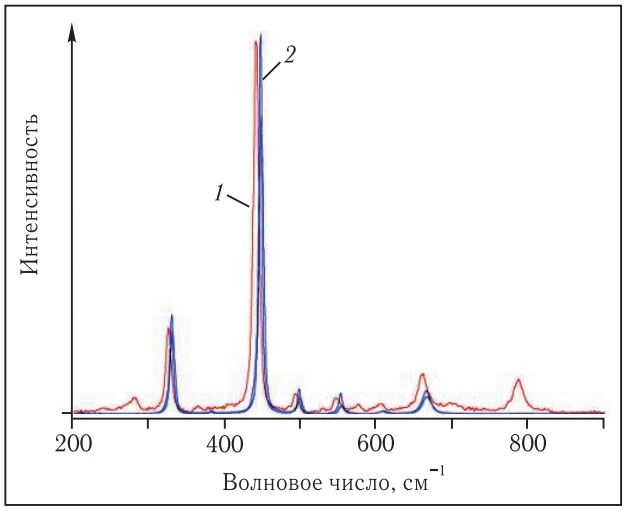
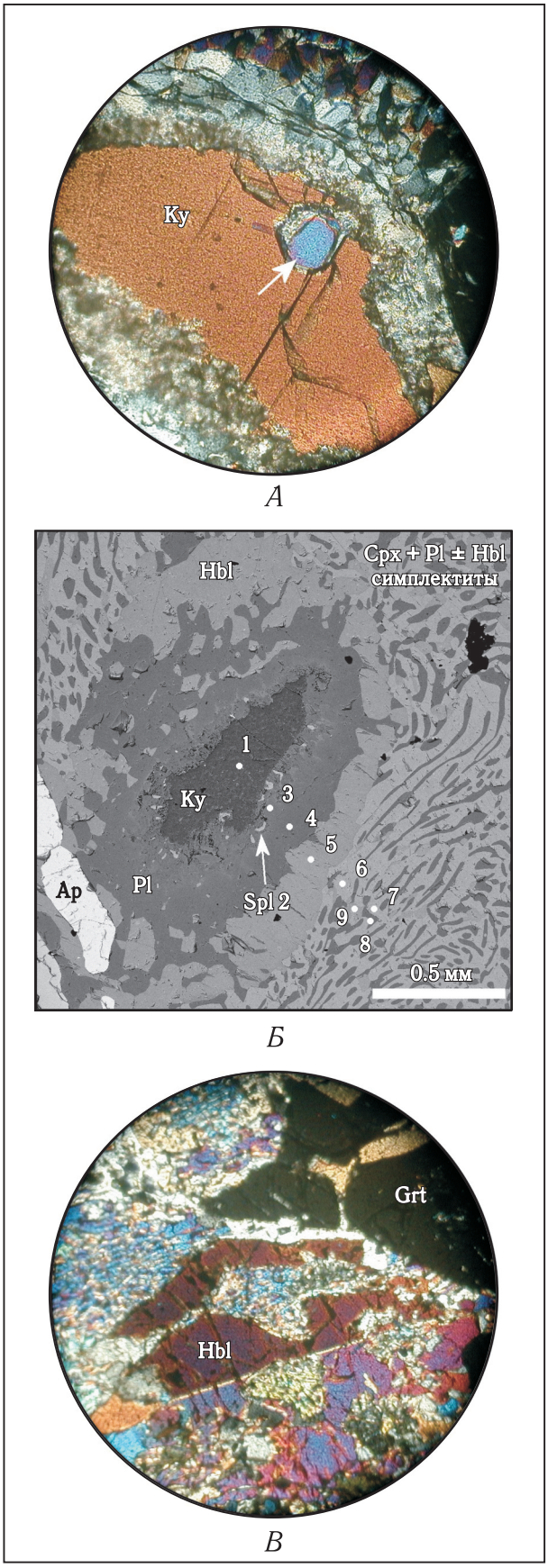


Рис. 2.39. Рамановский спектр диаспора — включения в шпинели (пиклогит обр. S-204/26 — см. также рис. 2.38)

1 — спектр диаспора из обр. S-204/26, *2* — спектры диаспора из базы данных кристаллических структур проекта RRUFF Американского минералогического общества



⇒

Рис. 2.40. Свидетельства минеральных преобразований эклогитов Чалмы (обр. 4LM-10), кианитсодержащий симплектитовый эклогит, размещение участка Чалма — см. на рис. 2.27)

А — проградные преобразования: кианит с включением раннего амфибола (показано стрелкой). Микрофотография шлифа под микроскопом в скрещенных николях, диаметр поля зрения 4 мм.

Б — ретроградные преобразования: реликт кианита с концентрически-зональными плагиоклаз-шпинелевыми, плагиоклазовыми и амфиболовыми коронами среди Cpx-Pl±Hbl симплектитов. Изображение в отраженных электронах. Точки с номерами соответствуют микрозондовым анализам (см. табл. 2.5).

В — дальнейшие ретроградные преобразования: замещение амфиболом (роговой обманкой) Cpx-Pl симплектитов. Микрофотография шлифа под микроскопом в скрещенных николях, диаметр поля зрения 4 мм

Таблица 2.5. Представительные анализы минералов в обр. 4LM-10 кианитового эклогита Чалмы

Компонент	I*	IIа	IIб	IIб	III	III	III	IV	IV
	Hbl 12**	Spl 2	Hbl 5	Pl 4	Cpx 7	Hbl 9	Pl 8	Grt 19	Hbl 20
Оксиды									
SiO_2	48.98	0.43	45.90	58.88	53.11	46.16	59.11	39.39	45.72
TiO_2	0.23	0.12	0.29	0.06	0.05	0.55	0	0	0.30
Al_2O_3	10.66	62.8	13.20	26.26	3.19	12.17	25.96	22.55	13.83
Cr_2O_3	0.01	0.90	0.19	0	0.07	0.25	0.01	0.26	0
FeO***	6.08	21.21	7.54	0	4.23	7.70	0	19.24	7.65
MnO	0.02	0	0.13	0	0.15	0.11	0	0.23	0
MgO	18.35	13.23	16.32	0	15.26	16.79	0	11.25	16.11
CaO	11.61	0	11.67	7.46	23.32	11.93	7.62	7.06	11.84
Na_2O	1.67	0	1.91	7.27	0.61	1.72	7.10	0	2.00
K_2O	0.39	0.06	0.85	0.08	0	0.63	0.20	0.03	0.55
ZnO	0	1.26	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	98	100	98	100	100	98	100	100	98
Катионы									
Si	6.872	0.011	6.540	2.626	1.943	6.580	2.637	2.962	6.502
Al IV	1.128	0	1.460	1.380	0.057	1.420	1.365	0.038	1.498
Al VI	0.635	0.002	0.756	0	0.080	0.623	0	1.960	0.819
Ti	0.024	1.953	0.031	0.002	0.001	0.059	0	0	0.032
Cr	0.001	0.019	0.021	0	0.002	0.028	0	0.015	0
Fe^{3+}	–	0.003	–	–	–	–	–	–	–
Fe^{2+}	0.713	0.465	0.898	0	0.129	0.917	0	1.210	0.910
Mn	0.002	0	0.016	0	0.005	0.013	0	0.014	0
Mg	3.838	0.520	3.465	0	0.832	3.567	0	1.261	3.416
Ca	1.746	0	1.782	0.356	0.914	1.821	0.364	0.569	1.804
Na	0.455	0	0.527	0.628	0.044	0.476	0.614	0	0.551
K	0.070	0.002	0.154	0.005	0	0.115	0.011	0.003	0.100
Zn	0	0.025	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	15.484	4	15.651	4.998	4.008	15.621	4.993	8.033	15.632
X′	0.157	0.472	0.206	0.360	0.135	0.205	0.368	0.490	0.210

* Ассоциации: I — включение амфибола в кианите (см. рис. 2.40, *А*), IIа — внутренняя и IIб — внешняя короны вокруг кианита (см. рис. 2.40, *Б*), III — Cpx-Hbl-Pl симплектит (см. рис. 2.40, *Б*), IV — контакты граната и ретроградного амфибола (см. рис. 2.40, *Б*).

** Цифры рядом с аббревиатурой минерала — порядковый номер микрозондового анализа в шлифе.

*** Все железо в виде FeO.

Примечание. Кристаллохимические формулы рассчитаны кислородным методом: амфиболы на 23 атома кислорода, гранат — на 12, клинопироксен — на 6 и плагиоклаз — на 5 атомов кислорода. Формула шпинели рассчитана катион-кислородным методом на 3 катиона и 4 атома кислорода.

X′ равны отношению Fe/(Fe + Mg) для темноцветных минералов, $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ — для шпинели или $X_{An} = Ca/(Ca + Na + K)$ в плагиоклазе.

21%) + Grt + Hbl + Rt + Qtz. Наблюдается зачаточная стадия формирования Cpx-Pl псевдоморфоз на контакте омфацита с кварцем и тонкие келифитовые каймы.

В составе гранат-клинопироксеновой ассоциации пиклогита обр. S-198/10-4, (табл. 2.8; см. рис. 2.42, *Б*; положение образца показано на рис. 2.34) омфацит не был обнаружен. Равным

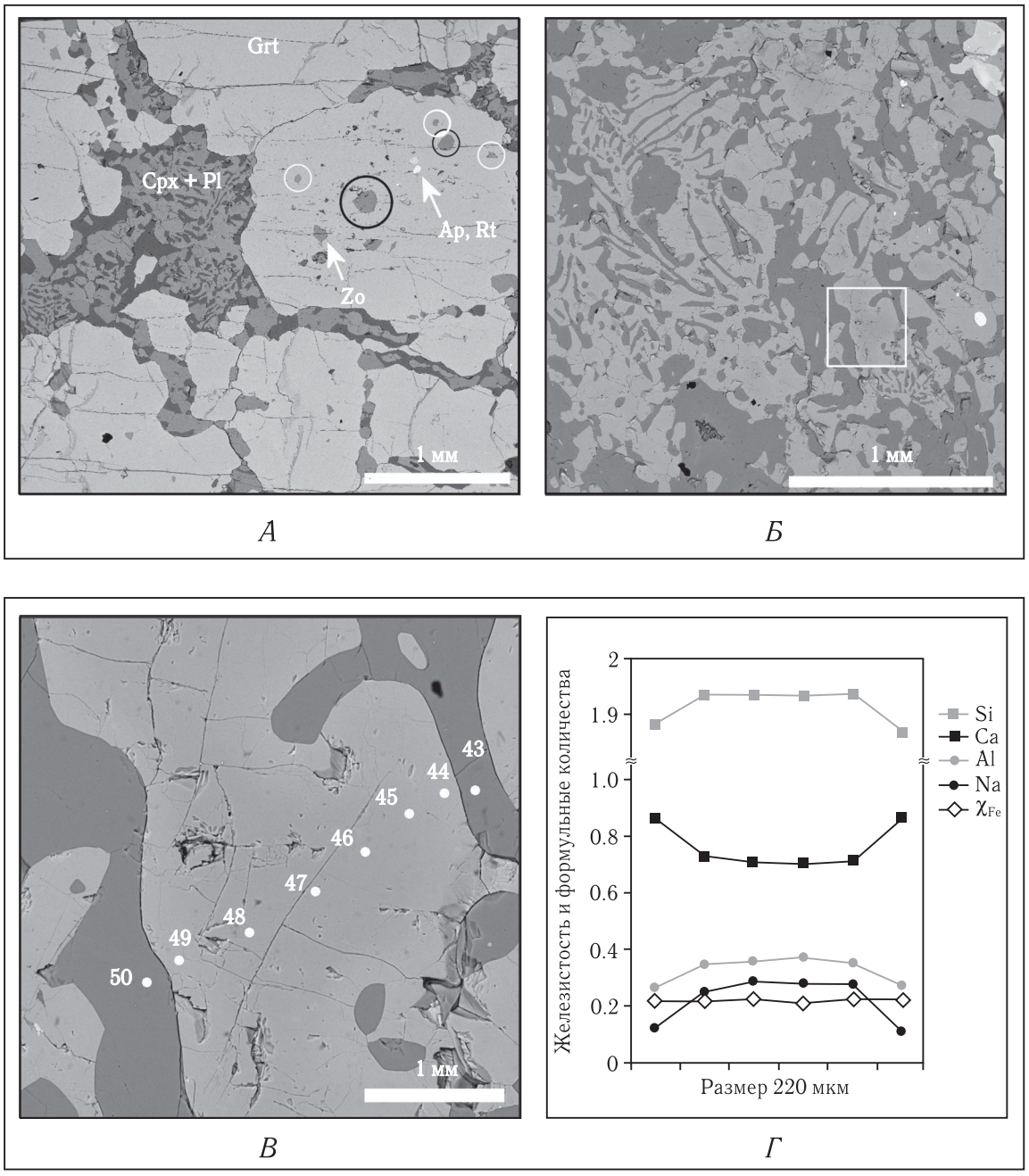


Рис. 2.41. Перекристаллизация, связанная с ростом давления (обр. М-2а, симплектитовый эклогит Салмы, положение образца показано на рис. 2.28)

А — закономерное зональное распределение минералов-узников в зерне граната: изображение в отраженных электронах — черными кружками выделены включения роговой обманки, белыми — включения клинопироксена; обозначены включения цоизита, апатита и рутила.

Б — симплектиты клинопироксена (светлое) с плагиоклазом (темное) — псевдоморфозы по омфациту (изображение в отраженных электронах).

В — увеличенное изображение выделенного на фрагменте *Б* участка — реликт омфацита (серый тон), замещаемый симплектитом клинопироксена (светло-серый тон) с плагиоклазом (темно-серый тон) (изображение в отраженных электронах). Точки с номерами соответствуют микрозондовым анализам (см. табл. 2.6).

Г — композиционный профиль через зерно омфацита (от точки 44 влево до точки 49 на рис. 2.41, *В*)

Таблица 2.6. Представительные анализы минералов в обр. М-2а симплектитового эклогита Салмы

Компонент	I*	I	I	II	II	III	IV	IV	IV
	Grt 4**	Hbl 3	Zo 5	Grt 8	Cpx 7	Cpx 47	Grt 19	Cpx 21	Pl 20
Оксиды									
SiO_2	38.62	42.05	39.97	38.52	51.66	52.98	38.67	50.88	57.7
TiO_2	0.04	1.56	0.01	0	0.26	0.32	0.09	0.35	0.08
Al_2O_3	21.99	17.64	32.74	22.26	5.73	8.71	22.69	5.98	26.15
Cr_2O_3	0.04	0.03	0	0.90	0.06	0	0	0	0
Fe_2O_3***	0	0	2.09	0	0	0	0	0	0
FeO****	20.99	9.04	0	20.38	4.98	5.05	21.59	6.17	0.13
MnO	0.74	0.06	0.09	0.68	0.18	0.03	0.69	0.07	0.11
MgO	6.87	13.12	0	6.37	13.74	10.83	6.27	12.84	0
CaO	10.71	11.77	24.01	10.89	22.01	18.14	10.00	22.72	7.67
Na_2O	0	2.72	0.10	0	1.38	3.95	0	0.98	8.17
K_2O	0	0.03	0	0.01	0	0	0	0	0
Сумма	100	98	99	100	100	100	100	100	100
Катионы									
Si	2.968	6.041	3.008	2.958	1.894	1.921	2.969	1.878	2.592
Al IV	0.032	1.959	0	0.042	0.106	0.079	0.031	0.122	1.384
Al VI	1.961	1.028	2.904	1.973	0.142	0.293	2.022	0.138	0
Ti	0.002	0.169	0.001	0	0.007	0.009	0.005	0.01	0.003
Cr	0.002	0.003	0	0.055	0.002	0	0	0	0
Fe^{3+}	0	0	0.118	0	0	0	0	0	0
Fe^{2+}	1.350	1.086	0	1.309	0.153	0.153	1.386	0.191	0.005
Mn	0.048	0.007	0.005	0.044	0.006	0.001	0.045	0.002	0.004
Mg	0.787	2.810	0	0.729	0.751	0.585	0.718	0.707	0
Ca	0.882	1.812	1.936	0.897	0.865	0.705	0.822	0.899	0.369
Na	0	0.756	0.014	0	0.098	0.277	0	0.07	0.711
K	0	0.005	0	0.001	0	0	0	0	0
Сумма	8.032	15.676	7.987	8.007	4.023	4.023	7.999	4.017	5.069
X′	0.632	0.279	–	0.642	0.169	0.207	0.659	0.212	0.342

* Ассоциации: I — включения амфибола и цоизита в центральной части граната (см. рис. 2.41, *A*), II — включения клинопироксена в периферийной части граната (см. рис. 2.41, *A*), III — реликт омфацита в Cpx-Pl симплектите (см. рис. 2.41, *B*), IV — контакт граната с Cpx-Pl симплектитами.

** Цифры рядом с аббревиатурой минерала — порядковый номер микрозондового анализа в шлифе

*** Все железо в виде Fe_2O_3.

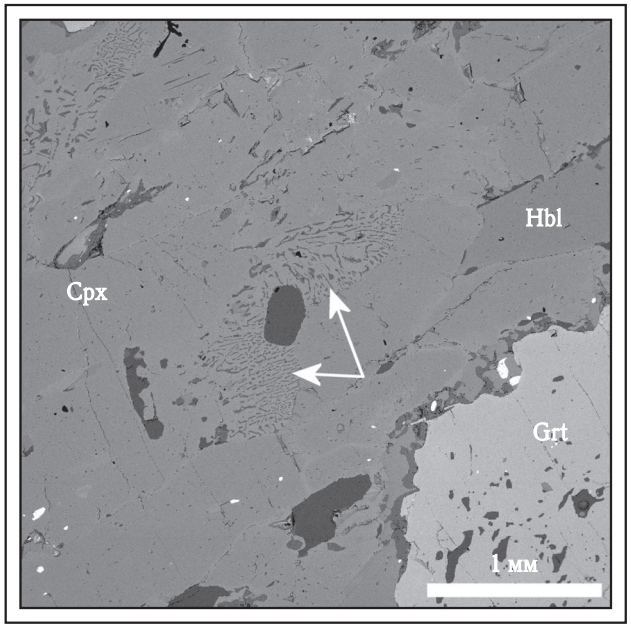
**** Все железо в виде FeO.

Примечание. Кристаллохимические формулы рассчитаны кислородным методом: амфиболы на 23 атома кислорода, гранат — на 12, клинопироксен — на 6, плагиоклаз — на 5 и цоизит — на 12.5 атомов кислорода.

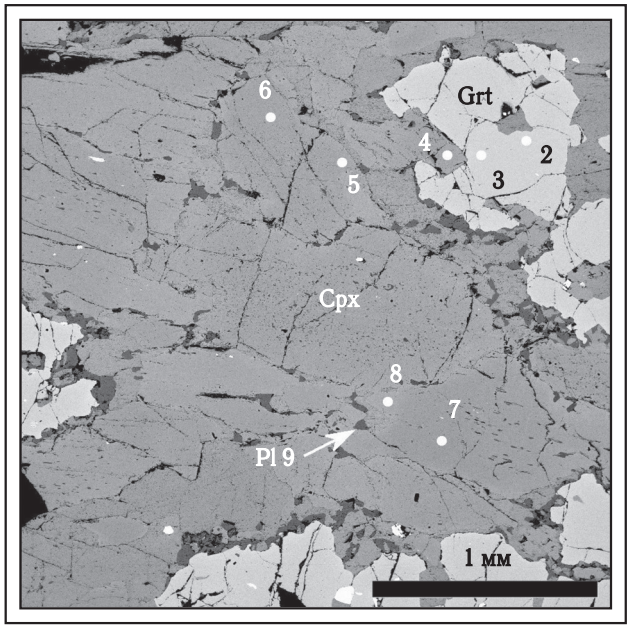
X′ равны отношению Fe/(Fe + Mg) для темноцветных минералов или X_{An} = Ca/(Ca + Na + K) в плагиоклазе.

образом, отсутствуют и симплектитовые колонии. Оценки температур и давлений (см. ниже табл. 2.13 и рис. 2.47) свидетельствуют о высокобарических условиях преобразований при незначительно повышенных температурах.

***Признаки декомпрессии*:** наряду с типичными Cpx-Pl симплектитами, псевдоморфно замещающими омфацит, наблюдаются двойные пироксен-плагиоклазовые короны на границе граната с кварцем [Möller, 1998; Nakamura et al., 2004].



А



Б

Рис. 2.42. Реликты высокобарических минеральных ассоциаций

А — ассоциация эклогитовой фации в породах Салмы (обр. SB-812, симплектитовый эклогит, положение образца показано на рис. 2.28; см. табл. 2.7). Омфацит и начальная стадия развития клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов (помечены стрелками) на границе с кварцем (черное зерно в центре). Изображение в отраженных электронах.

Б — высокобарическая минеральная ассоциация в пиклогите Пиренги (обр. S-198/10-4, положение образца показано на рис. 2.34). Изображение в отраженных электронах. Точки с номерами соответствуют микрозондовым анализам (см. табл. 2.8)

Таблица 2.7. Представительные анализы минералов в обр. SB-812 эклогита Салмы

Компонент	I*		II	
	Cpx 19**	Grt 18	Cpx 11	Pl 10
Оксиды				
SiO_2	54.76	39.41	53.43	61.07
TiO_2	0.14	0.16	0.18	0.04
Al_2O_3	5.82	21.39	3.99	23.86
Cr_2O_3	0	0.48	0.12	0.09
FeO***	3.39	19.11	3.44	0.26
MnO	0.06	0.69	0.01	0.08
MgO	13.02	8.50	14.57	0
CaO	19.72	10.26	22.81	6.05
Na_2O	3.08	0	1.45	8.53
K_2O	0	0	0	0.01
Сумма	100	100	100	100
Катионы				
Si	1.974	2.999	1.946	2.721
Al IV	0.026	0.001	0.054	1.253
Al VI	0.221	1.918	0.117	0
Ti	0.004	0.009	0.005	0.001
Cr	0	0.029	0.003	0.003
Fe^{2+}	0.102	1.217	0.105	0.010
Mn	0.002	0.044	0	0.003
Mg	0.700	0.964	0.791	0
Ca	0.762	0.836	0.890	0.289
Na	0.215	0	0.102	0.737
K	0	0	0	0.001
Сумма	4.006	8.018	4.013	5.018
X′	0.128	0.558	0.117	0.281

* Ассоциации: I — центральные части изолированных зерен клинопироксена и граната, II — клинопироксен-плагиоклазовые симплектиты (см. рис. 2.42, *А*).

** Цифры рядом с аббревиатурой минерала — порядковый номер микрозондового анализа в шлифе.

*** Все железо в виде FeO.

Примечание. Кристаллохимические формулы рассчитаны кислородным методом: клинопироксен на 6 атомов кислорода, гранат — на 12, плагиоклаз — на 8 атомов кислорода. X′ равны отношению Fe/(Fe + Mg) для темноцветных минералов или X_{An} = Ca/(Ca + Na + K) в плагиоклазе.

Вследствие более низкой скорости диффузии Al по отношению к Fe, Mg и Ca, мономинеральная плагиоклазовая кайма возникает по периферии граната, а пироксеновая — примыкает к кварцу.

Таблица 2.8. Представительные анализы минералов в обр. S-198/10-4 пиклогита Пиренги

Компонент	I*	II		III	
	Cpx 7**	Grt 3	Cpx 4	Cpx 8	Pl 9
Оксиды					
SiO_2	54.56	39.08	53.43	52.48	64.08
TiO_2	0.02	0.06	0.11	0.22	0.04
Al_2O_3	5.36	21.03	5.39	5.44	22.30
Cr_2O_3	0.17	0.06	0.28	0.30	0
FeO***	4.57	22.59	6.08	5.97	0.01
MnO	0.13	0.58	0.10	0.01	0.21
MgO	12.08	8.40	12.26	12.39	0
CaO	19.87	8.20	19.69	21.10	4.13
Na_2O	3.24	0	2.66	2.08	9.07
K_2O	0	0	0	0	0.16
Сумма	100	100	100	100	100
Катионы					
Si	1.982	3.002	1.955	1.928	2.830
Al IV	0.018	0	0.045	0.072	1.161
Al VI	0.211	1.904	0.187	0.163	0
Ti	0.001	0.004	0.003	0.006	0.001
Cr	0.005	0.004	0.008	0.009	0
Fe^{2+}	0.139	1.451	0.186	0.183	0
Mn	0.004	0.038	0.003	0	0.008
Mg	0.654	0.962	0.669	0.678	0
Ca	0.773	0.675	0.772	0.83	0.195
Na	0.228	0	0.188	0.148	0.777
K	0	0	0	0	0.009
Сумма	4.015	8.040	4.016	4.018	4.981
X′	0.175	0.601	0.218	0.213	0.199

* Ассоциации: I — центр зерна клинопироксена, II — контакты граната и клинопироксена, III — край клинопироксена на контакте с плагиоклазом (см. рис. 2.42, *Б*).

** Цифры рядом с аббревиатурой минерала — порядковый номер микрозондового анализа в шлифе.

*** Все железо в виде FeO.

Примечание. Кристаллохимические формулы рассчитаны кислородным методом: клинопироксен на 6 атомов кислорода, гранат — на 12, плагиоклаз — на 8 атомов кислорода.

X′ равны отношению Fe/(Fe + Mg) для темноцветных минералов или X_{An} = Ca/(Ca + Na + K) в плагиоклазе.

Такие соотношения, обнаруженные в обр. S-198/107 (положение образца показано на рис. 2.34), представлены на рис. 2.43, составы минералов, формирующих корону, приведены в табл. 2.9.

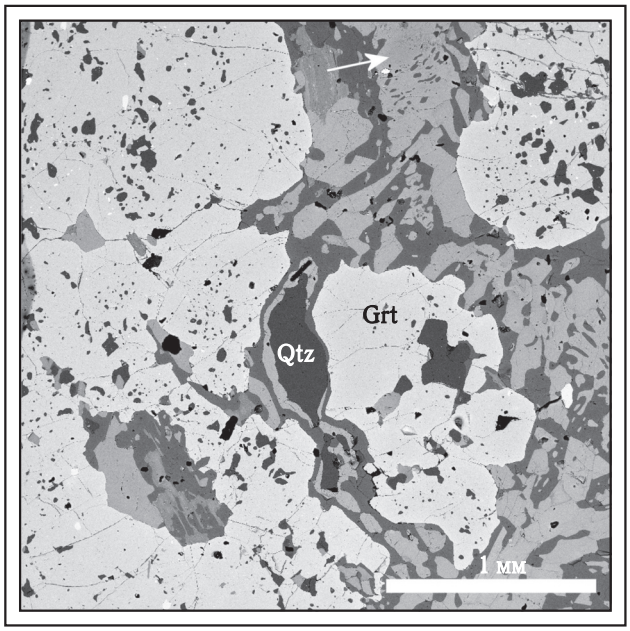


Рис. 2.43. Ретроградные преобразования в эклогитах Пиренги (обр. S-198/107, симплектитовый эклогит, положение образца показано на рис. 2.34)

Реликт омфацита (указан стрелкой) среди Cpx-Pl симплектитов и Cpx-Pl короны на контакте граната с кварцем (в центре) (изображение в отраженных электронах). Пояснения см. в тексте

Появление гранулитовых минеральных ассоциаций. Исследования преобразований омфацита в той же породе, проведенные В.О. Япаскуртом с коллегами [2007], фиксируют в начальной стадии декомпрессии интрагранулярную перекристаллизацию: выделение ламелей плагиоклаза, сопровождавшееся резким снижением концентрации жадеита (до 2–5%) в окружающем пироксене и далее — к исчезновению ламелей Fe-Mg пироксена и сопряженному формированию отдельных изометричных зерен гиперстена. Процесс в итоге приводит к формированию гранулитового парагенезиса Cpx + Opx + Pl. Эту особенность можно рассматривать в качестве свидетельства того, что на определенной стадии декомпрессия (и соответствующий подъем пород) сопровождалась повышением температуры.

Клинопироксен-плагиоклазовые срастания могут формироваться и внутри порфиробластов граната. В отличие от других участков, в эклогитах Чалмы в состав таких срастаний входит ортопироксен, который вместе с клинопироксеном и плагиоклазом формирует кайму по границе кварца (обр. KV-05/2 — рис. 2.44;

Таблица 2.9. Представительные анализы минералов в обр. S-198/107 эклогита Пиренги

Компонент	I*	II	
	Grt 3**	Cpx 1	Pl 2
Оксиды			
SiO_2	38.75	52.28	61.44
TiO_2	0	0.20	0
Al_2O_3	21.27	3.95	23.88
Cr_2O_3	0.01	0	0
FeO***	23.14	6.01	0.27
MnO	0.58	0.18	0
MgO	7.32	13.10	0
CaO	8.93	23.15	6.21
Na_2O	0	1.13	7.95
K_2O	0.01	0	0.23
Сумма	100	100	100
Катионы			
Si	2.991	1.931	2.733
Al IV	0.009	0.069	1.252
Al VI	1.927	0.103	0
Ti	0	0.006	0
Cr	0.001	0	0
Fe^{2+}	1.494	0.186	0.010
Mn	0.038	0.006	0
Mg	0.842	0.721	0
Ca	0.739	0.916	0.296
Na	0	0.081	0.686
K	0.001	0	0.013
Сумма	8.041	4.018	4.991
X′	0.640	0.205	0.298

** Ассоциации: I — край порфиробласта граната, II — Cpx-Pl корона (см. рис. 2.43).

* Цифры рядом с аббревиатурой минерала — порядковый номер микрозондового анализа в шлифе.

*** Все железо в виде FeO.

Примечание. Кристаллохимические формулы рассчитаны кислородным методом: клинопироксен на 6 атомов кислорода, гранат — на 12, плагиоклаз — на 8 атомов кислорода.

X′ равны отношению Fe/(Fe + Mg) для темноцветных минералов или X_{An} = Ca/(Ca + Na + K) в плагиоклазе.

табл. 2.10). В этом образце, помимо вторичных двойных Px-Pl корон, в порфиробласте граната обнаружен омфацит, частично замещенный симплектитом; в гранате обнаруживается прогрессивная зональность (см. рис. 2.44). Вопреки ожиданиям, захваченный омфацит находится вне области максимальной магнезиальности граната.

Основываясь на всей совокупности данных по эклогитам Салмы, мы интерпретируем эти соотношения следующим образом: *на пике эклогитового метаморфизма* равновесная ассоциация состояла из относительно железистого граната (X_{Fe} ~ 0.55–0.6), омфацита (Jd — 23–32%) и кварца, затем *на стадии декомпрессии при повышении температуры до уровня гранулитовой фации* породы были частично перекристаллизованы с образованием более магнезиального граната (X_{Fe} ~0.5) и коронарных структур, далее при *ретрогрессии* участки новообразованного магнезиального граната замещались келифитовыми Hbl-Pl каймами, при этом по периферии порфиробластового граната возникала узкая, несколько микрон, зона железистого граната ($X_{Fe} \geq 0.6$).

Специфика эклогитов Чалмы включает наличие кианитовых разностей. Собственно омфацит в кианитовых эклогитах обнаружен не был, однако последовательные минеральные преобразования практически идентичны охарактеризованным выше для эклогитов Салмы и Пиренги. Включения ранних минералов в порфиробластах кианита были охарактеризованы выше. В свою очередь, порфиробласты кианита замещаются зонально устроенной короной, которая отделяет кианит от Cpx-Hbl-Pl симплектитов, вероятно, образующих псевдоморфозы по омфациту (см. рис. 2.40, *Б*). Внутренняя зона короны сложена плагиоклазом (An — 48%) с выделениями шпинели, центральная — мономинеральным плагиоклазом (An — 36%), внешняя — роговой обманкой. Похожие коронарные структуры описаны во многих проявлениях кианитовых эклогитов [Liati, Seidel, 1996; Vrána, Frýda, 2003; Yang et al., 2004; и др.]. Однако в отличие от обр. 4LM-10, в ситуациях, охарактеризованных в перечисленных публикациях, в состав короны, примыкающей к кианиту, входит также и анортит. Обращает на себя внимание одинаковый состав роговых обманок и плагиоклаза в разных парагенезисах (см. табл. 2.3) — во внешней короне вокруг кианита, в симплектитовых срастаниях с клинопироксеном и крупнозернистого идиоморфного амфибола, наложенного на Cpx-Pl симплектит, в контакте с гранатом (см. рис. 2.40, *В*). Очевидно, процессы формирования этих ассоциаций на ретроградной стадии проходили последовательно при близких *PT*-параметрах.

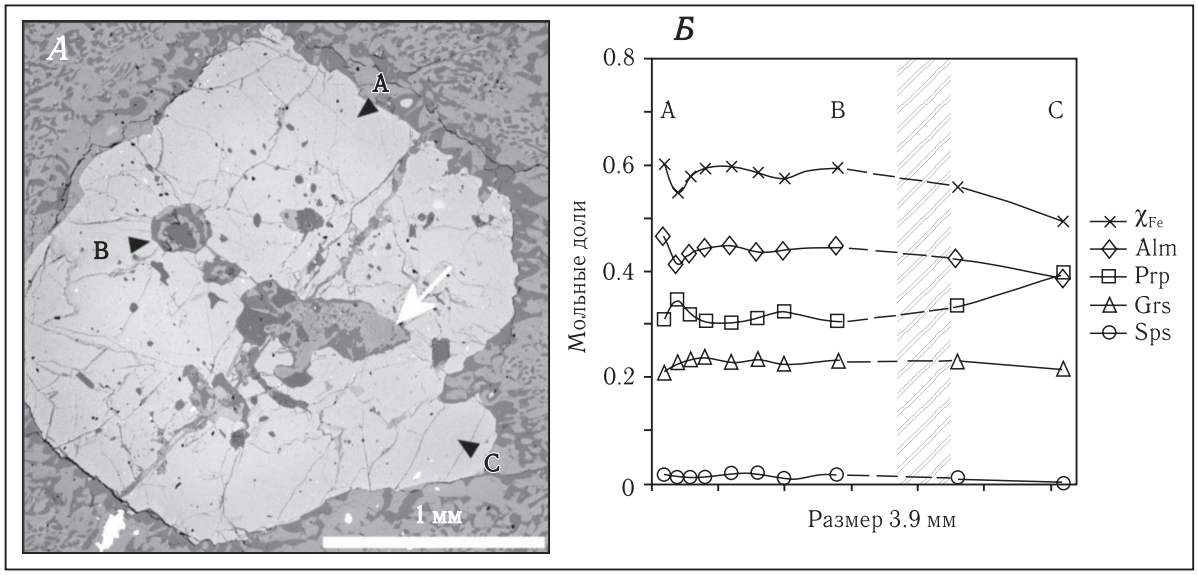


Рис. 2.44. Свидетельства минеральных преобразований в эклогитах Чалмы (обр. KV-05/2, симплектитовый эклогит — размещение участка Чалма — см. на рис. 2.27)

А — гранат с включением омфацита (помечен стрелкой) среди клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов (изображение в отраженных электронах), *Б* — композиционный профиль граната вдоль ломаной линии A-B-C (заштрихована область прохождения линии профиля через включение с омфацитом). В районе точки B в гранате присутствует включение кварца, по краю которого развивается Opx-Cpx-Pl корона (см. табл. 2.10). Пояснения см. в тексте

Таблица 2.10. Представительные анализы минералов в обр. KV-05/2 эклогита Чалмы

Компонент	I*		II				III
	Grt 11**	Cpx 10	Grt 20	Cpx 18	Opx 17	Pl 15	Grt 12
Оксиды							
SiO_2	39.30	53.03	38.93	53.32	54.51	61.48	39.21
TiO_2	0.10	0.23	0	0.19	0.08	0.04	0
Al_2O_3	21.83	8.86	21.36	2.17	1.07	24.10	22.17
Cr_2O_3	0.16	0.23	0.14	0.05	0.07	0.03	0.06
FeO***	20.40	4.32	21.69	5.64	18.48	0.16	19.15
MnO	0.51	0.18	0.84	0.19	0.17	0.12	0.11
MgO	9.01	11.05	8.31	14.15	25.21	0	10.98
CaO	8.68	18.76	8.73	23.27	0.41	5.58	8.32
Na_2O	0	3.32	0	1.02	0	8.42	0
K_2O	0	0	0	0	0	0.09	0
Сумма	100	100	100	100	100	100	100
Катионы							
Si	2.989	1.918	2.987	1.966	1.985	2.731	2.958
Al IV	0.011	0.082	0.013	0.034	0.015	1.262	0.042
Al VI	1.946	0.295	1.919	0.060	0.031	0	1.929
Ti	0.006	0.006	0	0.005	0.002	0.001	0
Cr	0.010	0.007	0.009	0.001	0.002	0.001	0.003
Fe^{2+}	1.298	0.131	1.392	0.174	0.563	0.006	1.208
Mn	0.033	0.005	0.055	0.006	0.005	0.004	0.007
Mg	1.022	0.596	0.95	0.778	1.369	0	1.235
Ca	0.707	0.727	0.718	0.919	0.016	0.265	0.673
Na	0	0.233	0	0.073	0	0.725	0
K	0	0	0	0	0	0.005	0
Сумма	8.022	4.000	8.042	4.017	3.989	5.001	8.055
X′	0.559	0.180	0.594	0.183	0.291	0.267	0.495

* Ассоциации (см. рис. 2.44): I — включение омфацита и гранат-хозяин, II — корона между гранатом и включением кварца, III — наиболее магнезиальный гранат на периферии зерна.

** Цифры рядом с аббревиатурой минерала — порядковый номер микрозондового анализа в шлифе.

*** Все железо в виде FeO.

Примечание. Кристаллохимические формулы рассчитаны кислородным методом: гранат на 12 атомов кислорода, клино- и ортопироксен — на 6, плагиоклаз — на 8 атомов кислорода.

X′ равны отношению Fe/(Fe + Mg) для темноцветных минералов или X_{An} = = Ca/(Ca + Na + K) в плагиоклазе.

Петрологические исследования гранатитов выполнены к настоящему времени в ограниченном объеме. По предварительным данным, в них также присутствуют реликтовые включения низкотемпературных минералов (Chl + Ab), «законсервированные» в кристаллах граната. Присутствие подобных реликтов можно рассматривать как указание на то, что гранатиты могли быть образованы по некоему «дометаморфическому протолиту». Выше при характеристике зеленокаменных поясов Ковдозерского и Хетоламбинского микроконтинентов (см. разделы 2.1.5.1 и 2.1.5.2) были отмечены тела гранатитов, связанные или с гранатовыми амфиболитами (мафитовыми метавулканитами) или с ортоамфиболитами — метаморфизованными габбро и перидотитами. По крайней мере частично специфический состав гранатитов может быть связан с метаморфизмом габброидов с Fe-Ti (титаномагнетитовой или ильменит-магнетитовой) минерализацией. В то же время, они могут представлять собой собственно метаморфическую породу.

Учитывая особенности их состава и структурного положения (тонкие протяженные прослои) можно предположить, что эти «прослои» фиксируют зоны повышенной проницаемости, в связи с которыми еще в «дометаморфический» период возникли зоны гидротермально-метасоматических образований. Между тем, «прослои» гранатитов могут фиксировать зоны, где процессы парциального плавления эклогитов могли протекать с большей интенсивностью. В этом случае гранатиты — вероятный рестит, образовавшийся при удалении кислого расплава. Приведенные ниже геохронологические данные фиксируют в гранатитах только заключительную стадию (1.89 млрд лет) метаморфических преобразований пород эклогитовой ассоциации, которые они испытали совместно с окружающими ТТГ гнейсами. Однако цирконы, извлеченные из гранатитов, сохранили ядра, строение которых полностью идентично строению архейских цирконов из эклогитов (подробнее — см. ниже). Кроме того, гранатиты пересекаются ранними жилами — сегрегациями кислого расплава, а минеральные парагенезисы, в свою очередь, свидетельствуют о высокотемпературном уровне метаморфических реакций (рис. 2.45, см. цв. вкл.; табл. 2.11, обр. S-204/23, его положение показано на рис. 2.28).

Лейкократовые породы плагиогранитного состава (положение образца показано на рис. 2.28) образуют жильные обособления в телах эклогитов. Они включают гранат-биотит-кианитовую ассоциацию темноцветных минералов, в некоторых случаях содержат также клинопироксен

Таблица 2.11. Представительные анализы минералов в обр. S-204/23 гранатита Салмы

Компонент	I*	II		
	Grt 4**	Grt 2	Cpx 1	Pl 3
Оксиды				
SiO_2	38.33	37.78	52.38	62.06
TiO_2	0	0.02	0.24	0
Al_2O_3	21.32	21.19	1.86	23.32
Cr_2O_3	0.11	0	0.06	0
FeO***	23.36	25.55	7.86	0.34
MnO	0.18	0.30	0	0.15
MgO	5.65	5.50	13.60	0
CaO	11.05	9.62	23.18	5.34
Na_2O	0	0	0.82	8.77
K_2O	0	0.04	0	0.02
Сумма	100	100	100	100
Катионы				
Si	2.978	2.960	1.952	2.758
Al IV	0.022	0.040	0.048	1.222
Al VI	1.931	1.915	0.034	0
Ti	0	0.001	0.007	0
Cr	0.007	0	0.002	0
Fe^{2+}	1.518	1.674	0.245	0.013
Mn	0.012	0.020	0	0.006
Mg	0.655	0.642	0.756	0
Ca	0.920	0.807	0.926	0.254
Na	0	0	0.059	0.755
K	0	0.004	0	0.001
Сумма	8.042	8.063	4.029	5.009
X′	0.699	0.723	0.245	0.251

* Ассоциации: I — порфиробласт граната, II — край порфиробласта граната и обрамляющая клинопироксен-плагиоклазовая корона (см. рис. 2.45).

** Цифры рядом с аббревиатурой минерала — порядковый номер микрозондового анализа в шлифе.

*** Все железо в виде FeO.

Примечание. Кристаллохимические формулы рассчитаны кислородным методом: клинопироксен на 6 атомов кислорода, гранат — на 12, плагиоклаз — на 8 атомов кислорода.

X′ равны отношению Fe/(Fe + Mg) для темноцветных минералов или X_{An} = Ca/(Ca + Na + K) в плагиоклазе.

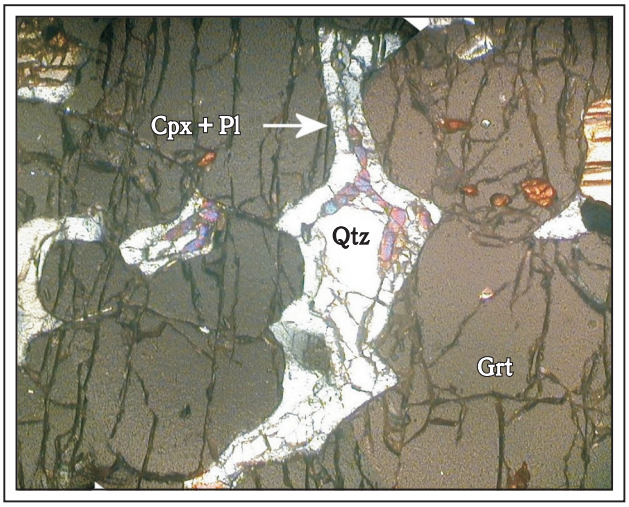
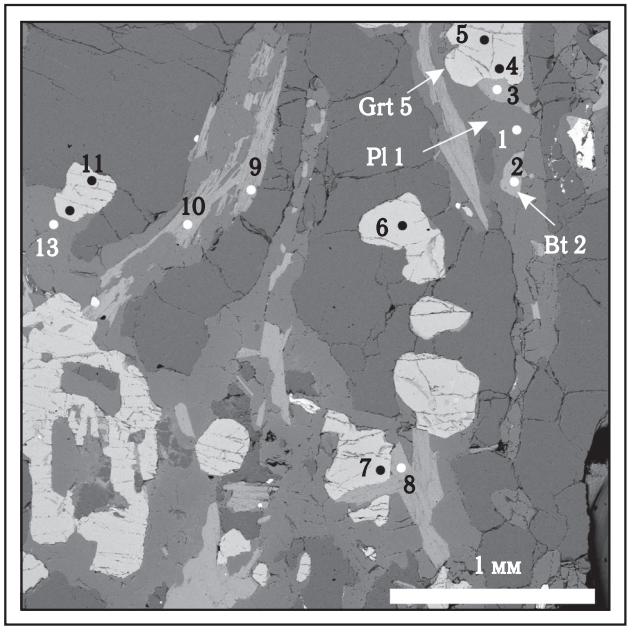
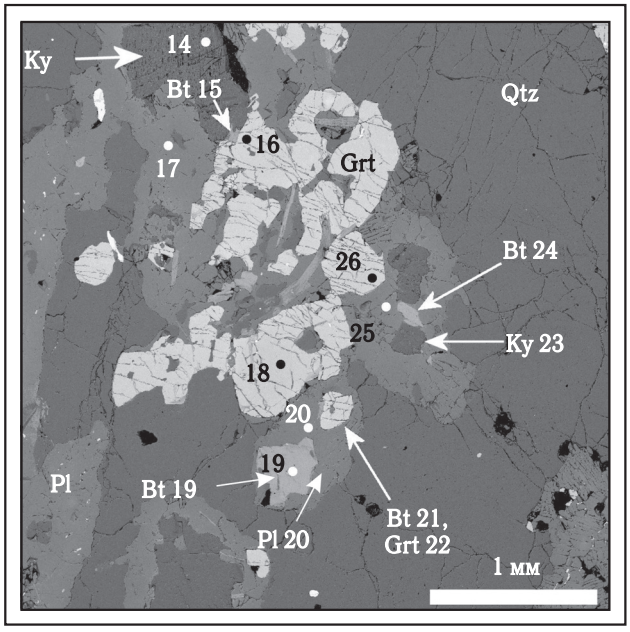


Рис. 2.45. Гранатит Салмы (обр. S-204/23, положение образца показано на рис. 2.28)

Клинопироксен-плагиоклазовые короны между гранатом и кварцем (см. табл. 2.11). В гранате — многочисленные включения рутила. Микрофото: николи слегка раскрещены, ширина поля зрения 2 мм



А



Б

Рис. 2.46. Гранат-биотитовый кианитсодержащий плагиогранит Салмы (обр. S-204/28, положение образца показано на рис. 2.28)

А — изолированные включения биотита и граната в плагиоклазе ранней генерации I (помечены стрелками). Изображение в отраженных электронах.

Б — изолированные включения биотита и граната в плагиоклазе поздней генерации II (помечены стрелками). Изображение в отраженных электронах.

Точки с номерами соответствуют микрозондовым анализам (см. табл. 2.12)

Таблица 2.12. Представительные анализы минералов в обр. S-204/28 плагиогранита Салмы

Компонент	I**			II		
	Bt 2**	Grt 5	Pl 1	Bt 19	Grt 22	Pl 20
Оксиды						
SiO_2	36.65	38.48	59.94	36.9	38.22	57.92
TiO_2	4.65	0.02	0	4.18	0.04	0.04
Al_2O_3	15.33	21.83	24.67	16.10	21.16	26.21
Cr_2O_3	0.07	0.08	0.06	0.16	0.04	0
FeO***	13.28	22.06	0	12.33	27.40	0.08
MnO	0.05	0.41	0.06	0	0.44	0.10
MgO	15.00	7.39	0	15.84	7.77	0
CaO	0.01	9.72	6.92	0	4.93	8.10
Na_2O	0.08	0	8.16	0.15	0	7.38
K_2O	9.90	0	0.19	9.34	0.01	0.18
Сумма	95	100	100	95	100	100
Катионы						
Si	2.735	2.962	2.678	2.729	2.976	2.598
Al IV	1.265	0.038	1.299	1.271	0.024	1.386
Al VI	0.084	1.942	0	0.131	1.918	0
Ti	0.261	0.001	0	0.232	0.002	0.001
Cr	0.004	0.005	0.002	0.009	0.002	0
Fe^{2+}	0.829	1.420	0	0.762	1.784	0.003
Mn	0.003	0.027	0.002	0	0.029	0.004
Mg	1.669	0.848	0	1.746	0.902	0
Ca	0.001	0.802	0.331	0	0.411	0.389
Na	0.011	0	0.707	0.022	0	0.642
K	0.942	0	0.011	0.881	0.001	0.010
Сумма	7.804	8.045	5.031	7.785	8.050	5.033
X′	0.332	0.626	0.316	0.304	0.664	0.374

* Цифры рядом с аббревиатурой минерала — порядковый номер микрозондового анализа в шлифе.

** Ассоциации (см. рис. 2.46): I — центр граната и включение биотита в плагиоклазе данного состава (+ кианит); II — включения граната и биотита в плагиоклазе данного состава (+ кианит).

*** Все железо в виде FeO.

Примечание. Кристаллохимические формулы рассчитаны кислородным методом: биотит на 11 атомов кислорода, гранат — на 12, плагиоклаз — на 5 атомов кислорода.

X′ равны отношению Fe/(Fe + Mg) для темноцветных минералов или X_{An} = Ca/(Ca + Na + K) в плагиоклазе.

и ортоклаз. В обр. S-204/28 (рис. 2.46) все минералы представляют собой твердые растворы и заметно гетерогенны. Соотношения, которые могли бы быть критерием при определении по-

следовательности их кристаллизации не установлены. В табл. 2.12 представлены составы изолированных друг от друга включений биотита и граната, размещенных в зернах плагиоклаза. Поэтому возможно с определенными оговорками или оценить температуру формирования ассоциации, принимая независимую оценку давления, или, напротив, оценить давления для принятой оценки температуры.

Петрология: метаморфизм и *PT*-эволюция эклогитов. Методика исследований

Как и в других случаях, расчеты температуры и давления по составам сосуществующих минералов были выполнены с помощью программы и банка минералогических сенсоров TPF, созданных в Институте экспериментальной минералогии РАН [Fonarev et al., 1991; Konilov, 1999]. Проградная стадия метаморфической эволюции определялась по двупироксеновому и мономинеральному Cpx геотермометру В.И. Фонарева [Fonarev et al., 1991], Grt-Opx геотермометру Л.Л. Перчука [Perchuk, Lavrent'eva, 1990], Grt-Cpx геотермометру Р.Пауэлла [Powell, 1985], Grt-Opx геотермометру С.Л. Хэрли [Harley, 1984]. При построении *PT*-тренда использовались значения, полученные с помощью Grt-Ky-Pl-Qtz геобарометра А.М. Козиола [Koziol, Newton, 1989] для заданной температуры 700°С. Условия эклогитового метаморфизма оценивались с помощью Grt-Cpx геотермометра Р.Пауэлла [Powell, 1985], оценка минимального давления по составу омфацита принята по альбит-жадеит-кварцевому геобарометру Т.Холланда [Holland, 1980] с использованием электронной таблицы PX-NOM [Sturm, 2002]. Для определения ретроградных стадий эволюции были использованы Grt-Cpx-Pl-Qtz и Grt-Opx-Pl-Qtz геотермобарометры согласованной системы программ TPF. В том числе для разных типов ретроградных парагенезисов (симплектитовых, гранулитовых, переходных в амфиболитовые) использовались двупироксеновый и мономинеральный Cpx геотермометр [Fonarev et al., 1991], Grt-Cpx геотермометр [Powell, 1985], Cpx-Pl-Qtz геобарометр [McCarthy, Patiño Douce, 1998]. Для оценки *PT*-условий амфиболитового метаморфизма использовались Hbl-Pl-Qtz и Hbl-Pl геотермометры Т.Холланда [Holland, Blundy, 1994] и Grt-Hbl-Pl-Qtz геобарометр М.Кона [Kohn, Spear, 1990].

Следует специально подчеркнуть, что для исследованных пород чрезвычайно характерна мозаичность минеральных равновесий, выраженная в сохранности разнообразных реликтовых минеральных ассоциаций и локальности ассоциаций, связанных с заключительными стадиями метаморфической эволюции. В масштабе эклогитового комплекса равновесие в породе в целом нигде не достигалось. Собственно эта особенность и делает возможной реконструкцию метаморфической эволюции. Минеральные равновесия, на основе которых удается провести реконструкцию термодинамических условий, охарактеризованы ассоциациями, представленными в табл. 2.2–2.12. Последовательность ассоциаций отражает стадийность их формирования от ранних к более поздним по времени. Результаты расчетов приведены в табл. 2.13.

Как показывает петрографическое изучение, одни и те же минералы (клинопироксен, роговая обманка, гранат) могут формироваться на разных этапах метаморфической эволюции эклогитов. Это создает определенные трудности при реконструкции *PT*-условий. Микрозондовые исследования показывают, что изменения состава минералов нередко происходят на расстоянии, сопоставимом с размером области возбуждения электронного зонда, что может приводить к ошибкам определения равновесных составов минералов. При проведении измерений мы постоянно стремились исключить такую возможность.

Как видно из табл. 2.2–2.12, составы минералов (их железистость) из разных пород эклогитового ансамбля, охарактеризованные в предыдущем разделе, варьируют в широком интервале значений, перекрывающем диапазон зональности или характеризующий парагенетические вариации в конкретном образце. Минеральные парагенезисы с хлоритом, представленные на рис. 2.36, *E* и 2.37, *A*–*B*, можно рассматривать в качестве стартовых, начиная с которых возможна количественная реконструкция эволюции эклогитов. Температура равновесия этой реликтовой ассоциации характеризуется сравнительно высокими значениями — 630–650°С при давлении 7 кбар (см. табл. 2.13). Пиковые условия собственно эклогитовой стадии, оцененные по симплектитовым эклогитам и пиклогитам, находятся в интервале 750–780°С при давлении 13–14 кбар.

Оценки температуры, полученные с использованием разных геотермометров в ассоциациях без клинопироксена, несмотря на их частичную несогласованность, свидетельствуют о том, что на всех этапах эволюции эклогитов (начиная с появления граната) температура находились в

интервале 550–750°С. Это позволяет приближенно оценить минимальное давление, при котором был стабилен омфацит с содержанием жадеита ~30 мольных процентов. По омфацитовому геобарометру [Holland, 1980] в интервале 600–750°С клинопироксен такого состава будет стабилен при давлениях выше 12–15 кбар. Следовательно, при любой возможной траектории, характеризующей эволюцию в *PT*-координатах, симплектиты по омфациту являются признаком декомпрессии изученных пород. Оценки параметров слабо проявленной гранулитовой стадии дают умеренно высокие температуры при повышенных давлениях: 790–730°С и 11.7–11.6 кбар.

Таблица 2.13. *PT*-параметры метаморфизма комплекса эклогитов Салмы (см. рис. 2.47)

Номера оценок *PT*-параметоров	Образец	Ассоциация*	Сенсор**	*T*, °С	*P*, кбар	Стадия***
1.1	S-204/16 мафитовый эклогит (табл. 2.2)	IIб	P-85b	643	–	П
1.2			L&P-89	670	–	П
1.3		IIIб	H&B-94a	**650**	(7)	П
1.4			H&B-94b	490	(7)	П
1.5			M&P-D-98a	(700)	**7.4**	П
1.6			M&P-D-98b	(700)	6.6	П
2.1	S-204/3 железисто-титанистый эклогит (табл. 2.3)	I	P-85a	628	(7)	П
2.2		II	P-85a	640	(7)	П
2.3		«минералы-хозяева»	GCPQ	**689**	**10.0**	Р
2.4			M&P-D-98a	(700)	**8.5**	Р
2.5			M&P-D-98b	(700)	7.5	Р
3.1	S-204/26 пиклогит (табл. 2.4)	Ia	P-85a	632	(7)	П
3.2			P-85b	564	–	П
3.3			L&P-89	623	–	П
4.1	4LM-10 кианитовый эклогит (табл. 2.5)	II	H&B-94a	634	(8)	Р
4.2			H&B-94b	607	(8)	Р
4.3		III	H&B-94a	**660**	(8)	Р
4.4			M&P-D-98a	(700)	**8.0**	Р
4.5			M&P-D-98b	(700)	7.1	Р
4.6		IV	P-85b	647	–	Р
4.7			L&P-89	697	–	Р
5.1	M-2a симплектитовый эклогит (табл. 2.6)	I	P-85b	687	–	П
5.2			L&P-89	704	–	П
5.3		II	P-85a	707	(10)	П
5.4		III	H-80	(750)	**14.0**	Э
5.5		IV	GCPQ	**747**	**11.9**	Р
5.6			M&P-D-98a	(750)	13.2	Р
5.7			M&P-D-98b	(750)	12.0	Р
6.1	SB-812 эклогит (табл. 2.7)	I	P-85a	**698**	(13)	Э
6.2			H-80	(700)	**12.8**	Э
6.3		II	M&P-D-98a	(750)	10.3	Р
6.4			M&P-D-98b	(750)	9.5	Р
7.1	S-198/10-4 пиклогит (табл. 2.8)	I	H-80	(750)	**13.0**	Э
7.2		II	P-85a	**780**	(14)	Э
7.3		III	M&P-D-98a	(750)	13.6	Р
7.4			M&P-D-98b	(750)	12.4	Р

Таблица 2.13. Окончание

Номера оценок *PT*-параметров	Образец	Ассоциация*	Сенсор**	*T*, °C	*P*, кбар	Стадия***
8.1	S-198/107 эклогит (табл. 2.9)	I	GCPQ	**723**	**11.5**	P
8.2			M&P-D-98a	(750)	10.6	P
8.3			M&P-D-98b	(750)	9.7	P
9.1	KV-05/2 эклогит (табл. 2.10)	I	H-80	(750)	**14.3**	Э
9.2			P-85a	**774**	(14)	Э
9.3		II	GOPQ	**787**	**11.7**	P(Г)
9.4			GCPQ	**731**	**11.6**	P(Г)
10.1	S-204/23 гранатит (табл. 2.11)	I	GCPQ	**695**	**10.0**	P
11.1	S-204/28 адакит (табл. 2.12)	I	GB	**732**	(14)	Э
11.2			K&N-89	(700)	**13.5**	Э
11.3		II	GB	**643**	(10)	P
11.4			K&N-89	(600)	**9.1**	P

* Характеристику минеральных ассоциаций см. в табл. 2.2–2.12.

** Сенсоры:

GB — Grt-Bt геотермометр согласованной системы программы TPF;

GCPQ и GOPQ — Grt-Cpx-Pl-Qtz и Grt-Opx-Pl-Qtz геотермобарометры согласованной системы программы TPF, соответственно;

H-80 — Cpx-Pl-Qtz геобарометр [Holland, 1980];

H&B-94 a,b — Hbl-Pl-Qtz и Hbl-Pl геотермометры, соответственно [Holland, Blundy, 1994];

K&N-89 — Grt-Pl-Ky-Qtz геобарометр [Koziol, Newton, 1989].

L&P-89 — Grt-Hbl геотермометр [Лаврентьева, Перчук, 1989];

M&P-D-98 a,b — Cpx-Pl-Qtz геобарометр ([McCarthy, Patiño Douce, 1998] уравнения 5 и 7, соответственно);

P-85 a,b — Grt-Cpx и Grt-Hbl геотермометры [Powell, 1985], соответственно.

*** Стадии: П — проградная; Э — эклогитовая (минимальное давление для заданной температуры); P — ретроградная, P(Г) — ретроградная гранулитовая.

Примечание. Выделенные жирным шрифтом значения температуры и давления использованы для реконструкции метаморфической эволюции (см. рис. 2.47). Задаваемые значения *P* или *T* для расчета другого параметра заключены в скобки.

Приближенно оцененные температуры формирования наиболее поздней ассоциации (амфибол-плагиоклазовая оторочка и наиболее железистая тонкая кайма вокруг граната) находятся в том же интервале, что и вмещающие ТТГ гнейсы (650–700°C). Это позволяет предположить, что *PT*-условия и время финальной стадии преобразования эклогитов и метаморфизма ТТГ гнейсов совпадали. Соответственно возраст собственно эклогитового метаморфизма должен быть несколько выше.

Соотнесение полученных оценок *PT*-параметров последовательных стадий минеральных преобразований эклогитов (мафитовых пород) и плагиогранитов из жилы, пересекающей эклогиты, позволило охарактеризовать *P-T-t*-траектории: эклогитов Салмы, включающую обе — прогрессивную и регрессивную ветви, и плагиогранитов — отвечающую только регрессивной последовательности событий (рис. 2.47, см. цв. вкл.). К обсуждению метаморфической эволюции эклогитов Салмы мы вернемся ниже, здесь же ограничимся констатацией некоторых важных особенностей.

PT-диаграмма, представленная на рис. 2.47, демонстрирует, что субдукция, маркированная структурно-вещественным ансамблем Салмы, была весьма и весьма «теплой»: на глубине 25 км температуры достигали 640–670°C. Поэтому уже на небольшой глубине, всего лишь — порядка 30 км, в области параметров амфиболитовой фации, *PT*-траектория эволюции эклогитов Салмы пересекает линию влажного плавления (wet solidus). Прежде чем достичь границы эклогитовой

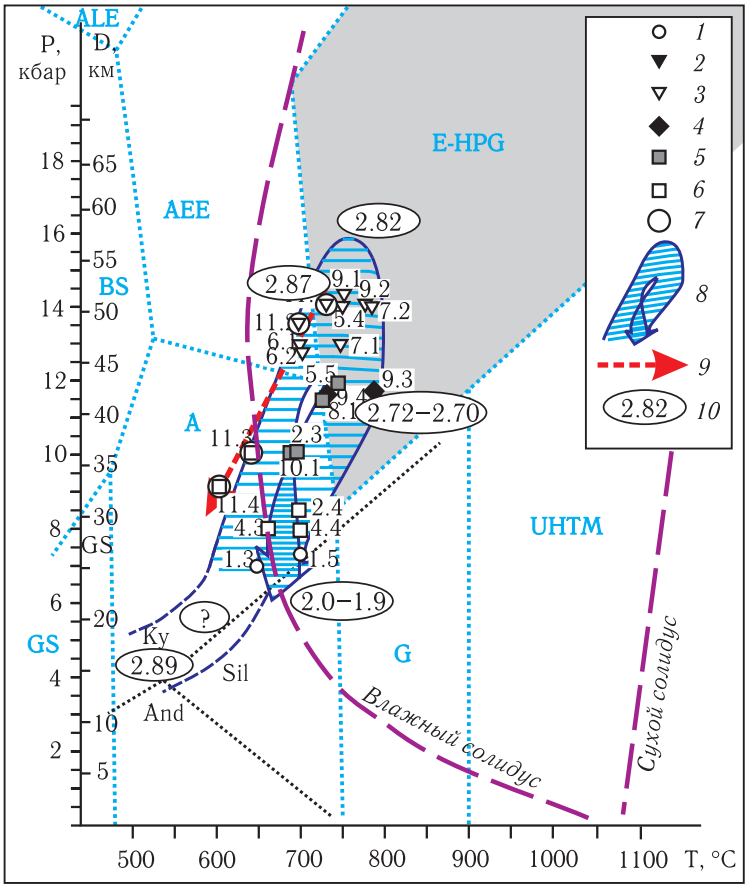


Рис. 2.47. Метаморфическая эволюция эклогитов района Салмы (см. табл. 2.13)

Обозначения полей метаморфических фаций (по [Brown, 2009]): BS — голубых сланцев, AEE — амфибол-эпидотовых эклогитов, ALE — амфибол-лавсонитовых эклогитов, GS — зеленых сланцев, A — амфиболитовой, G — гранулитовой, E-HPG — среднетемпературных эклогитов — высокобарных гранулитов; UHTM — сверхвысокотемпературная область гранулитовой фации

Точки *PT*-параметров минеральных равновесий, полученные по независимым оценкам *P* и *T*, обозначены залитыми знаками; точки, полученные только по одной из оценок, сопоставленной с предполагаемой оценкой второго параметра, показаны незалитыми знаками. Около значков подписаны номера оценок по табл. 2.13. Оценки *PT*-равновесий: *1*–*7* — стадии: *1* — проградная, *2*, *3* — эклогитовая, *4* — гранулитовая, *5*, *6* — ретроградная; *7* — (знаки в кружках) — оценки по адакитам; *8*, *9* — *P*-*T*-*t*-траектории: *8* — для эклогитов, *9* — для адакитов; *10* — возраст главных метаморфических событий, млрд лет

фации на глубине порядка 40 км траектория пересекает пограничную область фаций гранатовых амфиболитов и гранатовых гранулитов. Ниже показано, что породы эклогитовой ассоциации по особенностям состава вполне аналогичны породам, из которых построена океаническая кора. Это позволяет анализировать ситуацию в рамках модели субдукции океанической коры. Выделение захваченной океанской воды делает возможным начало плавления погружающейся плиты уже на этой ранней стадии субдукции.

В исследованных образцах максимальные оценки давлений не превышают 14.3 кбар при температуре порядка 750°С. Вероятно, пиковые значения параметров могли быть несколько выше; тем не менее, значительное проникновение исследуемых пород в область собственно эклогитовой фации представляется маловероятным. Диаграмма объясняет также отсутствие в образцах свидетельств промежуточного метаморфизма в фациях голубых сланцев.

Линия, представляющая собой регрессивную ветвь *PT*-траектории, почти повторяет положение ветви, соответствующей прогрессивному развитию процесса. На ее незначительное смещение в сторону более высоких температур (эволюция «по часовой стрелке») указывает только весьма скромное появление двупироксеновых (гранулитовых) парагенезисов.

Геохимия

Геохимическое исследование пород, участвующих в составе эклогитовой ассоциации Салмы, с целью реконструкции природы протолитов, а также для исследования генетических взаимосвязей эклогитов и вмещающих ТТГ гнейсов, выполнено на серии представительных проб, характеризующих главные разновидности пород (табл. 2.14).

Методика исследований

Содержания главных элементов (в %) определялись в ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург и Институте геохимии СО РАН, г. Иркутск методом РФА (XRF). Погрешности их определения не превышают 5 отн. %. Концентрации малых элементов (в *ppm* — г/т) определялись методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения в микроволновой печи из навесок массой 50–100 мг. Методика обеспечивает полное разложение большинства магматических, метаморфических и осадочных пород, включая содержащиеся в них трудно разлагающиеся минералы (циркон, монацит и др.). В качестве стандартного образца использовался внутрилабораторный аттестованный образец горной породы, разложенный по той же методике, что и реальные образцы. Пределы обнаружения элементов составляли от 0.001–0.005 *ppm* для тяжелых и средних по массе элементов (U, Th, REE и др.) с возрастанием до 0.02–0.05 *ppm* для легких элементов (Ba, Rb и др.). Точность анализа составляла 3–10 отн. %.

При исследовании геохимических особенностей пород эклогитовой ассоциации мы ориентировались на химические элементы, которые мало подвижны при метаморфических процессах. Существует широкий круг работ, обосновывающих такую возможность. Здесь мы ограничимся ссылкой на одно из подобных исследований, выполненных непосредственно на породах эклогитовой ассоциации — Эклогитового Меланжа Пуэбо палеогенового возраста, размещенного вдоль северо-восточного побережья о-ва Новая Каледония. Исследование характера и интенсивности геохимических преобразований при метаморфизме показало крайне незначительный уровень изменения состава мафитовых пород океанского дна, включая содержания некогерентных элементов [Spandler et al., 2004].

По петрохимическим характеристикам среди пород эклогитовой ассоциации в самом общем виде выделяются две группы: мафит-ультрамафиты (собственно эклогиты) совместно с Fe-Ti и высокомагнезиальными разностями (пиклогитами), и группа вмещающих их гнейсов, варьирующих по составу от тоналитов до лейкотрондьемитов, при отсутствии «андезитовой части» спектра. Бимодальность ассоциации, выраженная также в принадлежности мафит-ультрамафитовых эклогитов к толеитовой, а ТТГ гнейсов — к известково-щелочной серии наглядно представлена на диаграмме AFM (рис. 2.48).

Мафитовые симплектитовые эклогиты по своим петрохимическим характеристикам аналогичны низкокалиевым толеитовым базальтам (габбро и оливиновым габбро) с незначительно повышенной магнезиальностью. Значения mg# (см. табл. 2.14) варьируют в узком интервале 0.6–0.7 — следовательно, изверженные протолиты эклогитов были сформированы из первичных верхнемантийных расплавов без существенного фракционирования при кристаллизации.

Таблица 2.14. Главные и редкие элементы в породах эклогитового комплекса Салмы и вмещающих ТТГ гнейсах

Компонент	Мафитовые симплектитовые эклогиты								СЭ*	
	SB-812	SB-803	SB-800/36	S-198/102	S-198/103	S-198/107	KV-05/1	KV-05/2	4LM-10	U-16/13
SiO_2	49.38	48,70	52.02	50.52	47.76	49.98	47.70	45.50	46.60	46.52
TiO_2	0.54	0.98	0.63	0.72	0.86	0.76	0.54	0.54	0.54	0.75
Al_2O_3	13.59	16.40	14.32	15.42	15.30	15.06	16.20	17.20	17.00	16.19
Fe_2O_3**	11.18	11.93	10.97	11.16	13.77	12.24	10.20	12.10	11.00	12.55
MnO	0.22	0.18	0.18	0.17	0.21	0.19	0.16	0.19	0.16	0.19
MgO	12.12	7.98	8.56	7.76	8.19	8.54	9.72	10.70	10.50	10.61
CaO	11.14	11.67	10.97	11.58	12.10	10.92	11.40	11.00	11.00	10.83
Na_2O	1.12	1.92	2.36	1.76	1.65	1.88	3.01	2.04	1.90	2.00
K_2O	0.08	0.20	0.14	0.48	0.15	0.31	0.68	0.32	0.50	0.33
P_2O_5	0.08	0.08	0.04	0.06	0.06	0.07	0.05	0.05	0.05	0.04
Ппп	1.00	0.27	0.46	0.40	0.14	0.13	0.23	0.20	0.57	0.15
Сумма	100.45	100.31	100.65	100.03	100.19	100.08	99.89	99.84	99.82	100.16
mg#	0.71	0.61	0.63	0.62	0.58	0.62	0.68	0.73	0.68	0.65
Sc		31		55	59	49				
V		295		250	272	216	174	163	160	181
Cr		167		224	308	478	595	687	597	346
Co		52.5		41.2	50.9	47.3	56.1	60.2	57	55
Ni		142								
Rb		8.4		8.73	2.45	3.53	19.7	8.94	16	7
Sr		114		94.7	32	50.6	103	59	82	58
Y		23.9		15.5	23.3	16.6	13.1	14.6	11.3	16
Zr		60.3		37.2	34.1	43.4	30.1	31.5	23.8	27.3
Nb		3.02		2.03	2.51	2.46	1.61	1.46	1.56	1.77
Ba		42.5		47.9	14.6	25.7	118	48.4	108	49
La		4.01		1.75	1.58	1.41	1.61	0.94	0.90	0.62
Ce		11.4		4.88	5.43	4.49	4.00	2.65	2.76	2.64
Pr		1.81		0.74	0.94	0.71	0.77	0.44	0.44	0.47
Nd		8.92		4.1	5.37	3.84	4.23	2.35	2.35	3.04
Sm		2.83		1.51	2.07	1.34	1.55	0.93	0.85	1.33
Eu		0.83		0.55	0.70	0.44	0.54	0.34	0.33	0.51
Gd		3.49		1.98	2.57	1.63	1.73	1.20	1.23	1.77
Tb		0.63		0.36	0.52	0.36	0.33	0.30	0.28	0.36
Dy		4.08		2.45	3.70	2.64	1.98	2.30	1.86	2.40
Ho		0.91		0.58	0.83	0.63	0.49	0.58	0.42	0.60
Er		2.72		1.69	2.56	1.86	1.47	1.69	1.25	1.78
Tm		0.39		0.24	0.37	0.25	0.24	0.26	0.17	0.27
Yb		2.52		1.72	2.55	1.77	1.44	1.58	1.23	1.74
Lu		0.35		0.25	0.38	0.24	0.20	0.25	0.20	0.27
Hf		1.73		1.29	1.08	1.23	0.88	0.89	0.71	0.79
Ta		0.17		0.11	0.15	0.14	0.10	0.08	0.08	0.09
Th		0.24		0.12	0.08	0.08	0.17	0.10	0.09	0.09
U		0.06		0.05	0.04	0.04	0.32	0.20	0.05	0.05

Таблица 2.14. Окончание

Компонент	Пиклогиты							Fe-Ti эклогиты		
	S-198/108	S-198/109	SB-804	KV-05/4	KV-05/5	KV-06/11	KV-06/12	SB-801	SB-802	KV-05/3
SiO_2	47.62	44.42	49.55	45.80	46.02	47.56	45.40	45.62	46.37	49.7
TiO_2	0.8	1.12	0.50	0.27	0.39	0.46	0.34	2.22	2.54	1.45
Al_2O_3	6.38	6.73	13.40	5.45	8.45	9.10	7.43	13.92	13.82	13.50
Fe_2O_3**	11.79	14.94	11.92	9.82	13.09	13.44	10.92	20.81	20.54	17.70
MnO	0.16	0.22	0.22	0.14	0.29	0.24	0.24	0.24	0.27	0.21
MgO	19.27	18.17	12.43	24.3	13.90	18.08	20.92	5.45	5.04	5.26
CaO	8.67	8.45	9.96	10.1	17.32	10.41	8.85	9.93	9.74	10.20
Na_2O	0.56	0.77	1.72	0.81	0.37	0.42	0.75	1.86	1.70	1.94
K_2O	3.07	2.26	0.16	0.14	0.09	0.13	1.55	0.03	0.10	0.08
P_2O_5	0.09	0.06	0.14	0.09	0.08	0.02	0.01	0.05	0.11	0.10
Ппп	1.35	2.76	0.56	2.46	0.08	0.89	2.40	0.22	0.09	0.08
Сумма	99.78	99.93	100.56	99.38	99.38	99.59	99.50	100.00	99.98	99.96
mg#	0.80	0.74	0.71	0.75	0.70	0.70	0.75	0.38	0.36	0.41
Sc	32	36	35					44	42	
V	205	184	214	110	154			1170	920	862
Cr	1590	1560	879	2040	1970			6.5	4	19
Co	86	85	74	83	105			84	78	70
Ni			275					26	38	
Rb	154	75	3	2.7	0.32			0.74	0.88	0.45
Sr	0.1	8.5	43	23.2	79.4			41	38	30
Y	15.6	15.2	13.9	9.13	10.6			28.9	33.4	20.5
Zr	37.1	58.6	36.3	12.6	15.4			77.1	138	59.4
Nb	3.32	4.03	1.55	0.61	0.91			3.75	5.10	1.78
Ba	369	100	6.0	0.1	0.1			0.2	2.50	0.18
La	0.69	3.12	1.76	0.45	0.71			0.76	1.82	0.67
Ce	4.74	10.7	3.98	1.81	1.79			2.31	4.79	1.82
Pr	0.96	1.77	0.65	0.35	0.30			0.44	0.80	0.41
Nd	5.66	8.98	3.41	2.01	1.55			3.22	4.79	3.20
Sm	2.19	2.59	1.14	0.75	0.79			2.16	2.45	1.90
Eu	0.69	0.72	0.46	0.11	0.43			1.04	1.16	0.72
Gd	2.56	2.91	1.64	1.03	1.19			3.29	3.89	2.56
Tb	0.48	0.50	0.31	0.20	0.24			0.76	0.81	0.46
Dy	2.70	2.94	2.10	1.39	1.70			4.95	5.39	3.39
Ho	0.60	0.63	0.53	0.35	0.40			1.07	1.29	0.81
Er	1.73	1.57	1.58	0.96	1.07			3.22	3.61	2.20
Tm	0.24	0.23	0.25	0.13	0.17			0.44	0.54	0.37
Yb	1.51	1.50	1.62	0.95	0.95			2.93	3.53	2.38
Lu	0.22	0.23	0.28	0.14	0.16			0.46	0.56	0.38
Hf	1.16	1.79	0.91	0.35	0.49			2.1	3.1	1.78
Ta	0.20	0.22	0.08	0.05	0.08			0.23	0.38	0.10
Th	0.06	0.39	0.16	0.05	0.10			0.13	0.29	0.07
U	0.12	0.22	0.14	0.05	0.12			0.07	0.08	0.31

Плагиогранит (жила)	ТТГ гнейсы				
SB-805	SB-806/1	SB-810	KV-05/6	KV-05/7	S-198/113
68.34	71.01	68.50	63.60	68.70	61.17
0.49	0.22	0.41	0.63	0.46	1.02
15.80	15.71	15.80	15.90	15.70	16.49
4.29	1.73	3.34	5.23	3.52	7.90
0.05	0.02	0.05	0.09	0.05	0.10
1.84	0.65	1.32	2.61	1.24	2.27
4.77	3.00	3.55	4.97	3.61	4.69
2.93	3.79	4.70	4.11	4.35	3.35
0.67	3.00	1.76	2.17	1.75	2.27
0.11	0.06	0.11	0.18	0.11	0.21
0.52	0.78	0.28	0.35	0.32	0.52
99.81	99.36	99.82	99.84	99.81	99.99
0.50	0.46	0.48	0.53	0.45	0.40
7	6				
54	23	38	46	73.5	97
37	9	8	12	56.2	52
20	4	9	8.5	17.2	19
35	9				
40	115	70	71	17	153
404	394	434	309	330	289
8.9	3.63	6.87	7.4	28.8	17.6
227	107	146	147	286	219
6.72	3.25	6.1	5.71	13.4	10.6
531	709	627	529	572	463
25.1	16.1	30.8	22.2	50.8	29.6
50.0	31.5	57.6	43.2	106	62.5
5.54	3.36	6.46	4.53	12.2	7.76
20.2	10.7	21.5	15.90	43.7	28.5
3.60	1.79	3.18	2.81	8.24	5.08
1.29	0.60	0.85	0.75	1.42	1.21
3.34	1.36	2.54	2.55	7.11	4.70
0.45	0.19	0.34	0.34	0.97	0.62
2.04	0.71	1.50	1.67	5.20	3.29
0.34	0.12	0.27	0.29	1.04	0.65
0.71	0.26	0.61	0.73	2.68	1.74
0.12	0.05	0.09	0.10	0.41	0.23
0.70	0.20	0.56	0.61	2.76	1.72
0.11	0.04	0.07	0.09	0.43	0.25
5.10	2.98	3.84	3.69	7.28	5.88
0.51	0.08	0.26	0.28	0.71	0.62
4.13	3.55	3.82	3.14	8.91	4.88
1.14	1.19	0.29	0.28	0.66	0.74

* СЭ — имплектитовые эклогиты.

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

Маркировка проб соответствует следующим эклогитовым телам: SB — Салма; S-198 — Пиренга; KV, 4LM — Чалма; U — Уполакша.



Рис. 2.48. Диаграмма AFM петрохимических типов пород эклогитовой ассоциации Салмы (по [Kuno, 1968])

По геохимии малых элементов они обнаруживают сходство с толеитами N-MORB. На дискриминационной диаграмме Th–Hf/3–Ta, использующей систематику элементов — наименее мобильных в процессах частичного плавления, фракционной кристаллизации и метаморфизма [Wood, 1980], все фигуративные точки попали в поле базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) (рис. 2.49, *А*). Спектры распределения РЗЭ во всех опробованных телах эклогитов также обнаруживают морфологическое сходство с трендом РЗЭ в N-MORB. Нормированные концентрации РЗЭ фиксируют 8–15-кратное обогащение относительно хондрита, однако отличаются от среднего состава N-MORB заметно сниженным уровнем концентраций, особенно в части легких редких земель (рис. 2.50). Предполагая «океаническое» происхождение мафит-ультрамафитовых протолитов эклогитов, наблюдаемое от-

⇒

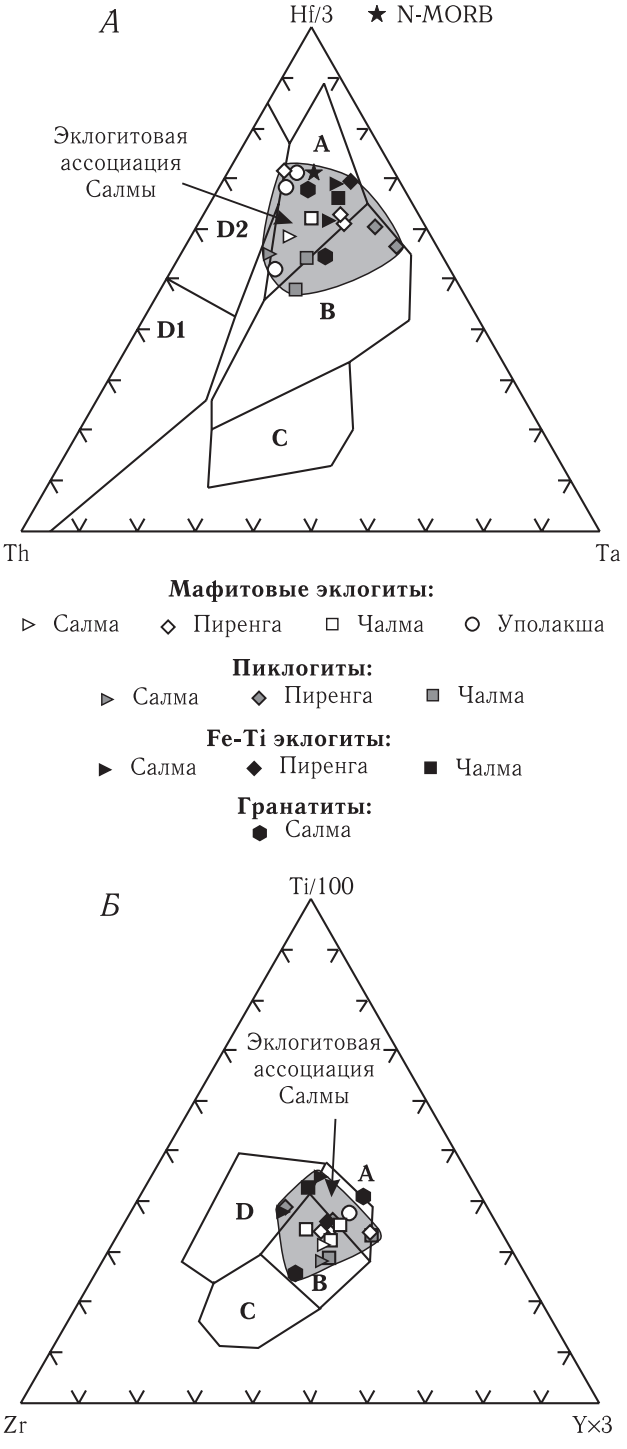


Рис. 2.49. Классификационные диаграммы эклогитов района Салмы (звездочкой показан состав N-MORB по [Hofmann, 1988])

А — Th–Hf/3–Ta [Wood, 1980]. Поля соответствуют составам базальтов: 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). *Б* — 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)

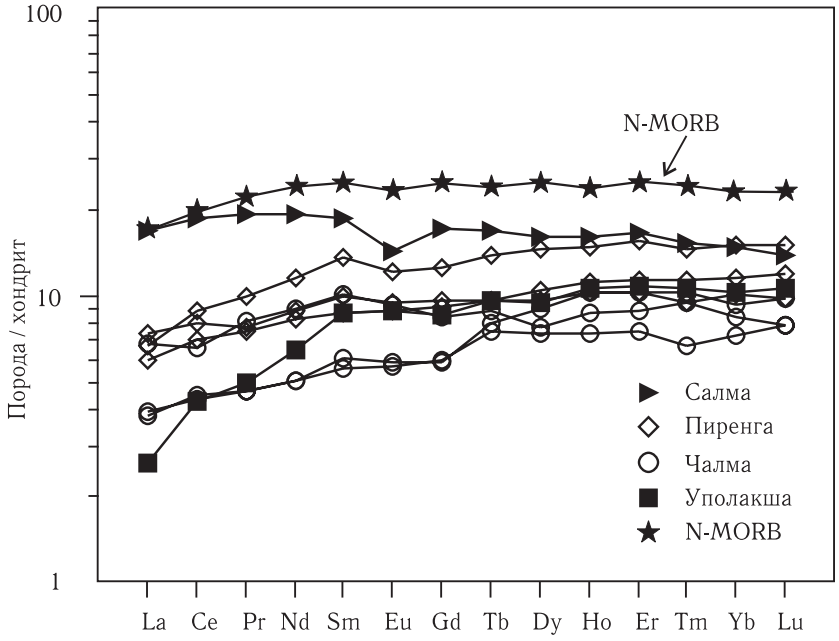


Рис. 2.50. Распределения содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, в мафитовых (симплектитовых) эклогитах района Салмы по [Розен и др., 2008]. Для сравнения показан спектр распределения РЗЭ в N-MORB по [Hofmann, 1988]. Хондрит С1 — по [Sun, McDonouch, 1989]

личие можно объяснить двумя причинами: или относительно более высоким, чем в современных хребтах, уровнем парциального плавления источника, или тем, что эклогиты сами прошли начальную стадию парциального плавления.

Спайдер-диаграмма, характеризующая спектры распределения малых элементов, также демонстрирует сходство эклогитов с N-MORB (рис. 2.51). Вместе с тем, в сравнении со средним N-MORB мафитовые эклогиты характеризуются пониженным уровнем концентраций не только РЗЭ, но и большинства других малых элементов. Исключение составляет заметная обогащенность крупноионными литофилами — элементами, наиболее подвижными в процессах метаморфизма и частичного плавления. Обращает на себя внимание хорошо выраженная положительная аномалия ниобия, относящегося к числу некогерентных элементов, которые считаются инертными в процессах подобного рода. Среднее значение Nb*/Nb для мафитовых эклогитов составляет ~6, что существенно превыша-

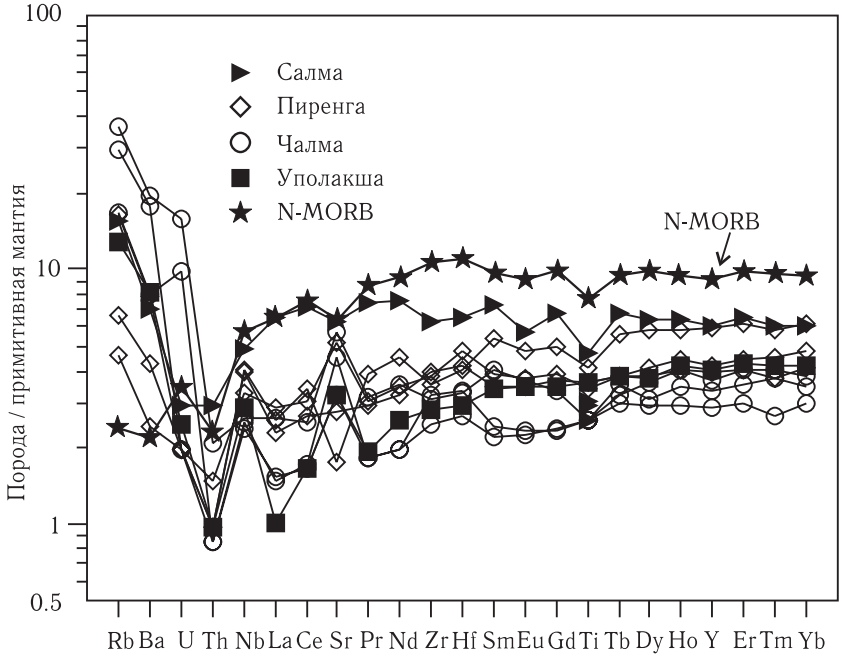


Рис. 2.51. Распределения содержаний малых элементов, нормированных к примитивной мантии, в симплектитовых мафитовых эклогитах района Салмы по [Розен и др., 2008]. Для сравнения показан спектр РЗЭ в N-MORB. Примитивная мантия и N-MORB по [Hofmann, 1988]

ет уровень подобной аномалии в базальтах современных срединно-океанических хребтов, где Nb*/Nb = 1–1.2. Известно, что главным концентратором Nb в субдукционном процессе является рутил [Reyerson,Watson, 1987; McDonough, 1991; Brenan et al., 1994; Klemme et al., 2002]. Как было показано выше, рутил является одной из характерных минеральных фаз в первичном парагенезисе эклогитов. В результате ретроградных метаморфических процессов он замещается ильменитом. Однако в симплектитовых эклогитах мы не наблюдали признаков реститовой природы рутила. Следовательно, высокие концентрации Nb должны быть вызваны иными причинами, вероятнее всего, — первичными геохимическими характеристиками магматических протолитов.

Пиклогиты. С телами мафитовых эклогитов непосредственно ассоциируют высокомагнезиальные (MgO — 12.43–24.3%) оливин-нормативные породы — пиклогиты (оливин встречен в пиклогитах местонахождения Чалма). Высокий уровень магнезиальности (mg#), равный 0.70–0.80, свидетельствует о том, что вероятные дометаморфические пиклогитов (коматииты, пикриты, оливиновые габбро, троктолиты) пиклогитов были сформированы из верхнемантийных магм и не подверглись существенному фракционированию. В то же время, их можно интерпретировать как кумулятивную фракцию мантийного расплава, что позволяет объяснить как повышенное значение mg#, так и высокие концентрации Ni в отдельных пробах (275 *ppm*). Пиклогиты включают разности как пикритового (12% < MgO < 18%), так и коматиитового состава (MgO > 18%, TiO_2 < 1%) (см. табл. 2.14). Как и в эклогитах, в пиклогитах не сохраняются достоверные первичные текстурные признаки, позволяющие непосредственно определить принадлежность их протолитов к эффузивным или интрузивным фациям; по составу их можно также сравнивать с оливиновыми габбро и троктолитами. Тем не менее, имеются косвенные основания для предположения, что протолиты эклогитовой ассоциации Салмы, по крайней мере частично, представляли собой переслаивавшиеся лавовые потоки базальтов, пикритов и коматиитов. В частности, в некоторых пиклогитах местонахождения Чалма удается распознать элементы стратификации, напоминающие строение лавового потока коматиитов. В зонах мощностью 20–40 см, которые можно интерпретировать в качестве зон закалки, содержание MgO составляет 18–19%. Они подстилаются «слоем» мощностью 30–40 см, с содержанием MgO до 24%, который может представлять собой метаморфизованную кумулусную зону.

На диаграмме Th–Hf/3–Ta пиклогиты занимают пограничную область между полями базальтов срединно-океанических хребтов и производных внутриплитного магматизма (типа океанских плато) (см. рис. 2.49). Распределение РЗЭ и других редких элементов в пиклогитах представлены на диаграммах рис. 2.52 и 2.53.

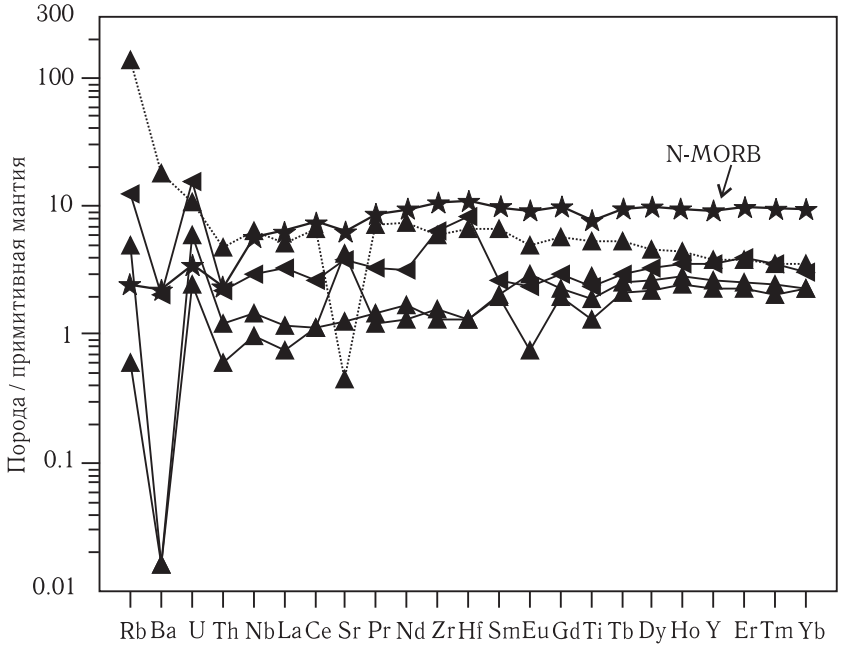


Рис. 2.52. Распределения содержаний малых элементов, нормированных к примитивной мантии, в высокомагнезиальных эклогитах (пиклогитах) района Салмы. Для сравнения показан спектр редких элементов в N-MORB. Примитивная мантия и N-MORB по [Hofmann, 1988]

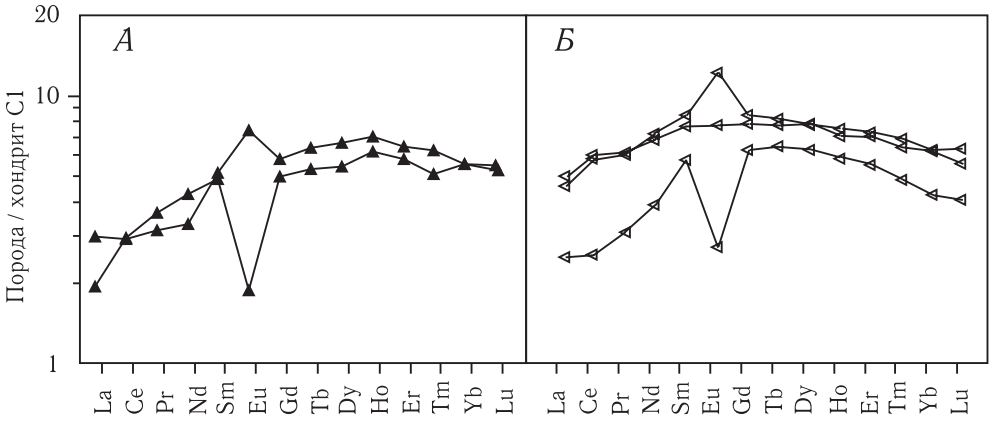


Рис. 2.53. Распределения содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, в пиклогитах Чалмы (*А*) и алюминий-деплетированных коматиитах района Мунро, пояс Абитиби (Канада) (*Б*) по [Fan, Kerrich, 1997]. Хондрит по [Sun, McDonouch, 1989]

Сравнение с аналогичными диаграммами, характеризующими геохимические особенности мафитовых эклогитов (см. рис. 2.50 и 2.51), обнаруживает как черты сходства, так и различия. Морфология спайдеров с «плоским» распределением нормированных содержаний большинства несовместимых элементов сходна. Однако уровень содержаний малых элементов в высокомагнезиальных породах (пиклогитах) в 1.5–3 раза ниже. Появление резко повышенных концентраций крупноионных литофилов (Rb, Ba) в двух образцах пиклогитов из местонахождения Пиренга, где содержание K_2O достигает 3.07%, вызвано воздействием со стороны палеопротерозойского пегматита, в экзоконтакте которого пиклогиты интенсивно биотитизированы. Этим образцам отвечают наиболее обогащенные спектры распределения. Тем не менее, эти образцы, как и остальные, обнаруживают отчетливые положительные ниобиевые аномалии (Nb*/Nb = = ~4) (см. рис. 2.52), что указывает на несомненные генетические связи между мафитовыми эклогитами и пиклогитами. Тренды РЗЭ в двух образцах пиклогитов из карьера Чалма, характеризующихся самыми низкими концентрациями несовместимых элементов, близко напоминают тренды РЗЭ в уникальных породах — Al-деплетированных коматиитах (см. рис. 2.53) [Nesbitt, Sun, 1976; Nesbitt et al., 1982]. Однако пиклогиты Салмы такой особенностью не обладают.

Железисто-титанистые эклогиты (местонахождения Салма, Чалма и Уполакща) петрохимически близки типу железисто-титанистых базальтов (железисто-титанистые габбро). Специфичность их состава определяется значительно повышенными концентрациями железа и титана (около 18–21 и 1.5–2.5%, соответственно). Величина mg# в этих породах относительно понижена (0.36–0.41) (см. табл. 2.14). Соотношения концентраций Th–Hf/3–Ta фиксирует положение Fe-Ti эклогитов в поле базальтов срединно-океанических хребтов (см. рис. 2.49).

По сравнению с более широко распространенными мафитовыми эклогитами, тренды РЗЭ в Fe-Ti эклогитах демонстрируют сильную деплетацию в легкой части спектра и, наоборот, заметное обогащение в тяжелой. При этом в интервале СРЗЭ-ТРЗЭ они лишь незначительно уступают MORB — во всяком случае, тренды РЗЭ в Fe-Ti эклогитах по уровню концентраций более близки MORB, чем мафитовые эклогиты и пиклогиты (рис. 2.54). На спайдер-диаграмме распределения малых элементов (рис. 2.55) хорошо видно, что Fe-Ti эклогиты заметно обогащены некогерентными высокозарядными элементами — Nb, Zr, Hf и Ti и, напротив, обеднены когерентными элементами — Rb, Ba, Sr и легкими РЗЭ. Как и мафитовые эклогиты и пиклогиты, Fe-Ti эклогиты обогащены Nb. В сравнении с мафитовыми эклогитами в Fe-Ti эклогитах наблюдается примерно полуторно-двукратное обогащение ниобием относительно стандарта: Nb*/Nb = 8–13.5. Обращают на себя внимание высокие концентрации ванадия: ~860–1200 *ppm* в сравнении с ~200 *ppm* в мафитовых эклогитах.

***Гранитоидные породы*,** участвующие в составе эклогитовой ассоциации района Салмы, включают тоналит-трондьемит-гранодиоритовые гнейсы обрамления и жильные тела кислых пород, пересекающие как гнейсы, так и эклогиты.

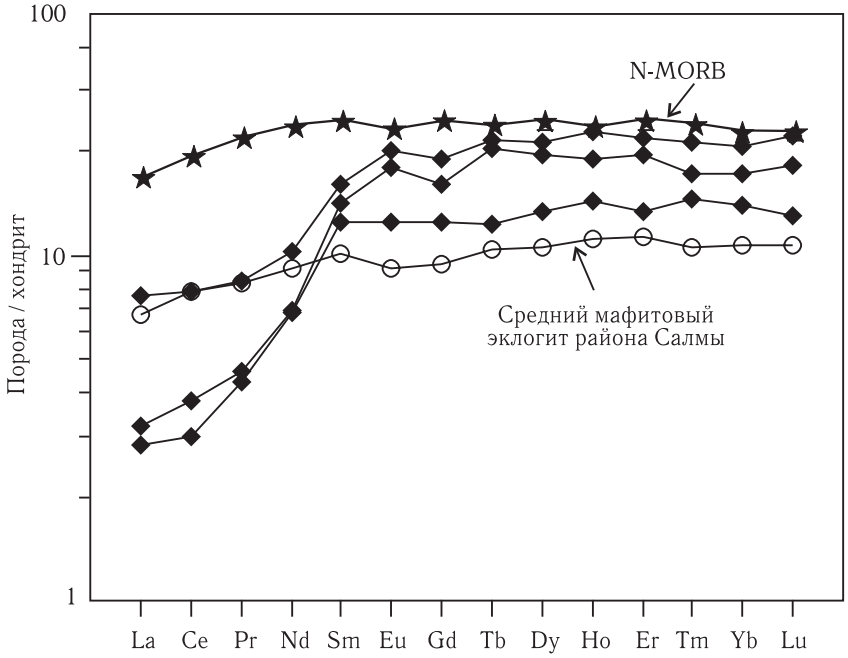


Рис. 2.54. Распределения содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, в железисто-титанистых эклогитах района Салмы по [Розен и др., 2008]. Для сравнения показан спектр РЗЭ для среднего мафитового эклогита Салмы MORB-типа и для N-MORB. Хондрит C1 по [Sun, McDonouch,1989], N-MORB по [Hofmann, 1988]

Пробы, характеризующие состав ТТГ гнейсов, были отобраны в непосредственной близости с залегающими в них телами эклогитов. ТТГ гнейсы принадлежат к натриевому ряду ($Na_2O/K_2O \geq \geq 1.5$) магматических пород и варьируют по составу от кварцевых диоритов до высокоглиноземистых ($Al_2O_3 > 15\%$) трондьемитов (см. табл. 2.14). По индексу насыщенности глиноземом ($A/CNK = Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ в мольных количествах), как правило, превышающему 1, они являются пералюминиевыми. Содержания главных и редких элементов в ТТГ гнейсах характерны для современных адакитов: > 56% SiO_2, > 15% Al_2O_3, mg# = 0.45–0.53, Sr/Y > 40, $(La/Yb)_n$ > 20 [Drummond et al., 1996].

Как и в других областях своего распространения, ТТГ гнейсы по особенностям распределения РЗЭ могут быть разделены на две группы.

Более многочисленная группа имеет сильно фракционированные спектры со значительным

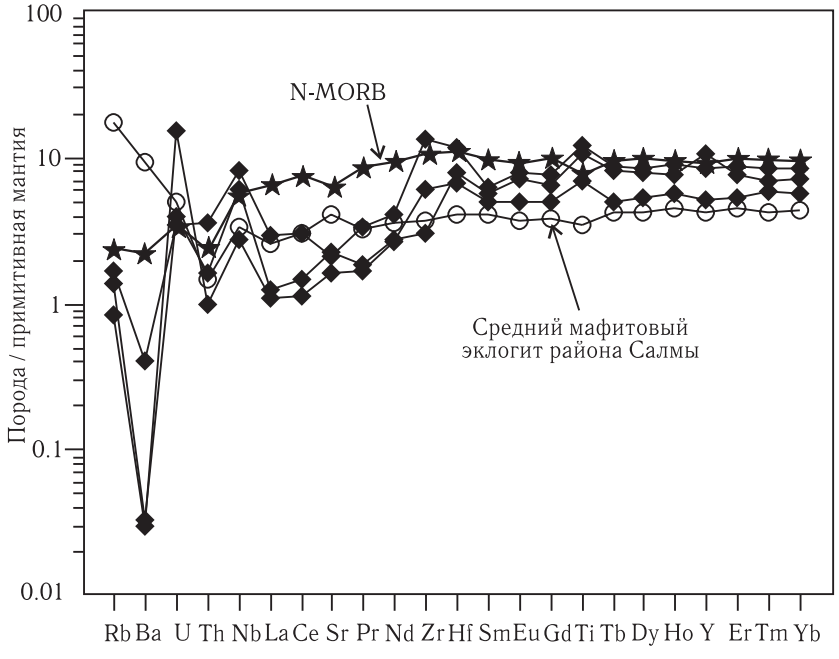


Рис. 2.55. Распределения содержаний малых элементов, нормированных к примитивной мантии, в железисто-титанистых эклогитах района Салмы по [Розен и др., 2008]. Для сравнения показаны спектры распределения редких элементов для среднего состава мафитового эклогита Салмы и для N-MORB. Примитивная мантия и N-MORB по [Hofmann, 1988]

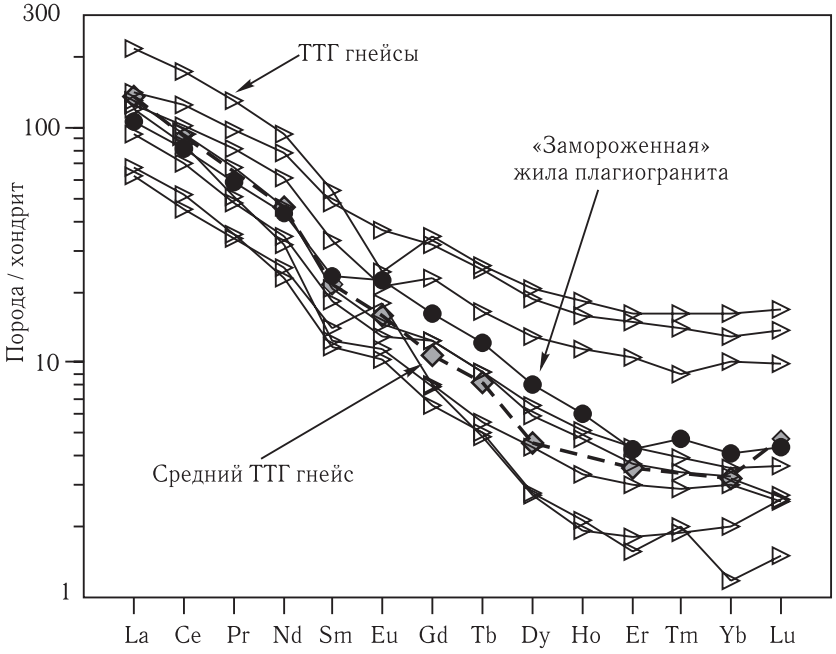


Рис. 2.56. Распределения содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, в ТТГ гнейсах, вмещающих эклогиты, и в жиле плагиогранита. Для сравнения показан спектр распределения РЗЭ для среднего состава ТТГ мира по [Martin, 1994]. Хондрит по [Sun, McDonouch, 1989]. Незначительно модифицировано из [Розен и др., 2008]

обогащением легкими РЗЭ и обеднением тяжелыми — $(La/Yb)_n > 20$ — и в части проб — с положительной Eu аномалией (Eu/Eu* = 0.95–1.8) (рис. 2.56). Для этой группы также характерны высокие отношения Sr/Y (40–100). Породы, входящие в эту группу, можно достаточно уверенно сопоставлять с адакитами, а их происхождение связывать с процессами частичного плавления базитового источника с обязательным присутствием граната и, возможно, амфибола, но не плагиоклаза [Martin, 1986, 1994; Drummond, Defant, 1990; Drummond et al., 1996]. Однако, в отличие от современных адакитов, значительная часть ТТГ гнейсов характеризуется крайне низкими концентрациями Cr и Ni, что указывает на весьма ограниченный уровень взаимодействия расплавов, извлеченных в результате парциального плавления из мафитовой коры, с перидотитами мантийного клина, перекрывающего субдуцирующую плиту [Martin et al., 2005]. Это может, в частности, указывать на отсутствие мантийного клина в архейской зоне субдукции и на непосредственное взаимодействие погружающейся и перекрывающей коровых пластин. Кроме того, в отличие от адакитов ТТГ гнейсы этой группы часто характеризуются значительной положительной Eu аномалией, что может указывать на участие процессов сухого парциального плавления мафитового источника в формировании этих пород. Последнее обстоятельство противоречит вероятности генезиса по крайней мере части ТТГ гнейсов в связи процессами магмообразования в зоне субдукции.

Вторая группа гнейсов имеет менее фракционированные спектры распределения РЗЭ с более высокими концентрациями тяжелых РЗЭ — $(La/Yb)_n = 10–12$ — и с незначительной отрицательной Eu аномалией или без аномалии, а также с более низкими отношениями Sr/Y (12–20). Это отражает контролирующую роль плагиоклаза в петрогенезисе гнейсов: либо в процессе частичного плавления, либо при последующей фракционной дифференциации расплава.

В объеме раннедокембрийских ТТГ гнейсов резко преобладает первая группа, что находит отражение в среднем составе гнейсов [Martin, 1994]. Спайдер-диаграмма распределения малых элементов (рис. 2.57) свидетельствует о том, что и в отношении этих элементов рассматриваемые ТТГ гнейсы могут рассматриваться как представители «серогнейсовой» континентальной коры, отличающейся от известково-щелочных островодужных серий фанерозоя сильным фракционированием РЗЭ и низкими содержаниями ТРЗЭ в значительной части гнейсов [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

Изотопная геохронология и геохимия

Исключительно важная роль в создании модели формирования эклогитовой ассоциации района Салмы принадлежит изотопно-геохронологическим и изотопно-геохимическим исследова-

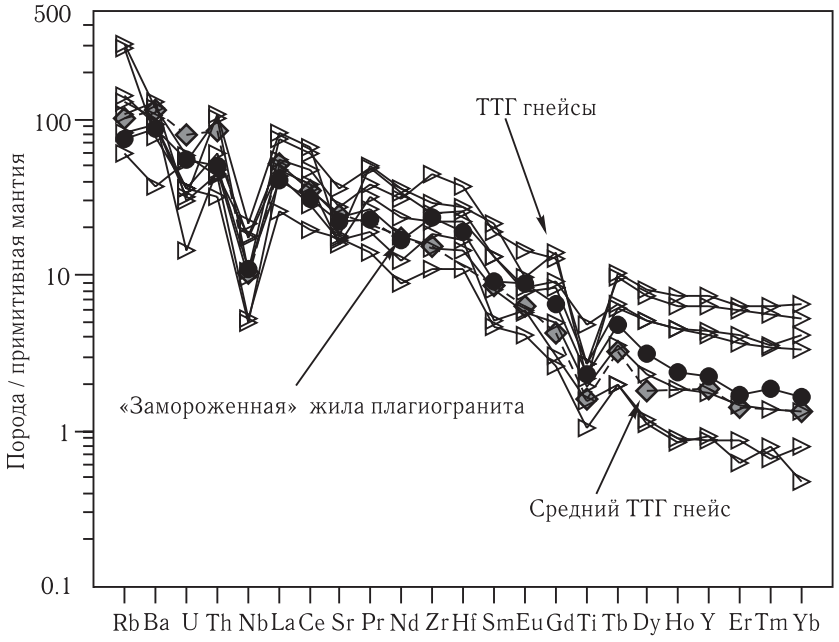


Рис. 2.57. Распределения содержаний малых элементов, нормированных к примитивной мантии, в ТТГ гнейсах, вмещающих эклогиты района Салмы, и в «замороженной» кислой выплавке, заключенной в эклогитовом теле Салмы. Для сравнения показан спектр распределения малых элементов среднего ТТГ мира по работе [Martin, 1994]. Примитивная мантия по работе [Hofmann, 1988]. Незначительно модифицировано из [Розен и др., 2008]

ниям пород и минералов и прежде всего циркона. Первые и наиболее полные исследования, включавшие определения возраста цирконов из эклогитов и ассоциирующих с ними кислых пород U-Pb и Lu-Hf методами наряду с исследованием строения и геохимии кристаллов были выполнены в GEMOC ARC National Key Centre (Сидней, Австралия) с использованием технологии LAM-ICP-MS. Дальнейшие исследования были проведены в ГИ КНЦ РАН (Апатиты, Россия) классическим методом и в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург, Россия) на базе SHRIMP-II.

Полученная информация включает характеристику морфологических особенностей кристаллов циркона, их внутреннего строения и данных о распределении ряда элементов-примесей (Hf, Th, U, Y, Yb и Lu). К сожалению, в силу разных причин эта информация не однородна: наиболее полно охарактеризованы четыре пробы, исследованные в GEMOC ARC National Key Centre: S-204/2B — Fe-Ti эклогиты, S-204/23B — гранатиты, S-204/2B — плагиограниты и S-198/197 — мафитовые эклогиты, подвергшиеся преобразованиям в условиях гранулитовой фации. Для последнего из перечисленных типов пород мы будем в дальнейшем применять условное наименование «мафитовый эклогит-гранулит». Для остальных проб получены геохронологические данные и приближенная характеристика морфологии и внутреннего строения кристаллов циркона. Комплекс данных включает также результаты U-Pb исследований рутилов и сфенов, Lu-Hf исследований цирконов и Sm-Nd датирования пород и породообразующих минералов, полученные в ГИ КНЦ РАН.

Прежде всего мы охарактеризуем базовые по значению данные, полученные при изучении четырех вышеназванных проб, затем рассмотрим менее полные данные по другим разновидностям пород; далее — обсудим всю полученную информацию.

Методика исследований

Локальное изотопное датирование цирконов методом LAM-ICP-MS осуществлялось с использованием системы лазерной абляции в гелиевой атмосфере LUV213 (λ = 213 нм) (New Wave/Merchantek), присоединенной к Hewlett Packard 4500s ICP-MS [Jackson et al., 2004] (GEMOC ARC National Key Centre, Сидней, Австралия). Диаметр кратера равен приблизительно 50 мкм. С помощью интерактивной программы GLITTER был произведен отбор зерен с минимальными эффектами потери-привноса Pb, которые соответственно должны были дать максимально конкордантные оценки. В качестве стандарта использовался циркон ювелирного качества GEMOC-GJ-1 с возрастом 608.5 млн лет (TIMS), который анализировали 2–4 раза до и после каждых 10 измерений природного образца. Дополнительный контроль осуществлялся с помощью измерений международных стандартов Mud Tank (734±32 млн лет [Black, Gulson, 1978]) и циркона 91 500 (1064 млн лет [Wiedenbeck et al., 1995]): полученные средние оценки находятся

в пределах одного среднеквадратичного отклонения от рекомендованных значений [Jackson et al., 2004]. Построение графиков с конкордией проводилось с применением программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 2000].

На цирконах, датированных методом LAM-ICP-MS, были также проведены ***Lu-Hf изотопные исследования in situ*** с UP 213 лазерно-абляционным микрозондом, присоединенным к Nu Plasma мульти-коллекторному ICP-MS (GEMOC ARC National Key Centre). Диаметр лазерного луча составлял приблизительно 50 мкм. Обычное время абляции 80–120 с обеспечивало выжигание кратера глубиной 40–60 мкм. Методика исследования и анализы стандартных растворов и цирконов описаны в работе [Griffin et al., 2000].

Первичные изотопные отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ вычислялись по результатам измерения отношений $^{176}Lu/^{177}Hf$ в датированных цирконах. Типичные погрешности единичного измерения $^{176}Lu/^{177}Hf$ составляют ±1–2%, что включает как погрешность аналитического метода, так и пространственные вариации отношений Lu/Hf в зернах циркона. При полученных значениях Lu/Hf отношения это обеспечивало получение оценки ε_{Hf} с погрешностью < 0.1. Для расчета значений ε_{Hf} и модельных возрастов использованы хондритовые значения и константа распада для ^{176}Lu, равная $1.93 \cdot 10^{-11}$ лет$^{-1}$ [Blichert-Toft et al., 1997]. Для расчета модельных возрастов (T_{DM}) относительно деплетированной мантии была принята модель с $^{176}Hf/^{177}Hf_i = 0.279718$ и $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.0384$. Такие отношения дают значение $^{176}Hf/^{177}Hf$ (0.28325), равное среднему значению MORB за 4.56 млрд лет. Оценки модельного возраста T_{DM}, вычисленные на основе измеренных $^{176}Lu/^{177}Hf$ отношений в цирконе, дают минимальный возраст источника магмы, из которой кристаллизовался циркон. Далее, для каждого циркона был вычислен «коровый» модельный возраст (T_{DM}^{C}), который предполагает, что родительская для цирконов магма была произведена из средней континентальной коры ($^{176}Lu/^{177}Hf = 0.015$), которая, в свою очередь, изначально являлась производной деплетированной мантии.

Измерения и интерпретация результатов выполнены Е.А.Белоусовой и Л.М.Натаповым (GEMOC ARC National Key Center, Австралия).

Локальное изотопное датирование цирконов на вторично-ионном масс-спектрометре (ионном микрозонде) SIMS SHRIMP-II проводилось в ЦИИ ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). Первичное излучение образовано отрицательно заряженными ионами кислорода, поток которых фокусируется на образец и продуцирует вторичное ионное излучение. Процедура ионного микроанализа в основе повторяет методику, разработанную в Австралийском национальном университете для SHRIMP-II. Эллиптическое аналитическое пятно в этом методе значительно у́же, чем в методе LAM-ICP-MS, сечения пятна — 10×14 или 25×27 мкм. Воспроизводимость SHRIMP анализа отношения $^{238}U/^{206}Pb$, оцененная по стандартам TEMORA и циркон-91500, составляет порядка 0.5–2%. Построение графиков с конкордией проводилось с применением программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 2000]. Поправка на нерадиогенный свинец вводилась в соответствии с измеренным отношением $^{204}Pb/^{206}Pb$ по модели [Stacey, Kramers, 1975]. Выбор точек анализа и обсуждение результатов выполнены Т.В. Каулиной в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты, Мурманская область).

Датирование «классическим» U-Pb изотопным методом было выполнено Т.В. Каулиной в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты, Мурманская область). Химическое разложение минералов и выделение урана и свинца проводилось согласно методу Т.Кроу [Krogh, 1973]. Концентрации U и Pb определялись методом изотопного разбавления со смешанным ^{208}Pb–^{235}U трассером на масс-спектрометрах МИ-1201Т и Finnigan-MAT-262 (PRQ). Уран наносился вместе со свинцом на одинарную Re ленточку с H_3PO_4 и силикагелем. Измерения проводились при температурах 1300°С и 1500°С для свинца и урана, соответственно. Изотопные возрасты рассчитаны по программе К.Р. Людвига [Ludwig, 1999]. Ошибка воспроизводимости U/Pb отношений — 0.5%.

U-Pb изотопно-геохронологические исследования единичных зерен цирконов выполнены Т.Б. Баяновой в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты, Мурманская область). Результаты, полученные Т.Б. Баяновой, отмечены соответствующими ссылками. Исследования проводились на семиканальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 в статическом режиме на коллекторах. Использовался смешанный трассер $^{205}Pb/^{235}U$. Краткая методика изложена в [Баянова и др., 2007].

Sm-Nd изотопные исследования выполнены Т.В. Каулиной как для пород в целом, так и для породообразующих минералов в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты, Мурманская область). Выделение Sm и Nd производилось по стандартной методике. Измерения изотопного состава Nd и концентраций Sm и Nd методом изотопного разбавления произведены на семиканальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 (PRQ) в двух-ленточном режиме. Измеренные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ нормализованы к отношению $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$. Точность определений (2σ) составила: для концентраций Sm и Nd — ±0.5%, для изотопных отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$ — ±0.3%, $^{143}Nd/^{144}Nd$ — ±0.003%. Уровень холостого опыта во время исследований составлял 0.06 нг для Sm и 0.3 нг для Nd. Ошибка воспроиз-

водимости параллельных анализов (2σ) не превысила: для изотопного состава Nd в стандарте La Jolla — 0.0024 %, для $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношений стандарта BCR-1 — 0.2%.

Циркон: строение, геохимия и U-Pb датирование циркона

Рассмотрим анализы нескольких проб U-Pb датирования циркона.

Проба S-204/2B — Fe-Ti эклогит (см. рис. 2.28). На начальной стадии полевых исследований было выдвинуто предположение, что массивные эклогиты «ржавой» окраски представляют собой породу, наименее затронутую более поздними преобразованиями в сравнении с другими породами эклогитовой ассоциации. Предполагалось, что геохронологическое исследование Fe-Ti эклогитов позволит датировать собственно процесс эклогитизации.

Из пробы весом 4 кг было выделено 54 мг циркона. Полученная фракция, как оказалось, включает единственную популяцию, которая образована переполненными включениями ~~ситовидных кристаллов~~, короткопризматического облика длиной 100–150, изредка — до 200 мкм (рис. 2.58–2.61). Цирконы этой единственной популяции дали широкий спектр возрастов. К более достоверной интерпретации геологического смысла полученного ряда цифр удалось приблизиться, детально проанализировав морфологические и геохимические особенности кристаллов.

Изображения цирконов, полученные методом совмещенной катодо-люминесценции / отраженных электронов (GEMOC ARC National Key Centre) (см. рис. 2.58), позволили охарактеризовать особенности внутреннего строения кристаллов циркона из Fe-Ti эклогита.

1. Кристаллы имеют короткопризматический габитус и округленные, нередко овальные очертания с глубокими «заливами». Часть заливов связана со срастаниями типа «параллельного роста» (например, зерна S-204/2B-3, -5 и -22 на рис. 2.58). Согласно [Jocelyn, Pidgeon, 1974], срастания этого типа инициируются в условиях турбулентного течения расплава. Поэтому наличие подобных срастаний свидетельствует, что порода, подвергшаяся впоследствии эклогитовому метаморфизму, по крайней мере в какой-то части, формировалась в ходе кристаллизации крупного объема магматического расплава.

2. Пятнистый рисунок внутренних частей кристаллов близко напоминает тип «лоскутного» строения цирконов из эклогитов по Ф.Корфу с соавторами (Corfu et al., 2003 из работы [Bröcker, Enders, 1999]): цирконы Fe-Ti эклогита образованы сочетанием перекристаллизованных светло-серых участков, содержащих множественные включения, и разделяющих их более темных участков, нередко приобретающих форму диффузных «прожилков». Анализ литературной базы данных привел нас к несколько неожиданному результату. Оказалось, что цирконы именно такой морфологии характерны для Fe-Ti габбро «океанического» происхождения [Seck et al., 1996; Blackman et al., 1998; Bröcker, Enders, 1999, 2001; Tomashek et al., 2003; Kaczmarek et al., 2008; Grimes et al., 2008].

3. Некоторые зерна обладают темными тонкими каймами (зерно S-204/2B-1 на рис. 2.58).

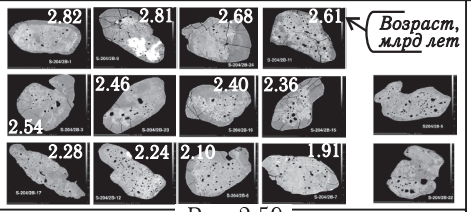
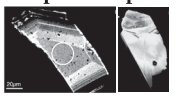
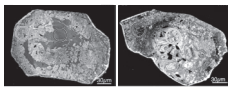
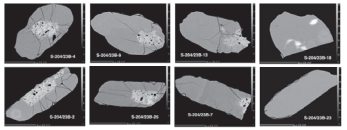
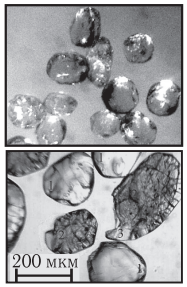
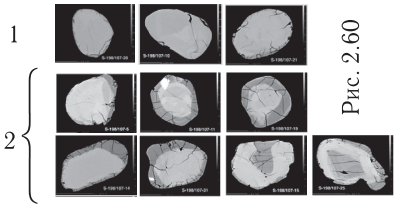
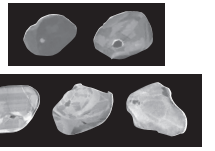
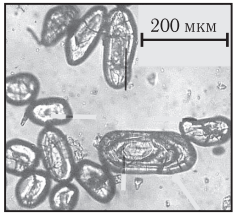
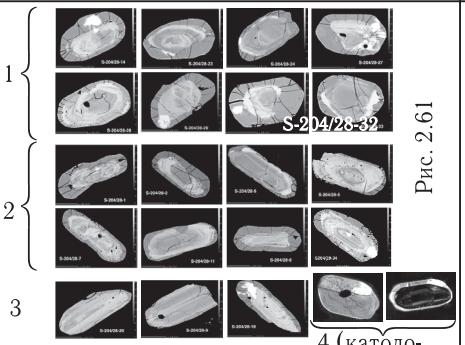
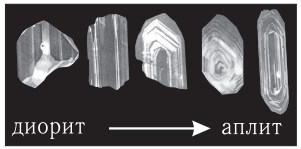
4. Чрезвычайно характерно обилие округлых включений размером от 1 до 5–6 мкм в диаметре, сосредоточенных в светло-серых участках кристаллов циркона, что придает кристаллам характерный ситовидный облик и делает их полупрозрачными или даже непрозрачными в проходящем свете (рис. 2.58).

Темные участки, лишенные включений, образуют сетчатый рисунок и объединяются с краевыми зонами. Складывается впечатление, что они образованы в результате поздних изменений. Однако более внимательное изучение изображений показывает, что в строении цирконов участвует два типа темных областей: тончайшие темно-серые каймы (наиболее четко такая кайма видна на зерне S-204/2B-1 на рис. 2.58) и светло-серые участки, находящиеся в сложных пространственных соотношениях со светлыми областями неправильной формы, наполненными включениями. Эти области отличаются неравномерной окраской, которая делает их

⇒

Рис. 2.58. Морфологические и структурные характеристики кристаллов циркона в опорных геохронологических пробах

Классификация морфологических типов цирконов в представительных выборках составлена на основе изображений проанализированных цирконов (катодолюминисценция / отраженные электроны), полученных Е.А. Белоусовой (GEMOC ARC National Key Centre, Сидней, Австралия). Увеличенные изображения кристаллов циркона показаны на фрагментах рис. 2.59–2.64

Наименования пород, номера образцов	Строение кристаллов циркона — изображения в проходящем и отраженном свете	Популяции и обрастания кристаллов циркона и их возраст	Представительные выборки из популяций циркона — изображения в катодолюминесценции / отраженных электронах	Типы кристаллов циркона — катодолюминисценцентные изображения (использованы данные: [Ashwal et al., 1999; Hoskin, 2000; Corfu et al., 2003, ссылки в этих работах; Tomashek et al., 2003])
Железисто-титанистый эклогит, S-204/2B		Ситовидные кристаллы «лоскутного» строения с микровключениями минералов, с варьирующими оценками возраста от 2.89 до 1.91 млрд лет	 Рис. 2.59	**Габбро и нориты**  зональность, исчезающая при метаморфической перекристаллизации **Fe-Ti габбро**  «лоскутная» структура, минеральные включения
Гранатит, S-204/23B		2.1. Ситовидные, четко ограниченные ядра, предположительно: 2.82 (2.89) млрд лет 2.2. Широкие каймы: 1.89 млрд лет		
Мафитовый эклогит, частично перекристаллизованный в гранулитовой фации, S-198/107		3.1. Овально-округлые бесцветные мультифасеточные кристаллы: 2.72 млрд лет 3.2. Овально-округлые коричневые мультифасеточные кристаллы: 2.70 млрд лет 3.3. Каймы: ~1.86 млрд лет	 Рис. 2.60	**Гранулиты**  мультифасеточные кристаллы, хаотическая и концентрическая структуры
Плагиогранит, S-204/28		4.1. Овальные кристаллы с фрагментами грубой зональности «магматического» типа в ядрах: ~2.9 млрд лет 4.2. Призматические тонкозональные кристаллы: 2.86 млрд лет 4.3. Призматические грубозональные кристаллы: 2.78 млрд лет 4.4. Каймы: 1.87 млрд лет	 Рис. 2.61	**Зональность магматических цирконов в породах среднего и кислого состава** 

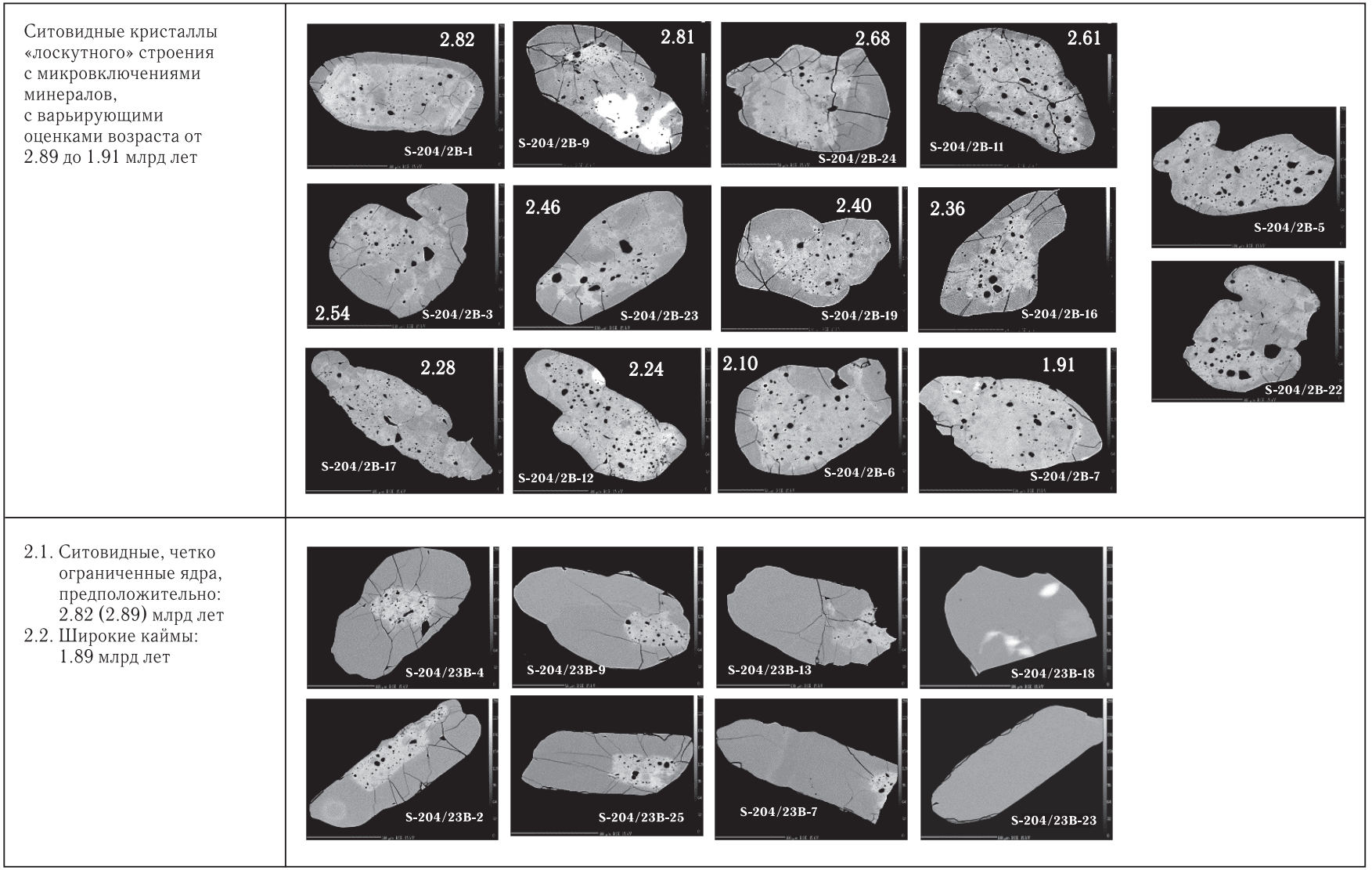


Рис. 2.59. Кристаллы циркона из железисто-титанистого эклогита и из гранатита

Рис. 2.60. Кристаллы циркона из мафитового эклогит-гранулита

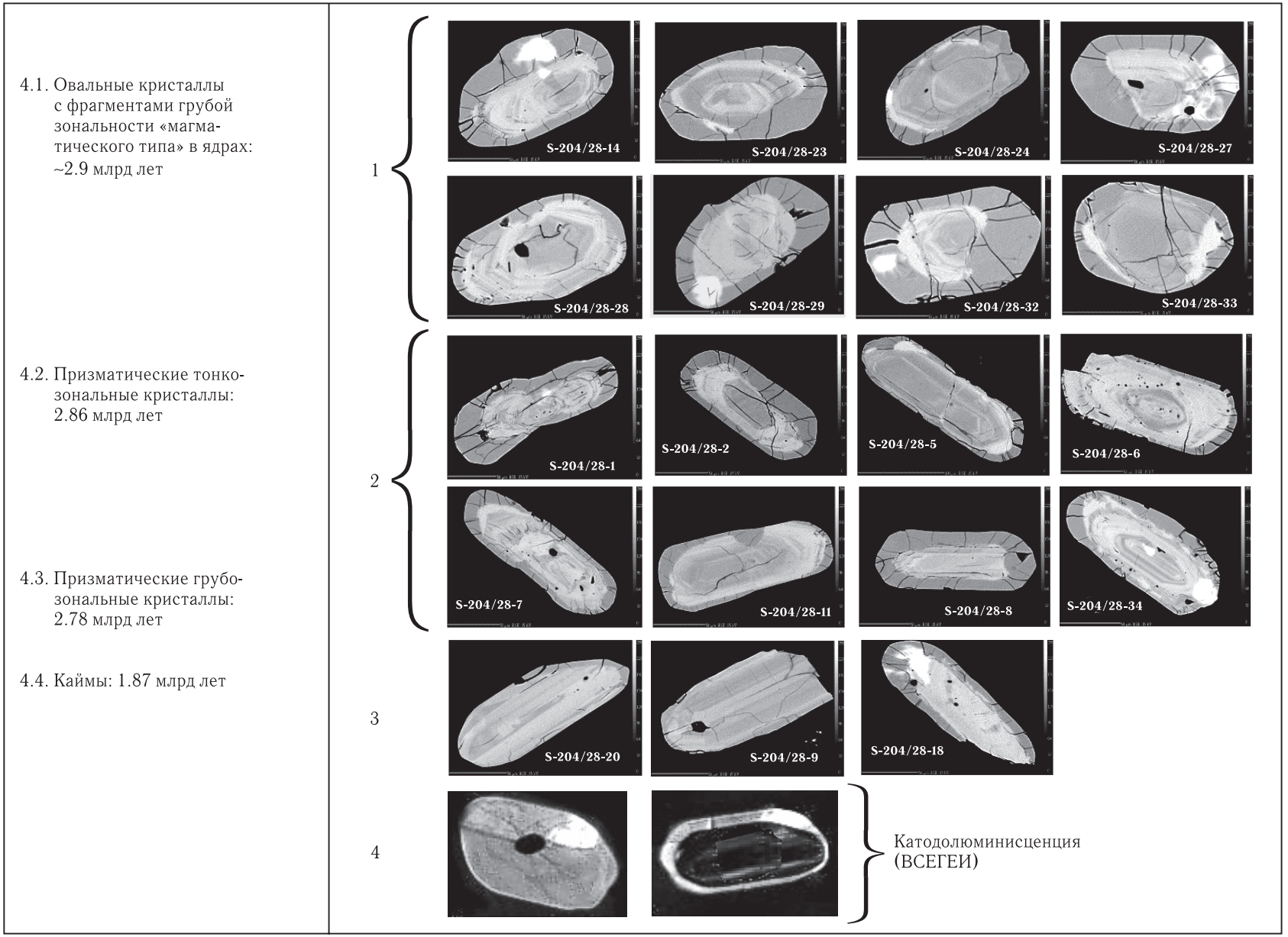


Рис. 2.61. Кристаллы циркона из плагиогранита

похожими на облака. Они характеризуются неравномерно проявленными переходами от светло-серых почти белых участков (ярких пятен) к более темным. Обрамляющие и разделяющие светлые области светло-серые зоны характеризуются равномерной окраской.

Пространственные соотношения светлых ситовидных областей и светло-серых участков не дают однозначного заключения о последовательности их формирования. Одни кристаллы преимущественно образованы светлыми ситовидными областями, тогда как для других характерны светло-серые тона. Светло-серые участки (краевые зоны и внутренние области кристаллов) пронизаны радиально ориентированными трещинами, которые «гаснут» в светлых ситовидных областях. По наблюдениям Д.Девиса с коллегами [Davis et al., 2003], подобные трещины возникают в кристаллах из-за неравномерности теплового расширения, связанного с чередованием зон, более или менее обогащенных ураном. При этом трещины развиваются в низкоурановых зонах и каймах обрастания. Циркон во внутренних областях кристаллов, по крайней мере частично, — метамиктный.

Данные микроанализа демонстрируют геохимическую неоднородность ситовидных цирконов из Fe-Ti эклогита (табл. 2.15; рис. 2.62).

Цирконы характеризуются варьирующими концентрациями Y_2O_3 — от 0.01 (на пределе чувствительности метода) до 1.15%, высокими содержаниями Yb и Lu (543–1272 и 54–117 *ppm*). Содержания Yb и Lu, нормализованные к хондриту [Sun, McDonough, 1989)], равны 3200–7500 и 2200–4600, соответственно. Известно, что содержания Yb и Lu на уровне от 1000 до 10000 относительно хондритового стандарта типичны для высокотемпературных цирконов из большинства магматических пород, исключая кимберлиты и карбонатиты [Rubatto, 2002; Belousova et al., 2002].

Однако однотипность распределения не позволяет использовать концентрации РЗЭ в цирконах в качестве источника информации о составе магматической породы-хозяина. Напротив, метаморфические процессы сопровождаются кристаллизацией цирконов со значительно варьирующими геохимическими характеристиками. В случае одновременной кристаллизации циркона и граната или при кристаллизации циркона в гранатсодержащей породе гранулитовой и/или эклогитовой фации циркон оказывается значительно обедненным ТРЗЭ. Уровень концентраций Yb и Lu в таких цирконах, как правило, заключен в интервале 100–1000 хондритовых стандартов или оказывается ниже 100 [Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003].

Иные соотношения возникают, если процесс протекает в присутствии расплава, обеспечивающего «дальний перенос» ТРЗЭ, в частности при мигматизации гранатсодержащих или безгранатовых гранулитов. В этом случае цирконы характеризуются стандартно-высокими концентрациями ТРЗЭ — на том же уровне, что и в магматических породах [Rubatto, 2002]. Поскольку прямые признаки мигматизации в Fe-Ti эклогитах отсутствуют, можно заключить, что высокие концентрации Y, Yb и Lu свидетельствуют о магматическом происхождении исходного циркона.

Полные спектры РЗЭ по различным участкам ситовидных «лоскутных» кристаллов циркона приведены в [Каулина и др. (в печати)] (рис. 2.63, см. цв. вкл.). Характерная особенность этих спектров состоит в том, что участки с обильными включениями (где в поле анализа неизбежно захватывались вместе с цирконом и микроскопические включения) отличаются на 1–2 порядка более высокими содержаниями ЛРЗЭ в сравнении с участками без включений. Вероятнее всего, повышение содержаний ЛРЗЭ здесь напрямую связано с наличием включений монацита. Происхождение этого минерала остается неизвестным. Можно лишь предположить, что он кристаллизовался одновременно с магматическим цирконом из обогащенного несовместимыми элементами остаточного расплава. Известны и другие случаи, где цирконы из Fe-Ti габбро с обильными включениями характеризуются заметно повышенными концентрациями ЛРЗЭ [Kaczmarek et al., 2008]. Для сравнения приведены спектры РЗЭ в цирконах их предположительно субдукционных эклогитов в районе с. Гридино. Вполне очевидно их сходство со спектрами РЗЭ в эклогитах пробы 198/107, подвергшимися перекристаллизации в условиях гранулитовой фации (мы вернемся к обсуждению этой особенности в разделе 2.1.6.2).

Содержания Th и U в цирконах магматических пород варьируют в широких пределах, не обнаруживая отчетливой зависимости от типа пород. Гораздо информативнее Th/U отношение. Было показано, что в магматических породах это отношение, как правило, > 0.5, тогда как в цирконах метаморфических пород оно значительно ниже: < 0.07, нередко < 0.01 [Rubatto, 2002; Tomashek et al., 2003; Hoskin, Schaltegger, 2003].

Таблица 2.15. Химический состав различных участков кристаллов циркона из пород эклогитовой ассоциации Салмы по данным микрозондового анализа (EMP и MC-LAM-ICP-MS); изотопные Th-U-Pb данные и возраст цирконов, полученные методом LAM-ICP-MS

Номера анализа	EMP							MC-LAM-ICP-MS		LAM-ICP-MS					
	Содержания, вес. %							Содержания, *ppm*		Содержания, *ppm*		Th/U	Исправленные изотопные отношения		Возраст, млн лет
	ZrO_2	SiO_2	HfO_2	Y_2O_3	U_2O_3	ThO_2	*Сумма*	Yb	Lu	Th	U		$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
Проба S-204/2B — Fe-Ti эклогит															
S-204/2B-1	62.98	31.31	1.42	0.11	0	0.04	95.85	798	77	247	178	1.39	14.97174	0.54413	2823±48
S-204/2B-3	62.98	31.77	1.61	0.03	0.02	0.04	96.44	543	58	199	266	0.75	10.21777	0.44006	2542±48
S-204/2B-4	62.63	31.58	1.59	0.22	0	0.03	96.04	535	57	472	366	1.29	7.06516	0.39207	2107±150
S-204/2B-6	63.09	31.57	1.04	0.21	0	0	95.91	1112	116	95	149	0.64	6.97951	0.38855	2102±94
S-204/2B-7	62.68	31.62	1.18	0.31	0	0.06	95.84	564	54	177	224	0.79	5.53127	0.34338	1908±42
S-204/2B-9	62.41	31.34	1.27	0.41	0.02	0.03	95.48	1272	117	451	218	2.07	14.66815	0.53611	2813±42
S-204/2B-11	62.50	31.53	1.40	0.19	0	0.01	95.62	735	71	242	268	0.90	11.96428	0.49564	2607±48
S-204/2B-12	60.87	30.94	1.29	1.15	0.03	0.12	94.39	727	95	335	345	0.97	7.66754	0.39481	2238±92
S-204/2B-16	59.55	33.50	1.02	0.17	0.01	0.03	94.30	605	77	246	242	1.02	8.14120	0.39093	2358±132
S-204/2B-17	61.53	31.66	1.18	0.19	0	0.05	94.61	699	89	107	198	0.54	7.88117	0.39655	2278±46
S-204/2B-19	61.47	31.46	1.06	0.39	0	0	94.39	851	111	119	207	0.57	9.22695	0.43109	2404±70
S-204/2B-23	61.69	31.43	1.91	0.01	0	0.02	95.06	926	98	82	183	0.45	9.17838	0.41514	2460±40
S-204/2B-24	61.63	30.99	1.44	0.40	0	0.04	94.50	692	89	486	522	0.93	12.08590	0.47854	2682±48
Проба S-204/23B — гранатит															
S-204/23B-1-c	61.73	31.52	1.86	0.04	0	0.01	95.15	983	99	1.2	12	0.10	5.11660	0.32381	1874±70
S-204/23B-2-я	60.85	31.48	1.90	0	0	0	94.23	1272	136	3.2	11	0.29	5.43795	0.34116	1889±78
S-204/23B-3-я	62.12	31.74	1.80	0.03	0	0	95.70								
S-204/23B-4-я	61.60	31.74	1.78	0.03	0	0	95.16								
S-204/23B-5-к	61.45	31.74	1.87	0	0	0	95.06	430	69	0.1	16	0.01	5.27802	0.33605	1863±56
S-204/23B-6-c	61.58	31.52	1.72	0	0	0	94.82								
S-204/23B-7-к	61.28	31.44	1.76	0	0	0	94.48	9	1	0.2	7	0.03	5.29936	0.33355	1884±86
S-204/23B-8-к	61.62	31.89	1.82	0	0	0	95.34	7	1	0.2	13	0.02	5.36058	0.33802	1880±78
S-204/23B-9-c	61.63	31.64	1.85	0	0	0.02	95.14	1108	114	0.9	10	0.09	5.39769	0.33845	1890±52
S-204/23B-10-я	60.37	31.82	1.53	0.43	0	0.03	94.17								
S-204/23B-11-c	61.62	31.70	1.73	0.03	0	0	95.09	29	3	0.1	6	0.02	5.38021	0.33765	1889±72
S-204/23B-12-я	61.32	31.80	1.74	0	0	0	94.86								

Таблица 2.15. Продолжение

Номера анализа	EMP							MC-LAM-ICP-MS		LAM-ICP-MS					
	Содержания, вес. %							Содержания, *ppm*		Содержания, *ppm*		Th/U	Исправленные изотопные отношения		Возраст, млн лет
	ZrO_2	SiO_2	HfO_2	Y_2O_3	U_2O_3	ThO_2	*Сумма*	Yb	Lu	Th	U		$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
S-204/23B-13-c	61.23	31.57	1.93	0	0	0	94.73	1225	122	0	8	0.00	5.29925	0.33309	1887±110
S-204/23B-14-c	61.66	31.86	1.87	0	0	0	95.40			1.0	9	0.11	5.40982	0.33934	1890±74
S-204/23B-15-c	61.16	31.71	1.80	0.01	0	0	94.68	1211	128	0.3	6	0.05	5.59937	0.34754	1909±66
S-204/23B-16-c	61.23	31.62	1.72	0.01	0	0	94.59	373	43	0.5	14	0.04	5.27512	0.33299	1879±70
S-204/23B-17-я	61.80	31.68	1.85	0.01	0	0	95.33	1845	180	0.1	9	0.01	5.43630	0.33854	1903±64
S-204/23B-18-к	61.29	31.73	1.77	0.01	0	0	94.79	4	0.4	0.2	9	0.02	5.39351	0.33715	1896±78
S-204/23B-19-c	61.12	31.75	1.87	0.02	0	0	94.76								
S-204/23B-21-c	59.61	31.76	1.55	0.20	0	0.02	93.14								
S-204/23B-22-c	61.34	31.45	1.65	0.03	0	0	94.49								
S-204/23B-23-к	62.09	31.76	1.79	0.02	0	0.02	95.68	3	0.3	0.02	8	0.00	5.54996	0.34484	1907±84
S-204/23B-25-я	60.59	31.02	1.86	0.06	0	0.02	93.55	1198	138	3.8	8	0.48	4.75045	0.29995	1878±108
S-204/23B-26-c	61.89	31.60	1.80	0.01	0	0									
Проба S-204/28 — плагиогранит															
S-204/28-1	63.51	31.26	1.34	0.28	0.05	0.03	96.48	302	34	359	1079	0.33	15.16099	0.53968	2856±40
S-204/28-2	64.37	31.78	1.26	0.04	0.00	0.00	97.44	306	41	283	392	0.72	15.45451	0.55074	2855±40
S-204/28-3	63.90	31.59	1.57	0.00	0.00	0.01	97.07	231	34	168	585	0.29	12.36954	0.46865	2755±38
S-204/28-4	64.05	31.19	1.25	0.04	0.00	0.01	96.53	370	42	211	747	0.28	15.98200	0.56282	2874±36
S-204/28-5	63.93	31.31	1.28	0.09	0.00	0.00	96.62	249	31	131	183	0.71	16.23122	0.56690	2887±40
S-204/28-6	63.39	31.47	1.12	0.12	0.00	0.00	96.10	458	49	682	1825	0.37	15.51217	0.55087	2860±42
S-204/28-7	63.20	31.49	1.30	0.16	0.04	0.01	96.19	563	58	161	619	0.26	15.04992	0.54443	2830±40
S-204/28-8	63.62	31.42	1.12	0.23	0.01	0.07	96.46	284	35	628	818	0.77	16.01210	0.57147	2852±44
S-204/28-9	63.35	31.15	1.11	0.23	0.01	0.04	95.89			119	108	1.10	14.60599	0.54533	2779±44
S-204/28-10	63.84	31.44	1.21	0.02	0.00	0.02	96.53								
S-204/28-11	63.75	31.76	1.25	0.04	0.00	0.00	96.80	265	32	84	211	0.40	15.77187	0.56072	2859±42
S-204/28-12	60.55	29.69	1.15	0.81	0.22	0.18	92.60								
S-204/28-13	63.62	31.47	1.23	0.17	0.00	0.03	96.52	114	19	128	215	0.60	12.52623	0.49773	2676±54
S-204/28-14	63.23	31.68	1.43	0.18	0.05	0.00	96.57	365	44	400	1028	0.39	16.06384	0.56676	2871±52
S-204/28-15	63.78	31.57	1.39	0.14	0.00	0.00	96.88								
S-204/28-16	63.55	31.37	1.14	0.19	0.00	0.02	96.28			77	244	0.31	13.85250	0.51855	2775±54

Таблица 2.15. Продолжение

Номера анализа	EMP							MC-LAM-ICP-MS		LAM-ICP-MS					
	Содержания, вес. %							Содержания, *ppm*		Содержания, *ppm*		Th/U	Исправленные изотопные отношения		Возраст, млн лет
	ZrO_2	SiO_2	HfO_2	Y_2O_3	U_2O_3	ThO_2	*Сумма*	Yb	Lu	Th	U		$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
S-204/28-17	63.49	31.15	1.32	0.03	0.00	0.02	96.01								
S-204/28-18	63.96	31.57	1.41	0.17	0.01	0.01	97.13	304	33	101	451	0.22	14.03074	0.52298	2781±40
S-204/28-19	63.44	31.02	1.23	0.10	0.00	0.02	95.80	436	55	272	925	0.29	15.74333	0.55472	2873±38
S-204/28-20	63.38	31.40	1.07	0.28	0.00	0.01	96.15	321	44	56	205	0.27	14.73697	0.54812	2785±56
S-204/28-21	63.68	31.67	1.04	0.37	0.00	0.04	96.79								
S-204/28-22	63.81	31.43	1.52	0.16	0.04	0.03	96.99			129	535	0.24	12.63828	0.48911	2720±68
S-204/28-23	63.98	31.35	1.10	0.19	0.00	0.00	96.62	159	27	102	150	0.68	16.04436	0.56171	2884±64
S-204/28-24	63.46	31.51	1.28	0.12	0.00	0.00	96.36			64	196	0.33	15.38263	0.54618	2861±44
S-204/28-25	63.21	31.72	1.27	0.11	0.00	0.00	96.31	353	40	602	1606	0.38	15.76574	0.56095	2857±48
S-204/28-26	63.26	31.08	0.99	0.05	0.00	0.00	95.38								
S-204/28-27C	62.86	31.21	1.46	0.17	0.01	0.01	95.72			314	864	0.36	16.74677	0.57828	2906±44
S-204/28-27R										84	315	0.27	11.90470	0.43263	2823±44
S-204/28-28	63.69	31.75	1.00	0.06	0.00	0.02	96.52			104	345	0.30	16.66570	0.57257	2914±42
S-204/28-29	62.42	31.10	1.59	0.03	0.02	0.00	95.16			145	730	0.20	15.79050	0.56258	2856±48
S-204/28-30	63.27	31.56	0.98	0.12	0.02	0.04	96.00								
S-204/28-31	63.57	31.56	1.36	0.02	0.00	0.00	96.51	156	22	150	181	0.83	14.81374	0.50728	2920±52
S-204/28-32C	63.75	31.49	1.20	0.08	0.00	0.01	96.53			167	381	0.44	16.33954	0.57440	2877±46
S-204/28-33	63.40	31.41	1.12	0.01	0.00	0.00	95.94			59	102	0.58	15.60212	0.55416	2860±76
S-204/28-34	63.48	31.43	1.40	0.14	0.00	0.04	96.48	441	64	139	542	0.26	15.76083	0.56376	2849±54
Проба S-198/107— эклогит-гранулит															
Бесцветный циркон (тип I)															
S-198/107-2	61.37	31.27	1.37	0.01	0	0	94.03	128	24	53	353	0.15	13.23489	0.51776	2702±38
S-198/107-7	61.04	31.89	1.49	0.02	0.03	0.02	94.49	133	26	75	513	0.15	13.35070	0.52200	2703±36
S-198/107-9	62.29	31.69	0.94	0.05	0	0.04	95.01			47	146	0.32	13.56713	0.52467	2721±44
S-198/107-10	61.39	31.70	1.07	0	0	0	94.16	115	19	28	67	0.42	13.71826	0.52976	2723±42
S-198/107-18	62.12	31.67	1.02	0.01	0	0.01	94.83	73	13	39	103	0.38	12.09963	0.49060	2643±42
S-198/107-23	62.26	32.00	0.89	0.05	0	0	95.20	128	22	59	101	0.58	9.90493	0.44180	2483±44
Коричневый циркон (тип II)															
S-198/107-1	61.43	31.42	1.30	0.04	0	0.01	94.21	58	10	110	828	0.13	12.72298	0.50982	2662±36

Таблица 2.15. Окончание

Номера анализа	EMP							MC-LAM-ICP-MS		LAM-ICP-MS					
	Содержания, вес. %							Содержания, *ppm*		Содержания, *ppm*		Th/U	Исправленные изотопные отношения		Возраст, млн лет
	ZrO_2	SiO_2	HfO_2	Y_2O_3	U_2O_3	ThO_2	*Сумма*	Yb	Lu	Th	U		$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
S-198/107-3	61.34	31.23	1.44	0.06	0	0.02	94.10			68	362	0.19	13.50285	0.52422	2715±38
S-198/107-5	61.69	31.71	1.45	0	0	0.02	94.87	121	20	76	617	0.12	12.68729	0.50933	2659±40
S-198/107-6	61.37	31.31	1.45	0.01	0	0	94.13	88	15	57	417	0.14	13.23794	0.51935	2697±36
S-198/107-11	61.12	31.32	1.40	0.08	0.01	0.02	93.96	129	19	55	377	0.15	13.38557	0.51972	2714±42
S-198/107-14	61.35	31.35	1.40	0.07	0.02	0.03	94.22	122	18	183	814	0.22	13.31106	0.52023	2704±40
S-198/107-14R	оболочка												10.23177	0.40196	2695±64
S-198/107-15	60.46	30.97	1.14	0.03	0	0.01	92.61	127	20	84	534	0.16	12.67862	0.51053	2654±36
S-198/107-15R	оболочка												11.94782	0.48654	2635±50
S-198/107-16	62.02	31.77	1.43	0	0.01	0	95.22	103	19	201	911	0.22	12.86264	0.50492	2696±38
S-198/107-17	61.29	31.55	1.42	0	0.04	0	94.30			93	731	0.13	11.39037	0.47751	2587±40
S-198/107-19	61.26	31.50	1.52	0.01	0.07	0	94.37			56	376	0.15	13.35996	0.51994	2710±38
S-198/107-20	61.24	31.57	1.42	0.03	0	0.01	94.28	186	28	76	431	0.18	13.83623	0.53021	2736±38
S-198/107-21	61.24	31.40	1.27	0.01	0.05	0.01	93.98	66	12	116	730	0.16	13.21128	0.51876	2696±38
S-198/107-22	61.87	31.67	1.46	0.01	0	0.01	95.02	109	16	119	456	0.26	13.19333	0.51998	2689±38
S-198/107-24	62.47	31.54	1.34	0.02	0.02	0.01	95.40	57	9	90	495	0.18	12.48987	0.50397	2651±44
S-198/107-25	61.99	31.60	0.87	0.03	0	0	94.48	152	28	82	247	0.33	13.27197	0.52578	2681±40
S-198/107-25R	оболочка												12.92408	0.50877	2692±46
S-198/107-26	61.99	31.78	1.35	0.03	0.03	0	95.19	107	17	87	613	0.14	13.33802	0.51997	2708±38
S-198/107-27	62.30	31.74	1.07	0.03	0.03	0.01	95.18	85	14	71	541	0.13	12.39401	0.49580	2665±46
S-198/107-28	62.06	31.58	1.31	0.03	0.04	0.03	95.05	63	10	95	717	0.13	13.26928	0.52498	2683±40
S-198/107-30	62.22	31.64	1.52	0	0.01	0	95.38	92	14	60	455	0.13	7.763430	0.40030	2235±44
S-198/107-31	62.41	31.71	1.3	0.01	0.03	0	95.45			91	765	0.12	13.06525	0.51347	2694±38

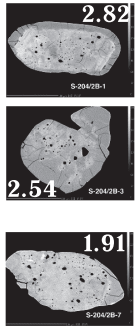
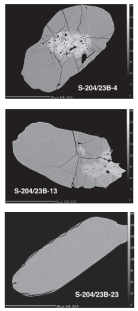
Наименования пород, номера образцов	Типы кристаллов циркона	Популяции и обрастания кристаллов циркона, выделенные по доступным признакам (в скобках — метод анализа и размер выборки)	HfO_2 вес. %	Zr/Hf	Th *ppm*	U *ppm*	Th/U	Y_2O_3 вес. %	Yb *ppm*	Lu *ppm*
Fe-Ti эклогит S-204/2B,		Датированные ситовидные кристаллы: — около 2.8 млрд лет (LAM — 2) — 2.9–2.75 млрд лет (SHRIMP — 8) — 2.7–2.2 млрд лет (LAM — 8) — 2.75–2.50 млрд лет (SHRIMP — 9) — оболочки (2.2–1.9 млрд лет) (LAM — 3) — оболочки (2.6–2.5 млрд лет) (SHRIMP — 3) — оболочки (2.05–2.15 млрд лет) (SHRIMP — 3)	1.27–1.42 1.02–**1.91** 1.04–1.59	38–42 *29*–**51** 34–**53**	247–451 465–**1488** 82–486 76–**591** 95–472 *5*–23 *2–8*	178–218 243–**520** 183–**522** 86–**560** 149–366 29–79 34–66	**1.39–2.07** **1.79–2.95** *0.45*–0.93 0.75–**1.64** 0.64–**1.29** *0.09–0.27* *0.05–0.22*	0.11–0.41 *0.01*–**1.15** 0.21–0.31	798–**1272** 543–926 535–**1112**	77–**117** 58–**111** 54–**116**
Гранатит, S-204/23B		Призматические кристаллы 1.89 млрд лет: — ядра ситовидного строения (LAM — *7*, для ТРЗЭ — 3) — серые оболочки с реликтами ядер ситовидного строения (LAM — *12*, для ТРЗЭ — 5) — серые незональные кристаллы (LAM — *6*)	1.53–**1.90** 1.65–**1.87** 1.77–**1.87**	*26*–34 *29*–35 *26*–34	*0.1–3.8* *0.1–1.2* *0.02–0.2*	*8–11* *6–14* *7–16*	*0.01–0.48* *0.00–0.11* *0.00–0.03*	*0.01*–0.43 *0*–0.20 *0–0.02*	**1198–1845** *29*–**1225** *3–9* (ед. — 430)	**136–180** *3*–**128** *0.3–1* (ед. — 69)

Рис. 2.62. Геохимические особенности цирконов различных типов из эклогитов Салмы и из жилы плагиогранита

На рисунке суммированы данные, показанные в табл. 2.15 и 2.16 (методы анализа обозначены в третьей колонке: LAM-ICP-MS — как LAM, SHRIMP-II — как SHRIMP). Содержания микроэлементов и величины Zr/Hf и Th/U отношений разделены на три группы в соответствии с оценками, приведенными в [Rubatto, 2002; Belousova et al., 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Tomashek et al., 2003]: свойственные преимущественно цирконам магматического происхождения (жирный шрифт), метаморфического происхождения (курсив) и промежуточного типа, когда определенные заключения о генезисе цирконов сделать трудно или невозможно (обычный шрифт). Пояснения см. в тексте

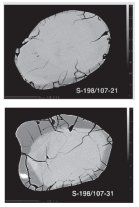
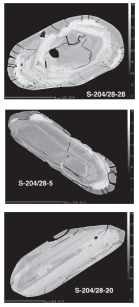
Наименования пород, номера образцов	Типы кристаллов циркона	Популяции и обрастания кристаллов циркона, выделенные по доступным признакам (в скобках — метод анализа и размер выборки)	HfO_2, вес. %	Zr/Hf	Th, *ppm*	U, *ppm*	Th/U	Y_2O_3, вес. %	Yb, *ppm*	Lu, *ppm*
Мафитовый эклогит, частично перекристал-лизованный в гранулитовой фации S-198/107		Овально-округлые мульти-фасеточные кристаллы, 2.72–2.70 млрд лет: — бесцветные (LAM — 6) — бесцветные (SHRIMP — 4) — коричневые (LAM — 17) — коричневые (SHRIMP — 8) — оболочка (SHRIMP — 1)	*0.89*–1.49 1.27–1.52	36–**61** 36–43	28–76 *4*–22 55–201 *8*–120 0	67–**617** 16–66 362–**911** 33–402 *10*	*0.12*–0.58 *0.25–0.34* *0.13–0.26* *0.16–0.47* *0.01*	*0.01–0.05* *0.01–0.08*	*73*–133 *57*–186	13–26 *9*–28
Плагиогранит S-204/28		Овальные кристаллы с ядрами с зональной структуры (2.92–2.86 млрд лет) (LAM — 9) . Призматические тонкозональные кристаллы (2.87 млрд лет) (LAM — 10) . Призматические грубозональные кристаллы (2.78 млрд лет) (LAM — 3) . Ядра кристаллов (2.87–2.78 млрд лет) (SHRIMP — 9) . Оболочки и кристаллы без ядер (1.87 млрд лет) (SHRIMP — 10)	1.00–1.59 1.12–1.40 1.07–1.41	34–**54** 39–48 38–**51**	59–400 84–**628** 56–119 37–457 *0–3* (ед.–23)	102–**1028** 183–**1825** 108–451 149–**646** *8*–48	*0.20*–0.83 *0.26*–0.77 *0.22*–**1.10** *0.13*–**1.19** *0–0.48*	*0.01*–0.19 *0.04*–0.28 0.17–0.28	156–365 249–563 304–321	22–44 31–64 33–44

Рис. 2.62. Окончание

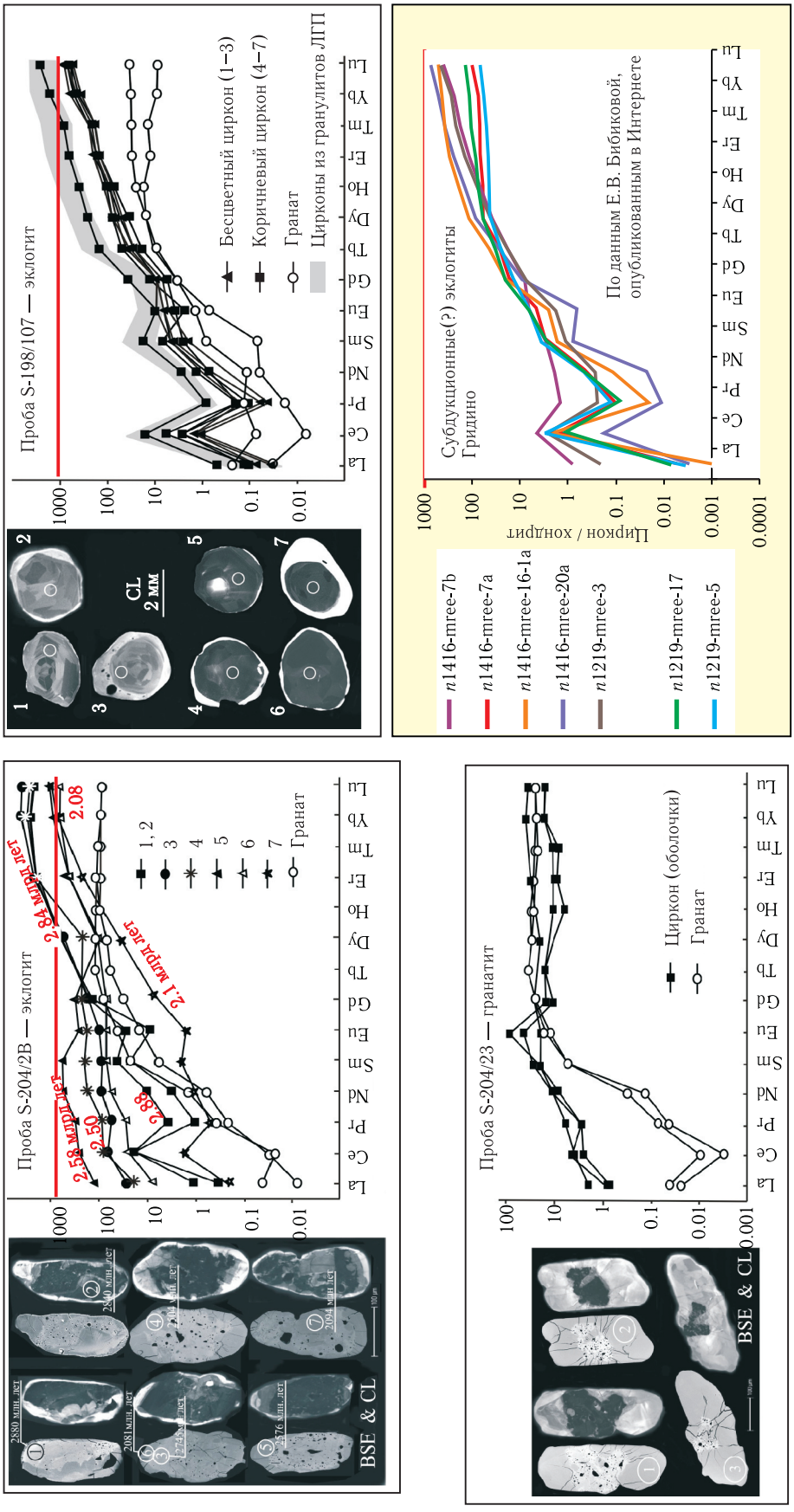


Рис. 2.63. Распределения содержаний РЗЭ, нормированных по хондриту, в цирконах эклогитовой ассоциации Салмы. Модифицировано по [Каулина и др. (в печати)]. Для сравнения показаны спектры распределения РЗЭ в предположительно субдукционных эклогитах района Гридино. Хондрит по [Sun, McDonouch, 1989]

В цирконе из Fe-Ti эклогита содержания Th и U умеренно повышенные: по данным LAM-ICP-MS — 95–472 и 149–522 *ppm* (см. табл. 2.15), по данным более локального метода SHRIMP-II — 2–1488 и 29–545, соответственно (табл. 2.16). Больший разброс содержаний, полученный SHRIMP-II, свидетельствует о высоком уровне микронеоднородности в распределении концентраций Th и U в пределах кристаллов. Для преобладающей части исследованных зерен характерны повышенные и высокие («магматические») значения Th/U отношения — от 0.45 до 2.07 по данным LAM-ICP-MS и от 0.75 до 2.95 по данным SHRIMP-II. При этом 8 из 9 наиболее высоких значений Th/U отношения (от 1.3 до 3.0) получены в наиболее древних кристаллах, охарактеризованных ~~оценкам~~ возраста в интервале 2.80–2.89 млрд лет (рис. 2.64; см. табл. 2.15 и 2.16).

Снижению возрастных оценок сопутствует некоторое уменьшение концентраций Th и U и значений Th/U отношения, которые продолжают оставаться в диапазоне характеристик, свойственных магматическим цирконам. В интервале возрастных оценок от 2.75 до 2.23 млрд лет дополняющие друг друга данные LAM-ICP-MS и SHRIMP-II обнаруживают концентрации Th — 76–591 *ppm*, U — 86–560 *ppm* и значения Th/U отношения, снижающиеся от 1.7 до 0.45.

Область значений Th/U отношения менее 0.45 отвечает оболочкам кристаллов. Крайне малая толщина этих оболочек не позволяет охарактеризовать их геохимию с желаемой точностью: во всех случаях была проанализирована смесь вещества оболочек и прилегающих внутренних областей кристаллов. Полученные значения Th/U отношения, равные 0.05–0.27, в несколько раз превышают опубликованные оценки этого параметра (см. выше) в «метаморфических» цирконах. Кроме того, получены смешанные оценки возраста, близкие 2.5, 2.1–1.9 млрд лет, которые, по-видимому, усредняют возрастные характеристики внутренних частей и оболочек кристаллов.

Таким образом, геохимия Th и U в цирконах Fe-Ti эклогита еще более определенно, чем геохимия Y, Yb и Lu, свидетельствует о первично-магматическом происхождении этого минерала и его последовательной перекристаллизации при метаморфизме.

Результаты исследования на качественном и количественном уровнях включений в кристаллах циркона из Fe-Ti эклогита в пробе S-204/2B приведены в [Каулина и др. (в печати)]. Установлено, что включения образованы: кварцем, плагиоклазом (An — 10%), клинопироксеном (Jd 0–6%), рутилом, кальцитом, мусковитом, F-апатитом, Al-титанитом, TR-эпидотом (ортитом), эпидотом, пиритом, галенитом. Полифазные включения: альбит + кальцит, рутил + + кварц, клинопироксен + эпидот, F-апатит + + мусковит + кальцит, Al-титанит + кварц + + кальцит + апатит + TR-эпидот (ортит), пирит + анатит, TR-эпидот (ортит) + кварц, титанит + кварц + рутил + кальцит. Включения незакономерно распределены в зернах циркона, связать их появление с теми или иными этапами эволюции как цирконов, так и пород-хозяев не удалось.

Клинопироксен, вероятнее всего, был захвачен на стадии магматической кристаллизации. Относительно крупные включения, совместно образованные кварцем и рутилом, могут быть свидетелями метаморфизма эклогитовой фации, однако отсутствие омфацита в составе включений не позволяет прийти к однозначному выводу. Апатит, ортит, возможно также Al-титанит, могли образоваться на разных стадиях — их появление скорее всего отражает «сброс» примесей (ЛРЗЭ, Th) из исходного циркона-хозяина и фиксацию их в виде самостоятельных минеральных включений. Особенности такого преобразования охарактеризованы в [Tomashek et al., 2003]. Присутствие кальцита, пирита и галенита указывает на перекристаллизацию под действием средне- или низкотемпературных гидротермальных флюидов, вероятно, на заключительных стадиях эволюции.

Известно, что цирконы с обильными включениями кварца и рутила характерны для эклогитов, представленных ксенолитами в кимберлитах (см. например, [Hoskin, Schaltegger, 2003; Katayama et al., 2000; Kaneko et al., 2003]). Возможно, и в нашем случае перекристаллизация магматического циркона протекала одновременно с ростом кварца и рутила, т.е. параллельно с образованием эклогитовой минеральной ассоциации Grt + Omph + Qtz + Ru.

Вернемся к магматической стадии — кристаллизации циркона. Насколько обычны или, напротив, необычны подобные ситовидные кристаллы лоскутного строения для рассматриваемого типа горных пород? Захват твердофазных включений связан с быстрым ростом кристаллов. По мере уменьшения степени перенасыщения расплава, условия роста становятся более равновесными, и может кристаллизоваться внешняя (для первичных кристаллов) зональная приз-

Таблица 2.16. Изотопные Th-U-Pb данные и возраст цирконов, полученные методом SHRIMP-II

Номера анализов	$^{206}Pb_c$, %	Содержания, *ppm*			$^{232}Th/^{238}U$	Исправленные изотопные отношения				Дискордантность, %	Возраст, млн лет				Rho
		U	Th	$^{206}Pb^*$		$^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±%		$^{206}Pb/^{238}U$		$^{207}Pb/^{206}Pb$		
Проба S-204/2B — железисто-титанистый эклогит															
Предположительно магматический циркон (кристалл с реликтами магматической зональности)															
S-204/2B-10.1	0.14	243	465	118	1.98	16.22	2.2	0.566	2.1	0	2891	±50	2889	±11	0.951
Цирконы, перекристаллизованные в условиях эклогитовой фации (светлые ситовидные участки со светло-серыми промежутками, Th/U > 1.75)															
S-204/2B-3.1	0.15	496	857	211	1.79	13.28	2.2	0.494	2.1	8	2587	±45	2787	±8	0.971
S-204/2B-4.1	0.35	520	1488	234	2.95	14.16	2.2	0.522	2.1	3	2706	±46	2801	±11	0.952
S-204/2B-6.1	0.41	289	666	128	2.38	14.24	2.3	0.512	2.1	7	2665	±47	2840	±14	0.932
S-204/2B-7.1	0.22	432	971	186	2.33	13.58	2.2	0.501	2.1	7	2617	±45	2799	±9	0.967
S-204/2B-9.2	0.24	545	963	232	1.83	13.2	2.2	0.494	2.1	7	2588	±45	2775	±9	0.965
S-204/2B-10.2	0.23	383	920	163	2.48	13.39	2.2	0.493	2.1	8	2584	±45	2802	±9	0.964
S-204/2B-13.1	0.07	656	1458	267	2.30	12.45	2.4	0.473	2.3	10	2497	±48	2750	±7	0.982
Цирконы, неоднократно преобразованные при метаморфизме (светлые ситовидные участки со светло-серыми промежутками, Th/U < 1.75)															
S-204/2B-1.1	1.61	86	76	30.7	0.92	8.19	3.7	0.4089	2.4	4	2210	±44	2290	±48	0.644
S-204/2B-1.2	0.68	191	226	68.6	1.22	9.32	2.7	0.4141	2.2	11	2234	±41	2490	±27	0.810
S-204/2B-2.1	0.47	162	162	62.1	1.03	10.21	2.4	0.4423	2.2	7	2361	±44	2531	±18	0.901
S-204/2B-7.2	0.08	372	591	136	1.64	9.99	2.3	0.4243	2.2	12	2280	±43	2565	±10	0.963
S-204/2B-8.2	0.90	105	76	45.9	0.75	13.17	3.5	0.502	2.3	5	2622	±50	2745	±43	0.663
S-204/2B-8.3	0.30	560	563	213	1.04	10.33	2.3	0.4419	2.1	8	2359	±42	2553	±13	0.934
S-204/2B-9.1	0.76	189	142	72.3	0.78	10.37	2.8	0.4413	2.2	9	2356	±44	2561	±28	0.794
S-204/2B-11.1	0.37	299	321	120	1.11	11.08	2.3	0.4649	2.1	5	2461	±43	2586	±13	0.939
S-204/2B-15.1	0.07	309	368	130	1.23	12.28	2.3	0.488	2.2	4	2562	±47	2675	±11	0.956
Оболочки кристаллов (тонкие серые каймы, Th/U < 0.5)															
S-204/2B-2.2	2.67	34	7	11.1	0.22	6.51	9.9	0.366	4	3	2013	±69	2081	±160	0.405
S-204/2B-4.2	3.69	54	5	22.4	0.09	10.57	8.3	0.459	3	4	2437	±62	2527	±130	0.366
S-204/2B-5.1	1.18	79	23	30.2	0.30	9.92	5.1	0.437	2.9	7	2336	±57	2504	±70	0.577
S-204/2B-6.2	1.41	40	2	12.2	0.05	6.39	7.7	0.353	2.9	9	1949	±49	2115	±130	0.379
S-204/2B-12.1	1.42	29	8	11.7	0.27	10.76	4.8	0.454	2.9	7	2413	±58	2576	±64	0.603

Таблица 2.16. Продолжение

Номер анализа	$^{206}Pb_c$, %	Содержания, *ppm*			$^{232}Th/^{238}U$	Исправленные изотопные отношения				Дискордантность, %	Возраст, млн лет				Rho
		U	Th	$^{206}Pb^*$		$^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±%		$^{206}Pb/^{238}U$		$^{207}Pb/^{206}Pb$		
S-204/2B-14.1	1.39	66	8	19.1	0.12	5.9	5.7	0.3302	2.7	14	1839	±43	2094	±87	0.476
Проба S-204/28 — плагиогранит															
Ядра кристаллов (темные зоны)															
S-204-28.2.1	0.03	532	196	201	0.38	10.493	0.69	0.4404	0.52	10	2353	±10	2585	±8	0.760
S-204-28.3.1	0.68	206	84	85.5	0.42	13.68	1.2	0.4795	0.8	14	2525	±17	2881	±14	0.667
S-204-28.5.1	–	397	457	181	1.19	15.19	0.68	0.529	0.54	6	2737	±12	2892	±7	0.802
S-204-28.7.1	0.18	494	102	217	0.21	14.21	1	0.5105	0.89	7	2659	±19	2841	±9	0.860
S-204-28.8.1	0.10	575	132	275	0.24	15.63	1.1	0.5564	1	0	2852	±24	2857	±6	0.949
S-204-28.9.1	0.15	539	242	204	0.46	10.861	0.66	0.4394	0.48	13	2347	±9.4	2646	±8	0.725
S-204-28.10.1	0.15	149	78	67	0.54	13.83	1.2	0.5214	0.99	2	2705	±22	2763	±12	0.793
S-204-28.11.1	0.09	646	80	264	0.13	12.062	0.62	0.4751	0.45	7	2506	±9.4	2691	±7	0.730
S-204-28.12.1	0.19	212	37	97.7	0.18	14.37	1.1	0.5359	0.85	1	2766	±19	2780	±11	0.799
Оболочки и цирконы без ядер (светлые зоны)															
S-204-28.4.1	0.21	22	0	6.87	0.02	5.79	0.3	0.3612	1.8	–4	1988	±30	1899	±44	0.538
S-204-28.6.1	2.91	20	2	5.3	0.11	4.34	8.4	0.296	2	4	1671	±29	1739	±150	0.236
S-204-28.8.2	1.29	19	1	7.14	0.04	8.37	5.4	0.4353	1.9	–5	2330	±36	2220	±88	0.341
S-204-28.11.2	–	48	23	18.3	0.48	8.73	2.9	0.4418	1.3	–4	2359	±26	2268	±44	0.453
S-204-28.13.1	1.13	14	1	3.81	0.08	5.2	5.5	0.3231	2.3	6	1805	±37	1905	±90	0.424
S-204-28.14.1	2.59	12	0	3.45	0.00	4.85	9.3	0.3371	2.4	–9	1873	±40	1704	±170	0.262
S-204-28.14.2	0.48	15	0	4.46	0.00	5.42	4	0.3418	1.9	–1	1895	±31	1881	±64	0.475
S-204-28.15.1	0.96	11	0	3.54	0.01	5.57	7.5	0.3675	2.7	–11	2018	±47	1797	±130	0.359
S-204-28.16.1	0.91	25	3	7.23	0.11	5.3	4.1	0.3386	1.7	–1	1880	±27	1856	±68	0.404
S-204-28.17.1	1.23	8	0	2.6	0.02	5.71	7.5	0.353	3	–2	1947	±50	1917	±120	0.400
Проба S-198/107 — эклогит-гранулит															
Бесцветный циркон (тип I)															
S-198/107.1.1	0.00	80	36	29.2	0.47	10.91	3.3	0.426	2.6	18	2287	±51	2706	±33	0.800

Таблица 2.16. Продолжение

Номер анализа	$^{206}Pb_c$, %	Содержания, *ppm*			$^{232}Th/^{238}U$	Исправленные изотопные отношения				Дискордантность, %	Возраст, млн лет				Rho
		U	Th	$^{206}Pb^*$		$^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±%		$^{206}Pb/^{238}U$		$^{207}Pb/^{206}Pb$		
S-198/107.2.1	0.58	33	8	16.4	0.24	14.57	3.7	0.566	2.8	–6	2890	±64	2714	±41	0.740
S-198/107.3.1	0.81	37	11	13	0.30	10.0	5.5	0.405	3.3	21	2190	±61	2646	±74	0.590
S-198/107.4.1	–	58	11	24.5	0.21	12.65	3.1	0.493	2.6	5	2586	±55	2707	±26	0.851
S-198/107.5.1	0.29	99	24	35.2	0.25	10.72	2.9	0.412	2.5	23	2224	±46	2730	±25	0.849
S-198/107.8.1	0.00	402	120	159	0.31	11.18	4.6	0.461	3.2	7	2443	±65	2615	±56	0.687
S-198/107.8.2	0.00	135	20	42.8	0.16	10.3	10	0.369	6.7	41	2026	±120	2851	±120	0.666
S-198/107.9.2	0.89	55	13	16.3	0.25	7.47	4.2	0.3436	2.7	28	1904	±45	2431	±54	0.647
S-198/107.10.1	0.43	16	4	7.36	0.27	13.95	3.8	0.517	3.1	4	2685	±67	2792	±37	0.802
S-198/107.11.1	0.39	66	22	21.8	0.34	9.33	3.7	0.382	2.7	26	2084	±47	2628	±42	0.726
S-198/107.11.2	0.23	34	10	11.3	0.30	10.47	3.8	0.391	3	31	2126	±54	2778	±40	0.770
S-198/107.13.1	–	110	50	38.6	0.47	10.94	3	0.411	2.6	25	2219	±50	2768	±25	0.869
Оболочка															
S-198/107.12.1	3.76	10	0	2.91	0.01	6.2	12	0.338	4.3	14	1875	±69	2142	±190	0.356
Проба S-B-810 — тоналитовый гнейс															
S-B-810.1.1	0.28	70	55	32	0.81	14.04	2.1	0.533	1.2	0	2754	±27	2752	±27	0.591
S-B-810.2.1	0.14	69	72	29.6	1.07	12.85	1.9	0.4951	1.4	5	2593	±29	2726	±22	0.724
S-B-810.3.1	0.23	78	48	35.1	0.64	13.51	1.7	0.5209	1.1	1	2703	±25	2726	±21	0.650
S-B-810.4.1	0.04	204	93	92.7	0.47	13.77	1	0.5278	0.72	0	2732	±16	2736	±12	0.692
S-B-810.4.2	0.23	463	215	166	0.48	10.445	0.9	0.4149	0.63	20	2237	±12	2676	±11	0.702
S-B-810.5.1	0.39	79	41	27.1	0.53	9.95	2.2	0.3951	1.4	25	2146	±25	2677	±28	0.626
S-B-810.5.2	0.13	243	124	87.5	0.52	9.8	1.2	0.418	0.76	14	2251	±14	2558	±16	0.630
S-B-810.6.1	0.70	28	11	10.4	0.39	10.29	3.8	0.425	2.3	14	2283	±44	2611	±52	0.592
S-B-810.7.1	0.82	64	9	23.1	0.15	10.52	2.6	0.417	1.3	19	2247	±25	2680	±37	0.506
Проба KV-05-6 — тоналитовый гнейс															
KV-05-6.1.1	0.08	254	51	110	0.21	13.43	1.1	0.5043	0.82	5	2632	±18	2769	±12	0.738
KV-05-6.2.1	–	252	78	111	0.32	14.04	1	0.5125	0.73	6	2668	±16	2815	±12	0.710

Таблица 2.16. Окончание

Номер анализа	$^{206}Pb_c$, %	Содержания, *ppm*			$^{232}Th/^{238}U$	Исправленные изотопные отношения				Дискордантность, %	Возраст, млн лет				Rho
		U	Th	$^{206}Pb^*$		$^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±%		$^{206}Pb/^{238}U$		$^{207}Pb/^{206}Pb$		
KV-05-6.3.1	–	145	50	65.5	0.36	14.81	1.4	0.5262	1.1	5	2725	±24	2860	±15	0.756
KV-05-6.4.1	0.80	146	55	60.8	0.39	12.37	2.3	0.4802	1.3	7	2528	±27	2714	±31	0.573
KV-05-6.5.1	0.25	319	113	140	0.36	13.39	0.98	0.51	0.65	3	2657	±14	2746	±12	0.659
KV-05-6.5.2	0.24	91	0	28.1	0.00	5.73	2.3	0.3579	1.2	–4	1972	±20	1898	±36	0.494
KV-05-6.6.1	0.09	389	202	175	0.54	14.02	0.88	0.5225	0.59	3	2710	±13	2781	±11	0.669
KV-05-6.7.1	0.73	171	56	70.2	0.34	11.97	1.5	0.4731	0.95	8	2497	±20	2685	±20	0.621
KV-05-6.8.1	0.31	167	45	71.9	0.28	13.37	1.4	0.4996	0.94	6	2612	±20	2777	±17	0.666

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ. Pb_c и Pb^* — обыкновенный и радиогенный свинец, соответственно. Ошибка при калибровке стандарта от 0.37 до 0.91%.

Поправка на обычный свинец введена с использованием измеренных значений 204Pb. Здесь и далее Rho — коэффициент корреляции дискордантных точек.

матическая оболочка. Анализ литературной базы данных привел нас к несколько неожиданному результату. Оказалось, что цирконы именно такой морфологии характерны для Fe-Ti габбро «океанического» происхождения [Seck et al., 1996; Blackman et al., 1998; Bröcker, Enders, 1999, 2001; Tomashek et al., 2003; Kaczmarek et al., 2008; Grimes et al., 2008]. Эти цирконы в полной мере сохраняют свой облик, попадая в условия метаморфизма эклогитовой фации.

Особенно показательны данные, полученные при изучении даек Fe-Ti габбро, пересекающих мантийные передотиты массива Ланцо (Итальянские Альпы), которые представлены в статье [Kaczmarek et al., 2008]. Эти дайки, сформированные на стадии медленного раскрытия Пьемонт-Лигурийского океана в юрское время, позднее в процессе Альпийской орогении были вовлечены в субдукцию и подверглись метаморфизму эклогитовой фации. Однако значительные участки даек сохранили свой дометаморфический облик и состав, в том числе они содержат кристаллы магматического циркона, для преобладающей части которых характерны «лоскутная» морфология и обильные минеральные включения, придающие кристаллам ситовидный облик. Несмотря на признаки перекристаллизации, цирконы сохраняют свой облик и в участках даек, переработанных в эклогитовой фации.

Габброиды быстро-спрединговых хребтов могут содержать значительные количества кристаллов циркона, которые обладают рядом типоморфных особенностей [Беляцкий и др., 2009]. Прежде всего, это наличие большого количества зерен с хорошо выраженными кристаллографическими формами, что отличает их от циркона из Fe-Ti габбро медленно-спрединговых хребтов. Интересно, что в габброидных комплексах с участием Fe-Ti габбро преобладающие по объему габбро «нормального» состава содержат ничтожные количества циркона. Поэтому исследователи — авторы вышеперечисленных публикаций — были вынуждены изучать цирконы почти исключительно из Fe-Ti компонентов габброидных комплексов. Цирконы из «нормальных» габбро быстро-спрединговых хребтов и цирконы из Fe-Ti габбро с минимальным количеством включений характеризуются спектра-

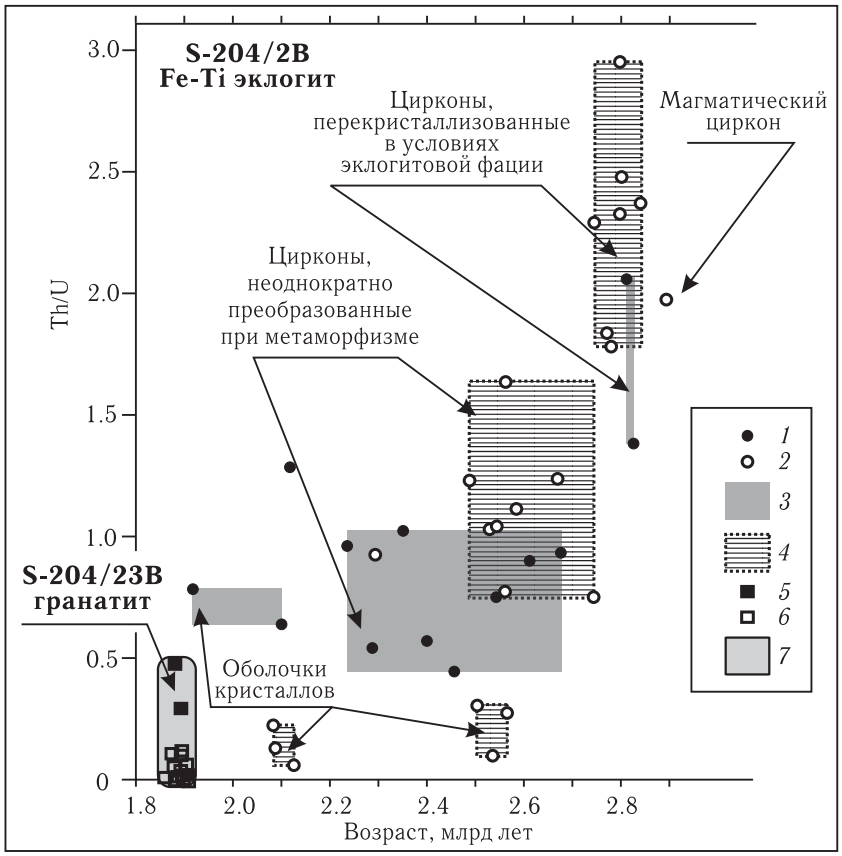


Рис. 2.64. Диаграмма «возраст — Th/U отношение» для цирконов из железисто-титанистого эклогита и гранатита

1–4 — железисто-титанистый эклогит проба S-204/2B: *1*, *2* — измеренные значения, источник данных: *1* — LAM-ICP-MS, *2* — SHRIMP-II; *3*, *4* — характерные значения, по данным: *3* — LAM-ICP-MS, *4* — SHRIMP-II; *5–7* — гранатит проба S-204/23B : *5*, *6* — измеренные значения, источник данных: *5* — LAM-ICP-MS, *6* — SHRIMP-II; *7* — области характерных значений

ми РЗЭ — типичными для цирконов магматических пород [Беляцкий и др., 2009; Kaczmarek et al., 2008]. Как мы отмечали выше, в отличие от них, цирконы из Fe-Ti габбро с обильными включениями характеризуются заметно повышенными концентрациями ЛРЗЭ [Kaczmarek et al., 2008] — подобно участкам циркона с обильными включениями из Fe-Ti эклогита Салмы (см. рис. 2.63).

Итак, цирконы Fe-Ti эклогита, с одной стороны, сохраняют содержания Th и, что особенно важно, — величину Th/U отношения, характерные для цирконов из магматических пород и абсолютно не свойственные цирконам пород метаморфических (см. рис. 2.64). В пользу заключения о магматической природе свидетельствует также ювенильный изотопный состав Hf этих цирконов. На рис. 2.70 (см. ниже) показано, что цирконы, не испытавшие потери свинца, ложатся на линию, отвечающую среднему составу деплетированной мантии (DM reference line) — вероятнее всего, они кристаллизовались в океанической коре.

С другой стороны, ситовидное строение, обилие и широкий спектр минералов-включений, которые должны были кристаллизоваться в различных, в том числе в средне- и низкотемпературных условиях, указывают на значительную перекристаллизацию циркона в твердом состоянии. В свою очередь, сохранение высоких концентраций Yb и Lu предполагают три возможных сценария: 1) перекристаллизация циркона в отсутствие граната; 2) перекристаллизация магматического циркона в присутствии граната в условиях крайне ограниченной мобильности микроэлементов, высвобождаемых из исходных цирконов магматического генезиса; 3) интенсивное парциальное плавление (мигматизация), обеспечивающие «дальний перенос» ТРЗЭ.

Первый вариант явно не соответствует рассматриваемой ситуации. Нет достаточных оснований также и для принятия третьего варианта. Более всего соответствует наблюдаемой ситуации второй вариант. При этом широкий спектр минералов-включений позволяет предполагать, что перекристаллизация магматического циркона, насыщенного элементами-примесями, сопровождалась дальнейшим развитием ситовидной структуры и захватом новых включений. Дальнейшему развитию ситовидной структуры и кристаллизации включений способствовало растворение дефектных метамиктных участков

в кристаллах циркона. Сохранность высоких («магматических») концентраций элементов-примесей, в свою очередь, указывает на то, что процессы перекристаллизации протекали в закрытой системе, в условиях, ограничивающих перемещение микроэлементов, избыточных относительно изоморфной емкости циркона в новых условиях, — т.е. при отсутствии парциального расплава и минимальных количествах флюида [Rubatto, 2002]. В этих условиях новый циркон растворяется и тут же кристаллизуется вновь, очищенный от избыточных элементов, сохраняя положение (а частично — и облик) прежнего кристалла. При этом выделившиеся микроэлементы образуют собственные минералы (F-апатит, TR-эпидот (ортит), возможно, также торит, монацит, ксенотим или иные минералы Y-Th-ТРЗЭ), оставаясь практически на прежнем месте — в виде микровключений в новообразованном кристалле циркона [Tomashek et al., 2003]. Неоднородность внутренней структуры кристаллов и обилие включений непосредственно наблюдаются в KL/BSE изображениях (см. рис. 2.59). На концентрацию некоторых элементов-примесей в минералах-включениях указывают также и значительные латеральные вариации содержаний Th и U в пределах зерен циркона, на которые, как мы отмечали выше, указывает расхождение данных анализа методами LAM-ICP-MS и SHRIMP-II, различающимися уровнем локальности измерений. Микровключения, неизбежно захватываемые при анализе, по-видимому, маскируют собственную геохимию новообразованного «очищенного» циркона и тем самым «консервируют» геохимические характеристики исходного высокотемпературного минерала в новообразованном метаморфическом цирконе.

Высказанные соображения приводят к выводу, что особенности морфологии, структуры и геохимии циркона Fe-Ti эклогита были сформированы в ходе магматической кристаллизации с участием сильно фракционированного остаточного расплава в значительно стесненной обстановке. В дальнейшем по мере изменения условий кристаллы циркона были частично перекристаллизованы. При этом порода не подвергалась парциальному плавлению и находилась в условиях ограниченной флюидопроницаемости. Подобные особенности циркона в метаморфических породах, формировавшихся при высоких значениях *P* и/или *T*, известны в различных регионах [Tomashek et al., 2003; Hoskin, Black, 2000 и ссылки в этих работах].

Результаты датирования цирконов Fe-Ti эклогита из пробы S-204/2B методом LAM-ICP-MS (13 точек) приведены в табл. 2.15 и на рис. 2.65, *А*, *Б*. Для исследованной популяции характерен значительный разброс оценок возраста — от > 2.8 до ~1.9 млрд лет. Наиболее древняя конкордантная оценка равна 2823±48 млн лет (2.82±0.05 млрд лет). На диаграмме относительной вероятности изотопных возрастов пики приходятся на даты около 2.82, 2.46, 2.28 и 1.91 млрд лет. Эти значения рассматриваются как наиболее реалистичные, поскольку им соответствуют близконкордантные точки (рис. 2.65, *Б* по [Natapov et al., 2005]).

Близкие оценки возраста были получены с использованием технологии SHRIMP-II (23 точки) [Каулина и др. (в печати)]. Благодаря большей локальности этого метода, была выявлена более значительная вариабельность геохимических и геохронологических характеристик цирконов в сравнении с LAM-ICP-MS. Выделилась группа измерений, включающая восемь оценок возраста в интервале 2.89–2.75 млрд лет (см. рис. 2.64 и 2.65, *В*, *Г*). Оценка возраста совокупности этих точек (характеризующихся наиболее высокими значениями Th-U отношения, > 1.75) на диаграмме с конкордией составила 2.89±0.05 млрд лет. Необходимо отметить, что увеличение возраста в сравнении с оценкой, полученной LAM-ICP-MS, на 65 млн лет фактически связано с единственным замером на зерне 10, в котором сохранились реликты зонального строения, свойственного магматическим цирконам (см. рис. 2.65, *Г*, и также рис. 2.59). Примечательно, что и второй замер в том же зерне (точки 10.1 и 10.2) дал высокую оценку возраста — 2.80 млрд лет (два подобных замера в одном зерне — уникальный случай во всей выборке). Очевидно, конкордантная оценка 2.89±0.05 млрд лет в точке 10.1 может отвечать возрасту первичного магматического циркона. Если предположение верно, эта оценка датирует формирование мафитового магматического протолита. Тогда за возраст эклогитового метаморфизма можно принять оценку 2.82±0.05 млрд лет, полученную LAM-ICP-MS, с которой согласуются данные SHRIMP-II, если исключить конкордантный замер в точке 10.1. Однако нельзя полностью исключить возможность, что 2.89 млрд лет — возраст наиболее раннего метаморфического события — собственно эклогитового метаморфизма. В таком случае, возраст магматического протолита превысит 2.89 млрд лет, а дата 2.82 млрд лет разместится в ряду последовавших термальных со-

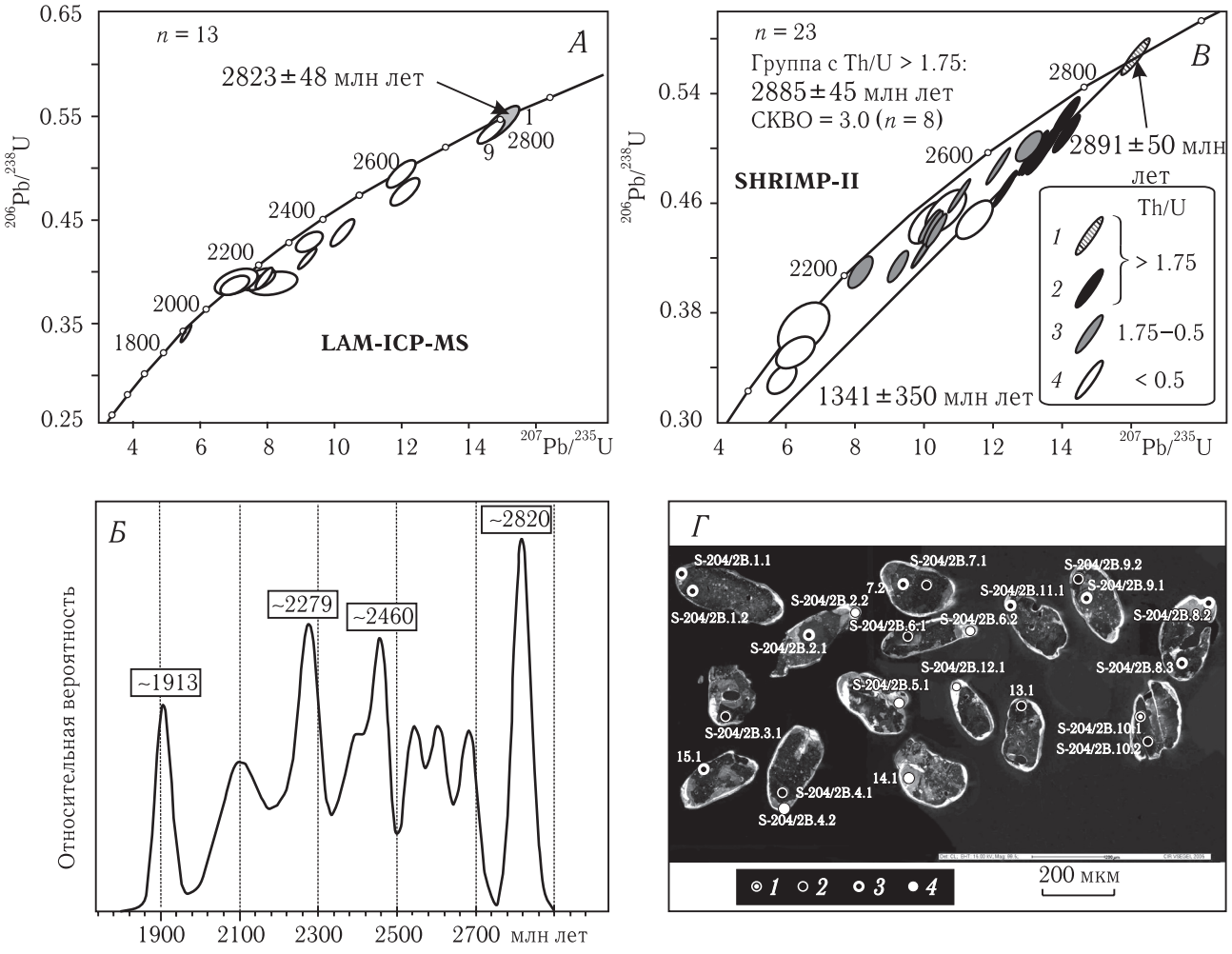


Рис. 2.65. Оценки U-Pb возраста цирконов из железисто-титанистого эклогита (проба обр. S-204/2B)

А, *Б* — метод LAM-ICP-MS (по [Natapov et al., 2005]): *А* — диаграмма с конкордией (см. табл. 2.15; изображения цирконов см. на рис. 2.59); *Б* — кривая распределения U-Pb изотопных возрастов цирконов.

В, *Г* — метод SHRIMP-II: *В* — диаграмма с конкордией и взаимозависимость измеренных изотопных отношений и величины Th/U отношения в кристаллах циркона; *Г* — изображения исследованных цирконов в катодолюминисценции (результаты анализа в точках приведены в табл. 2.16): *1–4* — типы кристаллов циркона в соответствии с группировкой по величине Th/U отношения на фрагменте *В* (в том числе *1* — замер с максимальной оценкой возраста)

бытий. Принципиально важно, что абсолютное большинство зерен циркона в выборке характеризуется высокими значениями Th/U отношения, превышающими 0.7, что, как мы отмечали выше, свидетельствует в пользу магматического происхождения исходного циркона. В свою очередь, высокое содержание циркона указывает на плутоническую природу породы-протолита.

Участки кристаллов с обильными включениями и с Th/U отношением от 1.75 до 0.45 дают дискордантные оценки возраста (см. рис. 2.65, *В, Г*). Замеры, отвечающие этой части выборки, совместно с шестью точками, захватывающими тонкие оболочки с низкими концентрациями Th и U, имеют тенденцию распределяться внутри треугольника 2.9–1.9–0 млрд лет. Такая картина отражает двукратную как минимум потерю радиогенного свинца: поздне-палеопротерозойскую и современную. Можно попытаться пойти дальше, опираясь на оценки относительной вероятности изотопных возрастов по данным, полученным LAM-ICP-MS (см. рис. 2.65, *Б*), где пики приходятся на даты около 2.82, 2.46, 2.28, 2.1 и 1.91 млрд лет. Корреспондирующиеся оценки по данным SHRIMP-II равны 2.80, 2.53, 2.29 и 2.08 млрд лет. Результаты измерений, проделанных независимо, вполне сопоставимы. Суммируя, мы получаем приблизительные оценки

возраста вероятных термальных событий в эволюции Fe-Ti метагаббро, результатом которых были последовательные явления перекристаллизация первично-магматического циркона, сопровождавшиеся потерями свинца: 2.82–2.80, 2.53–2.46, 2.29–2.28, 2.1–2.08 и 1.91 млрд лет. Как мы отмечали выше, сохранность минеральных включений Y-Th-ТРЗЭ в ходе продолжающейся перекристаллизации свидетельствует о том, что Fe-Ti эклогит не подвергался отделению парциальных расплавов и оставался закрытым для флюидов. Практически все перечисленные даты сопоставляются с известными событиями геологической истории региона.

Обсуждение приводит к заключению о том, что перекристаллизация циркона Fe-Ti метагаббро при всех термальных воздействиях ни разу не была полной. Всякий раз циркон сохранял «память» о геохимических и изотопных особенностях исходного магматического минерала (в том числе, благодаря консервации микровключений), результатом чего оказались «смешанные» геохимические характеристики и U-Pb датировки. Неполнота обновления состава циркона при перекристаллизации особенно наглядно иллюстрируется зависимостью между измеренным возрастом и величиной Th/U отношения. Подобные преобразования циркона при последовательных импульсах высокоградного метаморфизма зафиксированы в породах разного возраста в разных регионах. Исследователи этих объектов заключали, что эволюция циркона протекала в субсолидусных условиях и обращали внимание на трудности геохронологической и геологической интерпретации результатов датирования (например, раннепалеозойские норит-эклогиты, Центральный Французский массив [Paquette et al., 1995]; неопротерозойские лейкониориты, метаморфизованные в гранулитовой фации, массив Анкафотия, Мадагаскар [Ashwal et al., 1999]; мезопротерозойские метагранитоиды гранулитовой фации, Квинсленд, Австралия [Hoskin, Black, 2000]).

Проба S-204/16B — мафитовый эклогит (см. рис. 2.28). Предполагалось, что геохронологическое исследование этой пробы позволит сопоставить возрасты возникновения и эволюции мафитовых и Fe-Ti эклогитов, размещенных в непосредственной близости и совместно участвующих в строении геологической структуры. К сожалению, содержание циркона в пробе обр. S-204/16B оказалось крайне низким. Датирование одного из зерен дало Pb-Pb оценку возраста 2.67±0.01 млрд лет. В свете оценок, полученных при исследовании циркона из Fe-Ti эклогита, этот результат является в определенном смысле случайным. Однако для дальнейшего обсуждения важно отметить, что строение кристаллов циркона из этой пробы, наблюдаемое в проходящем свете, похоже на строение ситовидных кристаллов циркона в пробе S-204/2B железисто-титанистого эклогита (см. рис. 2.58).

Проба S-204/23B — гранатит (см. рис. 2.28). Опробованный прослой гранатита мощностью около 1 м согласно залегает в симплектитовых мафитовых эклогитах. Из пробы весом 1 кг было выделено 15 мг циркона. Цирконы представлены длиннопризматическими прозрачными кристаллами длиной около 200 мкм (см. рис. 2.58 и 2.59). Небольшие по размеру внутренние области (ядра) этих кристаллов наполнены включениями и по своему облику аналогичны кристаллам циркона в пробе железисто-титанистого эклогита S-204/2B. Ядра достигают 50–70 мкм в поперечнике. Прозрачные каймы (серые на полученных изображениях) нарастали преимущественно на концах короткопризматических ситовидных кристаллов, преобразуя их в длинные призмы. Часть кристаллов подверглась полному замещению и лишена остатков ситовидных ядер. Подобная направленность перекристаллизации вполне обычна для цирконов метаморфических пород [Davis et al., 2003]. По мере замещения древних ядер, происходила очистка новообразованного циркона от включений: в оболочках кристаллов включения полностью отсутствуют. Эти особенности внутреннего строения прекрасно наблюдаются на катодо-люминесцентных изображениях цирконов, но достаточно хорошо различимы и на фотографиях в проходящем свете (рис. 2.58). В отличие от цирконов из Fe-Ti эклогита, границы между ядрами и оболочками цирконов из гранатита, как правило, резкие. Оболочки характеризуются грубой радиальной трещиноватостью, при этом трещины останавливаются на границе ядро–оболочка и не проникают в ядра. Кристаллы, лишенные ядер, лишены и трещин, что указывает на существование тепловых неоднородностей, связанных с разными концентрациями радиоактивных элементов в ядрах и оболочках, прежде всего, урана (более высокой в ядрах и низкой — в оболочках) [Davis et al., 2003].

На имеющихся изображениях оболочки кристаллов циркона из гранатита и «серые» области в цирконах из Fe-Ti эклогита кажутся однотипными. Обращает на себя внимание удивительное сходство в особенностях внутренней трещинова-

тости и пространственных соотношений между ядрами и оболочками (см. рис. 2.59). Однако, сравнивая геохимию цирконов из гранатита и из Fe-Ti эклогита, мы видим как сходство, так и гораздо более значительные отличия.

Ситовидные ядра в цирконах из гранатита в сравнении с цирконами из Fe-Ti эклогита заметно богаче HfO_2 (соответственно имеют более низкое Zr/Hf отношение). Они близки по содержанию Y_2O_3 и в 1.5–2 раза богаче Yb и Lu. В то же время, они значительно беднее Th (в 100–500 раз) и U (в 20–40 раз) и характеризуются низкими значениями Th/U отношения — преимущественно «метаморфического» уровня (0.01–0.48 — см. табл. 2.15, рис. 2.62). Еще примечательнее геохимическая специфика широких прозрачных (серых в катодолюминесцентных изображениях) оболочек цирконов из гранатита. Они заметно обогащены HfO_2 и одновременно резко обеднены Th и Y(в 5–20 раз по сравнению с ситовидными ядрами), Yb и Lu (приблизительно в 200 раз по сравнению с ядрами). Выше мы уже упоминали, что нормализованные к хондриту концентрации Yb и Lu в магматических цирконах обычно заключены в интервале от 1000 до10 000 [Rubatto, 2002; Belousova et al., 2002]. Содержания Yb и Lu в ядрах циркона из гранатита также находятся в этом интервале (Yb — 7000–10900 и Lu — 5300–7100). Однако в оболочках нормализованные концентрации Yb и Lu варьируют на крайне низком уровне: 17–52 и 12–40, соответственно (см. табл. 2.15, рис. 2.62).

Полные РЗЭ-спектры оболочек трех кристаллов циркона из гранатитов [Каулина и др. (в печати)] также демонстрируют резкое снижение ТРЗЭ в сравнении с цирконом Fe-Ti эклогитов — до уровня около 10–15 нормированных содержаний (см. рис. 2.63). При этом нивелируется Ce положительная аномалия, а отрицательная Eu аномалия в цирконах из Fe-Ti эклогитов сменяется положительной в цирконах из гранатитов. Эти изменения свидетельствуют о восстановительном характере флюидов, при участии которых происходила кристаллизация оболочек зерен циркона в гранатитах. Полученные данные согласуются с закономерностями распределения РЗЭ, установленными при изучении цирконов высокометаморфизованных комплексов [Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Whitehouse, Platt, 2003].

Сопоставляя морфологию и особенности строения кристаллов циркона в пробах Fe-Ti эклогита и гранатита и направленность геохимических изменений, естественно предположить, что они демонстрируют разные стадии и разную интенсивность проявления однотипных преобразований. Кристаллизацию переполненных включениями ядер циркона из гранатита и преобладающих по объему ситовидных областей цирконов из Fe-Ti эклогита можно соотносить с магматической стадией. Как показано выше, за возраст эклогитового метаморфизма можно принять одну из оценок: 2.82 или 2.89 млрд лет.

Было показано, что метаморфические цирконы из Fe-Ti эклогита «до самого последнего момента» сохраняли геохимические характеристики первичного магматического циркона, хотя и в редуцированном виде. Ситовидные ядра цирконов из гранатита сохранили геохимическую память в отношении ТРЗЭ, но полностью утратили ее в отношении урана и особенно тория. С переходом к оболочкам кристаллов процесс идет дальше: эти оболочки представляют собой типично метаморфические новообразования. Резкое снижение концентраций Th, U, Y, Yb и Lu при сохранении и некотором росте концентрации Hf однозначно свидетельствует о метаморфическом происхождении новообразованного циркона в гранатите. Полнота перекристаллизации, гомогенность новообразованной кристаллической фазы и полное удаление примесей указывают на высокую проницаемость и флюидонасыщенность пород. С теми же процессами, очевидно, был связан вынос свинца, результатом которого стало «омоложение» циркона. Низкие концентрации Y, Yb и Lu свидетельствуют о том, что кристаллизация оболочек происходила в равновесии с ранее сформированным гранатом и, возможно, сопровождалась его частичной перекристаллизацией.

В результате U-Pb датирования пробы S-204/23B методом LAM-ICP-MS по всем цирконам, включая кристаллы с выраженными ядрами, был получен конкордантный возраст 1.89±0.02 млрд лет (рис. 2.66; см. табл. 2.15). Событие, зафиксированное датой 1.89 млрд лет, чрезвычайно мощно отразилось на изотопных характеристиках циркона из гранатита: первоначальные характеристики ситовидных ядер оказались полностью стертыми. Особенности строения кристаллов циркона и их геохимические особенности позволяют реконструировать лишь некоторые черты их эволюции. Как и в случае Fe-Ti эклогита, появление исходного циркона было связано с плутонической кристаллизацией основного магматического расплава. Далее, как и в Fe-Ti эклогите, перекристалли-

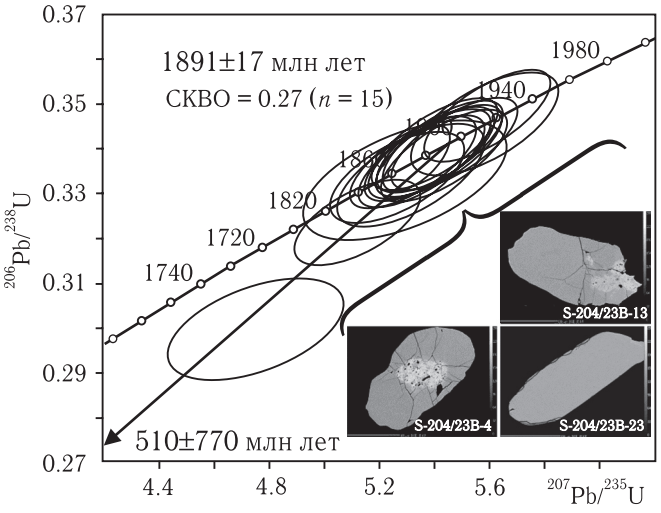


Рис. 2.66. Оценки U-Pb возраста цирконов из гранатита (проба S-204/23B)

Метод LAM-ICP-MS, диаграмма с конкордией (см. табл. 2.15), на врезке — фото цирконов в катодолюминисценции / отраженных электронах

зация исходного циркона протекала в закрытой системе в отсутствии плавления и в условиях ограниченной миграции флюида. Можно предполагать, что цирконы гранатита проходили те же ступени эволюции, что и цирконы Fe-Ti эклогита. Однако следы промежуточных преобразований между 2.89–2.82 и 1.89 млрд лет, получившие отражение в цирконах из эклогитов, оказались полностью стертыми в цирконах из гранатитов. Следовательно, на рубеже 1.89 млрд лет эклогиты и гранатиты оказались в условиях, принципиально различающихся уровнем проницаемости для флюидов, а, возможно, и для парциальных расплавов. Можно предположить, что эти различия были связаны с разной реакцией массивных эклогитов и относительно тонких гранатитовых прослоев на напряжения и деформации, которые были вызваны коллизионными событиями конца палеопротерозоя.

Гранатиты являются неотъемлемым компонентом эклогитовой ассоциации Салмы, без выяснения их места вряд ли возможно реконструировать особенности эволюции ассоциации в целом. Известно, что гранатиты «сопровождают» тела Fe-Ti метагаббро, начиная, по меньшей мере, с уровня амфиболитовой фации, когда метагаббро имеют вид гранатовых амфиболитов (см. разделы 2.1.5.1 и 2.1.5.2). Геохимические и структурные связи гранатитов и Fe-Ti метабазитов указывают на формирование гранатитов при метаморфизме эндоконтактовых зон Fe-Ti метагаббро, значительно обогащенных Fe-Ti оксидами (см. табл. 2.14). Сценарий возникновения гранатитов предполагает следующую последовательность событий:

— 2.89 млрд лет — формирование океанской коры в медленно-спрединговом хребте, в том числе, третьего слоя коры — расслоенные габброиды, включая Fe-Ti габбро с эндоконтактами, обогащенными оксидами Fe и Ti, кристаллизация ситовидного магматического циркона;

— неоднократно в интервале 2.82–1.9 млрд лет — термальные воздействия, зафиксированные в изотопных системах циркона из Fe-Ti эклогита, геохимические и изотопные результаты которых в цирконах из гранатита оказались в дальнейшем полностью стертыми;

— 1.89 млрд лет — коллизионные деформации конца палеопротерозоя, сопровождавшиеся полной перестройкой U-Pb изотопных систем цирконов в зонах повышенной проницаемости, созданных прослоями гранатитов.

Следует заметить, что поздне-палеопротерозойские цирконы (именно: не оболочки, а популяции кристаллов) в породах, отчетливо принадлежащих архейской ассоциации, в пределах Беломорского орогена, да и всего Карело-Кольского региона, — явление крайне редкое, заслуживающее дальнейшего исследования и обсуждения.

***Проба S-198/107 — мафитовый эклогит-гранулит* (*эклогит со свидетельствами метаморфического события гранулитовой фации*)** отобрана в придорожном карьере в северном борту пролива Широкая Салма (см. рис. 2.34). При отборе этой пробы предполагалось охарактеризовать типичную разновидность мафитовых эклогитов. Приведенные выше петрологические данные, свидетельствующие о том, что декомпрессия (следствие тектонического воздымания) сопровождалась повышением температуры до уровня гранулитовой фации, ко времени опробования еще не были известны. Из пробы весом 10 кг был выделено 21 мг зерен циркона, принадлежащих двум морфологическим типам (см. рис. 2.58 и 2.61).

Цирконы обеих групп различаются окраской и некоторыми особенностями внутренней структуры, однако, как мы покажем ниже, не имеют сколько-нибудь отчетливых геохимических и возрастных различий. Характерной особенностью мультифасеточных кристаллов является округлая или полуовальная форма. Поперечник кристал-

лов варьирует между крайними значениями 75 и 250 мкм. На изображениях, выполненных в технике катодолюминесценции / отраженных электронов, кажется, что кристаллы полностью лишены граней, однако при наблюдении под бинокуляром видно, что кристаллы частично сохраняют редуцированную мультифасеточную огранку с характерным алмазным блеском.

Количественно преобладающие зерна циркона I типа — прозрачные и бесцветные. Фотографии позволяют различить внутренние области со слабо «проглядывающей» секторной зональностью и тонкие оболочки варьирующей толщины. По данным, приведенным в работе Т.В. Каулиной с соавторами [2010], в цирконе I типа по границе ядро–оболочка размещены включения, образованные лабрадором (Pl_{56}), кварцем, амфиболом и эпидотом. Расположение включений свидетельствует о совместном росте ядра и включений: растущий кристалл «отталкивал» окружающие минералы, располагая их параллельно фронту кристаллизации. На следующей стадии, при образовании метаморфической оболочки, часть окружавших циркон минералов законсервировались в виде включений.

Циркон II типа, составляющий около 30% популяции, представлен темно-коричневыми кристаллами с оболочками, что хорошо видно уже в проходящем свете. На изображении в отраженных электронах видны светлые ядра и темная трещиноватая оболочка. В некоторых зернах во внутренней области наблюдается секторная или концентрическая зональность, образованная двумя-тремя широкими зонами роста (см. рис. 2.61). По данным Т.В. Каулиной с соавторами [2010], исследованное включение в цирконе II типа образовано ассоциацией олигоклаза (Pl_{30}) с моноклинным пироксеном (Jd < < 5%) и клиноцоизитом. Состав включения свидетельствует о кристаллизации циркона-II при снижении давления до 5 кбар.

Морфология и особенности внутреннего строения кристаллов, принадлежащих обеим группам, позволяют рассматривать их как типичных представителей метаморфических цирконов, кристаллизующихся в условиях гранулитовой фации (сравни с примерами «гранулитовых» цирконов на рис. 2.58). Наблюдаемые элементы секторной и концентрической зональности также в большей степени соответствуют структурам метаморфических цирконов [Ashwal et al., 1999; Corfu et al., 2003], достоверные реликты зональности магматического типа не отмечены. Стоит отметить, что округло-овальные кристаллы циркона известны не только в гранулитовых комплексах, но также и в щелочных гранитах и сиенитах [Плоткина и др., 2006]. Причины этого сходства не исследованы.

Цирконы выделенных морфологических типов характеризуются не слишком яркими, но достаточно определенными геохимическими различиями. Цирконы I типа в сравнении с цирконами II типа несколько беднее Hf, Th и U (0.89–1.49, 28–75 и 67–513 против 1.27–1.52, 55–201 и 362–911, соответственно) и характеризуются более высокими значениями Zr/Hf и Th/U отношений (36–61 и 0.15–0.58 против 0.36–43 и 0.12–0.26, соответственно) (см. табл. 2.15, рис. 2.62). Концентрации Th и U и величины Th/U отношения несколько более высокие, чем можно было бы ожидать в метаморфических цирконах. Цирконы обеих групп характеризуются одинаково низкими концентрациями Yb и Lu — 57–186 *ppm* и 9–28 *ppm* (значения нормированных по хондриту содержаний равны 340–1100 и 350–1100, соответственно). Это самые низкие концентрации ТРЗЭ в исследованных породах эклогитовой ассоциации — еще более низкие содержания установлены только в широких метаморфических обрастаниях цирконов в гранатитах. Однако тип спектра РЗЭ, по данным Т.В. Каулиной с соавторами [2010], вполне соответствует распределениям РЗЭ в цирконах магматического генезиса (см. рис. 2.63). Между тем, концентрации ТРЗЭ в гранатах — еще более низкие, на уровне 10–20 хондритовых норм (в принципе, такие же, как в гранатах из Fe-Ti эклогитов и гранатитов). Эта особенность указывает на то, что рост циркона не сопровождался перекристаллизацией граната.

Облик кристаллов циркона — в целом гомогенная внутренняя структура, отсутствие заметного количества включений и «магматический» тип спектра РЗЭ свидетельствуют о благоприятных условиях кристаллизации, которые могли быть обеспечены присутствием парциального расплава [Corfu et al., 2003]. Низкие концентрации Y, Yb и Lu однозначно свидетельствуют о том, что кристаллизация циркона происходила в присутствии больших количеств ранее образованного граната, который, очевидно, не участвовал в обменных реакциях во время роста кристаллов циркона. Признаки более ранней фазы в кристаллах циркона обоих типов не обнаружены. Отсутствует в пробе и какая-либо иная популяция циркона, магматического или метаморфического происхождения (в том числе, не

были встречены реликты ситовидных кристаллов, подробно охарактеризованных выше в пробах из Fe-Ti и мафитовых эклогитов и гранатитов участка Салма). Указанием на возможность магматического происхождения гранулитовых цирконов являются повышенные концентрации Th и U и значения Th/U отношения, что, вероятнее всего, связано с кристаллизацией в присутствии парциального расплава.

Методом LAM-ICP-MS было проанализировано 29 зерен циркона. Три пары замеров в ядрах и оболочках кристаллов показали совпадающие возрасты. Результаты этих замеров нельзя рассматривать как оценки возраста оболочек, учитывая как большой размер аналитического пятна, так и чрезвычайно низкие концентрации радиоактивных элементов в оболочках. 18 измерений с малой погрешностью (менее ±40 млн лет в оценке возраста по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$), включающие зерна обоих типов, дали конкордию со возрастом 2.71±0.01 млрд лет (2703±9 млн лет) (рис. 2.67) [Natapov et al., 2005]. Присутствие в пробе одного зерна циркона с близконкордантным возрастом 2.24±0.04 млрд лет может свидетельствовать о наложенном палеопротерозойском событии. Нижнее пересечение линии дискордии с конкордией дает возраст поздне-палеопротерозойского коллизионного события — 1.86 млрд лет.

Оценка возраста циркона, полученная SHRIMP-II по 17 точкам, составила 2.72±0.04 млрд лет (2724±35 млн лет [Каулина и др., 2010]) — см. рис. 2.67, *Б*). Классическим U-Pb методом возраст бесцветного изометричного циркона I популяции оценен датой 2.70±0.03 млрд лет (2696±26 млн лет [Каулина и др., 2006]). Обо-

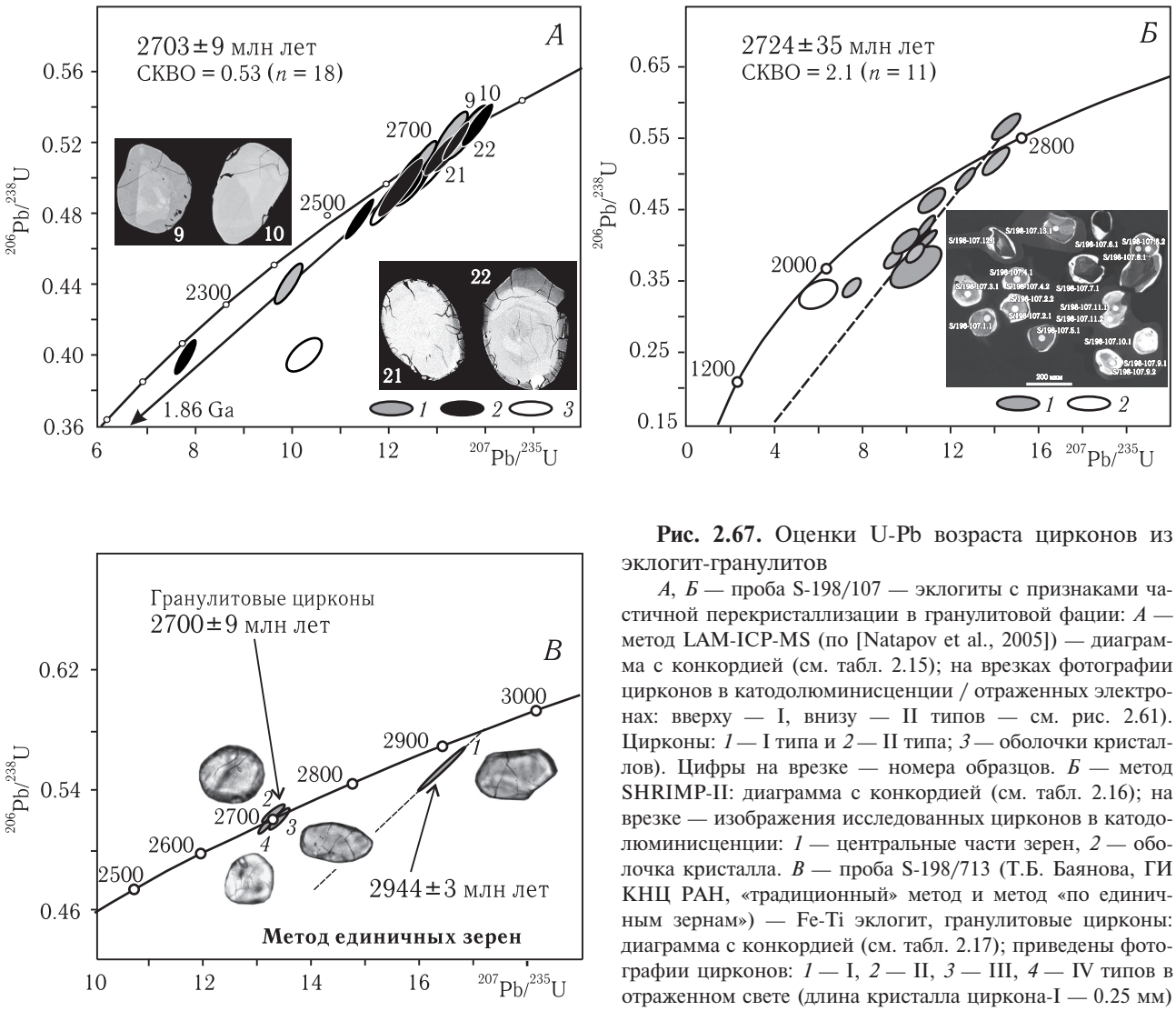


Рис. 2.67. Оценки U-Pb возраста цирконов из эклогит-гранулитов

А, *Б* — проба S-198/107 — эклогиты с признаками частичной перекристаллизации в гранулитовой фации: *А* — метод LAM-ICP-MS (по [Natapov et al., 2005]) — диаграмма с конкордией (см. табл. 2.15); на врезках фотографии цирконов в катодолюминисценции / отраженных электронах: вверху — I, внизу — II типов — см. рис. 2.61). Цирконы: *1* — I типа и *2* — II типа; *3* — оболочки кристаллов). Цифры на врезке — номера образцов. *Б* — метод SHRIMP-II: диаграмма с конкордией (см. табл. 2.16); на врезке — изображения исследованных цирконов в катодолюминисценции: *1* — центральные части зерен, *2* — оболочка кристалла. *В* — проба S-198/713 (Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН, «традиционный» метод и метод «по единичным зернам») — Fe-Ti эклогит, гранулитовые цирконы: диаграмма с конкордией (см. табл. 2.17); приведены фотографии цирконов: *1* — I, *2* — II, *3* — III, *4* — IV типов в отраженном свете (длина кристалла циркона-I — 0.25 мм)

лочки кристаллов датировать не удалось даже с использованием SHRIMP-II, из-за крайне низких концентраций урана (< 10 *ppm*).

Таким образом, хотя морфологические и геохимические особенности циркона позволяют выделить два типа кристаллов в составе популяции, полученные оценки свидетельствуют об их одновозрастности в пределах разрешающей способности и точности метода. Оценивая сумму полученных данных, характеризующих популяцию циркона из мафитового эклогита обр. S-198/107 местонахождения Пиренга (Широкая Салма), необходимо отметить, что цирконы этой популяции не встречают аналогии в цирконах, выделенных из пород местонахождения Салмы (Узкая Салма). Это утверждение в равной мере относится к Fe-Ti эклогитам, гранатитам, плагиогранитам и, по-видимому, также и к мафитовым эклогитам.

Заключение об отсутствии аналогий касается как морфологических и геохимических особенностей и предполагаемого происхождения циркона, так и возрастов зафиксированных архейских событий (2.72–2.70 млрд лет против 2.89–2.82 млрд лет и двух дат, характеризующих плагиограниты — 2.87 и 2.78 млрд лет). В свою очередь, в популяции циркона мафитового эклогита обр. S-198/107 не содержится каких-либо реликтов более древних сообществ циркона, которые можно было бы сопоставить с цирконами пород местонахождения Салма. Весьма значительный разрыв во времени (минимально — 80, максимально — более 190 млн лет) делает проблематичной саму возможность рассматривать эти события как стадии единого процесса. Более вероятно, что они отражают независимые тектонические процессы и события.

Перечисленные выше оценки возраста, полученные тремя разными методами, в пределах точности совпадают не только между собой, но также и с возрастом метаморфического циркона из архейских эклогитов района Гридино (где они интерпретируются как возраст эклогитового метаморфизма) — 2720±6 млн лет [Володичев и др., 2004]. Заметим, что спектр РЗЭ в цирконе из эклогитов Гридино (представленный на официальном сайте Е.В. Бибиковой) морфологически практически идентичен спектру РЗЭ в цирконе эклогита обр. S-198/107 (см. рис. 2.63), но отличается незначительно сниженным уровнем суммарных концентраций РЗЭ, особенно ЛРЗЭ.

Проба S-198/713 — графитсодержащий Fe-Ti эклогит-гранулит отобрана в придорожном карьере в северном борту пролива Широкая Салма в 15 м от места отбора пробы S-198/107 (см. рис. 2.34). Датирование выполнено Т.Б. Баяновой (ГИ КНЦ РАН). Макроскопически облик породы указывает на принадлежность к типу Fe-Ti эклогитов, также и по составу минералов (данные микрозондовых исследований) эти породы соответствуют Fe-Ti эклогитам Салмы (S-204), **о**днако это заключение нуждается в подтверждении, так как пока еще не получены результаты химических анализов.

Выделенная фракция включает четыре разновидности кристаллов циркона. Циркон I представлен нечетко ограненными короткопризматическими прозрачными кристаллами темно-коричневого цвета, длиной около 200 мкм. Поверхность зерен корродированна. Циркон II — округло-изометричные бледно-желтые прозрачные кристаллы со слабо корродированной поверхностью, порядка 200 мкм в диаметре. Циркон III — бочонкообразные призматические прозрачные кристаллы бледно-розового цвета с корродированной поверхностью, длиной около 180 мкм. Наконец, циркон IV — изометричные водяно-прозрачные зерна с блестящей поверхностью, 100 мкм в поперечнике. Зональность в кристаллах всех четырех разновидностей в иммерсии не просматривается, видны грубые поперечные трещины, сопровождающиеся затемнениями и замутнениями. Характерны низкие концентрации урана: циркон I — 14.7 *ppm,* в трех остальных разновидностях — 31–55 *ppm* (табл. 2.17, сравни с рис. 2.62). Эта особенность наряду с морфологией кристаллов (см. рис. 2.67, *B*) указывают на высокие *PT*-параметры метаморфической кристаллизации.

Возраст фракции циркона I (разновидности с самой низкой концентрацией U) получил близконкордантную оценку 2.944±0.003 млрд лет, три остальные разновидности дали конкордантные результаты со средним значением 2.700±0.009 млрд лет (см. табл. 2.17 и рис. 2.67, *B*). Без специального исследования наиболее древнего циркона I, подобного приведенным выше, достоверно охарактеризовать существо датированного явления невозможно. Предварительно можно предположить, что циркон I отвечает неизвестному ранее древнейшему протолиту эклогитов Салмы. Близкая оценка — 2.95 млрд лет, получена с использованием SHRIMP-II для одного из зерен циркона с ситовидным ядром из эклогита местонахождения Чалма (в карьере Кура-Ваара) (устное сообщение А.А. Щипанского). Эти оценки требуют подтверждения и предполагают дальнейшие

Таблица 2.17. Изотопные U-Pb данные и возраст циркона из железистого эклогита с графитом (обр. S-198-713), район Широкая Салма

Номер пробы	Навеска, мг	Содержание, *ppm*		Изотопный состав свинца*			Изотопные отношения и возраст, млн лет**			Rho
		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	0.03	9.9	14.7	13127	4.6312	5.1820	16.3848	0.552602	2944	0.99
2	0.03	27.7	48.1	1044	5.2728	8.2384	13.3477	0.524492	2693	0.86
3	0.03	32.9	55.3	1351	5.1178	8.4153	13.3903	0.520986	2711	0.90
4	0.03	18.38	30.7	935	5.0488	7.6727	13.1762	0.516410	2699	0.99

* Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 1 нг для Pb и 10 нг для U и масс-дискриминацию 0.12±0.04%.

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

исследования. Безусловно, возможны иные варианты геологической интерпретации полученной датировки. Остальные цирконы из пробы S-198/713 с гораздо большей уверенностью можно сопоставить с гранулитовыми цирконами в пробе S-198/107. Поскольку обе пробы характеризуют один и тот же объект, понятно, что находки древних цирконов должны учитываться при интерпретации геологической истории эклогитовой ассоциации участка Пиренга (Широкая Салма) в целом.

Проба S-204/28 — плагиогранит. Первые сведения о верхнем ограничении возраста эклогитов Салмы были получены по цирконам, выделенным из плагиогранитной жилы, методом LAM-ICP-MS [Belousova et al., 2004]. Жила плагиогранита (см. рис. 2.34) протяженностью в несколько метров и мощностью от 0.5 до приблизительно 2 м субсогласно залегает в мафитовых симплектитовых эклогитах (см. рис. 2.33).

Из пробы весом 5 кг было выделено 14 мг циркона. Методом LAM-ICP-MS было проанализировано 26 зерен, морфология и внутреннее строение которых показаны на рис. 2.58, 2.60. Цирконы представлены очень мелкими призматическими «округленными» зернами, мутноватыми до полупрозрачных, размером преимущественно менее 50 мкм, максимально — до 200 мкм, как правило, с зональными ядрами и очень тонкими (10–20 мкм) оболочками. Для кристаллов характерна тонкая зональность (зоны роста), отчетливо наблюдаемая на всех типах изображений.

Выделенные кристаллы по особенностям морфологии и внутреннего строения можно разделить на три группы (см. рис. 2.60):

1) овальные кристаллы, с широкими зонами роста и трещиноватыми каймами, которые иногда достигают значительной толщины;

2) призматические кристаллы, как правило, с тонкой зональностью, обрамленные тонкими каймами;

3) призматические грубозональные кристаллы с плохо выраженными оболочками.

По характеру внутренней зональности и особенностям морфологии цирконы всех трех групп сопоставляются с типичными кристаллами магматического происхождения (см. рис. 2.58). Овальные кристаллы с широкими зонами могли кристаллизоваться из расплава основного или среднего состава, тогда как призматические цирконы II и III групп имеют характерный облик, указывающий на кристаллизацию из кислых расплавов.

Дальнейшие исследования с использованием SHRIMP-II не только позволили охарактеризовать тонкие каймы, но также обнаружили, что некоторые кристаллы полностью образованы «разросшимися» оболочками, вмещающими ядра незначительного размера — т.е. позволили выделить еще одну, IV группу циркона. Каймы пронизаны трещинами, указывающими на низкие содержания урана [Davis et al., 2003], некоторые внутренние зоны овальных кристаллов (I группа) также пересечены трещинами.

Геохимическая характеристика цирконов из плагиогрнита в целом согласуется с представлением об их магматическом происхождении. Кристаллы первых трех групп не имеют существенных геохимических различий (см. табл. 2.15 и рис. 2.62). Концентрации Hf и значения Zr/Hf отношения (1.00–1.59 и 34–54, соответственно) практически совпадают с аналогичными характеристиками цирконов из Fe-Ti эклогита и закономерно отличаются от соответствующих характеристик метаморфического циркона из гранатита. В сравнении с цирконами из Fe-Ti эклогита цирконы первых двух групп из пла-

гиогранита в 2–3 раза обогащены ураном — в согласии с кислым составом парциальных выплавок, образовавших плагиогранитные жилы. Содержание Th меняется от 59 до 628 *ppm,* U — от 102 до 1825 р*pm,* при этом Th/U отношение варьирует в интервале от 0.28 до 1.19 (см. табл. 2.15). Относительно низкие значения Th/U отношения определяются высокими концентрациями урана. Величина этого отношения в большинстве зерен не достигает уровня 0.5, который считается нижним пределом для магматических цирконов, однако превышает 0.07 — верхний предел для цирконов метаморфического происхождения [Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003].

Широкие вариации содержаний Th и U, равно как и Th/U отношения позволяют предполагать, что циркон частично мог быть заимствован из пород как кислого, так и основного состава. Концентрации Yb и Lu — умеренно высокие (156–563 *ppm* и 22–64 *ppm,* нормированные значения — 900–3300 и 870–2500, соответственно), вполне согласующиеся с магматическим происхождением циркона. Тем не менее, содержания Yb и Lu на полпорядка ниже, чем в цирконах из Fe-Ti эклогита и в ядрах циркона их гранатита. Эта особенность указывает на кристаллизацию циркона в выплавке из гранатсодержащей породы и в равновесии с гранатом. Наконец, тонкие оболочки и кристаллы без ядер (четвертая группа), характеризующиеся пониженными концентрациями тория и низкими значениями Th/U отношения, вполне аналогичны по своим особенностям метаморфическим оболочкам цирконов из гранатита.

Таким образом, по крайней мере часть зерен циркона, вероятно, была тем или иным способом захвачена. В первую очередь это заключение касается овальных кристаллов I группы, которые могли быть заимствованы из породы основного состава (габбро или габбро-норита). Кристаллы II и III групп имеют облик и состав, типичные для циркона, кристаллизовавшегося из гранитоидного расплава.

Результаты датирования циркона из пробы S-204/28 методом LAM-ICP-MS (23 точки) приведены в табл. 2.15 и на рис. 2.68. Близкие оценки были получены с использованием технологии SHRIMP-II (20 точек) [Каулина и др. (в печати)]. Оба метода дали совпадающие оценки древней составляющей популяции. Однако датировать оболочки удалось только с помощью SHRIMP-II. Набор точек, полученный LAM-ICP-MS, был первоначально разделен с учетом взаимного расположения точек анализа на диаграмме [Belousova et al., 2004; Natapov et al., 2005], что позволило получить две даты: 2866±10 млн лет (2.87±0.01 млрд лет) и 2781±15 млн лет (2.78±0.02 млрд лет). Эти результаты были фактически повторены SHRIMP-II: 2866±36 млн лет (2.87±0.04 млрд лет) и 2778±23 млн лет (2.78±0.02 млрд лет). Предпринятая попытка

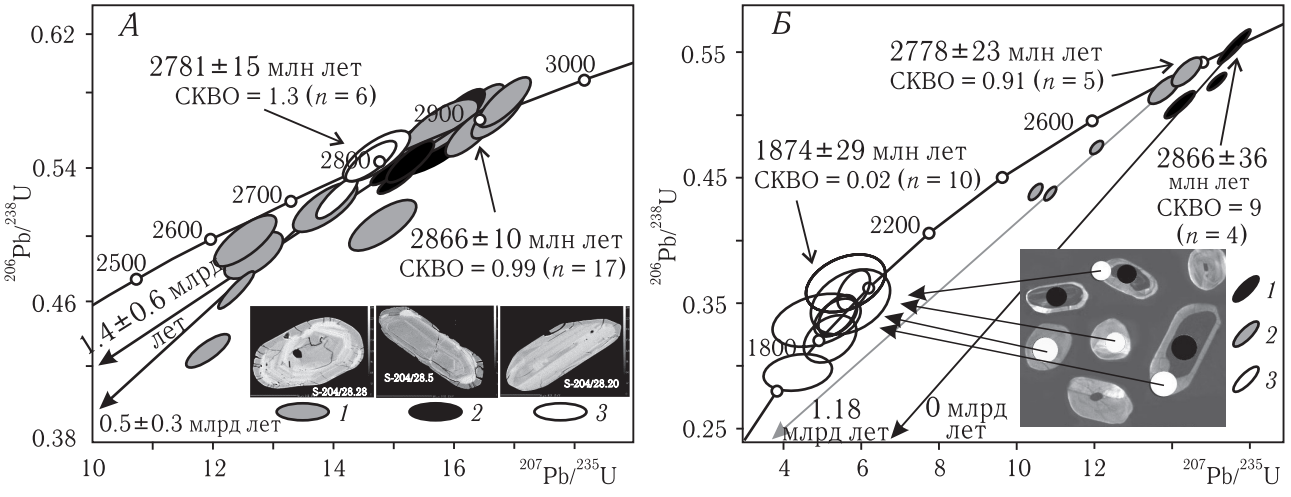


Рис. 2.68. Оценки U-Pb возраста цирконов из плагиогранита (проба S-204/28)

А — метод LAM-ICP-MS (по [Natapov et al., 2005]): диаграмма с конкордией (см. табл. 2.15), на врезке — изображения типичных кристаллов циркона в катодолюминисценции / отраженных электронах; типы цирконов в соответствии с рис. 2.60 (типовые фотографии помещены над условными знаками): *1* — I, *2* — II, *3* — III типы. *Б* — метод SHRIMP-II: диаграмма с конкордией (см. табл. 2.16), на врезке — изображения исследованных цирконов в катодолюминисценции; *1* и *2* — группы циконов, которые можно связать с различающимися дискордиями, *3* — оболочки кристаллов

раздельно охарактеризовать свойства и возраст кристаллов различной морфологии показала, что возраст овальных цирконов с широкими зонами роста, более характерными для циркона из основных пород, по-видимому, достигает 2.91–2.92 млрд лет (см. табл. 2.15 и рис. 2.68, *А*).

Одно из зерен циркона дало молодой конкордантный возраст 2.28±0.06 млрд лет, который можно интерпретировать как возраст переуравновешивания U-Pb изотопной системы в связи с палеопротерозойским термальным событием. Еще два зерна показали дискордантные возрасты, которые, вероятно, имеют «смешанную» природу и потому были исключены из расчета возраста. «Смешанный» изотопный возраст мог быть получен в результате перекрытия лазерным лучом (50 мкм) зонального зерна целиком. Группа призматических тонкозональных кристаллов, датированная 2.78 млрд лет, более гомогенна и, в принципе, может рассматриваться в качестве магматической, непосредственно связанной с парциальным плавлением.

SHRIMP-II отчетливо фиксирует также и поздне-палеопротерозойское событие, запечатленное в обрастании зерен циркона тонкой каймой — вплоть до появления полностью перекристаллизованных зерен. Датирование оболочек и новообразованных кристаллов без ядер дало конкордантный возраст 1.87±0.03 млрд лет [Каулина и др. (в печати)] (см. рис. 2.68). Кроме того, две точки дали субконкордантный возраст 2328±36 млн лет, что в пределах аналитической ошибки совпадает с возрастом 2280±50 млн лет, полученным по одному зерну методом LAM-ICP-MS.

Таким образом, в цирконах из жилы плагиогранита запечатлены четыре термальных события, два — архейских (оба могут быть расценены как магматические) и два — палеопротерозойских (оба события фиксируют метаморфическую перекристаллизацию). В популяции циркона не были отмечены какие-либо реликты кристаллов, которые можно было бы сопоставить с цирконом, свойственным Fe-Ti эклогиту — ни в виде ядер новообразованных кристаллов, ни в виде самостоятельных зерен.

Проба SB-810 — тоналитовый гнейс, принадлежащий комплексу пород, вмещающих эклогитовую ассоциацию участка Салма (Узкая Салма) (положение образца показано на рис. 2.28). Из пробы весом 9 кг было выделено 500 мг циркона. Циркон представлен розоватыми округлыми и удлиненно-призматическими прозрачными кристаллами, длиной до 300 мкм. В катодолюминесцентном изображении зерна циркона демонстрируют хорошо выраженную зональность как в краях, так и в центральной части. Практически во всех зернах наблюдаются светлые каемки обрастания (врезка на рис. 2.69, А). По особенностям морфологии и внутреннего строения, а также по уровню содержаний Th (9–215 *ppm*) и U (64–463 *ppm*) и величине Th/U отношения (0.15–1.07) циркон ТТГ гнейса обр. SB-810 представляет собой типичный магматический циркон (см. табл. 2.16 и рис. 2.58).

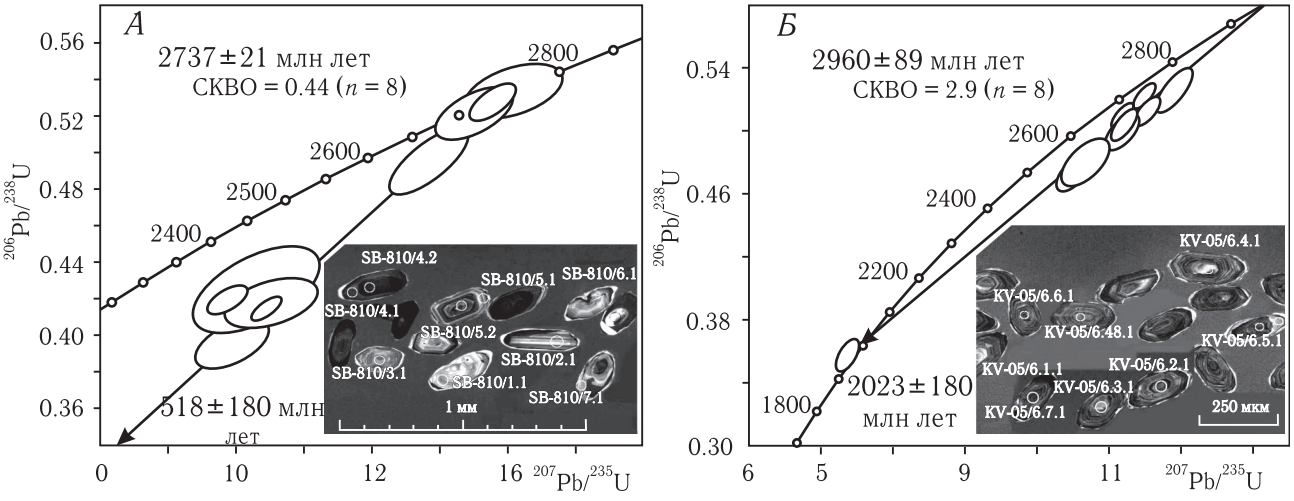


Рис. 2.69. Оценки U-Pb возраста цирконов из тоналитов

А — проба обр. SB-810, *Б* — проба обр. KV-05/6. Метод SHRIMP-II: диаграммы с конкордией (см. табл. 2.16), на врезке — изображения исследованных цирконов в катодолюминисценции

Несомненно также сходство (в пределах имеющейся ограниченной геохимической информации) с популяцией циркона в жиле плагиогранита, особенно с цирконами III группы из этой популяции, датированными 2.78±0.02 млрд лет.

Методом SHRIMP-II были исследованы центральные и краевые части зерен. По восьми точкам (из которых две — конкордантные, 2.75 и 2.73 млрд лет) получен возраст по верхнему пересечению — 2737±21 млн лет (2.74±0.02 млрд лет — см. табл. 2.16 и рис. 2.69, А). Таким образом, возраста цирконов III группы из плагиогранитной жилы и цирконов из ТТГ гнейса обр. SB-810 с учетом погрешностей, могут оказаться одинаковыми.

Проба KV-05/6 — тоналитовый гнейс (местонахождение Чалма). Из пробы весом 7 кг выделено 127 мг циркона. Кристаллы циркона — молочно-розоватого цвета, мутноватые и полупрозрачные, удлиненно-призматические, размером до 300 мкм. В катодолюминесцентном изображении зерна циркона имеют хорошо выраженную тонкую осцилляторную зональность (врезка на рис. 2.69, *Б*). По содержаниям Th (45–202 *ppm*) и U (145–389 *ppm*) и величине Th/U отношения (0.21–0.54) изученный циркон является более или менее обычным представителем магматических цирконов кислых пород (см. табл. 2.16 и рис. 2.58).

Методом SHRIMP-II по девяти точкам были исследованы преимущественно центральные (ядерные) части зерен, в результате получены оценки возраста по верхнему и по нижнему пересечениям дискордии и конкордии — 2960±89 и 2023±180 млн лет (2.96±0.09 и 2.0±0.2 млрд лет), соответственно (см. табл. 2.16 и рис. 2.69, *Б*). Неожиданно древняя оценка, полученная по ядрам цирконов, вероятно, дает возраст магматической кристаллизации. Следует заметить, что эта дата корреспондируется с упомянутыми выше возрастами цирконов из эклогитов — 2.95–2.94 млрд лет.

Оценка по нижнему пересечению фиксирует возраст метаморфической перекристаллизации тоналитов. Ей близка оценка по каемке в одном из зерен — 1898±36 млн лет (1.90±0.04 млрд лет).

Циркон: Lu-Hf датирование. Рассмотрим анализы нескольких проб Lu-Hf датирования циркона (табл. 2.18).

Проба S-204/2B — железисто-титанистый эклогит (см. рис. 2.28). Согласно Л.М. Натапову с соавторами [Natapov et al., 2005], инициальные изотопные отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ в цирконах этой пробы демонстрируют крайне незначительные вариации (0.281059–0.281231) в сравнении с интервалом измеренных U-Pb возрастов (рис. 2.70, см. цв. вкл.), что свидетельствует о нарушении U-Pb изотопной системы при сохранности Hf изотопного состава. Иными словами, в пробе железисто-титанистого эклогита мы имеем дело с одной популяцией циркона с единым изотопным составом Hf, тогда как U-Pb система нарушена в различной степени для различных зерен.

Два зерна циркона с U-Pb возрастом ~2.82 млрд лет лежат вблизи линии эволюции деплетированной мантии DM. Оценки модельного возраста T_{DM} размещены в интервале 2.65–2.88 млрд лет, значения $\varepsilon_{Hf}(2.82)$ варьируют от +5.1 до +11.2. Принимая во внимание конкордантную оценку (SHRIMP-II) 2.89 млрд лет, которая, как мы предполагаем, датирует время магматизма, можно заключить, что размещение расплава в коре последовало непосредственно за его отделением от мантийного источника — более всего вероятно, в океанической обстановке.

Проба S-204/23B — гранатит (см. рис. 2.28). Цирконы из гранатита, образованные единственной популяцией с возрастом 1.89 млрд лет, значительно различаются по величине $^{176}Hf/^{177}Hf$ отношения (см. рис. 2.70) [Natapov et al., 2005]. Это явление может быть объяснено миграцией радиогенного гафния из граната в циркон. Гранат имеет высокое отношение Lu/Hf, и за время с 2.8 до 1.9 млрд лет в гранате сформировался высокорадиогенный изотопный состав Hf. Поскольку содержание граната в породе достигает 90%, миграция радиогенного Hf в циркон приводит к наблюдаемому разбросу в $^{176}Hf/^{177}Hf$ отношениях. Кроме того, как было показано выше, кристаллизация метаморфических кайм на кристаллах циркона в гранатите, во многих случаях завершавшаяся полным замещением прежнего кристалла новообразованным гомогенным цирконом (1.89 млрд лет), привела к практически полному сбросу ТРЗЭ (Yb и Lu), которые были поглощены гранатом [Smith, Griffin, 2005]. Широкие вариации значений $^{176}Hf/^{177}Hf$ отношения и равным образом значений модельного возраста T_{DM} (1.74–2.80 млрд лет), очевидно, объясняются вовлечением в анализ материала из ядер циркона, сохранивших высокие содержания Lu (см. рис. 2.58).

Проба S-204/28 — плагиогранит (см. рис. 2.28). Обе группы цирконов с возрастами около 2.87 и около 2.78 млрд лет обнаруживают схожие Hf-изотопные характеристики. Они попада-

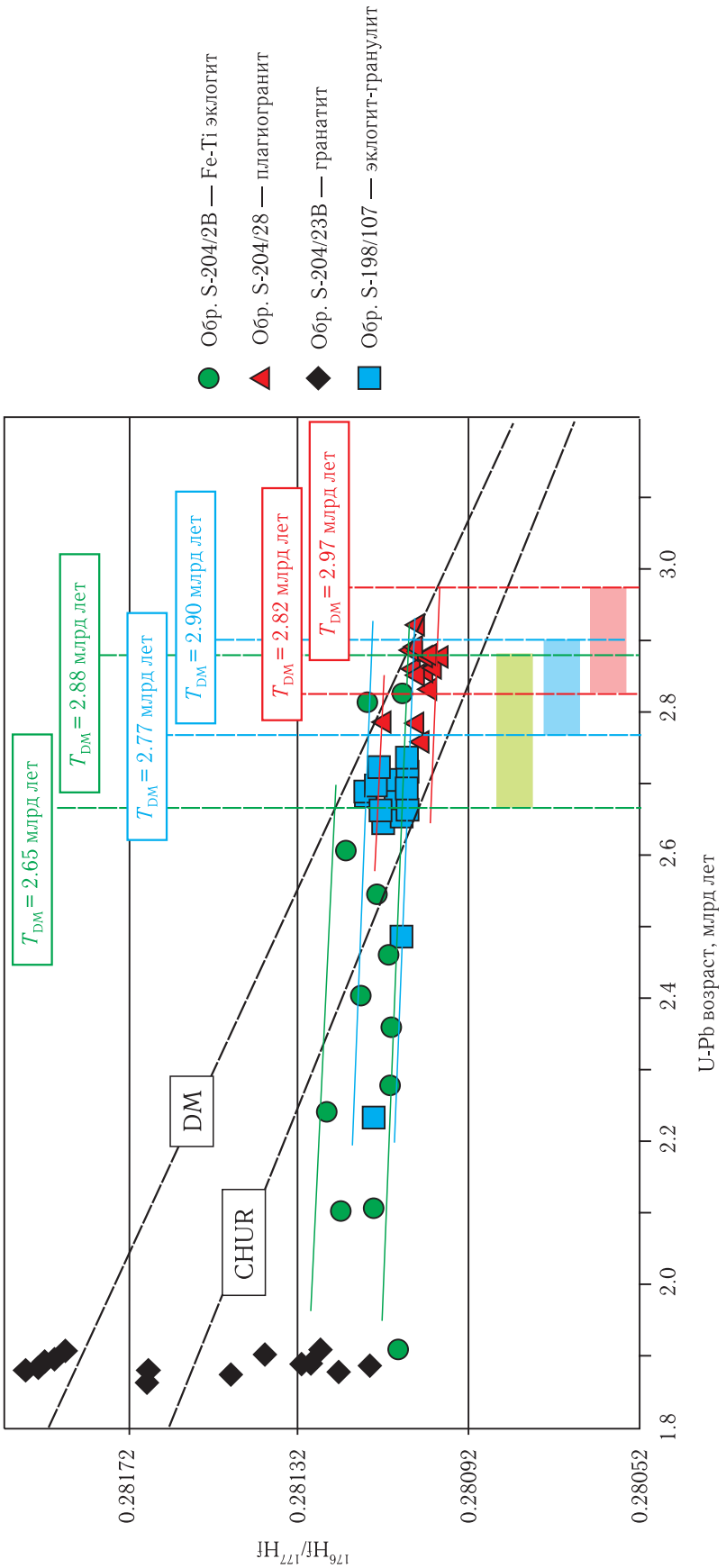


Рис. 2.70. Диаграмма модельный U-Pb возраст — $^{176}Hf/^{177}Hf$ для цирконов из эклогитовой ассоциации Салмы

Таблица 2.18. Изотопные Lu-Hf данные и возраст цирконов, полученные с использованием микроанализатора UP-213, объединенного с ICP-MS

Номер пробы	$^{176}Hf/^{177}Hf$	±σ	$^{176}Lu/^{177}Hf$	$^{176}Yb/^{177}Hf$	Hf_i	ε_{Hf}	±σ	T_{DM}(Ga)	T_{DM}^{C}(Ga)
Проба S-204/2B — железисто-титанистый эклогит									
S-204/2B-1	0.281113	0.000012	0.00090	0.045	0.281063	5.33	0.4	2.87	2.91
S-204/2B-3	0.281143	0.000012	0.00059	0.027	0.281113	0.39	0.4	2.81	3.00
S-204/2B-4	0.281143	0.000012	0.00059	0.027	0.281119	–9.79	0.4	2.81	3.29
S-204/2B-6	0.281281	0.000012	0.00184	0.086	0.281205	–6.85	0.4	2.72	3.10
S-204/2B-7	0.281100	0.000011	0.00076	0.039	0.281072	–16.16	0.4	2.88	3.52
S-204/2B-9	0.281226	0.000017	0.00151	0.081	0.281142	7.90	0.6	2.77	2.74
S-204/2B-11	0.281232	0.000016	0.00083	0.042	0.281189	4.64	0.6	2.71	2.78
S-204/2B-12	0.281288	0.000016	0.00121	0.045	0.281235	–2.55	0.6	2.66	2.94
S-204/2B-16	0.281144	0.000010	0.00124	0.048	0.281086	–4.97	0.4	2.86	3.19
S-204/2B-17	0.281144	0.000010	0.00124	0.048	0.281088	–6.81	0.4	2.86	3.24
S-204/2B-19	0.281235	0.000011	0.00171	0.064	0.281154	–147	0.4	2.77	3.01
S-204/2B-23	0.281152	0.000013	0.00112	0.052	0.281093	3.01	0.5	2.84	2.94
Проба S-204/23B — гранатит									
S-204/23B-1	0.281492	0.000014	0.00088	0.042	0.281460	–3.18	0.5	2.37	2.70
S-204/23B-2	0.281317	0.000013	0.00118	0.054	0.281273	–9.45	0.5	2.62	3.10
S-204/23B-5	0.281681	0.000015	0.00061	0.019	0.281659	3.63	0.5	2.11	2.27
S-204/23B-7	0.281911	0.000013	0.00001	0.000	0.281911	13.08	0.5	1.78	1.70
S-204/23B-8	0.281938	0.000011	0.00001	0.000	0.281938	13.94	0.4	1.74	1.65
S-204/23B-9	0.281329	0.000020	0.00101	0.048	0.281291	–8.78	0.7	2.60	3.06
S-204/23B-11	0.281900	0.000010	0.00003	0.001	0.281899	12.77	0.4	1.79	1.73
S-204/23B-13	0.281176	0.000014	0.00104	0.051	0.281137	–14.32	0.5	2.80	3.39
S-204/23B-15	0.281294	0.000016	0.00117	0.054	0.281250	–9.80	0.6	2.65	3.13
S-204/23B-16	0.281665	0.000017	0.00041	0.017	0.281650	3.69	0.6	2.12	2.28
S-204/23B-17	0.281441	0.000019	0.00160	0.080	0.281381	–5.28	0.7	2.49	2.85
S-204/23B-18	0.281877	0.000008	0.00000	0.000	0.281877	12.16	0.3	1.82	1.77
S-204/23B-23	0.281850	0.000010	0.00000	0.000	0.281850	11.46	0.4	1.86	1.82
S-204/23B-25	0.281251	0.281251	0.000015	0.00122	0.052	–12.09	0.5	2.71	3.25
Проба S204/28 — плагиогранит									
S-204/28-1	0.281033	0.000010	0.00041	0.018	0.281010	4.24	0.4	2.94	3.00
S-204/28-2	0.281023	0.000010	0.00054	0.019	0.280993	3.60	0.4	2.96	3.04
S-204/28-3	0.281031	0.000015	0.00036	0.012	0.281011	1.87	0.5	2.94	3.07
S-204/28-4	0.281040	0.000009	0.00055	0.024	0.281009	4.64	0.3	2.94	2.99
S-204/28-5	0.281049	0.000015	0.00039	0.016	0.281027	5.59	0.5	2.92	2.94
S-204/28-6	0.281029	0.000017	0.00072	0.033	0.280988	3.58	0.6	2.97	3.04
S-204/28-7	0.281035	0.000011	0.00074	0.035	0.280994	3.04	0.4	2.96	3.05
S-204/28-8	0.281036	0.000016	0.00051	0.020	0.281007	4.05	0.6	2.94	3.01
S-204/28-11	0.281014	0.000013	0.00042	0.017	0.280990	3.62	0.5	2.96	3.04
S-204/28-13	0.281055	0.000025	0.00025	0.007	0.281042	1.04	0.9	2.90	3.06
S-204/28-14	0.281025	0.000013	0.00051	0.021	0.280996	4.12	0.5	2.96	3.02
S-204/28-18	0.281045	0.000014	0.00038	0.017	0.281024	2.94	0.5	2.92	3.02
S-204/28-19	0.281013	0.000014	0.00074	0.028	0.280971	3.27	0.5	2.99	3.07

Таблица 2.18. Окончание

Номер пробы	$^{176}Hf/^{177}Hf$	±σ	$^{176}Lu/^{177}Hf$	$^{176}Yb/^{177}Hf$	Hf_i	ε_{Hf}	±σ	T_{DM}(Ga)	T_{DM}^{C}(Ga)
S-204/28-20	0.281141	0.000013	0.00067	0.024	0.281104	5.89	0.5	2.82	2.84
S-204/28-23	0.281051	0.000014	0.00041	0.012	0.281028	5.56	0.5	2.92	2.94
S-204/28-25	0.281061	0.000011	0.00052	0.022	0.281031	5.04	0.4	2.91	2.95
S-204/28-31	0.281044	0.000025	0.00027	0.009	0.281028	6.45	0.9	2.91	2.91
S-204/28-34	0.281059	0.000024	0.00075	0.025	0.281017	4.32	0.8	2.93	2.99
Проба S-198/107 — эклогит-гранулит									
S-198/107-1	0.281117	0.000011	0.00013	0.004	0.281110	3.15	0.4	2.81	2.92
S-198/107-2	0.281080	0.000009	0.00028	0.008	0.281065	2.50	0.3	2.87	2.99
S-198/107-5	0.281071	0.000009	0.00022	0.007	0.281059	1.26	0.3	2.88	3.03
S-198/107-6	0.281071	0.000007	0.00017	0.005	0.281062	2.28	0.2	2.87	3.00
S-198/107-7	0.281068	0.000007	0.00028	0.007	0.281053	2.09	0.2	2.88	3.02
S-198/107-10	0.281127	0.000006	0.00029	0.009	0.281111	4.65	0.2	2.81	2.87
S-198/107-11	0.281053	0.000008	0.00022	0.007	0.281041	1.95	0.3	2.90	3.03
S-198/107-14	0.281080	0.000005	0.00021	0.007	0.281069	2.67	0.2	2.86	2.98
S-198/107-15	0.281077	0.000006	0.00029	0.009	0.281062	1.24	0.2	2.87	3.03
S-198/107-16	0.281114	0.000008	0.00021	0.006	0.281103	3.69	0.3	2.82	2.91
S-198/107-18	0.281114	0.000008	0.00021	0.006	0.281103	2.43	0.3	2.82	2.95
S-198/107-20	0.281064	0.000009	0.00032	0.011	0.281047	2.67	0.3	2.89	3.01
S-198/107-21	0.281052	0.000013	0.00016	0.004	0.281044	1.59	0.5	2.90	3.04
S-198/107-22	0.281151	0.000020	0.00018	0.006	0.281141	4.91	0.7	2.77	2.83
S-198/107-23	0.281083	0.000017	0.00040	0.012	0.281063	–2.81	0.6	2.87	3.15
S-198/107-24	0.281065	0.000009	0.00011	0.003	0.281059	1.06	0.3	2.88	3.04
S-198/107-25	0.281173	0.000015	0.00053	0.014	0.281145	4.84	0.5	2.77	2.83
S-198/107-26	0.281058	0.000010	0.00021	0.006	0.281047	2.00	0.3	2.89	3.03
S-198/107-27	0.281055	0.000011	0.00021	0.006	0.281044	0.85	0.4	2.90	3.06
S-198/107-28	0.281086	0.000013	0.00013	0.004	0.281079	2.55	0.5	2.85	2.97
S-198/107-30b	0.281133	0.000014	0.00015	0.005	0.281126	–6.48	0.5	2.79	3.18

Примечание. T_{DM}^{C} — «коровый» модельный возраст для деплетированной мантии.

ют в узкий интервал значений $^{176}Hf/^{177}Hf$ = = 0.28101–0.28106 и располагаются на диаграмме между линиями эволюции CHUR и деплетированной мантии (DM) (см. рис. 2.70). Значения ε_{Hf} варьируют в пределах от +1 до +6. Модельные возраста T_{DM} заключены в относительно узком интервале 2.82–2.97 млрд лет — на 40–100 млн лет древнее возраста кристаллизации цирконов [Natapov et al., 2005]. Такие параметры модельных оценок указывают на неювенильную природу цирконов и вмещающей их плагиогранитной жилы, сформированных за счет коровых пород.

***Проба S-198/107 — мафитовый эклогит-гранулит* (*эклогит со свидетельствами метаморфического события гранулитовой фации*)** (см. табл. 2.18; рис. 2.34). Согласно Л.М. Натапову с соавторами [Natapov et al., 2005], цирконы из этой пробы характеризуются Hf изотопными отношениями, занимающими узкий интервал от 0.28105 до 0.28117. Точки располагаются между линиями эволюции CHUR и DM. Значения ε_{Hf} варьируют в пределах от +1 до +4. Минимальный модельный возраст T_{DM} — 2.77 млрд лет, максимальный — 2.90 млрд лет. Значительное расхождение между U-Pb и Lu-Hf модельным возрастами цирконов (50–180 млн лет) подтверждает высказанное выше предположение о том, что «гранулитовый» циркон кристаллизовался через значительный промежуток времени после формирования изверженной породы и ее преобразования в эклогит.

Два зерна с молодыми возрастами (2.48±0.04 и 2.24 млрд лет) обнаруживают Hf изотопные характеристики, схожие с главным, архейским, кластером [Natapov et al., 2005]. Подобная картина указывает на то, что поздне-палеопротерозойское метаморфическое событие привело к нарушению U-Pb изотопной системы цирконов, но не к заметному искажению более устойчивой Lu-Hf изотопной системы.

Результаты изучения Lu-Hf изотопной системы суммированы на диаграмме «U-Pb возраст — $^{176}Hf/^{177}Hf$» (см. рис. 2.70). Диаграмма позволяет сделать несколько выводов:

1) магматические протолиты эклогитов были образованы из ювенильных расплавов, которые не позднее, чем через несколько десятков миллионов лет, подверглись эклогитовому метаморфизму;

2) эклогиты подверглись гранулитовому метаморфизму также через несколько десятков миллионов лет после эклогитового метаморфизма;

3) Lu-Hf изотопная система в цирконах значительно более устойчива в отношении последующих воздействий в сравнении с U-Pb системой — это демонстрируют данные по цирконам из плагиогранитов, где обе системы успешно прошли проверку на устойчивость, и данные по Fe-Ti эклогитам и мафитовым эклогит-гранулитам, где U-Pb системы нарушены, особенно значительно в цирконах из Fe-Ti эклогитов;

4) обе системы оказались неустойчивыми и были кардинально перестроены при перекристаллизации цирконов из гранатитов при метаморфизме около 1.9 млрд лет назад;

5) интервалы значений модельных возрастов намечают определенную последовательность магмообразования, в которой мафитовые расплавы обоих типов формировались приблизительно одновременно, около 2.9 млрд лет назад, тогда как источник плагиогранитного расплава был сформирован несколько ранее, в интервале 3.0–2.9 млрд лет.

Рутил: U-Pb датирование. Помимо циркона, U-Pb датирование было проведено в отношении рутила из мафитового эклогита (проба S-198/107) и гранатита (проба S-204/23B), для которых были получены датировки 1.80±0.04 млрд лет и 1.79±0.05 млрд лет, соответственно [Каулина и др., 2006]. Как и повсеместно в Беломорском поясе, исследованные рутилы имеют возраст 1.80–1.79 млрд лет, отражая время остывания пород до 450°X (температура закрытия U-Pb системы рутила) [Бибикова и др., 1999].

Sm-Nd датирование. Sm-Nd минеральные изохроны (Grt, Cpx, Ilm, Ap, Ti и WR), построенные для Fe-Ti эклогита обр. S-204/2B и мафитового эклогита обр. S-204/16B (табл. 2.19; рис. 2.71) дали оценки возраста 1.89±0.01 и 1.87±0.08 млрд лет, соответственно. Большинство минералов, использованных для построения изохроны обр. S-204/2B, имеет низкие температуры закрытия Sm-Nd системы. Поэтому полученную оценку можно интерпретировать как время остывания пород или переуравновешивания Sm-Nd системы минералов при нагреве и последующем охлаждении. Однако такую же оценку получил и возраст клинопироксена (диопсида), для которого температура закрытия ($T_{закр}$) Sm-Nd систе-

Таблица 2.19. Изотопные Sm-Nd данные для пород и минералов

Породы, минералы	Содержание, *ppm*		Изотопные отношения	
	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$
Проба: S-204/2B железисто-титанистый эклогит				
WR — порода (вал)	2.217	20.592	0.211852	0.513009±18
Grt — гранат	4.090	4.476	0.552376	0.517244±13
Cpx — клинопироксен	5.448	10.872	0.302929	0.514117±11
Ap — апатит	96.574	263.953	0.221176	0.513106±18
Ilm — ильменит	0.512	2.531	0.122295	0.511845±14
Ti — сфен	326.19	882.589	0.223419	0.513069±7
Проба: S-204/16B мафитовый эклогит				
WR — порода (вал)	1.281	3.644	0.212471	0.513026±21
Grt — гранат	0.450	1.007	0.270029	0.513321±19
Cpx — клинопироксен	1.064	2.468	0.260588	0.513619±16
Ru — рутил	1.204	4.114	0.176933	0.512638±14

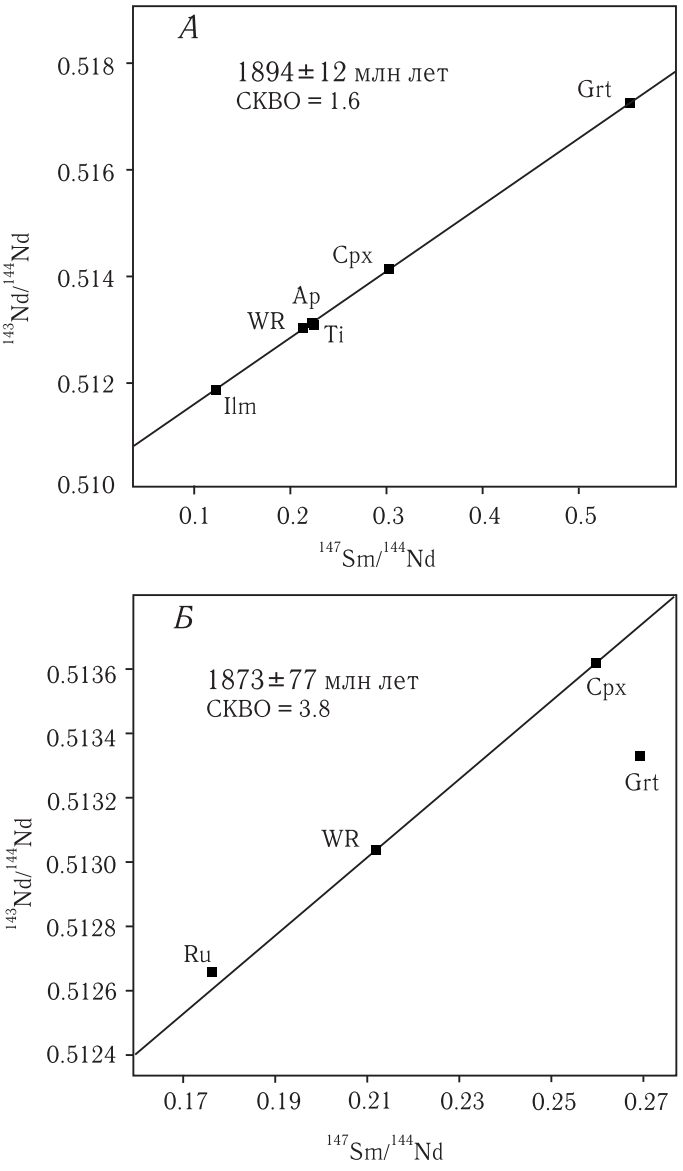


Рис. 2.71. Sm-Nd изохроны для минералов и валовых проб

А — проба S-204/2B, железисто-титанистый эклогит, *Б* — проба S-204/16B, мафитовый эклогит

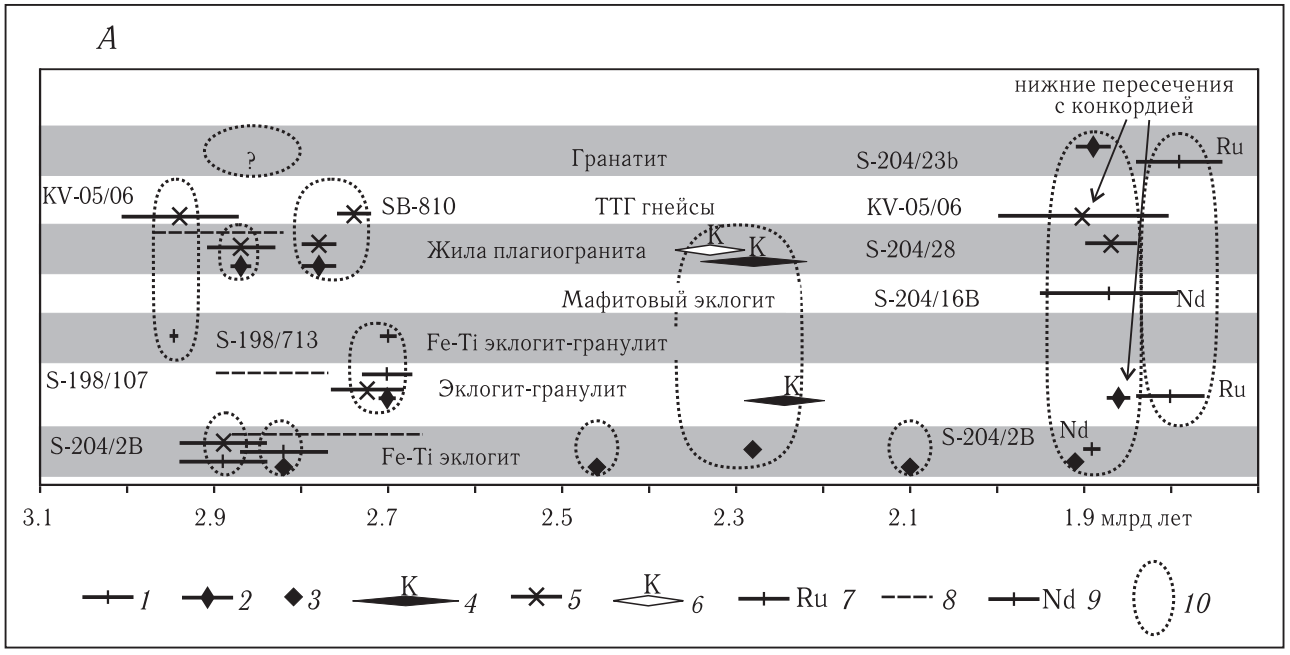
мы близка 800°C [Sneeringer et al., 1984]. Между тем, по петрологическим данным в течение всей эволюции эклогитов температура не поднималась выше 750°C, поэтому клинопироксен должен сохранить информацию об условиях своей кристаллизации. Эти оценки, в случае подтверждения другими данными, позволяют предполагать, что дополнительный прогрев около 1.9 млрд лет назад мог достигать весьма высоких температур.

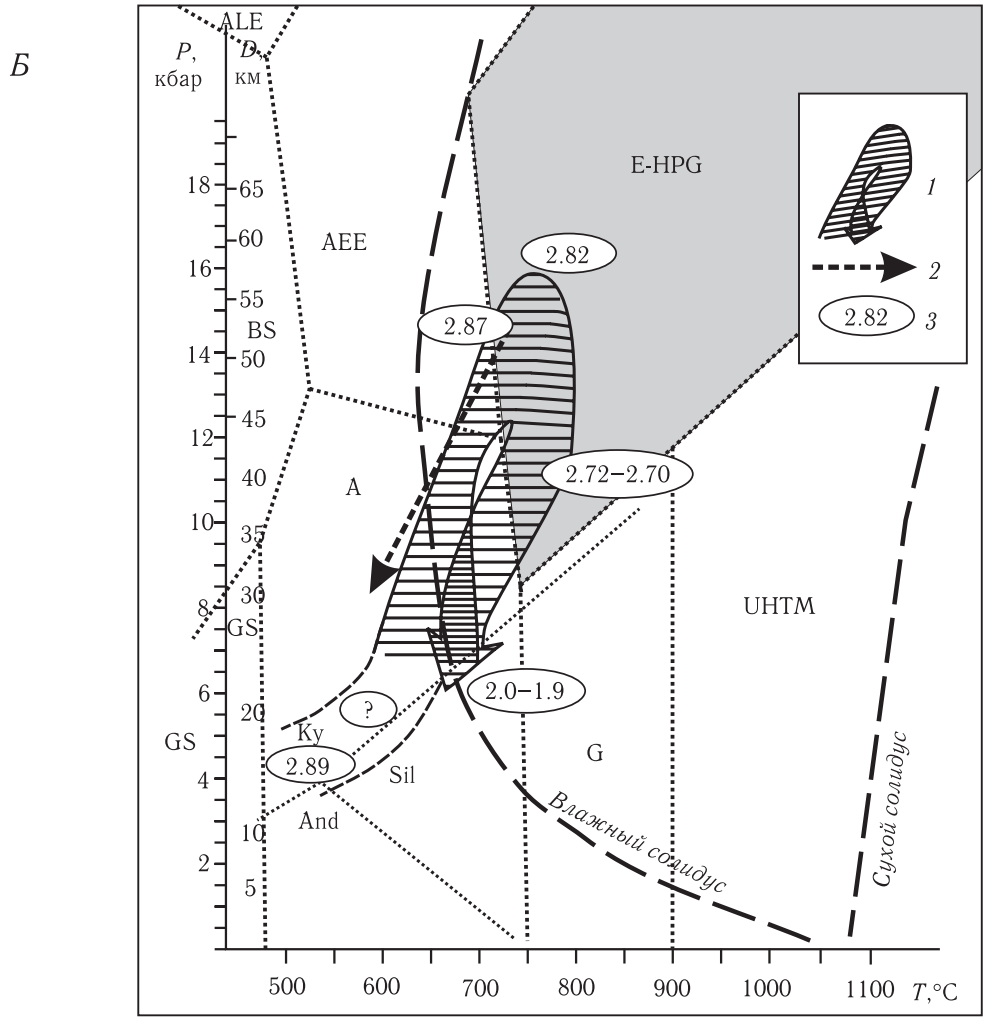
Результаты датирования: обсуждение. Результаты комплексных исследований U-Pb (LAM-ICP-MS, SHRIMP-II, классический метод) и Lu-Hf изотопных систем в цирконах, U-Pb системы в рутилах и Sm-Nd системы в породообразующих минералах и породах эклогитовой ассоциации можно обобщить, представив изотопно-геохронологическую классификацию горно-породных ассоциаций. Полученные данные позволяют достаточно корректно охарактеризовать возрасты и последовательность главных событий в эволюции эклогитовой ассоциации Салмы (рис. 2.72, *А*, *Б*).

1. Эклогитовая составляющая ассоциации Салмы включает четыре разновидности эклогитов, различающихся составом протолитов, каждая из которых имеет свою изотопно-геохронологическую характеристику: Fe-Ti эклогиты (Fe-Ti метагаббро) и гранатиты (метагаббро, частично метагаббро-анортозиты, значительно обогащенные FeO и TiO_2), мафитовые эклогиты (метагаббро, метагаббро-нориты) и пиклогиты (оливиновые метагаббро, метатроктолиты) (см. рис. 2.72, *А*).

1.а. Fe-Ti эклогиты — единственный тип пород в ассоциации, в котором присутствуют первично-магматические цирконы, в том числе, редкие зерна, почти полностью сохранившие первичные состав и свойства, и преобладающая фракция, включающая в различной степени перекристаллизованные кристаллы. Циркон имеет характерное «лоскутное» строение, значительные части кристаллов замещены метамиктным веществом. Кристаллы циркона содержат многочисленные минеральные включения — как захваченные в процессе магматической кристаллизации, так и более поздние, образовавшиеся на разных стадиях перекристаллизации. Кристаллы сохранили свои исходные структурно-морфологические особенности и обладают скачкообразно постепенно меняющимися изотопно-геохронологическими и геохимическими характеристиками. Новые кристаллы циркона, за единичными исключениями, в процессе метаморфических преобразований породы не возникали. В том числе, в породе отсутствуют новообразованные кристаллы, которые можно было бы сопоставить с проявлением эклогитового метаморфизма.

Наиболее достоверная оценка возраста магматической кристаллизации Fe-Ti габбро — 2.89 млрд лет (модельный Lu-Hf возраст T_{DM} =


А
нижние пересечения
с конкордией
Гранатит
S-204/23b
Ru
KV-05/06
SB-810
ТТГ гнейсы
KV-05/06
Жила плагиогранита
S-204/28
Мафитовый эклогит
S-204/16B
Nd
S-198/713
Fe-Ti эклогит-гранулит
S-198/107
Эклогит-гранулит
Ru
S-204/2B
Fe-Ti эклогит
S-204/2B
Nd
3.1
2.9
2.7
2.5
2.3
2.1
1.9 млрд лет
1
2
3
4
5
6
Ru 7
8
Nd 9
10


Б
P, кбар
D, км
ALE
E-HPG
AEE
A
BS
GS
GS
UHTM
G
2.82
2.87
2.72–2.70
2.0–1.9
2.89
Ky
Sil
And
Влажный солидус
Сухой солидус
T,°C
500
600
700
800
900
1000
1100

⇐

Рис. 2.72. Сводка результатов датирования главных событий в истории формирования эклогитовой ассоциации Салмы

А — главные события в истории эклогитовой ассоциации Салмы и их возраст: *1–9* — оценки возраста с указанием погрешности и метода: *1–6* — оценки U-Pb методами по цирконам (*1–4* — LAM-ICP-MS: *1* — конкордантные оценки, *2* — по пересечению дискордии и конкордии (оценки по верхнему пересечению даны без специального указания, оценки по нижнему пересечению специально подписаны), *3* — статистически наиболее вероятные значения, *4* — субконкордантные оценки); *5*, *6* — SHRIMP-II (*5* — по пересечению дискордии и конкордии (оценки по нижнему пересечению — специально обозначены, оценки по верхнему пересечению — без специального обозначения), *6* — субконкордантные оценки), *7* — U-Pb метод по рутилу, *8* — Lu-Hf модельный возраст, *9* — Sm-Nd изохронные оценки; *10* — линии, фиксирующие оценки возраста, полученные различными методами, совпадающие в пределах погрешности измерения

Б — возрастные рубежи метаморфической эволюции эклогитов района Салмы (обозначения границ фаций и субфаций — см. на рис. 2.47): *1*, *2* — *P-T-t*-траектории: *1* — для эклогитов, *2* — для жилы плагиогранитов; *3* — реперные даты в эволюции эклогитов

= 2.88–2.65 млрд лет, «ювенильные» положительные значения $\varepsilon_{Hf}(2.82)$), однако возможно, что возраст, по крайней мере части этих пород, восходит к 2.94–2.95 млрд лет. Удается приблизительно наметить последовательность термальных (возможно, термально-флюидных) событий в истории породы: 2.82–2.80, 2.53–2.46, 2.29–2.28, 2.1–2.08 и 1.91–1.89 млрд лет. Даты 1.91–1.89 млрд лет — возраст коллизионных событий конца палеопротерозоя и связанной с ними эксгумации эклогитовой ассоциации.

1.б. Гранатиты — породы, протолиты которых являются специфической разновидностью Fe-Ti габбро. Циркон этих пород включает ядра, сохраняющие морфологию и структурные особенности циркона, аналогичного циркону Fe-Ti эклогитов. В отличие от Fe-Ti эклогитов, кристаллы циркона в гранатитах интенсивно перекристаллизованы. Лоскутно-ситовидные ядра этих кристаллов сохраняют прежние (магматические) концентрации РЗЭ и Lu-Hf изотопные характеристики, однако они почти полностью теряют U и Th. Кроме того, оболочки, образовавшиеся в присутствии граната, почти полностью лишились ТРЗЭ, которые были поглощены гранатом. U-Th-Pb изотопная система в ядрах и вновь образованных оболочках полностью обновлена. Оболочки демонстрируют все признаки метаморфического происхождения: они имеют гомогенное строение, почти стерильны в отношении элементов-примесей, не содержат минеральных включений. Равным образом полностью переуравновешена и Sm-Nd система породы.

Возраст магматического протолита гранатитов не должен отличаться от возраста Fe-Ti габбро — 2.89, возможно, вплоть до 2.94–2.95 млрд лет. Признаки перекристаллизации, связанные с промежуточными событиями (по аналогии с Fe-Ti эклогитами), полностью стерты. Оценка U-Pb возраста циркона 1.89 млрд лет связана с коллизионными деформациями конца палеопротерозоя, сопровождавшимися полной перестройкой U-Pb изотопных систем цирконов в зонах повышенной проницаемости, которые были созданы прослоями гранатитов. U-Pb возраст рутила ~1.795 млрд лет (средняя оценка по цирконам из гранатитов и мафитовых эклогитов) фиксирует охлаждение пород до 450°C. Охлаждение породы от ~700 до 450°C могло занять 95 млн лет. Достаточно грубая оценка средней скорости охлаждения (с учетом погрешностей оценок возраста) составляет 2.6°/млн лет. Оценки возраста рутилов и скорости охлаждения коры, полученные для эклогитовой ассоциации Салмы, вполне согласуются с аналогичными оценками, найденными при исследовании других пород Беломорского пояса [Bibikova et al., 2001].

1.в. Мафитовые эклогиты содержат две популяции циркона одного возраста (различия в возрасте замаскированы погрешностями определения). Кристаллы из этих популяций характеризуются близкой морфологией (округлые мультифасеточные кристаллы), также близкими особенностям внутренней структуры и геохимией — это типично метаморфические цирконы, кристаллизовавшиеся в условиях гранулитовой фации в присутствии парциального расплава (в условиях высокотемпературной мигматизации).

Вместе с тем, в породе отсутствуют какие-либо признаки кристаллов магматической и эклогитовой стадий — нет ни самостоятельных кристаллов, ни ядер в «гранулитовых» цирконах. Напомним, выше было показано, что подобная ситуация — обильные лоскутно-ситовидные цирконы в Fe-Ti габбро и отсутст-

вие циркона в «нормальных» габбро — повторяется в габброидных комплексах океанической и палеоокеанической коры медленно-спрединговых хребтов.

Геохимические характеристики и особенно спектры РЗЭ свидетельствуют о кристаллизации циркона в присутствии граната, однако без непосредственного участия граната в этом процессе. Приходится предположить, что цирконий или извлекался из породообразующих минералов в процессе перекристаллизации породы в условиях гранулитовой фации (отсутствие магматического циркона указывает на значительные количества Zr, изоморфно рассеянного в породообразующих минералах), или приносился парциальным расплавом извне. Решения этой альтернативы пока нет.

Возраст метаморфизма гранулитовой фации — 2.72–2.70 млрд лет, высокие значения модельного Lu-Hf возраста T_{DM} — 2.90–2.77 млрд лет и «ювенильные» положительные значения ε_{Hf} указывают на возраст магматического протолита, аналогичный или чуть более древний по сравнению с возрастом протолитов Fe-Ti эклогитов. Постгранулитовая история мафитовых эклогитов зафиксирована датами 2.24, 1.87–1.86 и 1.80–1.79 млрд лет. Даты 1.87–1.86 млрд лет отвечают коллизионным событиям конца палеопротерозоя и связанной с ними эксгумации эклогитовой ассоциации. Однако большая погрешность этих оценок делает более предпочтительной несколько более древнюю оценку возраста этих событий, полученную по Fe-Ti эклогитам — 1.91–1.89 млрд лет. Последняя дата, отмеченная U-Pb системой рутила, фиксирует охлаждение до 450°С.

1.г. Пиклогиты пока не получили изотопно-геохронологической характеристики.

2. Геологические и петрологические данные позволяют с уверенностью рассматривать протолиты эклогитовой составляющей ассоциации Салмы в качестве компонентов единой плутонической серии (оливиновые габбро и троктолиты, габбро, Fe-Ti габбро), подобной плутоническим сериям, формирующим третий слой океанической коры медленно-спрединговых хребтов, а также их ископаемых аналогов, в том числе метаморфизованных в условиях эклогитовой фации. Это позволяет использовать геохронологические характеристики составляющих пород для выяснения возраста главных событий в истории эклогитовой составляющей ассоциации Салмы, воспринимаемой как единое целое (см. рис. 2.72, *Б*).

Таким образом, в истории эклогитовой составляющей можно выделить следующие временные интервалы, вмещающие главные события в истории ее формирования.

— 2.89, возможно начиная с 2.95–2.94 млрд лет — формирование плутонической серии третьего слоя океанической коры (возможно, зарождение в мантии магм состава Fe-Ti габбро, кристаллизовавшихся из заключительных порций эволюционировавшего расплава, несколько запаздывало относительно мафитовых магм «нормального» состава — на 20 млн лет или более); магматическая кристаллизация «лоскутно-ситовидных» кристаллов циркона.

— 2.82 млрд лет (возможно, интервал 2.89–2.80 млрд лет) — погружение в зоне субдукции и эклогитовый метаморфизм; первоначальная перекристаллизация магматического циркона.

— 2.72–2.70 млрд лет — приток мантийного тепла плюмовой природы, тектоническое растяжение, перемещение эклогитов к более высокому уровню в коре в условия гранулитовой фации, неравномерно проявленный гранулитовый метаморфизм.

— 2.53–2.46, 2.29–2.24, 2.1–2.08 млрд лет — тектоно-термальные события, связанные с палеопротерозойской эволюцией.

— 1.91–1.89 млрд лет — эксгумация ассоциации Салмы в связи с коллизионными процессами конца палеопротерозоя.

— 1.80–1.79 млрд лет — охлаждение коры до уровня 450°С.

3. С охарактеризованной выше эволюцией эклогитовой составляющей ассоциации Салмы можно сопоставить датировки пространственно и структурно связанных вулканитов, участвующих в строении Центрально-Беломорской сутуры (см. раздел 2.5.1.1) и гранитоидов, прорывающих Центрально-Беломорскую сутуру: субвулканические метариодациты — 2.88 млрд лет, диориты — 2.85 млрд лет. Принимая такое сопоставление, можно конкретизировать выводы, представленные в пункте 2: надсубдукционное магмообразование и связанный с субдукцией эклогитовый метаморфизм имели место уже 2.88–2.85 млрд лет назад. Дата 2.82 млрд лет образует верхний предел времени формирования эклогитов Салмы.

4. В свою очередь, интервалом 2.74–2.71 млрд лет в пределах Беломорского пояса датируется термальное событие с вполне определенной спецификой (см. раздел 2.1.5.3). Преобладающая часть датировок характеризует породы гранулитовой или высокой амфиболитовой

фации: были датированы округлые мультифасеточные «высокобарические» цирконы в глиноземистых гнейсах чупинской свиты [Бибикова и др., 2004], цирконы эндербитов, чарнокитов и гиперстеновых диоритов Нотозерского пояса [Зингер, 1993; Бибикова, Богданова, Шельд, 1995; Левченков и др., 1996; Зингер и др., 1997; Глебовицкий и др., 2000]. Аналогичная дата 2720±8 млн лет характеризует округлые мультифасеточные цирконы с невысоким содержанием радиоактивных элементов и Th/U отношением 0.26–0.56, на которых основана оценка возраста эклогитов района с. Гридино [Володичев и др., 2004]. Кроме того, в интервал 2.73–2.70 млрд лет попадают количественно преобладающие оценки возраста ТТГ гнейсов Хетоламбинского микроконтинента.

5. Следует специально отметить, что проявлению гранулитового метаморфизма предшествовало формирование коллизионного орогена, когда в единую континентальную массу были объединены континентальные области Карельского, Беломорского и Кольского орогенов. Это чрезвычайно важное событие не нашло отражения в геохронологических данных, полученных при исследовании эклогитовой ассоциации Салмы. К обсуждению свидетельств коллизионных событий, приуроченных к интервалу времени 2.78–2.74 млрд лет, мы обратимся в разделе 2.1.7.

6. Гранитоидная составляющая ассоциации Салмы, охарактеризованная геохронологически, включает породы плагиогранитной жилы, пересекающей тело эклогитов, и ТТГ гнейсы, вмещающие тела эклогитов (см. рис. 2.72, *А*).

6.а. Магматическая и метаморфическая эволюция пород, слагающих плагиогрнитную жилу, оказалось более сложной и менее определенной, чем первоначально казалось (см. [Щипанский и др., 2005 а,б]. Наличие цирконов с возрастом 2.92–2.91 млрд лет и Lu-Hf модельные возрасты цирконов, достигающие 2.97 млрд лет, позволяют предполагать, что источником кислого расплава с возрастом 2.87 млрд лет могла быть молодая мафитовая кора, мантийный источник которой имел возраст более 2.9 млрд лет. В частности, это могла быть океаническая кора, рассматриваемая нами в качестве протолита эклогитов Салмы. В результате повторного плавления или ремобилизации трондьемитов океанического типа 2.78 млрд лет назад мог возникнуть собственно плагиогранитный расплав. В плагиогранитах отсутствуют более или менее ясные свидетельства их формирования при парциальном плавлении вмещающих эклогитов (для сравнения см. работы [Blackman et al., 1998; Bröcker, Enders, 1999, 2001; Tomashek et al., 2003; Kaczmarek et al., 2008; Grimes et al., 2008]). Для выяснения происхождения плагиогранитов необходимы дальнейшие исследования.

6.б. Согласно полученным ранее оценкам, древнейшие гранитоиды ТТГ серии в Беломорском поясе имеют возраст около 2.8 млрд лет [Ранний докембрий..., 2005]. Серия датировок по трондьемитам (плагиогранитам) в интервале 2.81–2.78 млрд лет была получена в пределах участка Воче-Ламбина, вдоль северной границы Беломорского пояса [Воче-Ламбинский... полигон..., 1991; Balashov et al., 1992]. В пределах ошибки известные возрасты совпадают с 2.78 млрд лет.

6.в. Полученные датировки по двум пробам из вмещающих эклогиты ТТГ гнейсов, отобранным в непосредственной близости от эклогитовых тел, 2.96 и 2.74 млрд лет, очевидно, характеризуют два самостоятельных события в истории формирования ТТГ гнейсов. Реальность события 2.96 млрд лет в некоторой степени подтверждается аналогичной в пределах ошибки датировкой 2.94 млрд лет, полученной для эклогитов. Вторая дата, 2.74 млрд лет, вероятнее всего, указывает на формирование датированных гранитоидов с тектоно-термальными событиями, обозначенными в пункте 4.

7. Из приведенного выше сопоставления известных датировок следует, что процессы образования эклогитов, формирования жил плагиогранитов и ТТГ гнейсов в целом сопряжены во времени, однако геологические и петрологические взаимосвязи этих событий требуют дальнейшего изучения.

8. События, связанные с палеопротерозойской эволюцией региона, мы рассмотрим отдельно (см. раздел 3.3.1). Здесь же еще раз подчеркнем важную дату — 1.91–1.89 млрд лет, очевидно, фиксирующую выведение глубинных комплексов к поверхности (эксгумацию) в связи с коллизионными событиями конца палеопротерозоя. Породы эклогитовой ассоциации испытали метаморфические преобразования этого этапа совместно с окружающими ТТГ гнейсами, которые содержат обильные метаморфические цирконы того же возраста 1.89 млрд лет [Бибикова и др., 2004] и сфены с возрастом около 1.87 млрд лет [Bibikova et al., 2001].

2.1.6.2. Эклогитовая ассоциация Гридино

В пределах Беломорской эклогитовой провинции непосредственно в прибрежной полосе размещено несколько роев мафитовых даек и интрузивных тел габбро неоархейского возраста, преобладающая часть которых неравномерно метаморфизована — в том числе, в условиях эклогитовой и гранулитовой фаций (см. прил. I-1, см. рис. 2.27). Наиболее крупный рой эклогитизированных мафитовых даек расположен около с. Гридино, в окрестностях которого известно также и несколько тел метагаббро неоархейского возраста. Помимо мафитовой составляющей, Гридинская ассоциация включает ТТГ гнейсы и породы тектонического меланжа, а также небольшие будинированные тела эклогитов, в отношении которых предполагается субдукционное происхождение.

Напомним, что архейские эклогиты были впервые достоверно датированы (не моложе 2.721±0.006 млрд лет) в пределах Гридинской зоны тектонического меланжа [Володичев и др., 2004] (см. рис. 2.27). Этим эклогитам, образующим небольшие будинообразные тела, включенные в структуру меланжа, приписывается субдукционное происхождение. В тот же период в районе с. Гридино были исследованы особенности метаморфизма давно известных в этом районе мафитовых даек [Степанов, 1981, 1990]. Начиная с работ В.С. Степанова, дайки района с. Гридино принято соотносить с палеопротерозойским комплексом малых интрузий, характеризующихся широким развитием коронарных структур, которые получили местное наименование друзитов (термин, введенный в 1905 г. Е.С. Федоровым, см. раздел 3.3.1.1). Известно, что уровень метаморфических преобразований друзитов не превышает амфиболитовой фации. Возросшее внимание к выявлению новых эклогитовых объектов вскоре позволило установить, что уровень метаморфизма мафитовых даек Гридинского роя достигает эклогитовой и гранулитовой фаций [Володичев и др., 2005]. Структурные соотношения даек и вмещающих пород зоны меланжа оказались несколько «двусмысленными». Хотя в большинстве случаев дайки представляют собой типичные трещинные интрузивы, пересекающие (рвущие) структуры зоны меланжа, в большом числе мест можно наблюдать, как будинированные фрагменты даек включаются в структурный рисунок зоны меланжа [Сибилев и др., 2004; Степанова, Степанов, 2005; Степанов, Степанова, 2006].

Эклогитизированные мафитовые дайки Гридинского роя (дайкового поля) — не единственное проявление подобного рода на Карельском побережье Белого моря. Аналогичные дайки встречены к северо-западу от с. Гридино на островах Красной губы Белого моря [Козловский и др., 2007] и к юго-востоку от с. Гридино на побережье и островах Онежской губы [Смирнова, Бабошин, 1967] (см. рис. 2.27).

Таким образом, в районе с. Гридино к настоящему времени принято разделять два типа эклогитов: эклогиты первого типа образуют линзовидные будинообразные тела, непосредственно участвующие в строении меланжа, эклогиты второго типа слагают отдельные участки мафитовых даек, которые преимущественно пересекают структурно-вещественные ассоциации зоны меланжа, но частично вовлечены в деформации и интегрированы в зону тектонического меланжа.

Полученные к 2004 г. результаты геохимических, петрологических и геохронологических исследований линзовидных будинообразных тел эклогитов первого типа были приняты в качестве обоснования субдукционной природы этой разновидности эклогитов, подвергшихся высокобарному метаморфизму 2.72 млрд лет назад [Володичев и др., 2004, 2005]. Согласно представлениям О.И. Володичева с соавторами, эклогиты возникли в результате погружения океанической коры до уровня эклогитовой фации (P = 14.0–17.5 кбар, T = 740–865°С), а тренд полистадийной субизотермической декомпрессии от 14.0 до 6.5 кбар отражает процесс последовательной эксгумации эклогитов.

Геохронологическое исследование даек столкнулось с затруднениями, вызванными как трудностью извлечения достаточного количества циркона, так и с неоднозначностью получаемых результатов. До настоящего времени геохронологические исследования эклогитизированных даек выполнены в ограниченном объеме. Новые материалы, полученные авторами раздела недавно, охарактеризованы и проанализированы ниже.

В основу представлений об абсолютном и относительном возрасте как даек, так и проявлений эклогитового метаморфизма, разрабатываемых исследователями ИГ КарНЦ РАН, легло утверждение о принципиальной разновозрастности двух типов эклогитов в районе с. Гридино. Формирование эклогитов, включенных в структурную ткань метаморфизованного тектонического меланжа, связывается с неоар-

хейской субдукцией; внедрение и последующая эклогитизация даек рассматриваются как палеопротерозойские события, синхронные внедрению и метаморфизму друзитов, которое последовало за консолидацией неоархейского коллизионного орогена. Согласно выводам исследователей этой проблемы [Степанова, Степанов, 2005; Степанов, Степанова, 2006; Володичев и др., 2005], наблюдения за пересечениями даек в сочетании с классификацией пород по вещественному составу позволяют обосновать достаточно детальную последовательность внедрений палеопротерозойских мафитовых расплавов.

Таким образом, в недавние годы начало складываться представление о минимально двукратном формировании субдукционных эклогитов Беломорской провинции, в интервале 2.88–2.82 млрд лет (Салма) и 2.72 млрд лет (Гридино и Салма) и о третьем высокобарном метаморфическом событии (или даже о последовательности таких событий) — в первой половине палеопротерозоя. Идея о многократном проявлении эклогитового метаморфизма в пределах Беломорского пояса («Беломорский подвижный пояс — древнейшая на Земле высокобарическая долгоживущая система» [Володичев, 2005]) к настоящему времени не получила адекватного геохронологического обоснования и тем не менее прочно «овладела массами». Овладела настолько, что любые сомнения, высказывавшиеся на текущих научных конференциях, воспринимались как попытки пересмотреть «очевидное» — т.е. принадлежность эклогитизированных даек габбро-норитов «реперному комплексу лерцолит-габбро-норитов».

Этот комплекс [Степанов, 1981], надежно датированный в интервале 2.46–2.43 млрд лет [Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе], действительно играет важную роль в составе более обширного комплекса палеопротерозойских друзитов. Хотя гипотеза о геохимическом родстве (и выводимых из этого геологической идентичности и одновозрастности) пород Гридинского дайкового роя и мафит-ультрамафитовых интрузивов, принадлежащих комплексу друзитов, до сих пор не получила соответствующего обоснования, многими исследователями она воспринимается как данность. Между тем, первые прецизионные исследования цирконов с использованием SHRIMP-II выявили широкий спектр возрастных характеристик цирконов — от 2.84 до 1.90 млрд лет [Володичев и др., 2009] и от 3.00 до 0.96 млрд лет [Докукина и др., 2009]. Эти данные породили новую проблему: как достоверно выявить цирконы, датирующие время интрузивного размещения даек, и отделить их от «захваченных» и «наложенных» цирконов? Аналогичная проблема обозначилась и в отношении «неоархейских габбро» в районе с. Гридино [Слабунов и др., 2008], где спектр полученных оценок охватил интервал от 2.82 до 2.55 млрд лет.

Наиболее молодые дайки Гридинского поля предполагалось сопоставлять с комплексом даек «коронитовых габбро» Беломорского пояса (около 2.12 млрд лет [Степанова и др., 2003]). Следует отметить, что в последующих публикациях А.В. Степанова показала, что по своим геохимическим особенностям дайки, включаемые в комплекс «коронитовых габбро», принадлежат нескольким геохимически различным типам пород, которые, «возможно, различаются и по времени образования» [Степанова, Степанов, 2005, с. 38]. Поэтому «необходимо целенаправленное геохимическое, изотопно-геохимическое и геохронологическое изучение коронитовых габбро Беломорского подвижного пояса..., что позволит определить возраст, условия формирования и место коронитовых габбро в ряду магматических пород региона» (там же, с. 39). Однако «возраст даек эклогизированных габбро» 2.12 млрд лет продолжает жить независимой жизнью: публикация 2008 г., посвященная эклогитизированным дайкам района Красной Губы Белого моря (в 100 км к северо-западу от Гридино — см. прил. I-1, рис. 2.27), завершается четким выводом: «Возраст процессов эклогитизации ограничен снизу внедрением даек железистых габбро (2.12 млрд лет [15])... Следовательно, эклогитизация железистых габбро происходила в интервале между 2.12 и 1.86 млрд лет. Возможно, их формирование связано с началом раннесвекофеннского тектонометаморфического цикла» [Козловский, Аранович, 2008, с. 82]. Так рождаются геологические мифы. Ниже мы постараемся по возможности подробно обсудить: 1) достоверность геохимических корреляций палеопротерозойских друзитов и эклогитизированных даек Гридинского поля и 2) новые геохронологические данные.

К настоящему времени предложено несколько конкурирующих версий изолированного формирования эклогитовых парагенезисов в дайках Гридинского поля — от модели «автоклавного эффекта» в пределах магматических камер [Володичев и др., 2005] до модели локального возникновения давлений, отвечающих эклогитовому метаморфизму, в температурном

поле амфиболитовой фации [Травин, Козлова, 2005]. В основу модели В.М. Козловского с соавторами легли представления о связи эклогитовых парагенезисов с тектоническими деформациями и сопровождавшим их метасоматозом в условиях амфиболитовой фации [Козловский и др., 2007]. Особая роль в становлении эклогитовых парагенезисов отводится уровню деформаций и определяющейся деформациями флюидопроницаемостью пород, а также уровню насыщения пород кремнеземом [Козловский, Аранович, 2008; Аранович, Козловский, 2009].

Существующие петрологические модели и представления о последовательности и возрасте главных событий оставляют достаточно места для дискуссий. Исследования даек и эклогитов района с. Гридино были продолжены коллегами из ИГ КарНЦ РАН, а также авторами данной монографии и другими исследователями. Новые данные, полученные в результате наших исследований, позволили переосмыслить некоторые из ранее опубликованных материалов. Анализ всей суммы имеющихся данных привел нас к собственным выводам о возрасте эклогитов района с. Гридино их происхождении; соотношении эклогитов, для которых предполагается связь с архейской субдукцией, и эклогитизированных даек, а также о соотношении эклогитовых ассоциаций Салмы и Гридино.

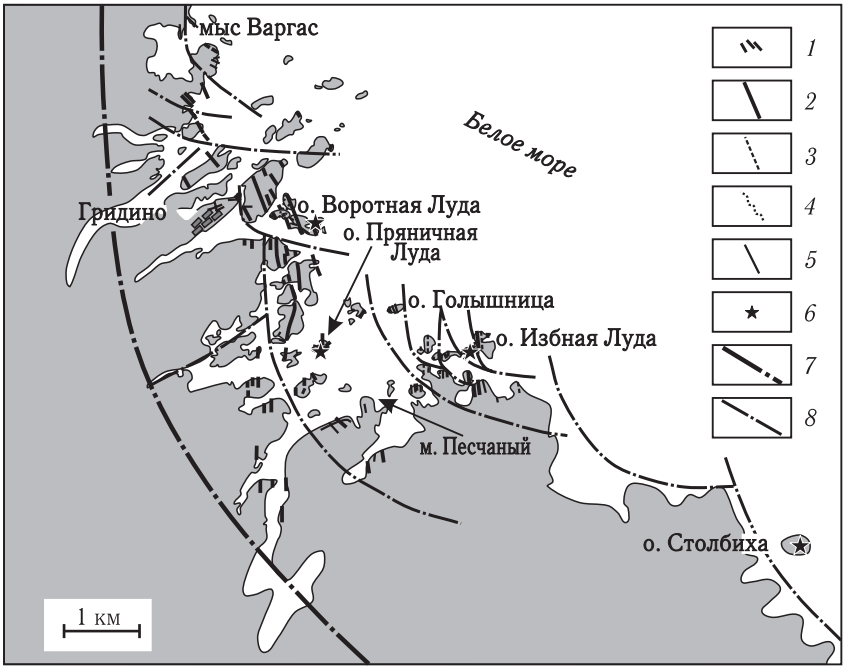


Рис. 2.73. Гридинское дайковое поле (схема составлена на основе рис. 1 в работе [Степанов, Степанова, 2006], с дополнениями). Местоположение рисунка обозначено звездочками под номерами 8 и 6 на рис. 2.27, *Б*

1–5 — дайки: *1* — поздние метагаббро, о-в Избная Луда, *2* — метагаббронориты, *3* —метадиориты, *4* — гранатовые метагаббро (геохимические аналоги MORB), *5* — ранние метагаббро; *6* — местонахождения будинообразных тел эклогитов субдукционного типа; *7*, *8* — взбросо-надвиги: *7* — главный (см. прил. I-1), *8* — второстепенные

Гридинская зона эклогитсодержащего архейского тектонического меланжа (микстита). Тела эклогитов архейского возраста и мафитовые дайки в районе с. Гридино (рис. 2.73; см. прил. I-1, рис. 2.27) детально исследованы в хорошо обнаженной прибрежной зоне Белого моря и на прилегающих островах — в пределах своеобразной архейской зоны эклогитсодержащего тектонического меланжа [Володичев 1977, 1990; Володичев и др., 2004, 2005]. Эта зона протяженностью более 50 км и шириной до 10 км прослеживается вдоль побережья Белого моря от губы Великой на северо-западе до островов Супротивных на юго-востоке. Как следует из анализа геологических карт, структурно-вещественный комплекс зоны меланжа связан с системой тектонических чешуй юго-западной вергентности (см. прил. I-1, рис. 2.73). Внутреннее строение эклогитсодержащего меланжа детально проиллюстрировано в работе О.С. Сибилева с соавторами [2004] на примере пород о-ва Столбиха, где были получены геохронологические данные (рис. 2.74). Зона образована сложной ассоциацией мигматизированных гранито-гнейсов с обычными для подобных комплексов включениями амфиболитов и разнообразных орто- и парагнейсов и протяженными полосами интенсивно деформированных пород, которые рассматриваются в качестве метаморфизованного тектонического меланжа. Участием тел эклогитов архейского возраста в строении зоны меланжа определяется повышенный интерес к этому району, проявленный в последние годы.

Матрикс меланжа по своим петрогеохимическим характеристикам образован почти исклю-

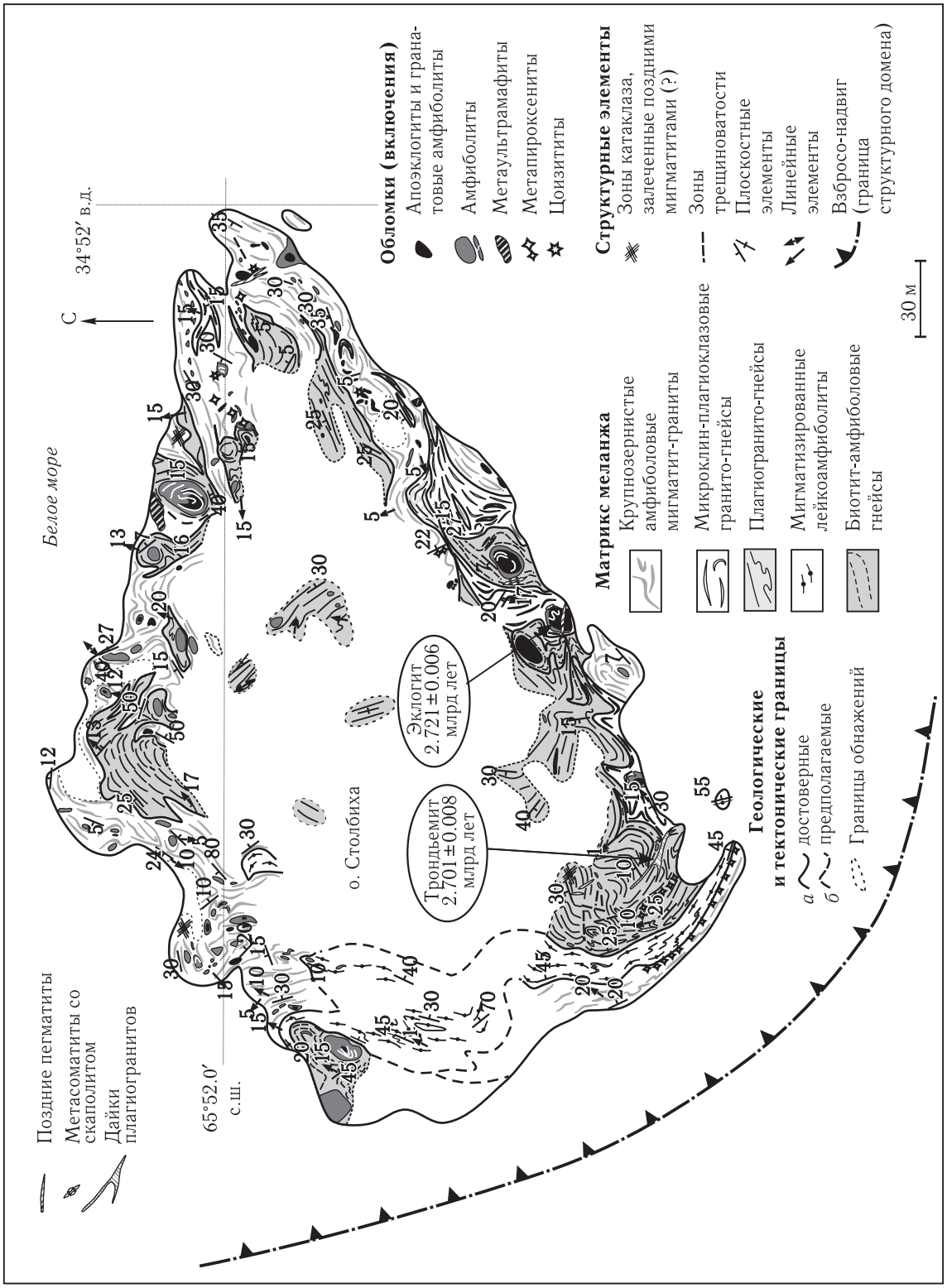


Рис. 2.74. Геологическая карта о-ва Столбиха (составили О.С. Сибилев и И.И. Бабарина — по [Сибилев и др., 2004], незначительно модифицирована): фрагмент зоны меланжа с включениями эклогитов предположительно субдукционного генезиса; геохронологические данные по [Володичев и др., 2004]

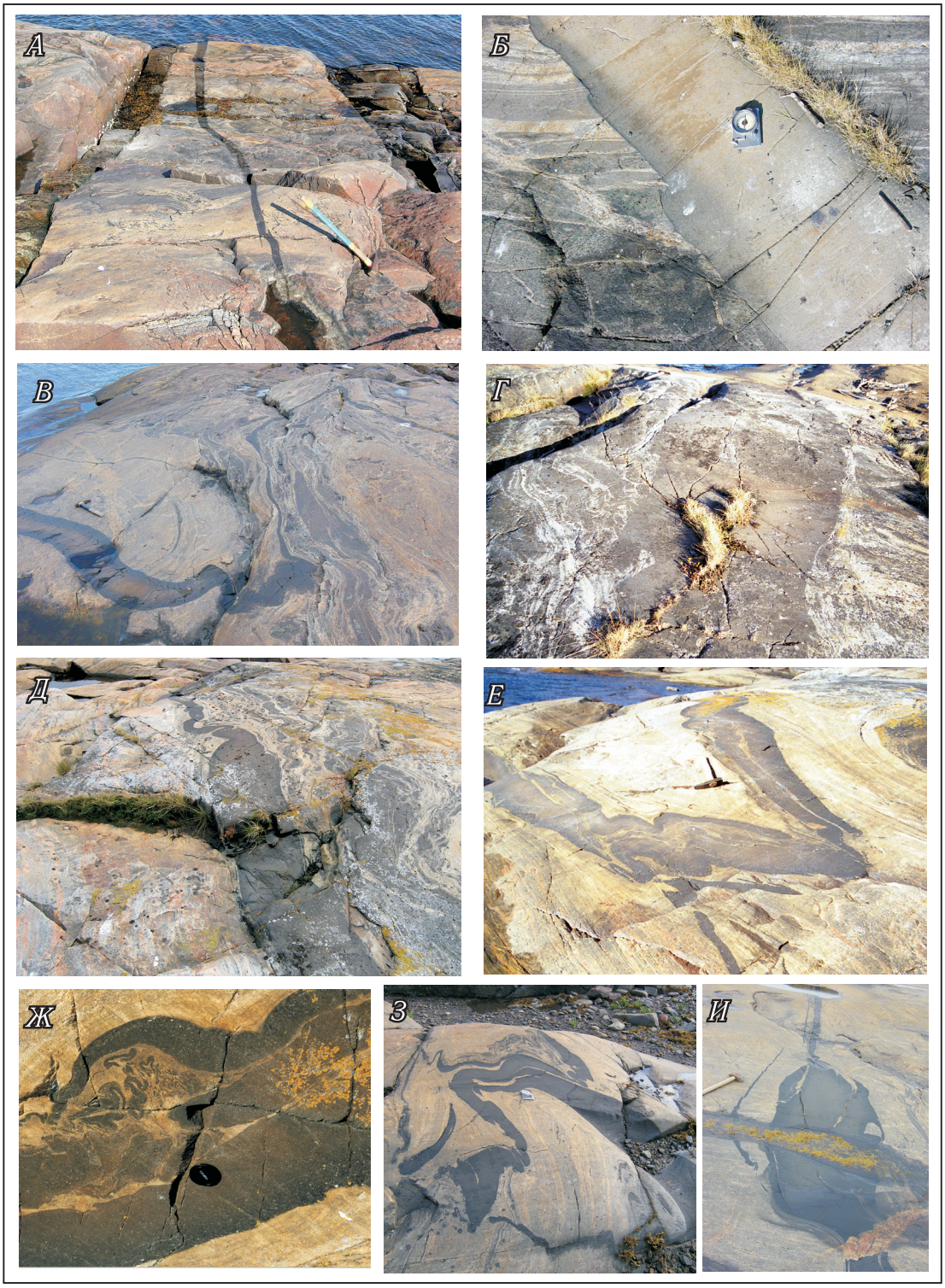


Рис. 2.75. Дайки Гридинского поля: примеры различного уровня деформационных преобразований (*фото К.А. Докукиной*)

А — недеформированные дайки габбро-норитов, пересекающие брекчиевидные структуры Центрального домена о-ва Избная Луда; *Б* — недеформированная дайка габбро-норитов, о-в Воротная Луда; *В* — дайка метагаббро, сохраняющая реликты интрузивных контактов и деформированная вместе с вмещающими гранитогнейсами, район губы Пестица; *Г* — фрагмент дайки метагаббро, мыс Варгас; *Д–З* — примеры деформации дайки метагаббро, мыс Варгас; *И* — булавовидный раздув в дайке метагаббро, о-в Воротная Луда

чительно тоналито-гнейсами, которые в соответствии с особенностям минерального состава и структуры рассматриваются как амфиболовые мигматит-граниты и полосчатые биотит-амфиболовые гнейсы.

Обломочная составляющая меланжа, помимо в различной степени преобразованных эклогитов, представлена неравномерно распределенными в матриксе многочисленными телами («обломками»), образованными амфиболитами, цоизититами, метаультрамафитами, метаморфизированными габброидами, кианит-гранат-биотитовыми гнейсами, амфиболсодержащими кальцифирами и мраморами. Линзовидные тела (будины) эклогитов образуют относительно небольшую, но принципиально важную часть обломочной составляющей меланжа. Обломки уплощенно-линзовидной или изометричной формы со сглаженными краями имеют разный размер — от нескольких сантиметров до первых десятков метров в поперечнике. Концентрация обломков варьирует в широких пределах, достигая 25–30% объема породы. Разнообразие обломочной составляющей по составу, степени деформаций и метаморфизма является, по существу, главным аргументом в пользу интерпретации эклогитсодержащего микстита в качестве меланжа, сформированного в тектонических процессах субдукционно-коллизионного типа [Сибилев и др., 2004; Володичев и др., 2004, 2005].

Другим важным компонентом обломочной составляющей меланжа являются амфиболиты (метагабброиды) гранатовые, гранат-клинопироксеновые, полевошпатовые, отвечающие по составу Fe-толеитам. По своим геохимическим особенностям эти амфиболиты близки габброидам некоторых из Гридинских даек, отличаясь от них более высокими концентрациями РЗЭ, Th, V, Nb и Zr [Володичев и др., 2005]. В некоторых случаях будинированные фрагменты даек также встроены в ткань меланжа.

Обломочный материал в меланже может быть распределен произвольно и неравномерно, как на о-ве Столбиха (см. рис. 2.74), или сконцентрирован в пределах «прослоев», что характерно для о-ва Избная Луда (рис. 2.75, см. цв. вкл.; рис. 2.76).

Структурные особенности меланжа — неравномерность распределения включений в меланже и сложная деформационная структура матрикса (о-в Столбиха) показаны на рис. 2.74 (по [Сибилев и др., 2004]). Наблюдается три типа границ обломков и матрикса: 1) четкие границы со срезанием элементов внутренней структуры обломков; 2) границы, включающие промежуточную зону «мигматитов облекания», с подворотом структурных направлений внутри обломка к плоскости контакта и частичным стиранием этих направлений; 3) в той или иной степени постепенные переходы [Сибилев и др., 2004]. Деформации сдвигового характера формируют центрические (ротационные) структуры, в которых совместно участвуют обломки и матрикс меланжа [Володичев, 1990]. Полосчатость матрикса смята в изоклинальные складки, изогнутые согласно границам обломков. Наряду с этим, в отдельных участках распространены границы, срезающие структурный рисунок. Относительно крутые (30–70°) падения и выдержанные простирания характерны для структурных элементов в юго-западной части о-ва Столбиха, что согласуется с представлением о региональной структуры в виде последовательности чешуй, надвинутых в юго-западном направлении (см. прил. I-1, рис. 2.73 и 2.74).

Верхняя возрастная граница формирования тектонического меланжа определяется возрастом посткинематической дайки трондьемита, рассекающей гранито-гнейсы — 2.701±0.008 млрд лет (U-Pb по цирконам [Бибикова, Слабунов и др., 2003, Володичев и др., 2004, 2005]).

Ряд существенных особенностей структурно-вещественной ассоциации меланжа дополнительно охарактеризован ниже при описании одного из ключевых объектов — о-ва Избная Луда.

Эклогиты субдукционного типа. В пределах Гридинской зоны тектонического меланжа эклогиты

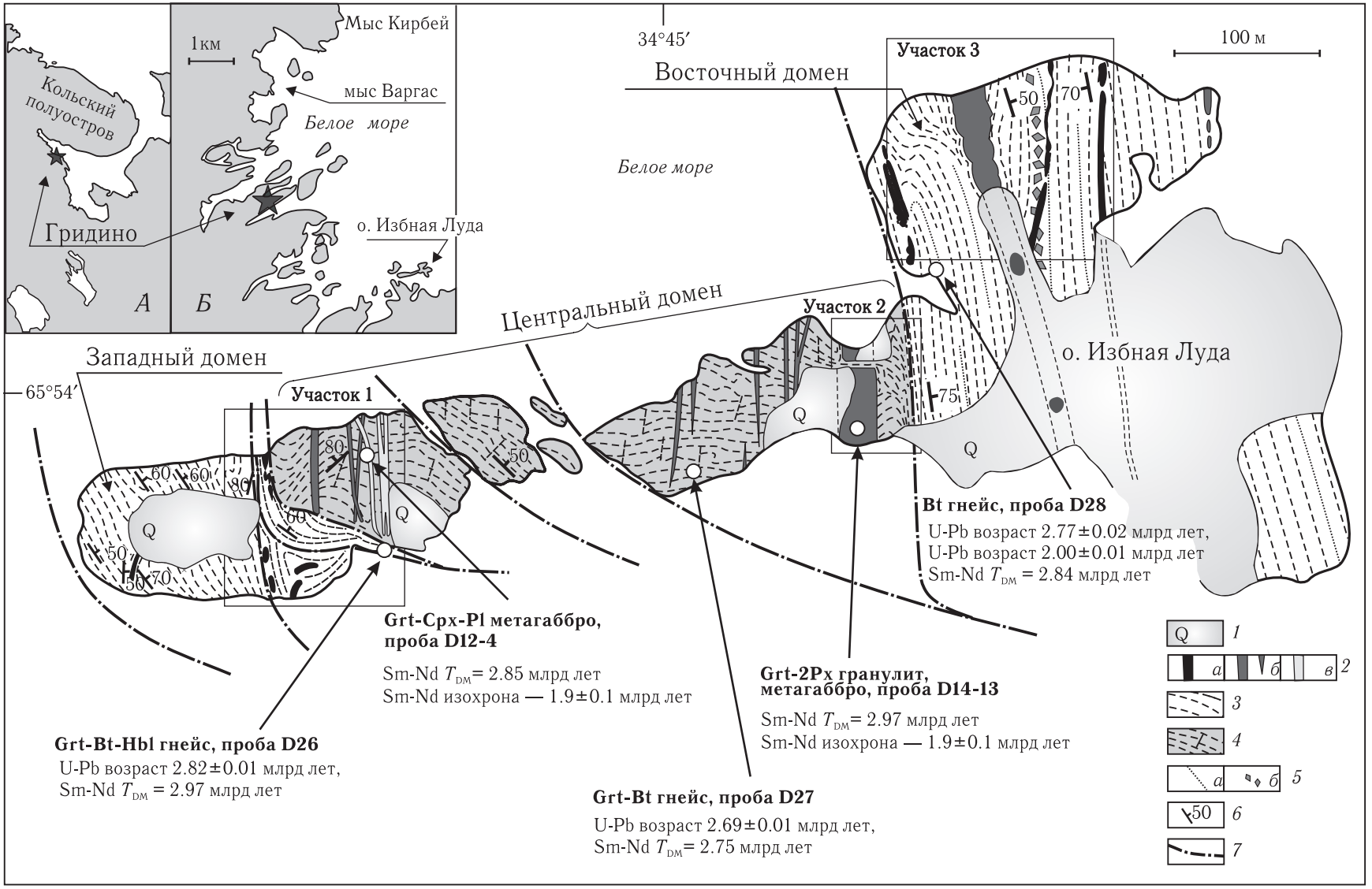
⇒

Рис. 2.76. Структурно-геологическая схема о-ва Избная Луда (по [Травин, Степанов, Докукина, 2005])

На врезках — положение острова, географическое (*А*) и в Гридинской зоне меланжа (*Б*)

1 — четвертичные отложения; *2* — дайки базитов (*а* — неясной принадлежности, *б* — нориты и габбро-нориты, *в* — габбро; *3* — полосчатые гнейсо-граниты Западного и Восточного доменов; *4* — гнейсо-граниты Центрального домена с брекчиевидными текстурами; *5* — полосы тектонического меланжа, насыщенные обломками (*а* — амфиболитов, *б* — амфиболитов и ортопироксенитов); *6* — элементы залегания полосчатости; *7* — предполагаемые тектонические нарушения (сдвиги и взбросо-сдвиги).

На рисунке показаны результаты геохронологических исследований, которые обсуждаются ниже


Мыс Кирбей
1км
мыс Варгас
Белое море
Кольский полуостров
Гридино
о. Избная Луда
А
Б
34°45′
Восточный домен
Участок 3
100 м
Белое море
Центральный домен
Участок 2
Западный домен
65°54′
Участок 1
о. Избная Луда
Q
Bt гнейс, проба D28
U-Pb возраст 2.77±0.02 млрд лет,
U-Pb возраст 2.00±0.01 млрд лет
Sm-Nd T_{DM} = 2.84 млрд лет
Grt-Cpx-Pl метагаббро, проба D12-4
Sm-Nd T_{DM}= 2.85 млрд лет
Sm-Nd изохрона — 1.9±0.1 млрд лет
Grt-2Px гранулит, метагаббро, проба D14-13
Sm-Nd T_{DM}= 2.97 млрд лет
Sm-Nd изохрона — 1.9±0.1 млрд лет
Grt-Bt-Hbl гнейс, проба D26
U-Pb возраст 2.82±0.01 млрд лет,
Sm-Nd T_{DM} = 2.97 млрд лет
Grt-Bt гнейс, проба D27
U-Pb возраст 2.69±0.01 млрд лет,
Sm-Nd T_{DM}= 2.75 млрд лет
1
2
3
4
5
6
7

субдукционного типа наиболее полно исследованы на о-ве Столбиха [Сибилев и др., 2004; Володичев и др., 2004, 2005] (см. рис. 2.74). Эклогитами сложены небольшие линзовидные или изометричные тела, участвующие в строении метаморфизованного тектонического меланжа. Объект является уникальным как по условиям обнаженности, так и благодаря прекрасной сохранности эклогитов. В юго-восточной части острова в тектоническом меланже заключен «обломок» мафитовой породы размером 5×6 м. Преобладающая часть обломка сложена эклогитами и симплектитовыми апоэклогитами, по внешнему контуру развиты гранат-клинопикросеновые амфиболиты. Оценка возраста эклогитов равна 2.72 млрд лет [Володичев и др., 2005].

Эклогиты подверглись значительным ретроградным преобразованиям, тем не менее, в пределах «обломка» сохранились участки биминерального гранат-омфацитового состава. Омфацит содержит до 27–31% жадеитового минала, гранат характеризуется относительно невысоким содержанием пиропового (20–22%) и повышенным — гроссулярового (28–31%) компонентов. Преобладающим акцессорием является рутил. Состав минералов указывает на формирование эклогитов при температуре в интервале 740–865°С и давлении, заключенном в интервале 14.2–17.5 кбар [Володичев и др., 2004]. Близкие или аналогичные оценки были получены для образцов эклогитов с островов 2-й Кокков и Избная Луда. Согласно той же публикации, выделяется четыре стадии ретроградных преобразований с последовательным развитием симплектитовых эклогитов (I–III) и гранат-клинопироксеновых амфиболитов (IV). Первой стадии отвечало снижение давления в интервале 14.4–12.0 кбар при T = 780–715°С. Образование симплектитов-II протекало в интервале давлений 12–11 кбар и температур 765(855?)–715°С. На третьей стадии появляются амфиболы в парагенезисе с гранатом и клинопироксеном, определяя переход от эклогита к амфиболиту, P = 10.3–8.5 кбар, T = 730–710°С. Наконец, с четвертой стадией связано образование гранатовых и гранат-клинопироксеновых амфиболитов, P = 8.2–6.5, T = 715–630°С. Эти оценки позволяют представить декомпрессионный тренд, который имеет крутой субизотермический наклон (см. ниже рис. 2.102). Эволюция параметров метаморфизма и особенности регрессивных преобразований находят наиболее простое и логичное объяснение в модели субдукции мафитовой океанической коры и последующей эксгумации метаморфизованных фрагментов этой коры [Володичев и др., 2004, 2005].

Интрузии габбро. Охарактеризованные неоархейскими датировками интрузии габбро известны лишь в нескольких местах: в районе Тупой губы оз. Ковдозеро (2.69 млрд лет [Балаганский и др., 1990; Лобач-Жученко и др., 1993]) и в пределах Гридинской зоны тектонического меланжа [Слабунов и др., 2008]. Массивы, образованные габбро и лейкогаббро Гридинской зоны, частично фрагментированы. Контакты фрагментов конформны гнейсовидности вмещающих гранито-гнейсов. В эндоконтактах развиты гранатовые амфиболиты. При частичной сохранности магматических микроструктур для пород более характерны коронарные структуры, развивающиеся на границах зерен клинопироксена и плагиоклаза. Датирование U-Pb методом по цирконам с помощью SHRIMP-II было проведено для лейкогаббро о-ва Супротивный (юго-восточнее территории, показанной на рис. 2.73). Возраст интрузии мафитовой магмы 2.71±0.03 млрд лет. Цирконы, по оценке авторов, близкие по своим особенностям цирконам гранитоидов и ТТГ гнейсов, с возрастами 2.82–2.79 и 2.74±0.02 млрд лет рассматриваются как захваченные. Предполагается, что внедрение мафитовых магм было связано с коллапсом коллизионного орогена [Слабунов и др., 2008].

Эклогитизированные мафитовые дайки Гридинского дайкового поля. Главные особенности Гридинского дайкового поля детально охарактеризованы в ходе многолетних исследований В.С. Степанова и А.В. Степановой. Результаты этих исследований представлены в серии подробных, прекрасно иллюстрированных публикаций [Степанов, 1990; Степанова, Степанов, 2005; Степанов, Степанова, 2006 и ссылки в этих работах]. Установив дайковую форму проявления основного магматизма и высокий уровень насыщения интрузиями, названные исследователи ввели в обиход обозначение «Гридинское дайковое поле». Этим термином обозначена территория, примыкающая к с. Гридино, которая включает побережье и острова Белого моря, характеризующаяся высокой насыщенностью дайками основного состава, прежде всего, дайками габбро-норитов. Взаимные пересечения даек, образованных породами более или менее определенного состава, позволяют выделить до пяти генераций даек (см. рис. 2.73).

В.С. Степанов и А.В. Степанова включают дайки габбро-норитов в комплекс лерцолитов-габбро-норитов с возрастом 2.45–2.43 млрд лет,

который, в свою очередь, представляет собой часть более обширного комплекса «друзитов». Наиболее молодые дайки Гридинского поля названные авторы коррелировали с комплексом даек «коронитовых габбро» Беломорского пояса (около 2.12 млрд лет [Степанова и др., 2003]). Однако, как мы отмечали выше, в одной из последних публикаций они частично отказались от прежних представлений, показав, что по своим геохимическим особенностям дайки, включаемые в комплекс «коронитовых габбро», принадлежат нескольким геохимически различным типам пород, которые, «возможно, различаются и по времени образования» [Степанова, Степанов, 2005, с. 38].

Опубликованные данные и полученные нами геологические и геохимические характеристики даек, приведенные ниже, позволяют более или менее уверенно разделить дайки на четыре последовательно формировавшиеся группы (рис. 2.73): 1) ранние метагаббро, 2) ранние метагаббро-нориты, 3) поздние метагаббро-нориты и 4) поздние метагаббро. Кроме того, известны дайки метадиоритов (магнезиальных и железистых), которые, согласно В.С. Степанову и А.В. Степановой [2006], занимают место между поздними метагаббро-норитами и поздними метагаббро. В группу ранних метагаббро включены дайки, которые выделены под тем же наименованием в работе [Степанов, Степанова, 2005], а согласно публикации О.И. Володичева [2005], это — дайки первой и третьей генерации. За ними следуют метагаббро-нориты двух генераций — ранние и поздние (ранняя и главная фазы комплекса «лерцолит-габбро-норитов» по классификации, принятой в публикациях ИГ КНЦ РАН). Наконец, в качестве поздней генерации даек метагаббро («поздние метагаббро») мы рассматриваем дайки, которые ранее включались В.С. Степановым и А.В. Степановой в комплекс «коронитовых габбро».

Дайки Гридинского поля образуют рой преимущественно субмеридионального простирания (см. рис. 2.73), который пересекает ориентированную в северо-западном направлении зону неоархейского тектонического меланжа. В строении дайкового роя резко преобладают дайки, образованные метагаббро-норитами. Дайки, образованные метагаббро и метадиоритами образуют достаточно скромный вклад в строение дайкового поля. Часть из них ориентирована в согласии с дайками метагаббро-норитов, тогда как другие занимают секущее положение относительно генерального простирания пояса.

В большинстве случаев дайки представляют собой прекрасно выраженные секущие тела. Однако, попадая в зоны интенсивных деформаций, они будинируются и включаются в структуру меланжа. Дайки неравномерно метаморфизованы. В них наблюдаются реликтовые участки неизмененных магматических пород, однако преобладают породы, практически полностью преобразованные в условиях эклогитовой, гранулитовой и амфиболитовой фаций. Крайняя степень деформации даек — их преобразование в амфиболитовые «прослои» в зонах интенсивных сдвиговых перемещений [Докукина и др., 2005; Травин, Докукина, 2005]. Исследование морфологических особенностей даек и их структурных соотношений с вмещающими породами демонстрирует участие даек, различающихся составом, в однотипных пластических деформациях (см. рис. 2.73). Это, в свою очередь, указывает на поздний относительно внедрения даек наложенный характер деформаций [Степанов, Степанова, 2006]. Примечательно, что эклогитизированные дайки Гридинского поля пространственно тесно совмещены с охарактеризованными выше эклогитами субдукционного типа.

Внутреннюю структуру зоны меланжа в соотношении со структурными особенностями и стилем деформации мафитовых даек мы проиллюстрируем на примерах двух ключевых объектов: на о-ве Избная Луда и мысе Варгас.

Ключевой объект — о-в Избная Луда расположен в 4 км на юго-восток от с. Гридино (см. рис. 2.76). Благодаря прекрасной обнаженности, исследования на этом острове позволяют получить детальное и весьма наглядное представление о структурных характеристиках тектонического меланжа и даек. В строении острова размером 900×50–400 м, вытянутого в субширотном направлении, принимают участие метаморфизованные магматические комплексы. Преобладают тонкополосчатые гранито-гнейсы, варьирующие по составу от гранодиоритов и тоналитов до плагиогранитов, которые выполняют роль матрикса меланжа. Гранито-гнейсы включают фрагменты («обломки») амфиболитов, в том числе гранатовых и диопсид-гранатовых (прослои и блоки), метаоливинитов и метаперидотитов (мелкие блоки), метаортопироксенитов (деформированные дайки или прослои), микроклиновых гранитов (мелкие тела и фрагменты жил метатекта). Дайки метагаббро и метагаббро-норитов, как правило, пересекают породы зоны меланжа, но в некоторых участках

непосредственно включены в структуру меланжа [Степанов, 1990]. В геологическом строении острова можно выделить три структурных домена, Центральный, Восточный и Западный, отличающиеся друг от друга господствующей ориентировкой структурных элементов, особенностями строения, стилем и последовательностью деформаций [Докукина и др., 2005; Травин и др., 2005].

Центральный домен — наиболее значительный по протяженности. В его строении преобладают серые и светло-серые полосчатые плагиогранито-гнейсы, ортоамфиболиты, розовые микроклиновые лейкограниты. Полосчатость и гнейсовидность пород имеют северо-западное и субширотное простирание. Эти структурные элементы регулярно, хотя и незначительно, смещены вдоль незакономерно ориентированных разрывов небольшой протяженности (не более первых метров (рис. 2.77, см. цв. вкл.). В матриксе локализованы небольшие (от 10 см до 1 м) фрагменты гранатовых (±клинопироксен) амфиболитов, тоналитов и микроклиновых гранитов. Включения амфиболитов имеют линзовидные удлиненные очертания (см. рис. 2.77, *А*), в некоторых случаях они пересечены сетью гранитных прожилков. Рисунок полосчатости амфиболитов в основном следует текстурным направлениям вмещающих гнейсов.

Обломки гранитов и плагиогранитов имеют либо изометричные угловатые, либо вытянутые согласно гнейсовидности матрикса очертания (см. рис. 2.77, *Б*). Размер угловатых обломков гранитов не превышает 1 м. Разрывы смещают полосчатость пород, формируя структуры клавишного типа. Амплитуда смещения соизмерима с протяженностью самих разрывов: от первых сантиметров до нескольких метров (см. рис. 2.77, *Г*). По простиранию некоторые разрывы срезаются полосчатостью. Полосчатость нарушена другими разрывами, которые, в свою очередь, срезаются полосчатостью (замкнутый круг повторяющихся событий). Соотношения разрывов и полосчатости создают брекчиевидный структурный рисунок. Иногда между разрывами сохраняются фрагменты ранних складок (см. рис. 2.77, *Г*). Разрывы отличаются по строению сместителей [Травин, Степанов, Травина, 2005]. Плоскости разрывов, смещающих жилы микроклиновых гранитов и полосчатость в гранито-гнейсах, как правило, свободны от новообразований (см. рис. 2.77, *А*, *Б*, *Г*). Менее распространены разрывы, заполненные светло-серыми тонкозернистыми аплитовидными породами (см. рис. 2.77, *В*, *Д*). Жилы, образованные этими породами, имеют небольшую мощность (обычно 1–10 мм, до 2–3 см, иногда более 10–12 см), не выдержаны по простиранию и быстро выклиниваются. В некоторых случаях жилы, в свою очередь, смещаются по более поздним разрывам.

Относительно более крупные аплитовые жилы содержат мелкие обломки гранито-гнейсов и микроклиновых гранитов. Местами тонкие аплитовые жилки образуют густую сеть, облекающую мелкие обломки гнейсо-гранитов и микроклиновых гранитов: порода превращается в мелкообломочную брекчию, где обломки представлены гранито-гнейсами и микроклиновыми гранитами, а цемент — светло-серой тонкозернистой аплитовидной породой. Морфология жилок свидетельствует о высокой миграционной способности выполняющего их материала, что позволяет сопоставлять его с псевдотахилитами [Ramsay, Huber, 1987]. Метапсевдотахиллиты развиты повсеместно, пересекают все типы пород, образуя прожилки с апофизами (см. рис. 2.77, *Б*, *В*, *Д*). Появление псевдотахиллитов неоднократно отмечалось в эклогитовых и эклогит-гранулитовых комплексах. При пиковых *PT*-условиях породы находятся в субсолидусном состоянии. Поэтому относительно небольшой рост температуры или спад давления в сдвиговых зонах приводит к быстрому плавлению пород и заполнению расплавом тончайших трещин. Предполагается, что образование псевдотахиллитов является реакцией глубинных уровней коры на сейсмические события, характерные для коллизионных процессов [Clarke, Norman, 1993; Steltenpohl et al., 2006].

Брекчиевидный матрикс рассечен субмеридиональными метаморфизованными дайками метагаббро-норитов двух генераций (рис. 2.78; см. рис. 2.75, *А*). Все дайки имеют прямолинейные или слабо изогнутые интрузивные контакты, практически не нарушенные последующими деформациями, характеризуются наличием тонких протяженных апофиз, включают ксенолиты гранито-гнейсов (см. рис. 2.75, *А* и *Б*). Эндоконтакты даек амфиболитизированы. Мощности даек небольшие — от нескольких сантиметров в апофизах до нескольких десятков сантиметров и первых метров собственно в дайках. Самая крупная дайка мощностью около 20 м прорывает гранито-гнейсы Центрального домена в восточной его части (рис. 2.79). Дайки простираются в субмеридиональном — север–северо-запад-

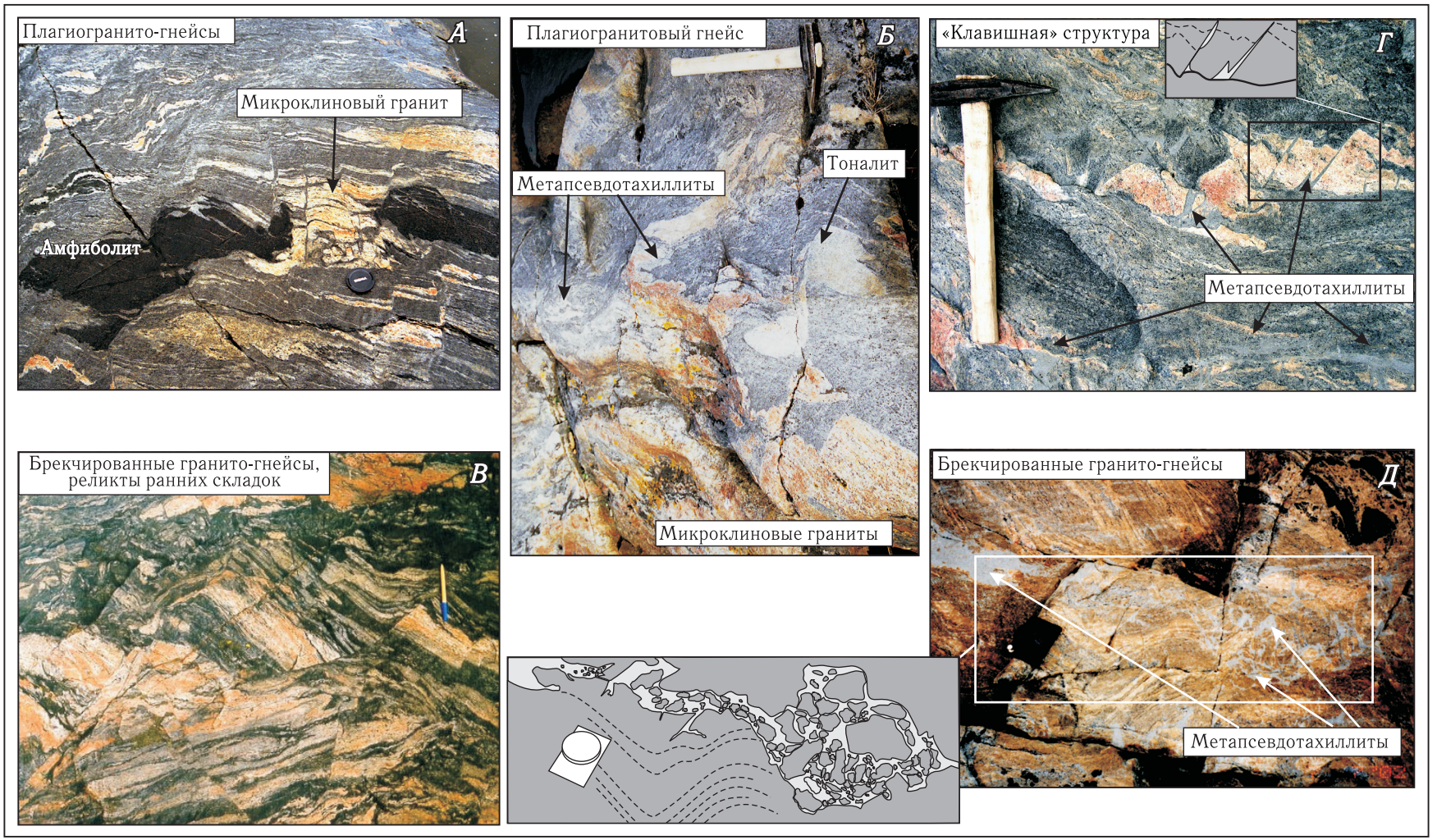


Рис. 2.77. Брекчиевидные текстуры гранито-гнейсов Центрального домена о-ва Избная Луда

А — соотношения полосчатости, ранней складки и разрывов, будинированные фргменты амфиболитов; *Б* — соотношения плагиогранитов, тоналитов и микроклиновых гранитов, жила метапсевдотахиллитов; *В* — брекчиевидная текстура мигматизированных биотит-амфиболовых гнейсов; *Г*, *Д* — брекчиевидные текстуры с разрывами, заполненными метапсевдотахиллитом: *Г* — метапсевдотахилит цементирует обломки гнейсогранитов, *Д* — трещины без заполнения и заполненные метапсевдотахилитом; рисунок дублирует часть фотографии (полосчатость гранито-гнейсов показана штриховыми линиями; разрывы без заполнения — жирными сплошными линиями; разрывы, заполненные метапсевдотахилитом, — светло-серым цветом)

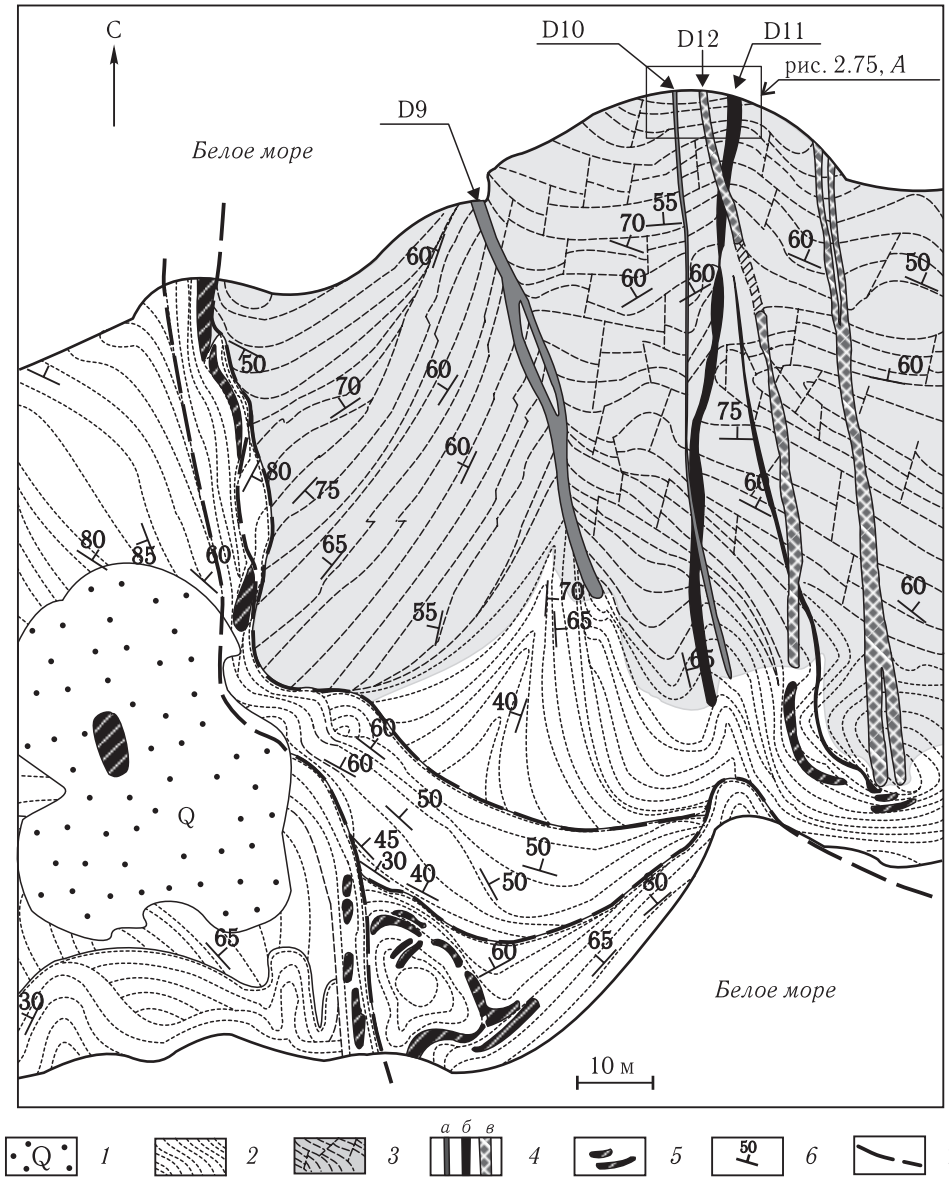


Рис. 2.78. Геологическая схема детального участка 1 о-ва Избная Луда, Центральный домен (см. рис. 2.76)

1 — четвертичные отложения; *2* — гранито-гнейсы; *3* — тектонические брекчии; *4* — палеопротерозойские дайки: *а* — метагаббро-норитов ранней фазы, *б* — метагаббро-норитов поздней фазы; *в* — метагаббро; *5* — амфиболиты; дайки, превращенные в амфиболиты в зонах деформаций; *6* — элементы залегания полосчатости гранито-гнейсов; *7* — взбросо-надвиги (вязкие срывы) юго-западной вергентности

ном направлении, имеют крутые западные падения, пересекают брекчиевидные структуры вмещающих пород. Структурные соотношения свидетельствуют, что в пределах Центрального домена дайки внедрялись в консолидированные жесткие породы.

Граница Центрального и Западного доменов, срезающая структурные направления, характерные для каждого из доменов, погружается в восток–северо-восточном направлении (см. рис. 2.76, 2.78). Распространение даек ограничено зоной интенсивного север–северо-западного разгнейсования, в пределах которой гранито-гнейсы имеют полосчатую текстуру выдержанной ориентировки. Подвороты даек указывают на правосдвиговую составляющую смещения по границе доменов. По мере приближения к границе Центрального домена породы даек превращаются в среднезернистые амфиболиты.

Восточная граница Центрального домена (рис. 2.76) представляет собой сдвиговую зону меридионального простирания шириной до 5 м.

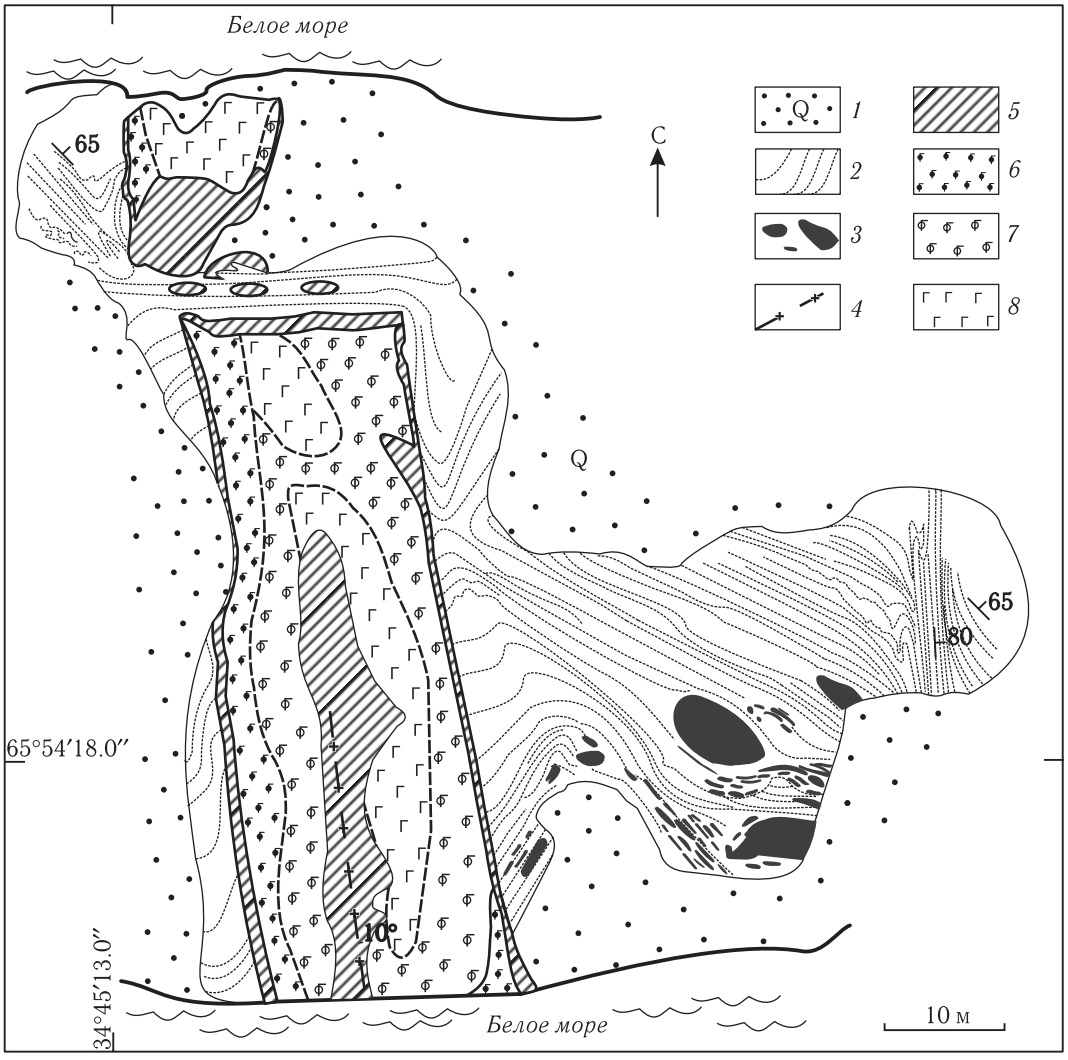


Рис. 2.79. Геолого-петрологическая схема детального участка 2 (см. рис. 2.76) — дайка габбро-норитов D14 о-ва Избная Луда, Центральный домен. Схема составлена В.В. Травиным

1 — четвертичные отложения; *2* — гранито-гнейсы; *3* — будины эклогитов и амфиболитов; *4* — пегматитовые жилы; *5–8* — породы дайки: *5* — амфиболиты и гранатовые амфиболиты, *6* — гранат-двупироксеновые гранулиты, *7* — симплектитовые эклогиты, *8* — гранатовое габбро (габбро с гранатовыми коронами вокруг плагиоклаза)

Здесь тектонические брекчии Центрального домена переработаны с образованием тонкополосчатых текстур субмеридионального простирания с устойчивым крутым (60–70°) падением на восток. Внутреннее строение границы характеризуется асимметричными Z-образными сдвиговыми складками, по которым фиксируются правосторонние деформации, и пологим погружением минеральной линейности в южном направлении.

Восточный домен (рис. 2.80) характеризуется субмеридиональным простиранием плоскостных текстурных элементов и пологим погружением линейности гранито-гнейсов. Главные особенности строения Восточного домена охарактеризованы в работе В.В. Травина, В.С. Степанова и К.А. Докукиной [2005]. В структурном рисунке участвуют полосы меланжированных пород, насыщенные обломками. Одна из полос, содержащая многочисленные мелкие, 0.2–0.3, редко до 0.5 м в поперечнике, угловатые или сглаженные обломки массивных крупнозернистых ортопироксенитов и амфиболитов, заключенные в гранито-гнейсовом матриксе, прослеживается более чем на 100 м. Менее значительные скопления ортопироксенитов отмечены и в других участках Восточного домена. Многочисленны также и полосовидные скопления уплощенных тел амфиболитов.

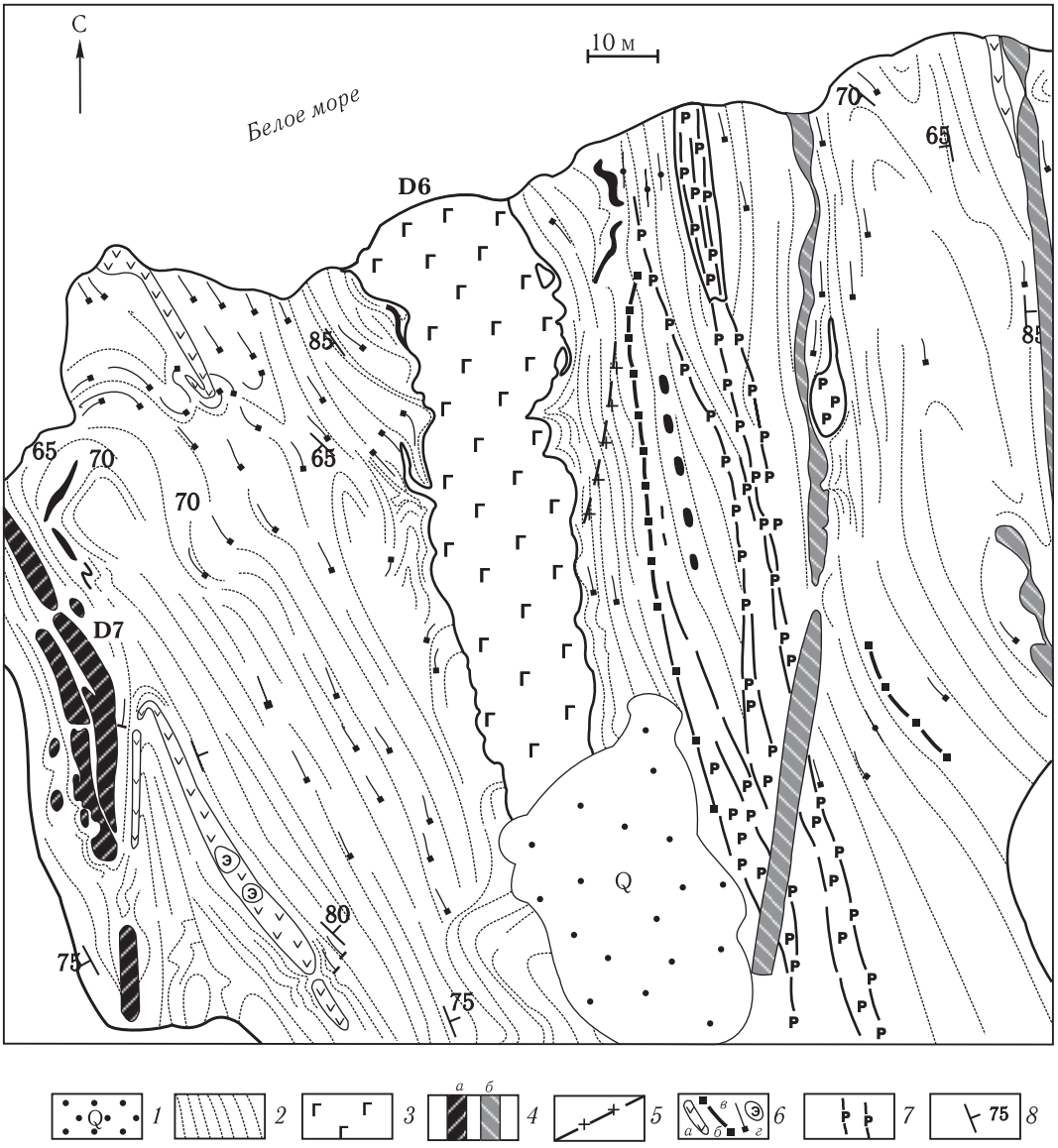


Рис. 2.80. Геологическая схема детального участка 3 (см. рис. 2.76) о-ва Избная Луда, Восточный домен

1 — четвертичные отложения; *2* — гранито-гнейсы; *3* — габбро-нориты ранней фазы; *4* — амфиболитизированные базитовые дайки: *а* — метагаббро, *б* — метадиориты; *5* — жила плагиогранитов; *6* — линейные зоны, насыщенные базитовыми включениями: *а*, *б* — амфиболиты; *в*, *г* — эклогиты; *7* — линейные зоны, насыщенные блокированными пироксенитами; *8* — элементы залегания

В пределах Восточного домена размещено пять относительно крупных даек. Дайка D6, образованная метагаббро-норитами, имеет мощность до 25 м, для нее характерны контакты волнообразной формы, вблизи которых полосчатость вмещающих гранито-гнейсов также имеет волнообразный (конформный контактам) рисунок. В северной береговой части острова западный контакт дайки, доступный наблюдению на протяжении около 30 м, пересекает полосчатость вмещающих гранито-гнейсов. Близ контактов дайка содержит угловатые ксенолиты вмещающих пород. Дайки Восточного домена (см. рис. 2.76 и 2.80) различаются как составом, так и стилем деформаций. Расположенная близ границы с Центральным доменом дайка D7 сложена метагаббро — клинопироксен-гранатовыми амфиболитами с симплектитовыми структурами [Травин, Докукина, 2005]. При мощности около 6 м она прослежена по простиранию более чем на 50 м. Дайка разбита на будины угловатой и более сложной формы. Восточнее дайки D6 на-

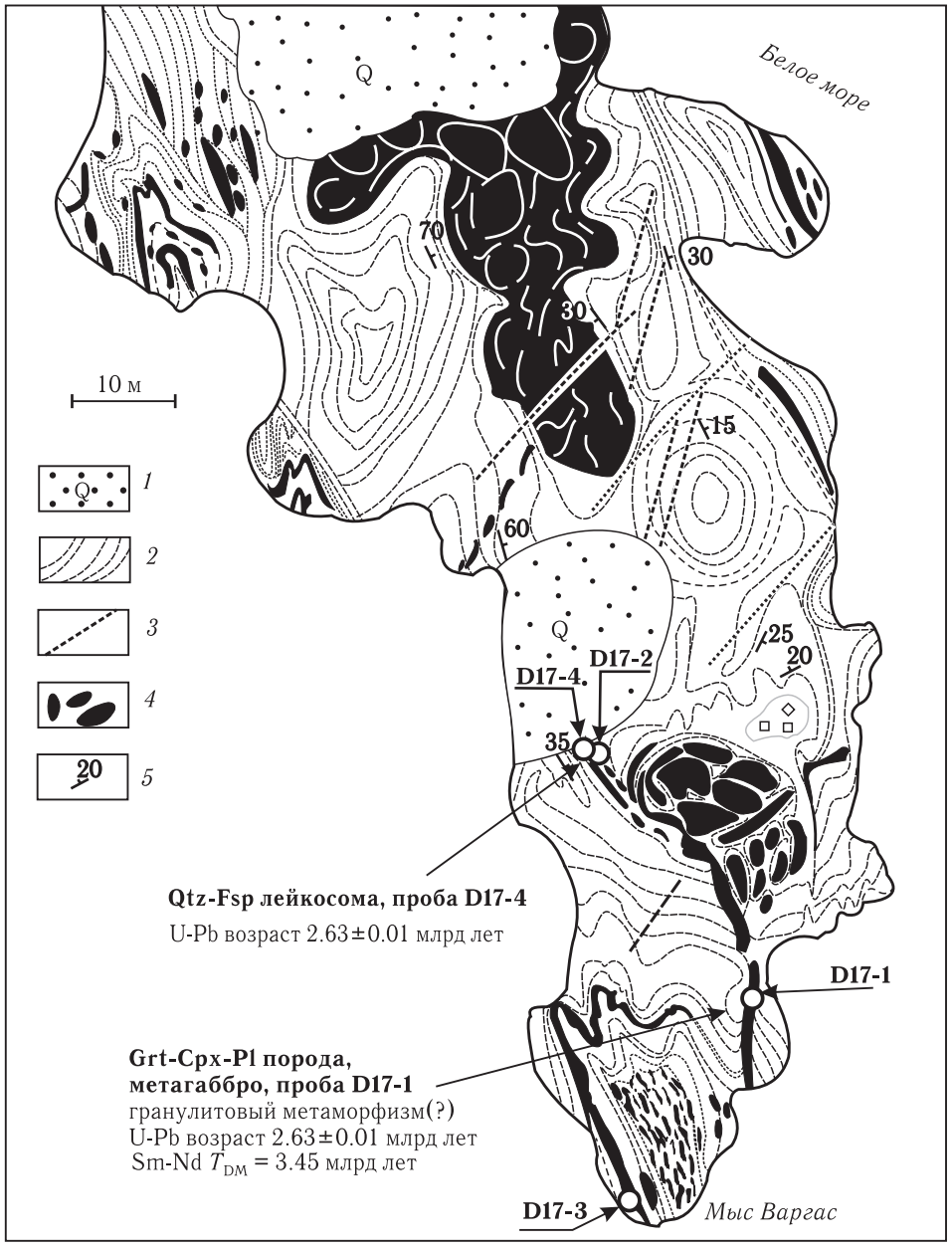


Рис. 2.81. Геологическая схема мыса Варгас. Положение участка см. на врезке рис. 2.76

1 — четвертичные отложения; *2* — гранито-гнейсы; *3* — пегматитовые жилы; *4* — дайки и фрагменты даек; *5* — элементы залегания.

Показаны результаты геохронологических исследований

ходятся две дайки железистых метадиоритов [Травин, Докукина, 2005], прослеженные с севера на юг через весь остров. Дайки имеют мощность 5–8 м, вертикальное падение, отчетливые границы, согласные или пологосекущие по отношению к текстурам вмещающих гранитогнейсов. Западная дайка в южной части отчетливо сечет полосу меланжированных пород, насыщенную обломками ортопироксенитов. Дайка, расположенная на востоке домена, имеет меридиональное простирание и вертикальное падение, мощность от 1.5 до 3 м и протяженность более 30 м. В южном направлении при выклинивании она распадается на ряд блоков. Дайка сложена габбро-амфиболитами (метагаббро-норитами) [Травин, Докукина, 2005].

Западный домен (см. рис. 2.80) представляет собой фрагмент зоны северо-западного разгней-

сования, которое накладывается как на брекчиевидные гранито-гнейсы, так и на дайки. Вдоль границы с этой зоной дайки амфиболитизированы, подвернуты согласно направлению разгнейсования и срезаются границей домена. В пределах западного домена фрагментированные дайки размещены среди гранито-гнейсов в виде уплощенных будин гранатовых и клинопироксен-гранатовых амфиболитов. Граница между Восточным и Центральным доменами образована системой сдвиговых зон, погружающихся в северо-восточном направлении.

Ключевой объект — мыс Варгас находится в 3 км к северу от с. Гридино (рис. 2.81; см. рис. 2.73). Здесь распространены тоналито-гнейсы с прослоями амфиболовых гнейсов, содержащими многочисленные тела амфиболитов различного (от первых сантиметров до первых метров) размера, от изометричной до сильно уплощенной формы. Тоналито-гнейсы вмещают амфиболитизированные дайки, интенсивно деформированные совместно с вмещающими гнейсами (см. рис. 2.75, *Г–З*). В.С. Степанов и А.В. Степанова относят их к комплексу ранних метагаббро [Степанов, Степанова, 2006]. Тоналито-гнейсы и дайки метагаббро совместно формируют пакет складок с пологими шарнирами и субвертикальными осевыми поверхностями. Полосчатость тоналито-гнейсов и границы дайковых тел взаимно конформны. Лишь на южном окончании мыса Варгас на протяжении 30 м одна из даек метагаббро сохраняет нормальные секущие контакты с вмещающими тоналито-гнейсами, насыщенными линзовидными включениями амфиболитов. К северу дайка деформирована с образованием раздувов и пережимов, образованием складок, будинированием и затем быстро выклинивается. На участках деформации породы дайки превращены в амфиболиты, а полосчатость тоналито-гнейсов развернута параллельно ее контактам. Фотографии недеформированной и деформированных даек мыса Варгас представлены на рис. 2.75, *Г–З*.

Петрохимия и геохимия

Одна из важных задач геохимических исследований, на решение которой было направлено исследование пород гранито-гнейсовой составляющей (матрицы) тектонического меланжа, состояла в выяснении происхождения гранито-гнейсового комплекса — с целью сравнения условий и особенностей петрогенезиса гранито-гнейсов Гридино и Салмы. Однако главные задачи геохимических исследований были адресованы породам эклогитовых ассоциаций Гридино — эклогитизированным дайкам и эклогитам субдукционного типа. Цель исследования состояла в реконструкции природы протолитов и в выяснении взаимосвязей между эклогитами названных типов. Кроме того, как мы отмечали выше, изотопно-геохронологические исследования даек Гридинского поля пока не дали достаточно определенных оценок возраста [Слабунов и др., 2003; Володичев и др., 2005]. Между тем, как можно было заключить из анализа опубликованных данных [Степанова, Степанов, 2005; Степанов, Степанова, 2006], представления о геохимическом родстве пород Гридинского дайкового роя и мафит-ультрамафитовых интрузивов, принадлежащих комплексу друзитов, также не получили соответствующего обоснования. Поэтому наши геохимические исследования преследовали еще одну цель: оценку свидетельств сходства-различия мафитовых даек Гридинского поля с палеопротерозойскими друзитами, с одной стороны, и с неоархейскими интрузиями габбро, размещенными в пределах Гридинской зоны тектонического меланжа — с другой.

Ниже рассмотрены основные результаты геохимических исследований даек ключевых объектов, о-ва Избная Луда и мыса Варгас, по мере необходимости дополненные данными по другим объектам Гридинского дайкового поля.

Методика исследований

Методика геохимических исследований собственных образцов авторов охарактеризована выше в разделе 2.1.6.1. Помимо собственных материалов, мы воспользовались опубликованными аналитическими данными. Аналитические данные, характеризующие геохимические особенности субдукционных эклогитов в пробах, отобранных сотрудниками Института геологии КНЦ РАН, преимущественно получены в лаборатории УРО РАН (г. Екатеринбург) [Володичев и др., 2005]. В публикации приведены данные по главным и редким элементам, включая РЗЭ. Кроме того, мы имели возможность использовать опубликованные данные по аналитическим исследованиям эклогитизированных мафитовых даек (главные и редкие элементы, РЗЭ), выполненные также в лаборатории УРО РАН и частично — в Институте электронной оптики Университета г. Оулу (Финляндия) [Степанова, Степанов, 2005; Володичев и др., 2005]. Определения концентраций главных элементов в наших образцах

мафитовых даек были выполнены (как и исследования образцов эклогитов Салмы) методом РФА в ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, концентрации малых элементов — методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ (подробнее см. в разделе 2.1.6.1). Проведенное нами сопоставление перечисленных материалов с использованием ряда петро- и геохимических диаграмм обнаружило согласованность распределений главных элементов и РЗЭ, которые были определены в разных лабораториях. В то же время, концентрации ряда редких элементов, прежде всего Nb, Ta, Zr, Hf, которые принято использовать в дискриминационных диаграммах, показали ряд достаточно очевидных несоответствий, которые, вероятнее всего, связаны с качеством лабораторных исследований и межлабораторными расхождениями. Чтобы уменьшить связанную с этим обстоятельством неопределенность выводов и полностью исключить межлабораторные расхождения, мы ограничились использованием собственных геохимических материалов по дайкам Гридино, дополнив их опубликованными данными о содержаниях в эклогитах и эклогитизированных дайках главных элементов и РЗЭ.

Так же, как при рассмотрении геохимических особенностей эклогитовой ассоциации Салмы, при исследовании мафитовых даек Гридинского роя мы ориентировались на химические элементы — малоподвижные при метаморфических процессах.

Породообразующие элементы

Гранито-гнейсовый комплекс (*матрикс меланжа*) в преобладающей части этот гранито-гнейсовый комплекс образован амфиболовыми мигматит-гранитами и полосчатыми биотит-амфиболовыми гнейсами, которые по особенностям состава преимущественно классифицируются как тоналиты: (SiO_2 — 66–71%, Al_2O_3 — 15.3–16.3%, (Na_2O + K_2O) — 6.0–6.3%, Na_2O — 4.2–4.6%, K_2O — 1.6–1.9%). Тоналито-гнейсы о-ва Избная Луда являются представителями ТТГ ассоциации (рис. 2.82). Они демонстрируют тренды РЗЭ (рис. 2.83) с относительно высокими концентрациями ТРЗЭ, не характерными для пород адакитовой серии — $(La/Yb)_n$ — 89.3–24.6; $(La/Sm)_n$ — 10.6–3.8; $(Gd/Yb)_n$ — 4.5–3.7; постоянно присутствует небольшая положительная Eu аномалия.

Гранитная лейкосома (анатектическая выплавка) отличается принципиально иными геохимическими характеристиками. Она пересекает эклогитизированную мафитовую дайку D17 на мысе Варгас (D-17-4 см. рис. 2.81). Тренд РЗЭ лейкосомы D17-4 (см. рис. 2.83) демонстрирует резко сниженные концентрации ЛРЗЭ и ТРЗЭ (менее 10 хондритовых эквивалентов), чем определяется особенно резкий Eu максимум ($Eu/Eu^* = 12.5$) при «обычной» концентрации Eu. Для лейкосомы характерны также аномально низкие концентрации Ti и Nb и повышенные концентрации Rb и Ba. Специфика трендов указывает на анатектическую природу прежде всего гранитной лейкосомы, а также по крайней мере части вмещающих тоналито-гнейсов.

Классификация пород эклогитовой ассоциации Гридино по их петрохимическим особенностям с использованием диаграммы AFM (рис. 2.84) и диаграмм Харкера (рис. 2.85) показывает, что эклогиты субдукционного типа и эклогитизированные дайки размещены в поле толеитовой серии и имеют близкий состав. Для сравнения, точки, отвечающие породам эклогитовой ассоциации Салмы и представленные более значительным числом проб, охватывают несколько более обширное поле на диаграмме (рис. 2.86; см. рис. 2.48). Эклогиты субдукционного типа района Гридино по соотношению FeO/MgO отвечают средней части поля эклогитов Салмы: они захватывают сопредельные части полей, соответствующих мафитовым эклогитам и пиклогитам. В отличие от эклогитов Салмы большинство фигуративных точек, отвечающих субдукционным эклогитам Гридино, явно тяготеет к разграничительной линии толеитовой и известково-щелочной серий, а отдельные точки оказались в поле известково-щелочных пород. Это смещение может отражать первичные петрохимические особенности протолитов, но может быть также вызвано наложенными преобразованиями, сопряженными с мигматизацией всего комплекса пород.

Интрузии габбро по своим петрохимическим характеристикам и особенностям распределения РЗЭ, которые охарактеризованы на основе анализов, приведенных в публикациях [Слабунов и др., 2008], близки охарактеризованным ниже эклогитизированным дайкам метагаббро ранней генерации (рис. 2.87; см. рис. 2.86).

Эклогитизированные мафитовые дайки Гридинского дайкового поля характеризуются составами (табл. 2.20), которые, как и составы эклогитов субдукционного происхождения, размещены в поле толеитовой серии. Фигуративные точки образуют рой, «прижатый» к границе раздела толеитовых и известково-щелочных пород (см. рис. 2.84). Поля составов, отвечающих ранней и поздней генерациям даек метагаббро, практически совпадают. Составы даек метагаббро-норитов характеризуются той же петрохимической специ-

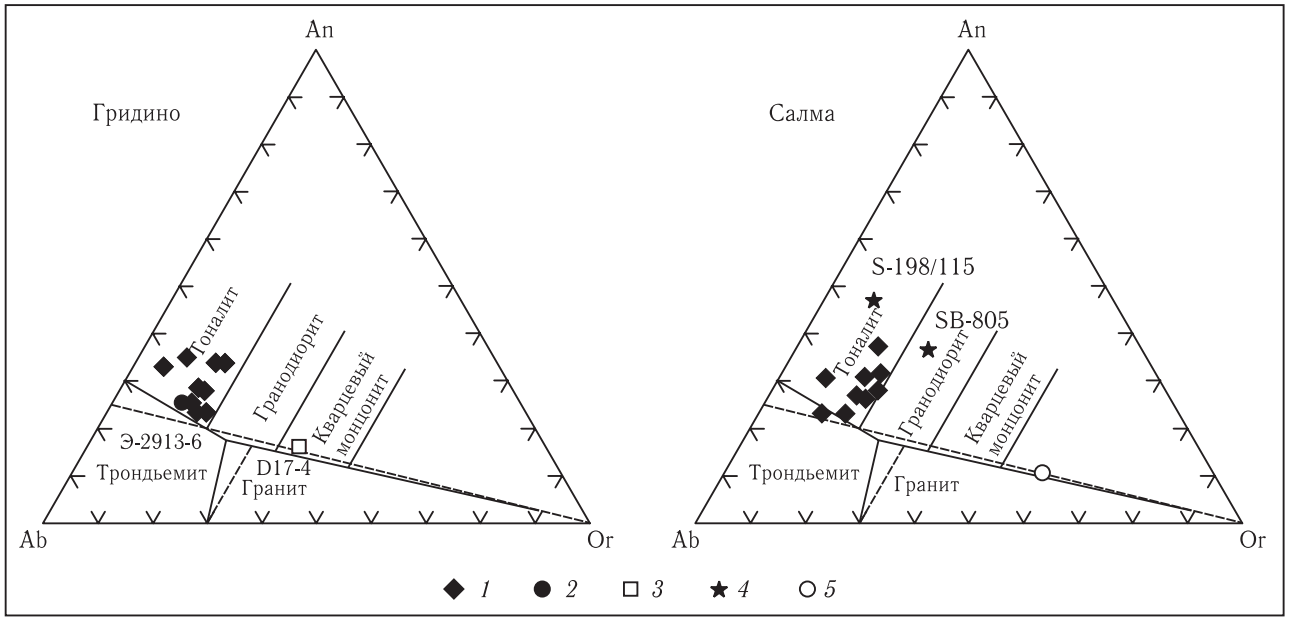


Рис. 2.82. Классификационная диаграмма Ab–An–Or для пород кислого состава гранито-гнейсового комплекса (матрикс меланжа)

1 — тоналито-гнейсы (вмещающие породы относительно тел эклогитов и мафитовых даек); *2* — жила трондьемитов, датированная на о-ве Столбиха (обр. Э-2913-6 [Володичев и др., 2004]); *3* — фенгитсодержащая гранитная лейкосома (обр. D17-4, мыс Варгас); *4* — жилы трондьемитов адакитового типа (обр. SB-805 и S-198/115); *5* — гранитный пегматит палеопротерозойского возраста.

Сплошной линией обозначены границы полей по [Barker, 1979], пунктирной — по [O'Connor, 1965]

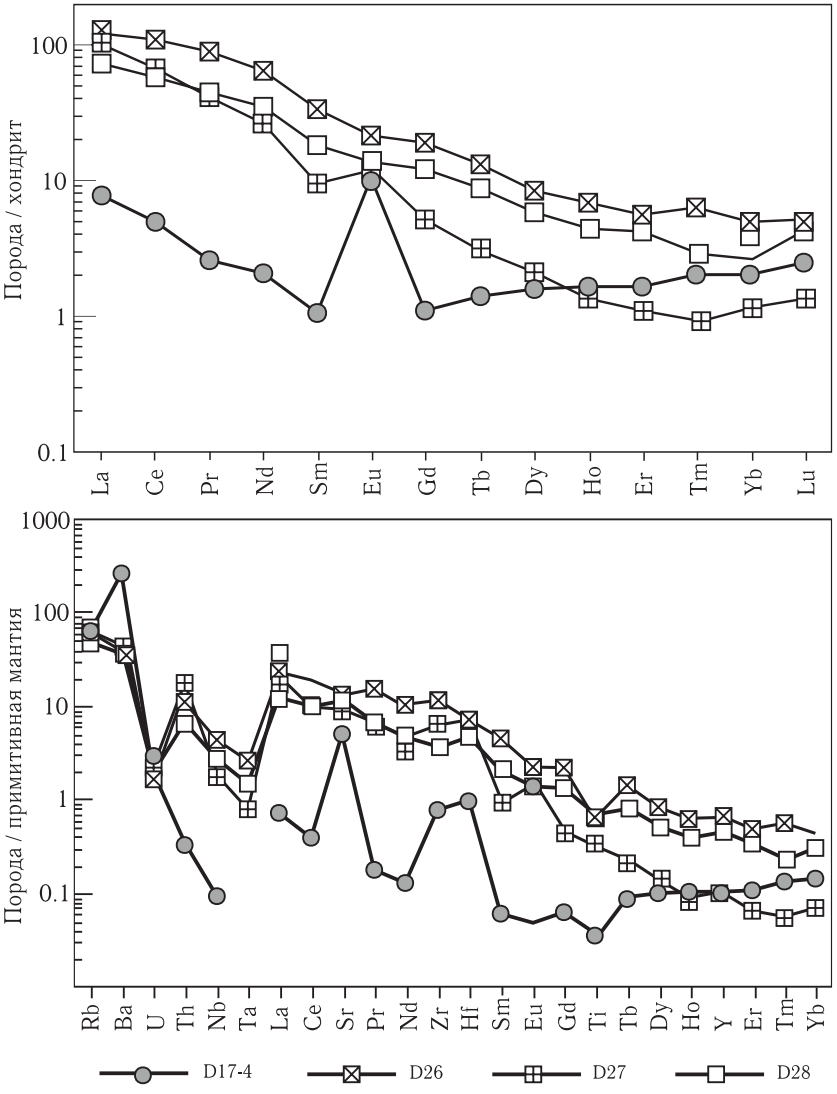


Рис. 2.83. Распределения содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, и малых элементов, нормированных к примитивной мантии, в тоналито-гнейсах и в фенгитсодержащей гранитной лейкосоме района с. Гридино. Хондрит C1 — по [Sun, McDonouch, 1989], примитивная мантия — по [Hofmann, 1988]

Указаны номера проб (см. табл. 2.20)

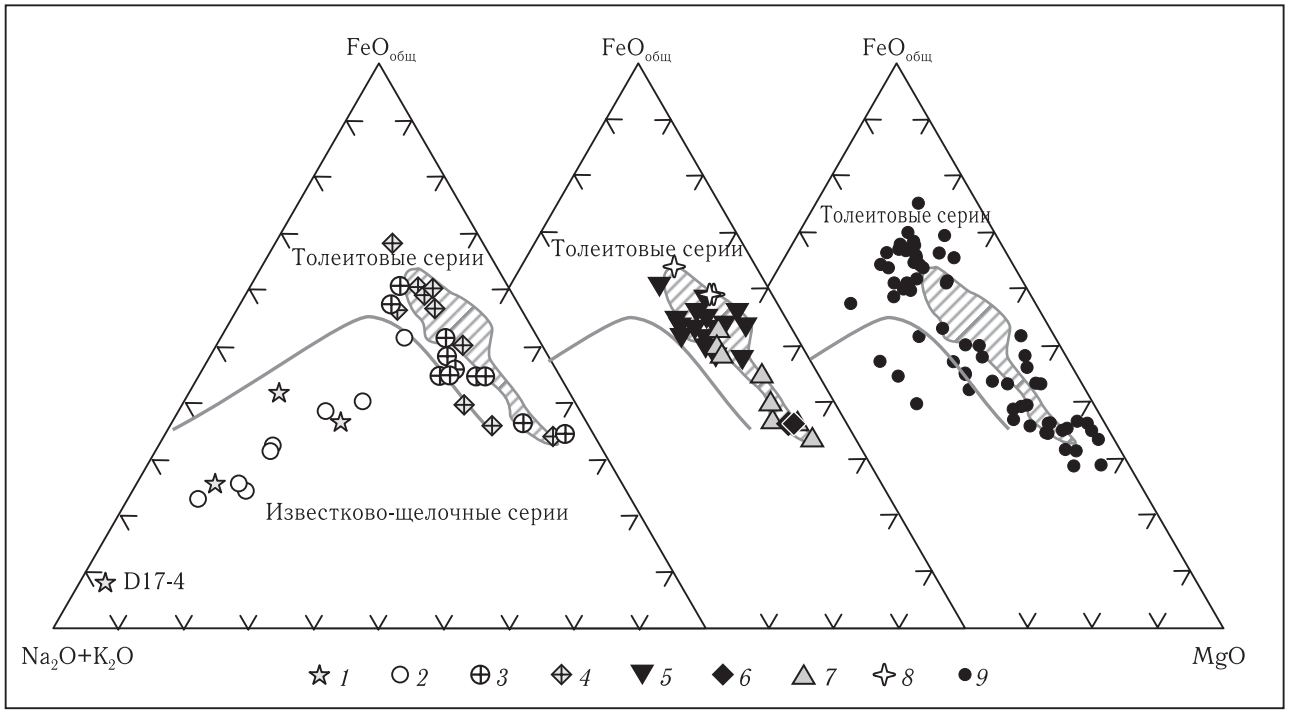


Рис. 2.84. Диаграмма AFM (по [Kuno, 1968]): петрохимические типы пород эклогитовой ассоциации Гридино

1 — гранитная лейкосома (обр. D17-4); *2* — тоналито-гнейсы; *3* — субдукционные(?) эклогиты [Слабунов и др., 2005]; *4* — неоархейские габброиды [Слабунов и др., 2008]; *5* — ранние метагаббро (по [Степанов, Степанова, 2006] и наши данные); *6* — ранние габбро-нориты; *7* — поздние габбро-нориты; *8* — поздние метагаббро; *9* — палеопротерозойские друзиты, 2.40–2.45 млрд лет — по данным из [Лобач-Жученко и др., 1998]. Заштрихованное поле — область составов мафитовых даек Гридинского поля

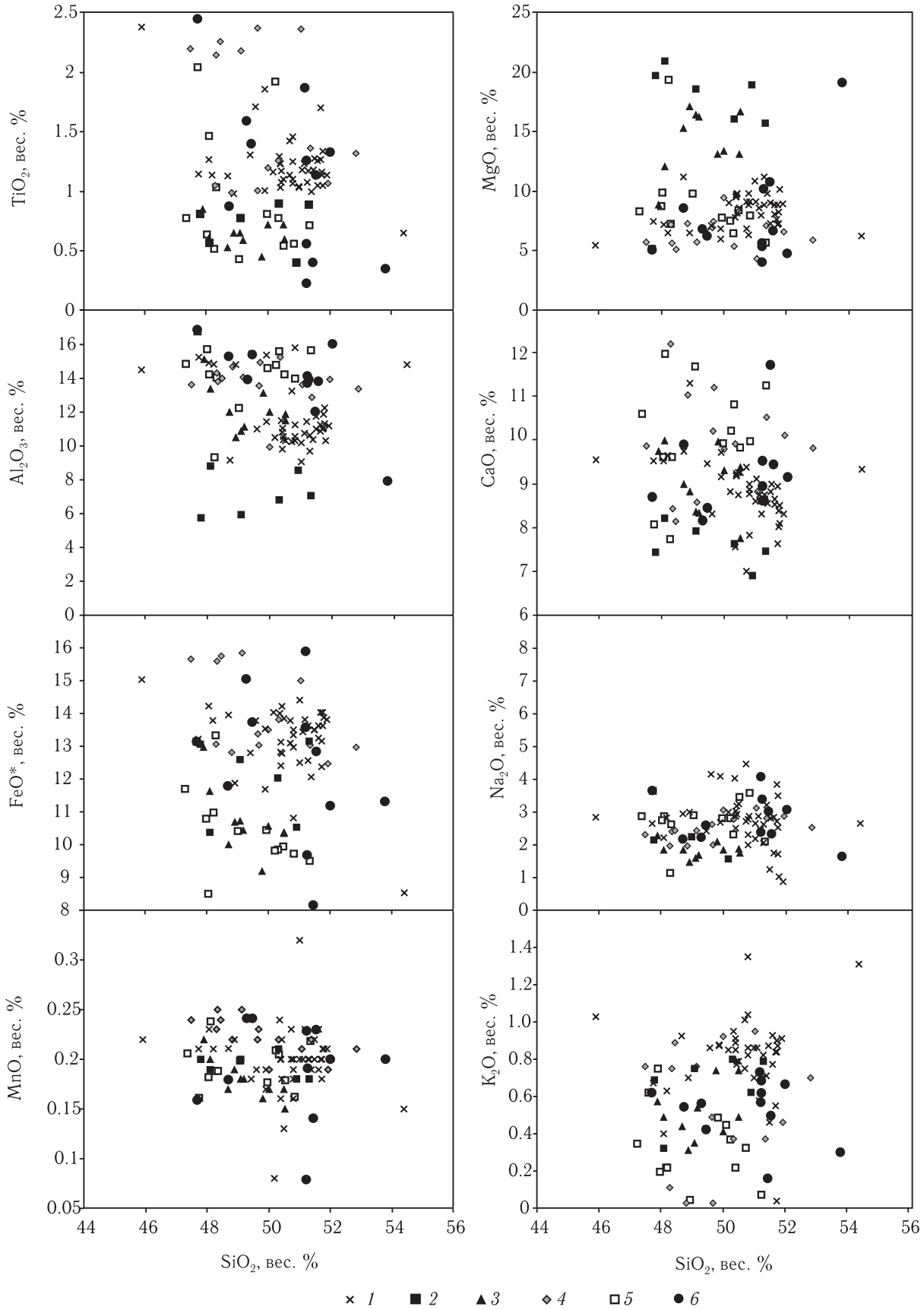
фикой, но смещены в область более магнезиальных составов. Отличительной особенностью метагаббро-норитов обеих генераций являются высокие магнезиальность и хромистость (mg# = = 0.65–0.78; Cr — 940–1960 *ppm*), сочетающиеся с низкой титанистостью (TiO_2 — 0.41–0.85%). В свою очередь, многие метагаббро значительно обогащены FeO* (до 16%) и TiO_2 (до 2.0–2.5%).

Для сравнения на диаграммы AFM (см. рис. 2.84 и 2.86) вынесены контуры полей точек, соответствующих составам пород палеопротерозойского комплекса друзитов (друзиты охарактеризованы ниже, в разделе 3.3.1.1). В соответствии с известными закономерностями, составы друзитов размещаются в пределах двух непересекающихся полей, образованных соответственно породами габбро–габбро-анортозитового (ГГА) и лерцолит-габбро-норитового (ЛГН) комплексов. Породы с соотношением FeO*/(FeO* + MgO) в интервале 60–68% практически не встречаются. Легко убедиться, что фигуративные точки, отвечающие дайкам метагаббро, преимущественно располагаются в разрыве между полями составов друзитов. Лишь небольшая часть даек метагаббро, принадлежащих поздней генерации, разместилось в краевой части поля фигуративных точек ГГА, метагаббро ранней генерации — также в краевой части поля точек ЛГН комплекса. Поля фигуративных точек, принадлежащих ЛГН комплексу друзитов, и точек, отвечающих составам даек метагаббро-норитов, пересекаются и в значительной части совпадают. Однако

⇒

Рис. 2.85. Вариационные диаграммы Харкера для пород мафитовых даек Гридинского поля, интрузивных тел габбро и субдукционных эклогитов в районе с. Гридино. При построении использованы данные авторов и анализы, заимствованные из публикаций [Володичев и др., 2005; Степанова, Степанов, 2005; Степанов, Степанова, 2006]

1–4 — дайки: *1* — ранние метагаббро, *2* — ранние метагаббро-нориты, *3* — поздние метагаббро-нориты, *4* — поздние метагаббро; *5* — субдукционные(?) эклогиты; *6* — интрузивные тела метагаббро


TiO2, вес. %
MgO, вес. %
Al2O3, вес. %
CaO, вес. %
FeO*, вес. %
Na2O, вес. %
MnO, вес. %
K2O, вес. %
SiO2, вес. %
SiO2, вес. %
1
2
3
4
5
6

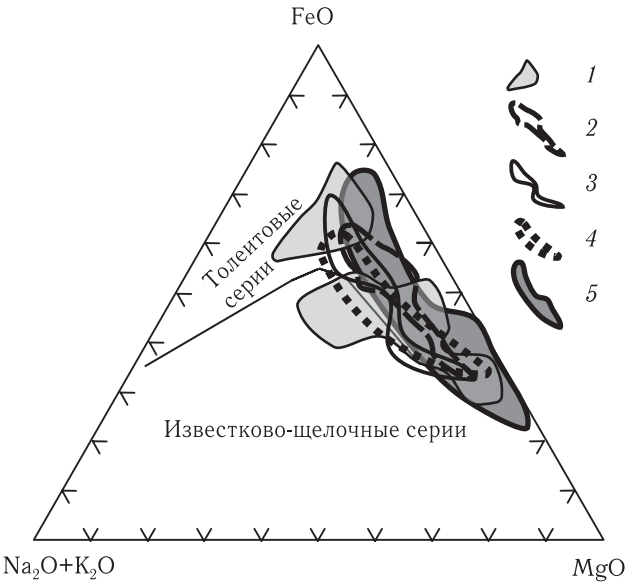


Рис. 2.86. Диаграмма AFM: петрохимические типы мафитовых пород Беломорской эклогитовой провинции (по [Kuno, 1968]). Для сравнения показаны составы палеопротерозойских друзитов (по данным из [Шарков, Красивская, Чистяков, 2004])

1 — палеопротерозойские друзиты; *2–5* — породы архейской Беломорской эклогитовой провинции: *2* — мафитовые эклогитизированные дайки Гридино, *3* — неоархейские габбро Гридино, *4* — субдукционные(?) эклогиты Гридино, *5* — субдукционные эклогиты Салмы

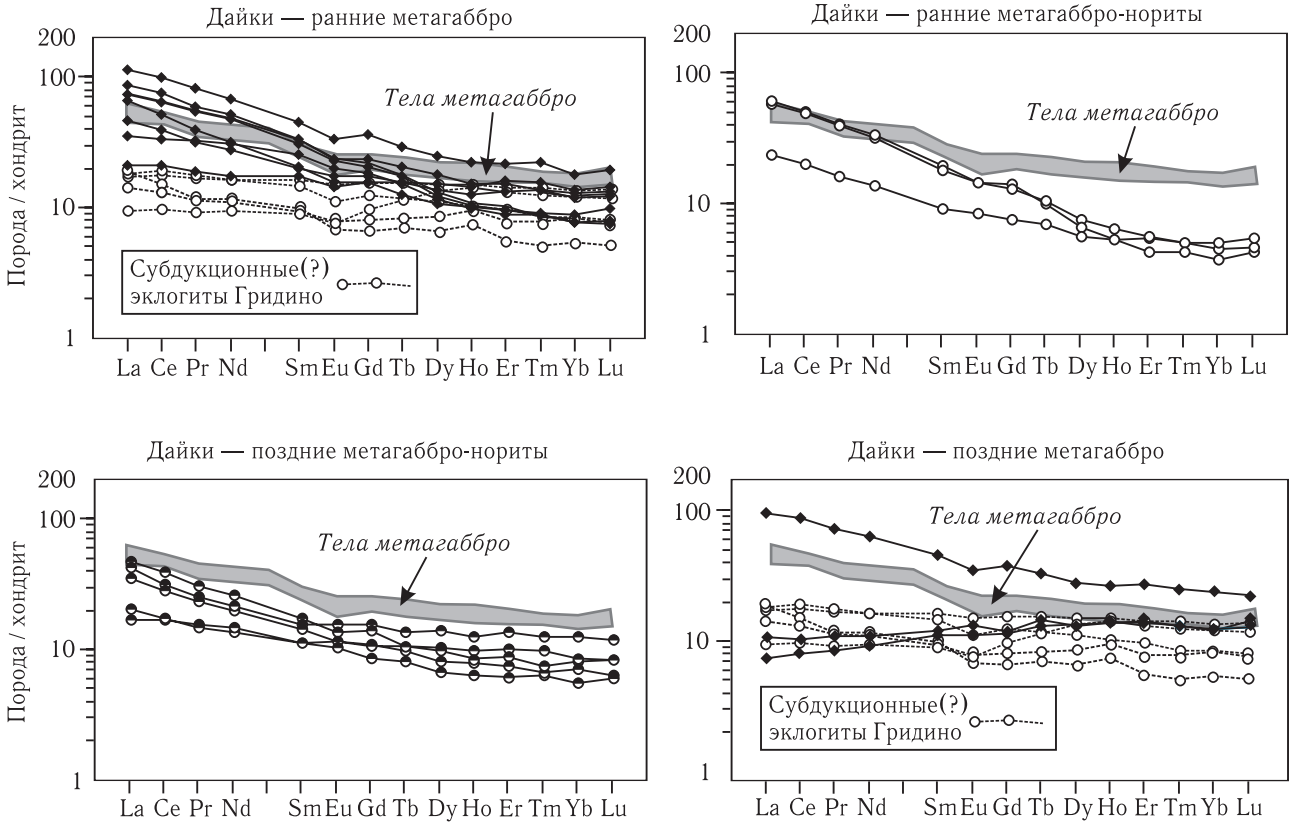


Рис. 2.87. Распределения содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, в мафитовых эклогитизированных дайках (см. табл. 2.20). Для сравнения показаны спектры распределения РЗЭ в интрузивных телах, сложенных метагаббро (по [Слабунов и др., 2008]) и в субдукционных эклогитах (по [Володичев и др., 2005]) района с. Гридино. Хондрит С1 — по [Sun, McDonouch, 1989]

Таблица 2.20. Главные и редкие элементы мафитовых даек Гридинского роя

Компонент	Поздние метагаббро			Поздние метагабброниты					Ранние метагабброниты		
	D3-1	D3-4	D12-2	D4-1	D4-6	D9	D14-1	D14-2	D6-1	D11-2	D11-3
SiO_2	48.30	50.00	47.50	49.80	50.50	49.20	47.90	48.10	50.90	49.10	47.80
TiO_2	1.05	1.20	2.20	0.45	0.72	0.59	0.85	0.61	0.41	0.78	0.82
Al_2O_3	14.30	9.93	13.60	13.10	11.90	11.10	15.10	13.40	8.59	5.92	5.77
FeO*	13.05	13.50	15.66	9.18	10.35	10.44	12.96	11.61	10.53	12.60	13.05
MnO	0.23	0.19	0.24	0.16	0.17	0.18	0.22	0.20	0.18	0.20	0.20
MgO	7.19	9.48	5.72	13.10	13.10	16.20	8.83	12.10	18.90	18.60	19.70
CaO	12.20	9.80	9.87	9.96	9.37	8.34	9.74	9.98	6.90	7.91	7.44
Na_2O	1.98	3.05	2.31	2.10	1.88	1.68	2.28	1.84	1.55	2.24	2.16
K_2O	0.11	0.92	0.76	0.74	0.74	0.54	0.57	0.49	0.62	0.75	0.69
P_2O_5	0.07	0.13	0.44	0.06	0.10	0.09	0.09	0.06	0.05	0.08	0.10
Сумма	98.48	98.2	98.30	98.65	98.83	98.36	98.54	98.39	98.63	98.18	97.72
V	293.00	185	330	170	206	166	179	189	165	114	122
Cr	170.00	398	109	1020	1130	1560	470	939	1960	1090	1040
Co	47.20	78.5	56.6	63.8	60.4	73.5	64.3	69.6	78.9	98.8	101
Ni	60.80	308	68.6	316	247	386	166	246	494	858	978
Rb	1.06	19.2	18.6	16.6	18.8	10.2	12.8	10.8	17.8	19.8	17.9
Sr	52	396	178	149	213	204	153	107	140	255	270
Y	20	16.2	38.8	9.64	13.3	11.1	20.3	14.4	8.21	8.02	8.98
Zr	47.8	110	205	53.4	61.3	49.9	62.9	41.4	29.2	68.9	71.9
Nb	3.06	9.03	12	2.18	3.52	2.46	3.79	2.47	1.75	7.50	7.40
Ba	26.7	287	321	194	301	213	169	302	160	171	171
La	1.99	17.4	22.2	4.22	11.50	8.63	10.2	5.07	6	14.8	14.3
Ce	5.39	39.9	52.6	10.7	24.50	17.9	19.7	11	13	32.1	31.1
Pr	0.79	5.08	6.76	1.48	2.90	2.20	2.41	1.40	1.53	3.96	3.82
Nd	4.16	22.2	28.6	6.78	12.20	9.21	10	6.34	6.51	15.70	15.00
Sm	1.66	4.89	6.82	1.71	2.61	2.17	2.38	1.71	1.40	2.99	2.79
Eu	0.63	1.34	1.96	0.60	0.79	0.67	0.90	0.66	0.49	0.84	0.86
Gd	2.32	4.44	7.67	1.76	2.85	2.20	3.14	2.14	1.57	2.89	2.72
Tb	0.48	0.64	1.20	0.30	0.40	0.36	0.51	0.39	0.26	0.37	0.39
Dy	3.32	3.24	7.00	1.69	2.50	2.05	3.51	2.61	1.45	1.70	1.93
Ho	0.76	0.59	1.48	0.36	0.48	0.44	0.71	0.55	0.30	0.30	0.37
Er	2.32	1.66	4.36	1.01	1.43	1.24	2.26	1.65	0.92	0.71	0.94
Tm	0.33	0.21	0.63	0.16	0.19	0.17	0.32	0.25	0.13	0.11	0.13
Yb	2.00	1.35	3.96	0.93	1.36	1.18	2.11	1.46	0.87	0.63	0.78
Lu	0.35	0.21	0.56	0.15	0.21	0.16	0.30	0.21	0.14	0.11	0.12
Hf	1.40	2.84	5.06	1.09	1.84	1.30	1.78	1.08	0.84	1.80	1.87
Ta	0.18	0.49	0.63	–	0.18	0.12	0.23	0.15	0.11	0.46	0.40
Th	0.19	1.41	1.95	0.58	1.54	0.80	1.87	1.26	0.48	1.94	1.84
U	–	0.25	0.37	0.10	0.23	0.13	0.23	0.14	–	0.30	0.34

Таблица 2.20. Окончание

Компонент	Ранние метагаббро						
	D17-1	D17-2	D17-3	D1-1	D1-2	D7-1	D15-4
SiO_2	50.80	48.90	49.90	50.40	48.70	45.90	54.40
TiO_2	1.46	0.98	1.01	1.23	1.13	2.38	0.65
Al_2O_3	15.80	14.80	15.40	11.00	9.20	14.50	14.80
FeO*	10.80	11.88	11.70	12.78	13.95	15.03	8.53
MnO	0.16	0.22	0.17	0.16	0.21	0.22	0.15
MgO	6.35	6.50	6.01	9.54	11.20	5.51	6.22
CaO	8.99	11.30	9.73	9.21	9.74	9.55	9.33
Na_2O	2.79	3.01	2.70	2.51	2.94	2.85	2.66
K_2O	0.86	0.70	0.87	0.91	0.92	1.03	1.31
P_2O_5	0.30	0.07	0.11	0.13	0.12	0.33	0.10
Сумма	98.31	98.36	97.60	97.87	98.11	97.30	98.15
V	181	281	197	168	171	203	186
Cr	238	185	142	344	473	133	208
Co	45.6	51.1	52	74.7	88.6	62.8	41.5
Ni	94.1	73.6	94.3	290	407	99.6	68.1
Rb	14.9	8.77	30.8	14.4	19.6	27.3	42.9
Sr	256	65	142	288	356	205	247
Y	23.1	22.3	19.8	14.8	15.7	32.8	15.9
Zr	135	52.5	81.6	161	96.8	191	76.1
Nb	7.29	3.93	5.87	9.55	8.20	35.1	11
Ba	315	63.6	212	190	300	336	378
La	20.7	5.18	11	8.57	17.8	27.2	15.8
Ce	46.6	13.5	24.7	21	39.4	60.4	31.9
Pr	5.62	1.76	2.95	3.04	5.12	7.67	3.72
Nd	24.1	7.99	12.70	14.2	22.1	31.4	14.6
Sm	5.05	2.62	3.03	3.81	4.70	6.77	3.10
Eu	1.36	0.82	1.00	1.16	1.32	1.90	0.89
Gd	4.77	3.16	3.56	3.71	4.21	7.33	3.16
Tb	0.75	0.58	0.58	0.56	0.65	1.09	0.47
Dy	4.45	3.87	3.38	2.89	3.07	6.15	2.69
Ho	0.84	0.80	0.71	0.55	0.58	1.23	0.56
Er	2.48	2.60	2.20	1.44	1.55	3.51	1.58
Tm	0.34	0.39	0.34	0.22	0.22	0.56	0.23
Yb	2.17	2.29	2.00	1.28	1.31	3.04	1.49
Lu	0.33	0.36	0.31	0.19	0.20	0.49	0.25
Hf	3.43	1.72	2.26	3.19	2.49	4.81	2.12
Ta	0.42	0.29	0.24	0.54	0.44	0.84	0.22
Th	1.24	0.38	1.65	0.45	1.42	4.27	5.44
U	0.23	0.45	0.16	0.17	0.29	0.42	0.54

* Все железо в виде FeO.

Примечание. Дайка D3, о-в Воротная Луда: D3-1 — Grt-Cpx-Pl порода, D3-4 — Cpx-Hbl порода из апофиза дайки D3; дайка D12, Центральный домен, о-в Избная Луда: D12-2 — Grt-Cpx-Pl порода; дайка D4, о-в Воротная Луда: D4-1 — гранатовое габбро (габбро с гранатовыми коронами), D4-6 — гранат-двупироксеновый гранулит; дайки D9 и D14, Центральный домен, о-в Избная Луда: D9 — 2Px гранулит, D14-1 — гранатовое габбро (габбро с гранатовыми коронами), D14-2 — Grt-2Px гранулит; дайка D6, Восточный домен, о-в Избная Луда: D6-1 — Grt-Cpx порода (эклогит); дайка D11, Центральный домен о-в Избная Луда: D-11-2 — Hbl-Px порода, D11-3 — Cpx-Pl порода; дайка D17, мыс Варгас: D17-1 и D17-2 — амфиболитизированная Grt-Cpx-Pl порода; D17-3 — будина по простиранию дайки D17 (оторванный и полностью амфиболитизированный фрагмент дайки); дайка D1, Гридинский мыс: D1-1 — центральная часть дайки, D1-2 — амфиболитизированный контакт с вмещающими гнейсами; дайка D7, Восточный домен, о-в Избная Луда: D7-1 — Cpx-Grt амфиболиты; дайка D15, Гридинский мыс: D15-4 — Grt-Cpx порода.

и здесь конфигурация полей такова, что можно говорить, скорее, о пересечении, чем о совпадении. В целом, площади областей пересечения составов даек Гридинского поля и палеопротерозойских друзитов не превышают 14%.

Редкие и рассеянные элементы

Распределения РЗЭ в *эклогитах субдукционного типа* (см. рис. 2.87) характеризуются субгоризонтальными (плоскими) трендами на уровне 10–20 хондритовых эквивалентов. Подобные тренды отвечают базальтам типа E-MORB. Отдельные пробы демонстрируют слабый дефицит ЛРЗЭ, что сближает их с N-MORB, а также небольшую отрицательную Eu аномалию (Eu/Eu* = 0.8–0.9). Эти данные, а также свидетельства толеитового типа исходных расплавов собственно и стали основой заключения о субдукционной природе эклогитов рассматриваемого типа [Володичев и др., 2004, 2005].

Дайки ранних метагаббро по сравнению *с более поздними метагаббро-норитами*, обогащены РЗЭ (см. рис. 2.87). Нормированное распределение демонстрирует заметное обогащение легкими РЗЭ — $(La/Lu)_n$ = 1.5–9.2 и слабо выраженную отрицательную Eu аномалию (Eu/Eu* = = 0.8–0.9). Следует специально отметить, что спектр РЗЭ, равно как и содержания главных элементов в обр. D17-2 раннего метагаббро (мыс Варгас), полностью совпадает с аналогичными характеристиками эклогитов субдукционного типа на о-ве Столбиха (по работе [Володичев и др., 2005]).

Спайдер-диаграмма нормированных концентраций РЗЭ и редких элементов в дайках

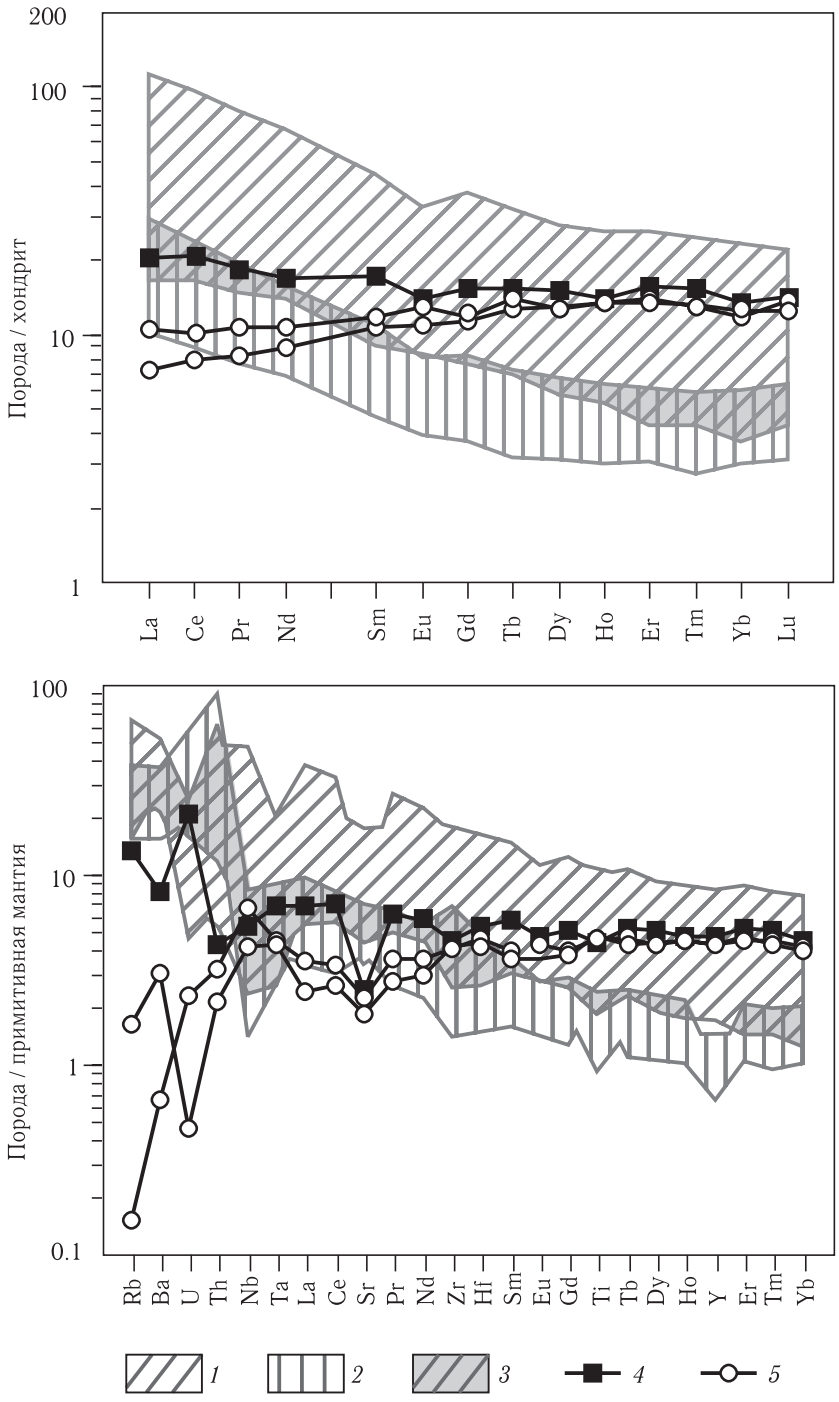


Рис. 2.88. Распределения содержаний РЗЭ, нормированных по хондриту, и малых элементов, нормированных по примитивной мантии, в эклогитизированных мафитовых дайках района Гридино. Хондрит C1 — по [Sun, McDonouch, 1989], примитивная мантия по [Hofmann, 1988]. Для сравнения показаны характеристики палеопротерозойского комплекса друзитов. Выделены спектры распределения РЗЭ и малых элементов в дайках метагаббро, сопоставимых с T-MORB

1 — мафитовые дайки Гридино; *2* — палеопротерозойский комплекс друзитов; *3* — пересечение областей составов даек и друзитов; *4*, *5* — дайки метагаббро T-MORB типа: *4* — ранней генерации, *5* — поздней генерации

метагаббро-норитов обеих генераций обнаруживает относительные отрицательные аномалии Cr, Ti, Ta, Nb, Zr и Hf (рис. 2.88; см. рис. 2.87). Для обеих генераций характерен положительный наклон в распределении РЗЭ (ранняя генерация — $(La/Lu)_n$ = 4.4–12.3; поздняя генерация — $(La/Lu)_n$ = 2.5–5.7, Eu аномалия практически не выражена (Eu/Eu* = 0.9–1.1) (см. рис. 2.87).

Поздние метагаббро петрохимически не отличаются от метагаббро ранней генерации. Важно отметить, что, как и в случае с ранними метагаббро, в этих дайках встречаются разности, характеризующиеся трендом с незначительным обеднением ЛРЗЭ $(La/Lu)_n$ = 0.6–1.5 — и практически без Eu аномалии. Такое распределение РЗЭ близко трендам РЗЭ в N-MORB (см. рис. 2.87). Аналогичные данные в отношении поздних метагаббро («коронитовых габбро») ранее были получены А.В. Степановой и В.С. Степановым [2005].

Дискриминационные диаграммы

На дискриминационных диаграммах составы *эклогитизированных даек* преимущественно располагаются в полях внутриплитных базальтов и базальтов активных континентальных окраин. В частности, на треугольной диаграмме Zr–Ti/100–Y×3 (рис. 2.89, *Б* по [Pearce, Cann, 1973]), специально разработанной для распознавания базальтоидных магм внутриплитных обстановок, приблизительно половина точек разместилась в поле D (внутриплитные базальты); вторая половина точек находится в смежной части полей B и C (известково-щелочные базальты и базальты океанического дна). Пробы D17-2 (ранние метагаббро) и D3-1 (поздние метагаббро), характеризующиеся MORB-трендами РЗЭ (см. рис. 2.87), разместились в крайней позиции в пределах поля B. На треугольной диаграмме Th–Hf/3–Ta (см. рис. 2.89, *А* по [Wood, 1980]) фигуративные точки, отвечающие составам даек, разместились в пределах полосы, протягивающейся из пограничной области полей A и B (базальты N- и E-MORB) в поле D1 (известково-щелочные лавы островных дуг и активных окраин). При этом большинство точек размещено в поле D1, а на границе полей A и B, характеризующихся относительно пониженной ролью Th, оказались упоминавшиеся выше пробы D17-2 (ранние метагаббро) и D3-1 (поздние метагаббро).

На диаграмме Zr/Y–Nb/Y (рис. 2.90, по [Fitton et al., 1997]) поле, занятое фигуративными точками даек, протягивается от значений при-

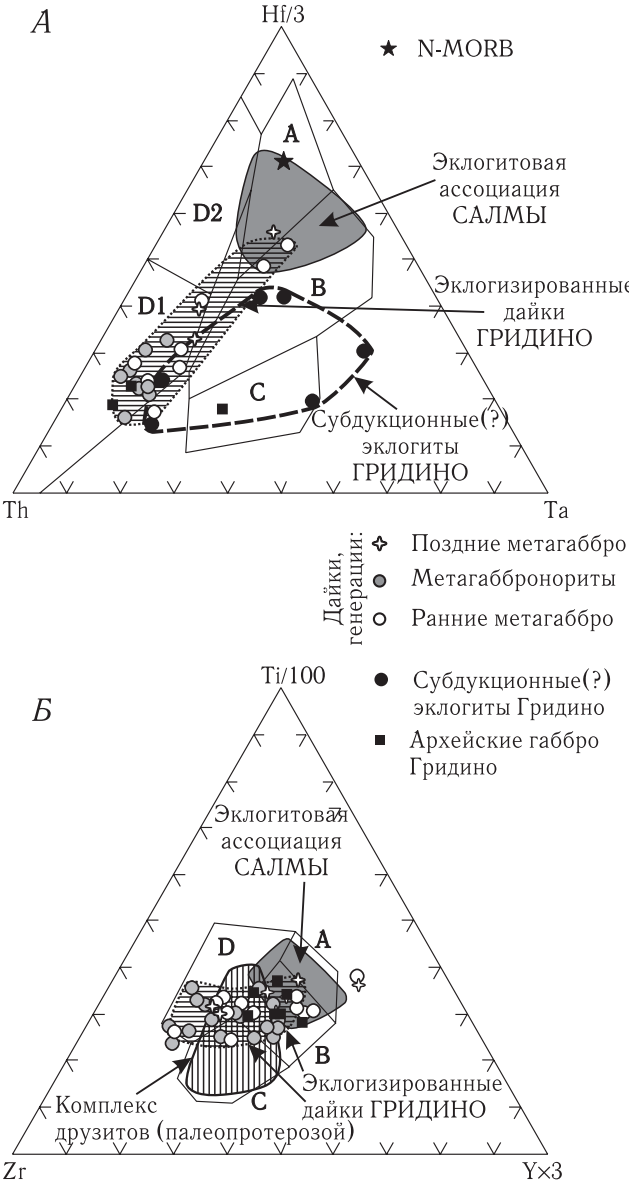


Рис. 2.89. Классификационные диаграммы для эклогитизированных мафитовых даек Гридино. Для сравнения показаны предположительно субдукционные эклогиты и архейские габбро по данным, заимствованным из [Володичев и др., 2004; Слабунов и др., 2008]

А — Th–Hf/3–Ta (звездочкой показан состав N-MORB по [Hofmann, 1988]). Поля соответствуют составам базальтов: 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) [Wood, 1980].

Б — 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)

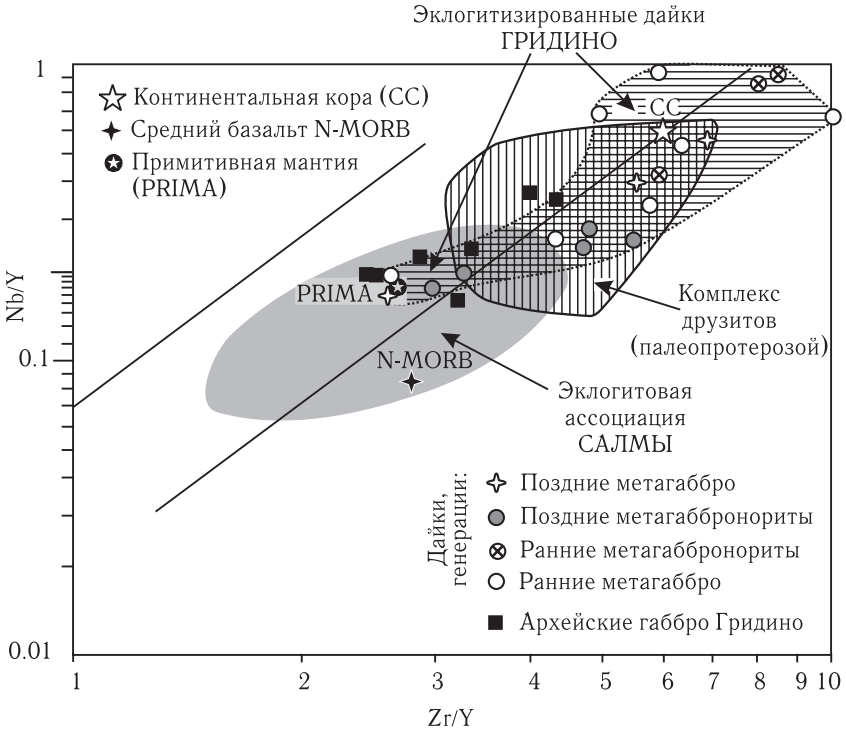


Рис. 2.90. Диаграмма Zr/Y–Nb/Y для эклогитизированных мафитовых даек Гридино (по [Fitton et al., 1997]). Для сравнения показаны предположительно субдукционные эклогиты и архейские габбро по данным из [Володичев и др., 2004; Слабунов и др., 2008]

Примитивная мантия и N-MORB — по [Hofmann, 1988], континентальная кора — по [Rudnick, Fountain, 1995]

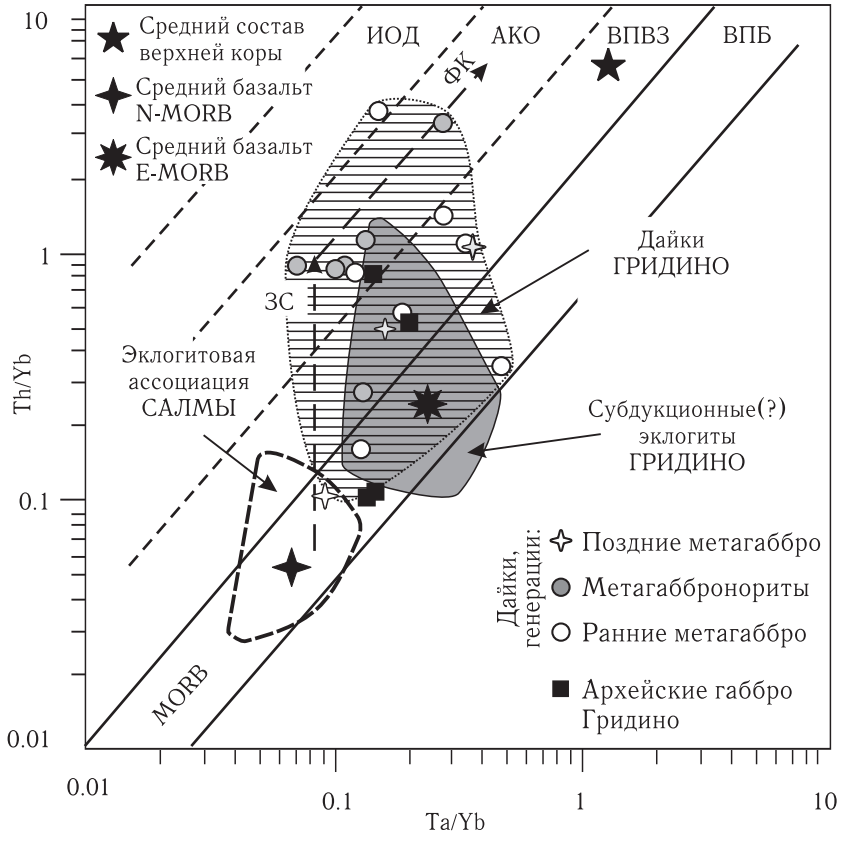


Рис. 2.91. Диаграмма Ta/Yb–Th/Yb эклогитизированных мафитовых даек Гридино (по [Pearce, 1983], версия, модифицированная [Gorton, Schandl, 2000]). Для сравнения показаны предположительно субдукционные эклогиты Гридино и Салмы и архейские габбро по данным [Володичев и др., 2004; Слабунов и др., 2008] района Гридино

ИОД — интраокеанические дуги; АКО — активные континентальные окраины; ВПВЗ — внутриплитные вулканические зоны; ВПБ — внутриплитные базальты.

Линии эволюции: ЗС — в зоне субдукции; ФК — при фракционной кристаллизации

митивной мантии (PRIMA) в область значений континентальной коры. Точки D17-2 и D3-1 почти точно совпадают с координатами (PRIMA). На близкой по форме и содержанию диаграмме Ta/Yb–Th/Yb (рис. 2.91 по [Pearce, 1983, модифицированная диаграмма Gorton, Schandl, 2000]) дайки занимают обширное поле, пересекающее области от базальтов N- и E-MORB, внутриплитных вулканических зон и активных континентальных окраин. Пробы D17-2 и D3-1 расположились между координатами N- и E-MORB. Распределение точек свидетельствует об относительной небольшой роли фракционирования и о преобладании процессов контаминации в формировании составов даек.

Необходимо отметить, что пробы D17-2 (ранние метагаббро) и D3-1 (поздние метагаббро) с близким MORB распределением РЗЭ принадлежат небольшим сериям проб, отобранных соответственно из даек D17 (мыс Варгас, см. рис. 2.81) и D3 (о-в Воротная Луда). Пробы из других частей этих же даек, отличающихся позицией относительно контактов дайки и/или уровнем метаморфических преобразований, показали более обычные для дайкового поля результаты с обогащением ЛРЗЭ (пробы D17-1, D17-3, D3-4 — см. табл. 2.20, рис. 2.87). Отмеченные вариации характеризуют неоднородность первичных составов даек.

Фигуративные точки на дискриминационных диаграммах, отвечающие интрузиям габбро, попадают в поля составов даек Гридинского дайкового поля (см. рис. 2.89–2.91). В тоже время, сопоставляя размещение этих точек с контурами полей палеопротерозойских друзитов, легко убедиться, что фигуративные точки интрузивного комплекса преимущественно располагаются за пределами контуров, ограничивающих составы друзитов.

Обсуждение петро- и геохимических данных

Обсуждая полученную «геохимическую картину» в целом, необходимо учитывать геологические особенности магматизма (в том числе, роль и место парциального плавления), особенности деформаций и специфические свойства каждой из использованных диаграмм, равно как и особенности состава пород, охарактеризованные РЗЭ трендами и спайдер-диаграммами.

Суммируя полученные результаты, можно заключить, что геохимические характеристики интрузивных тел габбро и даек свидетельствуют о мантийной природе магм, которые при своем размещении подверглись неравномерной контаминации веществом континентальной коры. В частности, размещение фигуративных точек в полях известково-щелочных магм активных окраин (относительно повышенные концентрации Zr, Th и Hf при относительно пониженных значениях Nb и Ta) также можно интерпретировать как свидетельство контаминации исходных расплавов веществом континентальной коры, сформированной на некогда существовавшей активной окраине. Приведенные диаграммы свидетельствуют также и о близости исходных составов интрудировавших магм составам мафитовых субдукционных эклогитов Салмы и, вероятно, Гридино.

Представляет интерес сравнение составов эклогитизированных мафитовых даек с составами палеопротерозойских интрузивов комплекса друзитов. Характеристика друзитов приведена ниже (см. ниже раздел 3.3.1.1). Здесь мы ограничимся только сравнительным анализом геохимических характеристик друзитов и даек Гридинского роя. К сожалению, различающиеся наборы редких элементов (в частности, отсутствие сведений о содержаниях Th в друзитах [Lobach-Zhuchenko et al., 1998]) не позволили в полной мере опереться на дискриминационные диаграммы, которыми мы пользовались выше. Тем не менее, на диаграммах Zr/Y–Nb/Y (см. рис. 2.90 по [Fitton et al., 1997]) и Zr–Ti/100–Y×3 (см. рис. 2.89, *Б* по [Pearce, Cann, 1973]), где показано поле составов друзитов, отчетливо видно, что, хотя поля составов друзитов и даек Гридино пересекаются, они безусловно принадлежат разным совокупностям. Следовательно, геохимические данные не создают необходимой основы для отождествления возрастов даек Гридино и друзитов: необходима независимая оценка возраста даек и времени их высокобарного метаморфизма с применением собственно геохронологических методов.

Для получения независимой возрастной оценки возраста эклогитизированных даек особый интерес представляет жила гранитной лейкосомы, пересекающая дайку габбро-норита D17 (рис. 2.92, см. цв. вкл.). Геохимическая специфика этой лейкосомы исключительно показательна: распределения РЗЭ и других элементов-примесей характерны именно для лейкосом минимального уровня парциального плавления гранулитовых мафитов при давлении более 10 кбар [Springer, Seck, 1997] (см. также раздел 2.1.1.2). Геологические соотношения этой лей-



Рис. 2.92. Жила гранитной лейкосомы, пересекающая эклогитизированную дайку метагаббро D17, мыс Варгас

косомы и ТТ гнейсов, вмещающих эклогитизированные дайки, однозначно свидетельствуют о том, что жила лейкосомы, секущая дайку, не могла быть захвачена в результате совместных деформаций дайки и ТТ гнейсов. Скорее, напротив, ТТ гнейсы сами могли быть результатом парциального плавления мафитов (например, нижней коры) или метаосадков или более древних ТТГ гнейсов [Sheppard et al., 2003; Jung et al., 2000; Guernina, Sawyer, 2003]. Лейкосома могла возникнуть в результате «подплавления» вмещающих пород при внедрении мафитового расплава. Следовательно, возраст этой лейкосомы должен обозначить верхнюю возрастную границу дайки габбро-норита D17, включая собственно интрузию мафитового расплава.

Геохимические характеристики позволяют считать, что гранито-гнейсовая матрица тектонического меланжа была сформирована в связи с процессами субдукции.

Петрология

Цели петрологических исследований включали: 1) реконструкцию условий и последовательности протекания метаморфических процессов при формировании эклогитовой ассоциации Гридино, 2) сравнение метаморфической эволюции эклогитизированных мафитовых даек и эклогитов субдукционного типа Салмы и Гридино, 3) разработку геодинамической модели формирования Беломорской эклогитовой провинции в целом.

В основу исследования положены материалы, полученные в результате изучения даек ключевых объектов: о-ва Избная Луда и мыса Варгас, дополненые материалами по другим объектам Гридинского дайкового поля. В исследование были вовлечены образцы пород из даек всех перечисленных выше групп. Были систематически отобраны образцы из участков даек, где сохранились первично-магматические парагенезисы, и из участков, где породы даек подверглись перекристаллизации в условиях эклогитовой, гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Хотя петрографической и петрологической характеристикам эклогитовой ассоциации Гридино посвящен целый ряд обстоятельных публикаций [Степанов, 1981; Володичев, 1990; Степанов, 1990; Степанов, Степанова, 2005, 2006; Степанова, Степанов, 2005; Володичев и др., 2004, 2005], некоторые вопросы, касающиеся эволюции и природы метаморфизма, не получили достаточно полного освещения. Исследователи пока не смогли прийти к единому мнению о природе процессов, приводящих к эклогитизации [Травин, Козлова, 2005; Володичев и др., 2005]; проявления гранулитового метаморфизма в дайках трактуются либо как участки сохранности магматических структур, либо как закалочные зоны [Травин, Козлова, Степанов, 2005]. Задача данного раздела — исследовать особенности и последовательность метаморфических преобразований пород, слагающих дайки, в сменяющих друг друга условиях эклогитовой, гранулитовой повышенных давлений и амфиболитовой фаций.

Методика исследований

Методика петрологических исследований охарактеризована выше (см разд. 2.1.6.1)

Петрологическая характеристика ***субдукционных эклогитов Гридино*** кратко охарактеризована выше на основе публикаций [Володичев и др., 2004, 2005].

Результаты петрологических исследований даек Гридинского поля, приведенные ниже данные базируются на материалах, полученных авторами. Полевые наблюдения и петрографические исследования показывают, что дайки Гридинского поля, принадлежащие всем охарактеризованным выше группам, вне зависимости от их химического состава, уровня деформаций, мощности и относительного возраста подверглись последовательным метаморфическим преобразованиям. Дайки характеризуются неравномерно проявленными деформациями и сложной метаморфической зональностью, особенно наглядными в крупных телах.

Проявления метаморфической перекристаллизации в дайках характеризуются следующими особенностями.

1. Обычно сохраняются участки с реликтами магматических минералов (рис. 2.93, *А*, см. цв. вкл.): оливина, ортопироксенов с повышенным содержанием CaO до 2.5%, клинопироксенов, содержащих ламелли ильменита и хромистой шпинели. В магматических клинопироксенах содержания Na_2O и Al_2O_3 не превышают 2.5 и 3.6%, соответственно.

2. Вокруг первично-магматических зерен орто- и клинопироксена формируются каймы омфацита (см. рис. 2.93, *А*). Мольная доля жадеита (содержания Na_2O и Al_2O_3) от внутренней к

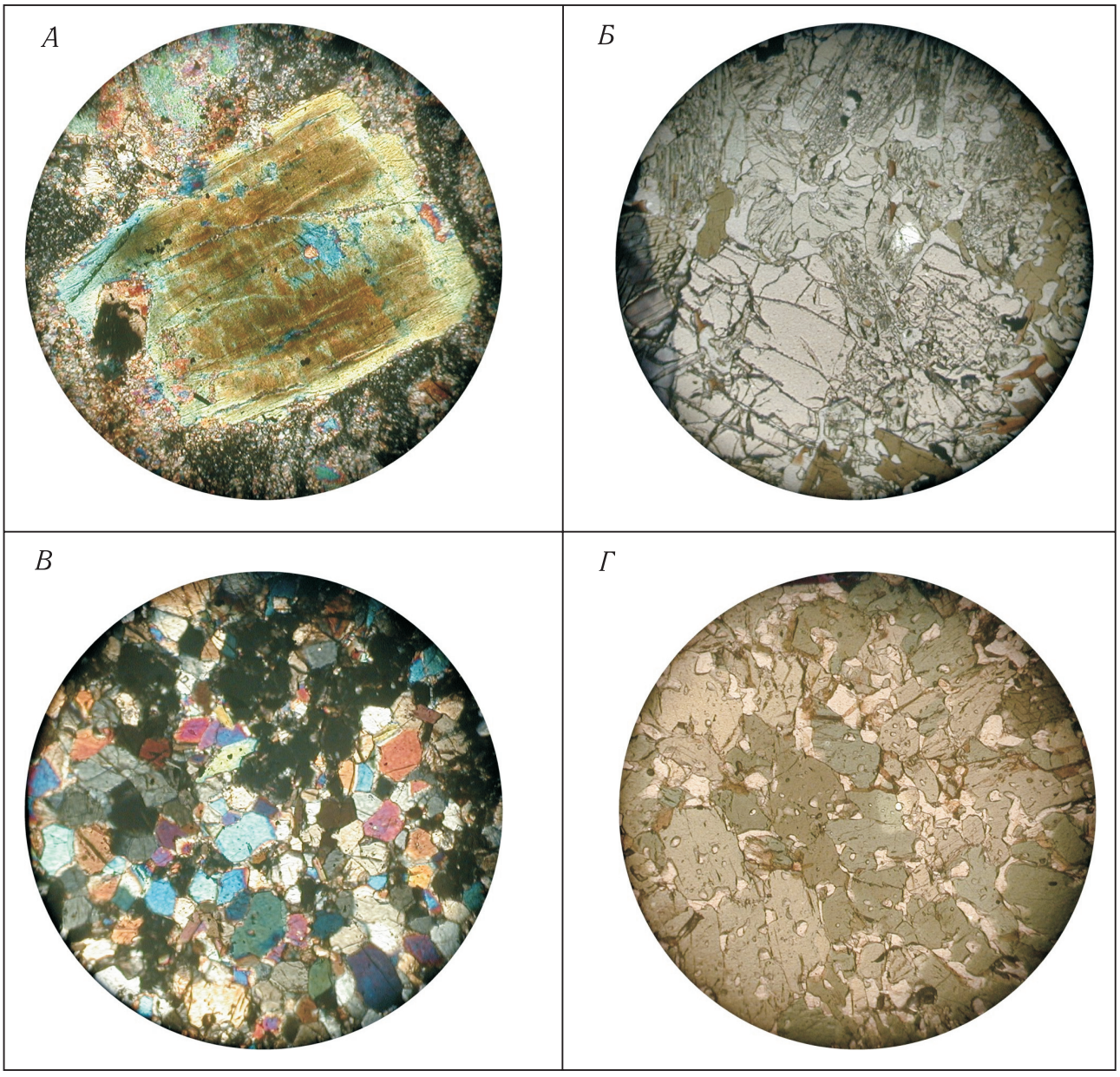


Рис. 2.93. Характерные примеры минеральных парагенезисов, отвечающих последовательным этапам метаморфических преобразований в мафитовых дайках Гридинского поля (микофотографии шлифов)

А — реликты магматических парагенезисов в габбро-норитах (обр. Т1111-8, Гридинский мыс): магматический клинопироксен (Cpx), николи скрещены; в Cpx содержатся включения ильменита и хромистой шпинели; краевые зоны Cpx перекристаллизованы с повышением содержания жадеитового минала. *Б* — эклогит по мафитовой дайке (обр. 988А, Гридинский мыс): гранат-клинопироксеновая ассоциация, николи параллельны. *В* — полная перекристаллизация эклогитов по дайке габбро-норитов в условиях гранулитовой фации повышенных давлений (обр. Т1111-4, Гридинский мыс): равномернозернистая гранобластовая текстура и гомогенная химическая композиция сосуществующих минералов, николи скрещены. *Г* — амфиболит из контакта дайки габбро-норитов (обр. D14, о-в Избная Луда): практически мономинеральный гранобластовый амфиболит, николи параллельны

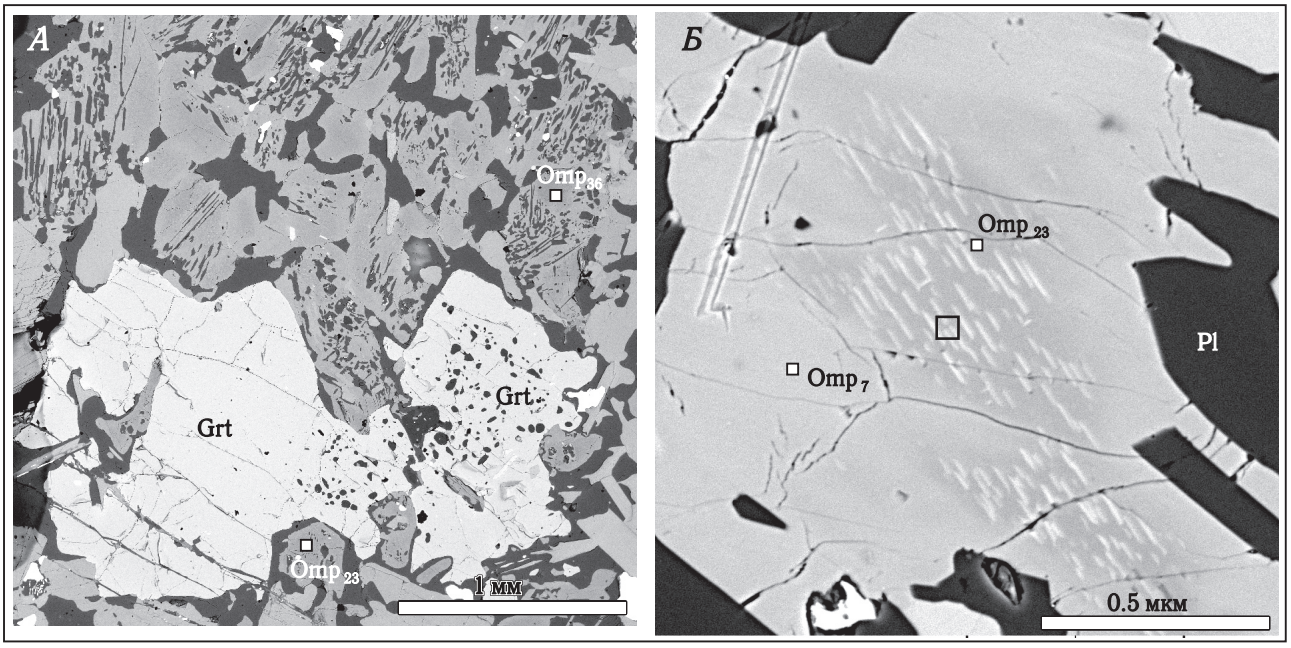


Рис. 2.94. Свидетельства ретроградных преобразований пород эклогитовой фации (обр. 988А, Гридинский мыс)

А, *Б* — BSE изображения симплектитовых эклогитов с реликтами омфацита в поле Pl-Di симплектитов. На фрагменте *Б* показан омфацит, который содержит тонкие включения Opx.

Точки с номерами соответствуют локальным микрозондовым анализам

внешней стороне каймы возрастает от 8.0 до 14.0%.

3. Реликты магматических пироксенов на границе с плагиоклазом окружены гранатовыми коронами с включениями кианита и новообразованного омфацита. Максимальное содержание Na_2O в омфаците составляет 6.2% (Jd — 34.5 мол. %, Ac — 8.8 мол. %), следовательно, формирование гранатовых корон с кианитом и омфацитом вызвано ростом давления, превысившего 15–16 кбар (жадеит-кварцевый геобарометр [Holland, 1980; Sturm, 2002]), т.е. погружением.

4. Распространены участки симплектитовых эклогитов (см. рис. 2.93, *Б*) округлой или неправильной формы размером от нескольких сантиметров до десятков метров. Среди диопсид-плагиоклазовых (Cpx-Pl) симплектитов сохраняются реликты омфацита (Jd — 29 мол. %). Омфацит иногда содержит тонкие включения Opx (рис. 2.94), в некоторых образцах колонии Cpx-Pl симплектитов включают также и равновесный ортопироксен. Появление ортопироксена указывает на начало декомпрессии и небольшое повышение температуры — на условия гранулитовой фации [Bhowmik, Roy, 2003]. В некоторых участках Cpx-Pl симплектиты включают корунд. Реликты омфацита в таких симплектитах характеризуются особенно высокими содержаниями жадеитового минала (Jd — 53 мол. %).

5. В дайках выявляются целые участки, сложенные гранат-двупироксеновыми гранулитами (см. рис. 2.93, *В*). Дайки поздних метагаббро практически полностью преобразованы в гранат-клинопироксен-плагиоклазовую (эклогитоподобную) породу. Пиковые *PT*-параметры формирования эклогитоподобных пород соответствуют условиям гранулитовой фации повышенных давлений, аналогичные оценки *PT*-параметров были получены для гранулитов, сформированных по дайкам других генераций.

6. Вдоль контактов даек с вмещающими гнейсами, а также в пересекающих дайковые тела линейных зонах различной мощности, приуроченных к пегматитовым жилам, формируются амфиболиты (см. рис. 2.93, *Г*), фиксирующие завершающий этап метаморфической эволюции. В амфиболитах иногда сохраняются реликты граната, клинопироксена и ортопироксена предшествующих стадий.

Характер и последовательность метаморфических преобразований даек Гридинского поля рассмотрим на конкретных примерах.

Ранние метагаббро, дайки D17, мыс Варгас. Под номером D17 на рис. 2.81 обозначена группа структурно взаимосвязанных даек, часть которых

сохраняет морфологию трещинных интрузивных тел, тогда как другая часть интенсивно деформирована. Как было показано выше, составы этих даек в отношении главных элементов близки, однако их геохимические особенности, охарактеризованные обр. D17-1, D17-2 и D17-3, заметно варьируют: обр. D17-2 представляет собой габбро, кристаллизовавшееся из практически неконтаминированного расплава, тогда как обр. D17-1 и D17-3 отвечают более обычным для Гридинских даек короконтаминированным расплавам. Дайки имеют небольшую мощность и сильно амфиболизированы. Первичные магматические минералы в этих дайках не выявлены. Однако реликты магматических минералов и структур в дайках аналогичного состава были ранее установлены на мысе Песчаный и о-ве Голышница [Степанов, Степанова, 2006]. Дайки D17 образованы гранат-клинопироксен-плагиоклазовой ассоциацией с наложенными буро-зеленым амфиболом и биотитом. Рудные минералы представлены рутилом и ильменитом. Среди симплектитоподобной Cpx-Pl ассоциации присутствуют реликты клинопироксена с повышенным содержанием Al_2O_3 (Ca-Ts минала, соответственно) (рис. 2.95, см. цв. вкл.), указывающие на предшествующую стадию высокобарных метаморфических преобразований [McCarthy, Patiño Douce, 1998] (табл. 2.21).

Ранние метагаббро-нориты, *дайка D11*, *о-в Избная Луда* (см. рис. 2.76). Метагаббро-нориты ранней генерации контрастно отличаются от даек остальных генераций повышенной магнезиальностью и пониженными содержаниями Al_2O_3 и CaO (см. рис. 2.84 и 2.85). Характерна текстурно-структурная неоднородность. Достаточно обычны магматические минералы: реликты кристаллов оливина, клинопироксена и гранулированного плагиоклаза. Оливин сохраняется в виде включений в клинопироксене и в плагиоклазе (рис. 2.96, см. цв. вкл.), индивидуальные зерна, как правило, замещаются ортопироксеном, в редких случаях наблюдается перекристаллизация оливина с образованием грано бластовых сростков орто- и клинопироксена. В клинопироксенах наблюдаются ортопироксеновые ламелли, включения хромистой шпинели, а также тонкие выделения пластинчатого граната на краях зерен. В прямых контактах магматических плагиоклаза и клинопироксена формируются первичные короны ортопироксена с омфацитом. В образцах, в которых отсутствует реликтовый магматический плагиоклаз, вокруг оливина и пироксенов формируются короны омфацита с прогрессивно нарастающим содержанием жадеитового минала, которые в направлении от магматического минерала в ядерной части к периферии сменяются симплектитами омфацита с плагиоклазом, или с корундом, или со шпинелью. Содержание жадеитового минала в омфаците достигает 53 мол. %. Очевидно, подобные короны сформировались в результате метаморфической реакции Ol + Pl → → Opx + омфацит — Ca-Ts. На первичные зонально построенные короны с участием омфацита накладываются более поздние гранатовые короны с корундом, иногда косо срезающие как каймы омфацита вокруг магматических минералов, так и симлектитовые псевдоморфозы.

Подобные короны по магматическим минералам характерны для высокобарических комплексов [Кориковский, 2005]. Позднее формирование граната относительно омфацита, аналогичное наблюдаемым взаимоотношениям, характерно, в частности, для коронарных ассоциаций в недеформированных дайках мафит-ультрамафитового комплекса Санддал, северо-восточная Гренландия. Эти дайки также подверглись прогрессивному метаморфизму в условиях эклогитовой фации [Lang, Gilotti, 2001]. Гранулитовый парагенезис в дайках габбро-норитов представлен двупироксеновой ассоциацией.

Поздние метагаббронориты, *дайки D14*, *о-в Избная Луда* (см. рис. 2.76 и 2.79), *и D4*, *о-в Воротная Луда*. Дайки метагаббро-норитов поздней генерации в Гридинском дайковом поле распространены наиболее широко.

В недеформированных дайках небольшой мощности обычно преобладают гранулитовые гранат-двупироксеновые минеральные парагенезисы с редкими реликтами диопсид-плагиоклазовых симплектитов.

В крупных дайках, мощность которых достигает 25–30 м и больше, можно проследить все этапы метаморфической эволюции. Недеформированная дайка D14 пересекает гранито-гнейсы Центрального домена о-ва Избная Луда (см. рис. 2.79). В южной части острова близ контакта с дайкой гранито-гнейсы насыщены многочисленными уплощенными и округлыми в плане телами амфиболитов и апоэклогитов субдукционного (согласно публикации [Володичев и др., 2005]) типа. Дайка D14 достигает мощности 25 м и имеет неоднородное строение. Эклогиты и симплектитовые эклогиты слагают основную массу метаинтрузивного тела. В ее центральной части сохраняются участки пород с магматическими структурами (рис. 2.97, *А*, см. цв. вкл.; см. рис. 2.79) и реликтами магматических минералов: ортопироксенов (рис. 2.98, *А*), клинопирок-

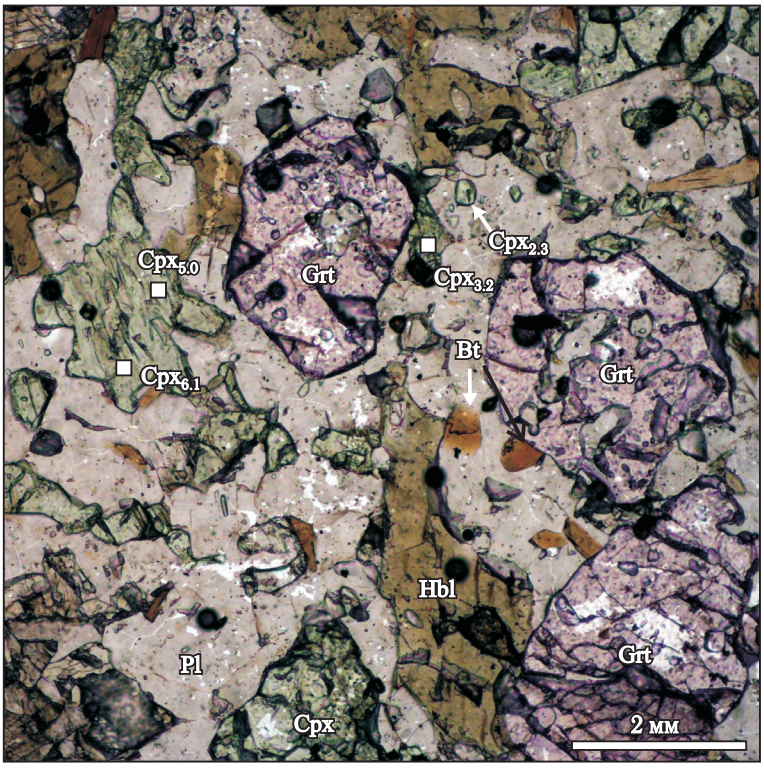


Рис. 2.95. Последовательные генерации клинопироксена в гранат-клинопироксен-плагиоклазовой эклогитоподобной породе (метагаббро), обр. D17-1 (микрофотография при 1 николе)

Подстрочные индексы при Cpx — содержание Al_2O_3, вес. %

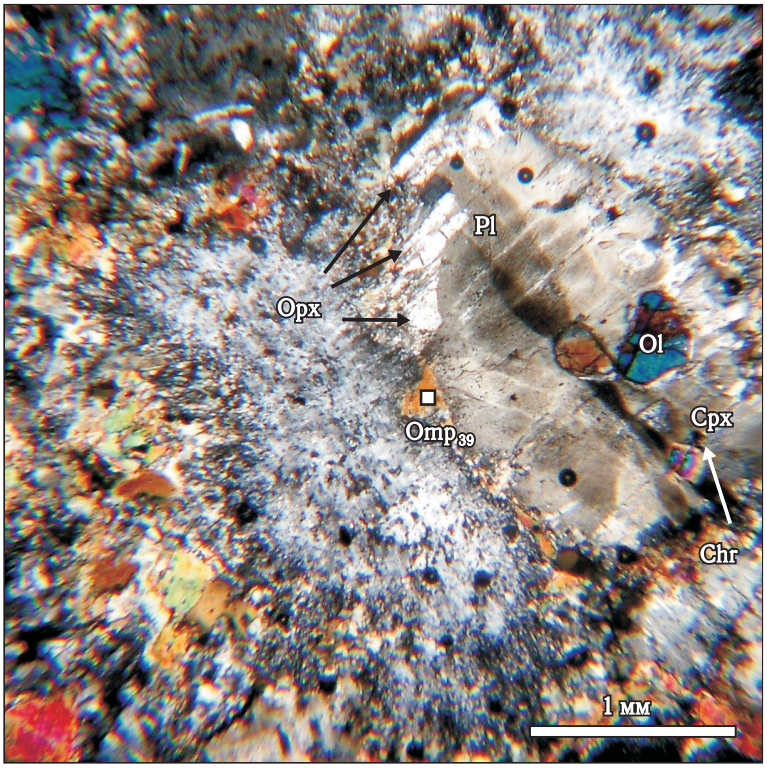


Рис. 2.96. Реликты магматических минералов в раннем метагаббро-норите

Магматический плагиоклаз с включениями оливина и хромита; ассоциация Ol с Cpx замещается на Omph + Opx (микрофотография, николи скрещены)



Рис. 2.97. Структурные и текстурные особенности ранних габбро-норитов, дайка D14, о-в Избная Луда. *Фото К.А. Докукиной*

А — магматическая структура; в пределах желвака, связанного с зоной повышенной проницаемости, увеличено содержание граната, первичная структура исчезает.

Б — реликтовые проявления магматической расслоенности в эклогитовой породе.

В — амфиболитизация вдоль контакта дайки габбро-норитов с вмещающими гнейсами, включающими обломки эклогитов и амфиболитов.

Г — зоны амфиболитизации в дайке, связанные с зонами повышенной проницаемости, использованными также и пегматитовыми жилами

Таблица 2.21. Представительные анализы минералов эклогитизированных даек метагаббро Гридино

Компонент	Раннее метагаббро, дайка D17, мыс Варгас										Позднее метагаббро, дайка D12, о-в Избная Луда												
	I*	IIa			IIb			III			Ia	Ib				IIa			IIb		III		
	Cpx 21**	Grt 13	Cpx 8	Pl 7	Grt 16	Cpx 17	Pl 8	Grt 4	Hbl 3	Pl 2	Grt 8	Cpx 27	Grt 26	Pl 14	Kfs 15	Cpx 18	Grt 17	Pl 19	Cpx 10	Grt 11	Grt 6	Hbl 5	Pl 9
Оксиды																							
SiO_2	49.8	38.35	50.89	61.1	38.36	52.75	62.09	38.01	42.29	59.67	37.29	49.69	37.34	64.03	63.67	50.83	37.57	62.14	50.44	37.59	37.66	41.46	62.64
TiO_2	0.17	0.01	0.43	0	0	0.26	0	0.07	1.82	0.14	0.31	0.48	0.07	0.04	0.07	0.32	0	0.17	0.57	0.21	0	2.17	0.01
Al_2O_3	8.81	21.04	6.11	24.57	21.51	2.32	23.72	20.53	13.41	25.73	20.95	6.63	21.67	22.04	19.10	3.78	20.31	23.03	4.28	20.69	21.2	12.71	23.51
Cr_2O_3	0.05	0.01	0.05	0	0.12	0.02	0.01	0.18	0.19	0.01	0.02	0.12	0	0	0	0	0.12	0.06	0.14	0	0.10	0.07	0
FeO***	8.65	26.04	8.27	0.09	25.77	7.88	0.1	26.06	16.29	0.22	27.33	12.22	27.96	0.17	0.18	10.79	29.25	0.73	10.41	27.41	27.61	18.12	0.12
MnO	0.08	0.6	0.12	0.01	0.51	0.11	0.04	0.68	0.1	0	0.35	0.08	0.60	0	0.22	0.12	0.79	0.04	0.12	0.77	0.69	0.07	0
MgO	9.56	5.94	11.5	0	5.65	13.37	0	5.48	9.11	0	4.18	10.15	4.86	0	0.02	11.91	4.53	0	10.74	3.59	4.44	9.00	0
CaO	20.54	8	21.38	5.98	8.09	22.75	5.27	8.98	11.84	7.03	9.57	18.47	7.48	3.72	0.09	20.83	7.41	4.49	21.94	9.74	8.24	11.41	4.35
Na_2O	2.33	0	1.25	8.13	0	0.54	8.63	0	1.54	7.16	0	2.16	0	9.82	0.28	1.41	0	9.12	1.37	0	0	1.99	9.29
K_2O	0	0	0	0.12	0	0	0.13	0	1.42	0.04	0	0	0	0.19	14.87	0	0.03	0.22	0	0	0.05	1.00	0.08
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	98	100	100	100	100	100	100****	100	100	100	100	100	100	98	100
Катионы																							
Si	1.852	2.995	1.890	2.714	2.990	1.960	2.754	2.985	6.332	2.656	2.949	1.872	2.943	2.832	2.961	1.913	2.985	2.766	1.902	2.979	2.972	6.267	2.774
Al IV	0.148	0.005	0.110	1.286	0.010	0.040	1.240	0.015	1.668	1.350	0.051	0.128	0.057	1.149	1.047	0.087	0.015	1.208	0.098	0.021	0.028	1.733	1.227
Al VI	0.239	1.932	0.157	0	1.966	0.061	0	1.885	0.697	0	1.901	0.166	1.956	0	0	0.081	1.887	0	0.092	1.911	1.943	0.531	0
Ti	0.005	0.001	0.012	0	0	0.007	0	0.004	0.205	0.005	0.018	0.014	0.004	0.001	0.002	0.009	0	0.006	0.016	0.012	0	0.247	0
Cr	0.002	0.001	0.001	0	0.007	0.001	0	0.011	0.023	0	0.001	0.004	0	0	0	0	0.008	0.002	0.004	0	0.006	0.008	0
Fe^{2+}	0.269	1.701	0.257	0.003	1.680	0.245	0.004	1.711	2.040	0.008	1.808	0.385	1.843	0.006	0.007	0.34	1.944	0.027	0.328	1.817	1.822	2.29	0.004
Mn	0.003	0.040	0.004	0	0.034	0.004	0.002	0.045	0.012	0	0.024	0.003	0.040	0	0.009	0.004	0.053	0.002	0.004	0.051	0.046	0.009	0
Mg	0.530	0.692	0.637	0	0.657	0.740	0	0.642	2.034	0	0.493	0.57	0.571	0	0.001	0.669	0.536	0	0.604	0.424	0.522	2.028	0
Ca	0.818	0.669	0.851	0.284	0.675	0.905	0.251	0.756	1.899	0.335	0.811	0.745	0.632	0.176	0.004	0.84	0.631	0.214	0.886	0.827	0.696	1.848	0.206
Na	0.168	0	0.090	0.701	0.000	0.039	0.742	0	0.447	0.618	0	0.158	0	0.842	0.025	0.103	0	0.787	0.100	0	0	0.584	0.798
K	0	0	0	0.007	0	0	0.007	0	0.271	0.002	0	0	0	0.011	0.882	0	0.003	0.012	0	0	0.005	0.193	0.005

Таблица 2.21. Окончание

Компонент	Раннее метагаббро, дайка D17, мыс Варгас											Позднее метагаббро, дайка D12, о-в Избная Луда											
	I*	IIa			IIb			III			Ia		Ib			IIa			IIb		III		
	Cpx 21**	Grt 13	Cpx 8	Pl 7	Grt 16	Cpx 17	Pl 8	Grt 4	Hbl 3	Pl 2	Grt 8	Cpx 27	Grt 26	Pl 14	Kfs 15	Cpx 18	Grt 17	Pl 19	Cpx 10	Grt 11	Grt 6	Hbl 5	Pl 9
Сумма	4.033	8.035	4.009	4.996	8.019	4.002	5	8.055	15.63	4.975	8.056	4.045	8.046	5.018	4.967	4.045	8.062	5.024	4.035	8.043	8.042	15.740	5.014
X′	0.337	0.711	0.288	0.287	0.719	0.249	0.251	0.727	0.501	0.351	0.786	0.403	0.763	0.171	0.033	0.337	0.784	0.211	0.352	0.811	0.777	0.530	0.205

* Ассоциации дайки D17: I — реликтовые зерна клинопироксена с повышенным содержанием Al_2O_3 (рис. 2.95, *А*), II — гранат-клинопироксен-плагиоклазовая (рис. 2.95), III — принадлежит отбудинированному фрагменту дайки; ассоциации дайки D12: I и II — равномернозернистые грано-бластовые гранат-клинопироксен-плагиоклазовые агрегаты, частью с амфиболом и калишпатом (рис. 2.100, *А*, *Б*), III — зоны амфиболитизации, плагиоклаз-роговообманковые симплектиты (рис. 2.100, *В*, *Г*).

** Цифры рядом с аббревиатурой минерала — порядковый номер микрозондового анализа в шлифе.

*** Все железо в виде FeO.

**** Сумма включает 1,50 вес. % BaO (0,027 формульных единиц).

Примечание. Кристаллохимические формулы рассчитаны кислородным методом: клинопироксены на 6 атомов кислорода, гранат — 12, роговая обманка — 23, плагиоклаз и калиевый полевой шпат — 8 атомов.

X′ равны отношению Fe/(Fe + Mg) для темноцветных минералов или X = (Ca + Ba)/(Ca + Ba + Na + K) в плагиоклазе и калиевом полевом шпате.

сенов, пижонитов (см. рис. 2.98, *Б*) и перекристаллизованных в гранобластовый агрегат магматических плагиоклазов (см. рис. 2.98, *В*).

Составы пижонита и авгита были реконструированы на микроанализаторе в сканирующем режиме (табл. 2.22). Состав магматического ортопироксена принят без изменений, поскольку повышенное содержание кальция (CaO — 2.1 вес. %) в этом минерале характерно для ортопироксенов в магматических породах (см. табл. 2.22).

Границы дайки D14 с вмещающими гранитогнейсами характеризуются маломощной (не превышающей 10 см) зоной амфиболитизации, контакты амфиболитов и кислых гнейсов маркируются выделениями граната. Амфиболиты формируются также в пересекающих дайку зонах нарушений, часть из которых вмещает жилы гранитных пегматитов (см. рис. 2.97, *В*, *Г*). Наложенная поздняя амфиболитизация — характерный признак всех даек Гридинского дайкового поля. *PT*-параметры процесса амфиболитизации даек и вмещающих гранитогнейсов представлены ниже в табл. 2.25.

Поздние метагаббро, *дайка D12*, *о-в Избная Луда* (см. рис. 2.78). Дайки метагаббро поздней генерации на о-ве Избная Луда образованы массивными равномернозернистыми породами с гранобластовой структурой: породы сложенные гранатом, клинопироксеном и плагиоклазом (± амфибол) (рис. 2.100, *А*, *Б*).

Метаморфическая история (эволюция PT-параметров)

Представительные анализы минералов метагаббро ассоциации даек D17 приведены в табл. 2.21. Максимальные оценки *PT*-параметров равновесной Grt-Cpx-Pl ассоциации соответствуют температуре ~737°C и давлению ~11,0 кбар (табл. 2.23). Закономерное изменение составов минералов, в частности снижение содержания Al_2O_3 в клинопироксене от 6.1 до 2.3%, свидетельствует об эволюции метаморфизма на фоне снижения давления и температуры. Условия амфиболитизации, завершающей историю метаморфических преобразований, приблизительно соответствуют 675°C и 9.2 кбар (см. табл. 2.21, ассоциация III; см. табл. 2.23).

Оценка температуры кристаллизации магматических минералов в *метагаббронoритах дайки D14* производилась по интегральным составам пироксенов с использованием гео-

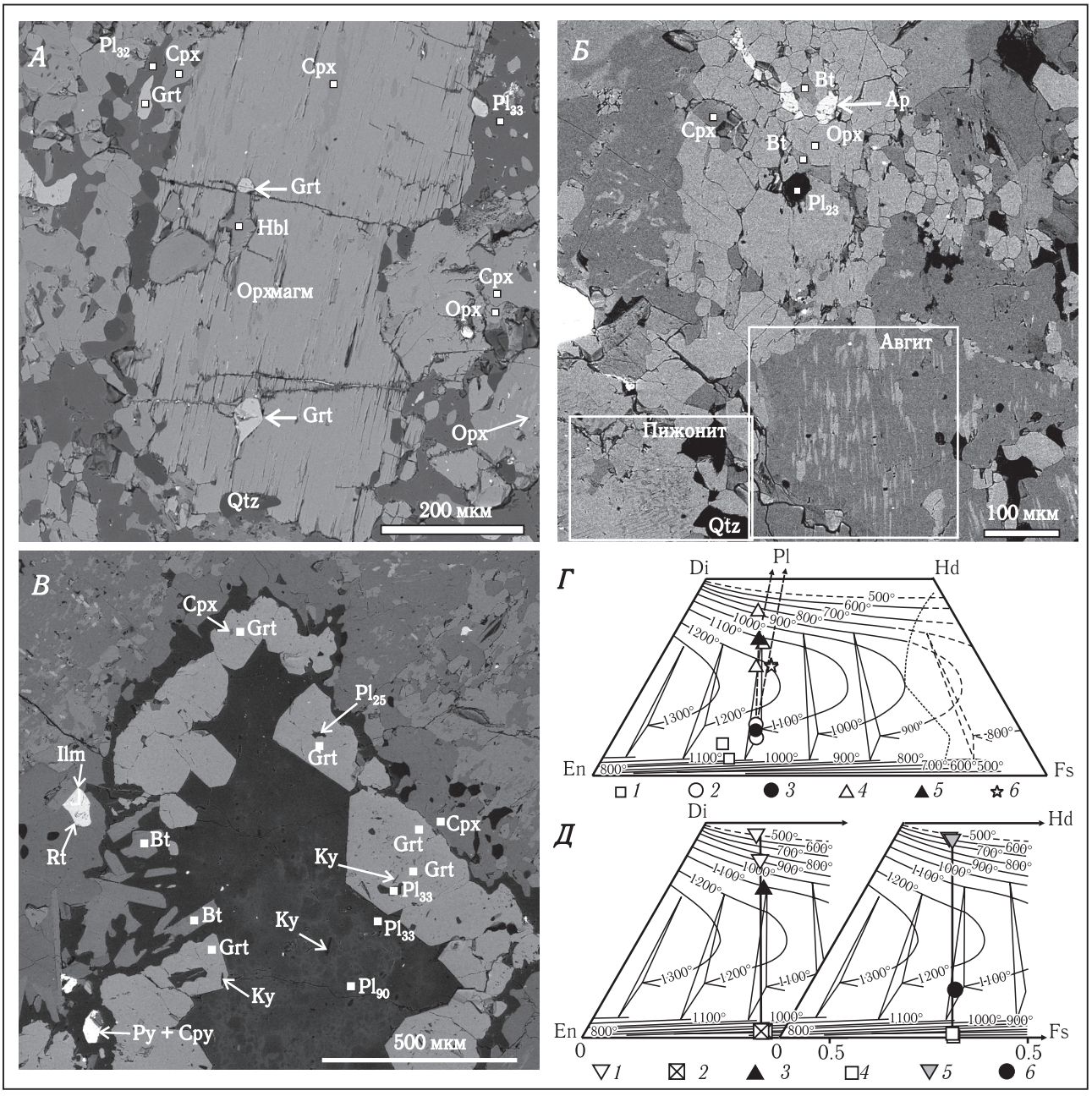


Рис. 2.98. Магматические минералы и постмагматические структуры распада минералов в поздних метагаббро-норитах, дайка D14, о-в Избная Луда

А–В — изображения в отраженных электронах: *А* — реликтовый кристалл магматического ортопироксена в перекристаллизованном гранат-клинопироксен-плагиоклазовом матриксе; *Б* — минеральные ассоциации, возникшие в результате постмагматического распада магматических пироксенов (в нижней части рисунка): пижонита (ортопироксен с ламелями клинопироксена) и авгита (клинопироксен с ламелями ортопироксена); *В* — гранатовые короны с кианитом, сформированные на границе кристаллов плагиоклаза и пироксена; в поле плагиоклаза по тону выделяются более светлые участки, соответствующие составам с повышенным содержанием анортитовой молекулы (Pl_{90}). *Г*, *Д* — условия кристаллизации и распада магматических пироксенов по диаграмме Mg–(∑Fe + Mn)–Ca (изотермы проведены по [Lindsley, 1983] для давления 5 кбар): *Г* — оценки *PT*-параметров магматической кристаллизации: *1* — ортопироксен, *2* — интегральный состав пижонита, *3* — средний состав пижонита, *4* — интегральный состав клинопироксена, *5* — средний состав клинопироксена, *6* — валовый состав породы; *Д* — оценки *PT*-параметров постмагматического распада пироксенов: *1* — клинопироксен, включающий ламелли ортопироксена, *2* — ламелли ортопироксена в клинопироксене, *3* — интегральный состав магматического авгита, *4* — ортопироксен, включающий ламелли клинопироксена, *5* — ламелли клинопироксена в ортопироксене, *6* — интегрированный состав пижонита

термометров [Lindsley, 1983; Fonarev et al., 1991]. Оценка температуры кристаллизации этой дайки — 1100°С, полученная с использованием пижонитового геотермометра (см. табл. 2.23; см. рис. 2.98, *Г*), представляется завышенной, а оценка ~1030°С по Opx-Cpx мономинеральному геотермометру [Fonarev, Graphchikov, 1991] — более реалистичной. Согласно экспериментальным данным [Feig et al., 2006; и др.], температура 1100°С является практически предельной для ассоциации клинопироксена с плагиоклазом. При температурах ниже 1050°С стабильность ассоциации Cpx + Pl + Qtz была доказана экспериментально [Skjerlie, Johnston, 1996; McCarthy, Patiño Douce, 1998]. Графическое представление парагенезиса пироксенов вместе с данными о валовом составе породы указывает на равновесие авгита и пижонита с плагиоклазом. Состав плагиоклаза исчислялся по реликту основного плагиоклаза в перекристаллизованном плагиоклазе в поле коронитовых структур (см. рис. 2.98, В). Оценка давления кристаллизации магматических минералов по Cpx-Pl-Qtz геобарометру [McCarthy, Patiño Douce, 1998], составила ~5 кбар.

Минимальная температура распада пижонита и авгита, соответствующая постмагматической стадии изобарического охлаждения, определялась по локальным анализам ламелей и минерала-хозяина с использованием двупироксеновых геотермометров [Lindsley, 1983; Fonarev, Graphchikov, 1991] и соответствует 600°С (см. рис. 2.98, *Д*).

На границе магматических пироксенов и плагиоклаза формируются первичные гранатовые короны с включениями кианита, плагиоклаза и кварца в гранате (см. рис. 2.98, *В*), указывающие на начало повышения давления и, соответственно, погружения дайки. В габбро с коронарной структурой встречаются отдельные участки, где гранат с кианитом полностью замещает плагиоклаз и формируются участки «инициальной эклогитизации» (см. рис. 2.97, *А*). Близ границ участков, где сохраняются магматические текстуры, наблюдаются постепенные переходы от габбровой структуры с макроскопически отчетливо проявленными коронами граната вокруг плагиоклаза до массивных пород с мелкозернистой структурой, гранат-клинопироксенового состава, которые представляют собой эклогиты (рис. 2.99, *А*, *Б*) и симплектитовые эклогиты (см. рис. 2.97, *Б* и 2.99, *Б–Г*).

В эклогитизированных разностях гранат с включениями кианита образует полные псевдоморфозы по плагиоклазу, тогда как основная масса образована колониями клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов (см. рис. 2.98, *Ж* и 2.99, *Г*, *Д*), типичных для эклогитов, интенсивно преобразованных при декомпрессии (подъеме). В редких случаях среди симплектитов сохраняются реликты омфацита (см. рис. 2.98, *Л* и 2.99, *Г*). В состав симплектитов входит бронзит, что служит дополнительным указанием на то, что ретроградный тренд пересекал *PT*-пространство гранулитовой фации [Page et al., 2003; Groppo et al., 2007]. Помимо Cpx-Opx-Pl сиплектитов — псевдоморфоз по омфациту, ортопироксен входит в состав вторичных корон на границе зерен коронарного граната с симплектитами основной массы (см. рис. 2.98, *Ж*, *З* и 2.99, *Б*, *Д*), а также в состав гранобластовых обособлений, образованных мономинеральным ортопироксеном, орто- и клинопироксеном с резко подчиненной роговой обманкой или типичным для высокобарических гранулитов парагенезисом Opx + Cpx + Grt + Pl + Qtz. Давление при метаморфизме эклогитовой стадии в метагаббро-норитах дайки D14 для заданной минимальной температуры (800°С) оценивается как 14.1 кбар (см. табл. 2.23).

Наблюдения, произведенные в серии образцов *метагаббро-норитов дайки D4* с о-ва Воротная Луда, в целом близки между собой. Условия эклогитовой стадии оцениваются как 789°С и 15.3 кбар. В эклогитах выявляются реликты магматических текстур и реликты магматических минералов со структурами распада. Породы в пределах западного эндоконтакта дайки D4 в зоне мощностью около 5 м и небольшого участка в ее юго-восточной части практически полностью перекристаллизованы в условиях гранулитовой фации с формированием гранат-двупироксенового минерального парагенезиса. Условия гранулитового метаморфизма в дайке D4 оценивается как 800°С и 13.8 кбар (см. табл. 2.23).

Таким образом, петрографические наблюдения и петрологические исследования габброноритов подтверждают, что метаморфические преобразования даек связаны с постинтрузивным погружением и последующей эксгумацией. Полученные оценки свидетельствуют, что эксгумация происходила на фоне небольшого повышения температуры — до уровня параметров гранулитовой фации.

В *дайке поздних метагаббро D12* на о-ве Избная Луда, как и в других аналогичных дайках реликты магматических текстур и минералов не были выявлены. Составы породообразующих минералов дайки D12 представлены в табл. 2.21.

Таблица 2.22. Представительные химические анализы минералов эклогитизированных даек метагаббро-норитов Гридино

Компонент	Дайка D14, о-в Избная Луда																		
	Магматическая*				Постмагматическая				Проградная							Эклогитовая	Ретроградная гранулитовая		
	I**				IIa		IIb		IIIa			IIIb				IV	V		
	Opx	PGT	Cpx	Pl 38***	Opx 2	Cpx 1	Opx 20	Cpx 19	Grt 52	Cpx 51	Pl 53	Grt 50	Bt 48	Pl 49	Ky 37	Cpx 2	Opx 3	Cpx 5	Pl 2
Оксиды																			
SiO_2	53.52	52.49	51.84	45.83	53.27	52.07	52.78	52.42	38.27	52.58	61.18	39.14	35.77	60.67	35.57	54.36	52.13	51.23	62.88
TiO_2	0.10	0.16	0.20	0.12	0.28	0.23	0	0.14	0.24	0	0	0.11	5.65	0.30	0.02	0	0.14	0.47	0.02
Al_2O_3	1.83	1.36	3.36	34.28	1.23	2.03	1.55	3.05	22.33	2.61	24.19	21.86	14.82	24.52	60.75	6.00	0.77	2.65	22.73
Cr_2O_3	0.42	0.09	0.50	0	0	0.25	0.11	0.43	0.04	0	0.12	0.2	0.13	0	0	0.63	0.14	0.29	0.07
FeO****	17.52	18.87	11.50	0.04	21.95	6.96	22.29	6.80	23.15	6.65	0.55	23.15	12.98	0.26	0.40	4.56	25.35	7.77	0.32
MnO	0.24	0.20	0.12	0	0.24	0.08	0.43	0.07	0.56	0	0	0.46	0	0	0.07	0	0.16	0.19	0.11
MgO	24.21	20.73	15.50	0	22.68	14.56	22.11	13.83	6.18	13.82	0	6.47	14.69	0	0	11.96	20.83	13.23	0
CaO	2.14	5.72	16.06	18.53	0.35	22.66	0.59	22.13	9.11	23.47	5.24	8.59	0.09	5.92	0.10	19.02	0.49	23.08	4.68
Na_2O	0	0.35	0.90	1.20	0	1.17	0	1.13	0	0.79	8.41	0	0.12	8.09	0	3.46	0	1.08	9.06
K_2O	0.02	0.04	0.03	0	0	0	0.15	0	0.13	0.08	0.32	0.02	10.75	0.24	0	0	0	0	0.14
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	95	100	96.92	100	100	100	100
Катионы																			
Si	1.956	1.955	1.927	2.113	1.974	1.936	1.965	1.940	2.957	1.949	2.724	3.012	2.691	2.701	0.993	1.971	1.968	1.917	2.79
Al IV	0.044	0.045	0.073	1.863	0.026	0.064	0.035	0.060	0.043	0.051	1.269	0	1.309	1.287	0	0.029	0.032	0.083	1.189
Al VI	0.035	0.015	0.074	0	0.028	0.025	0.034	0.073	1.991	0.062	0	1.983	0.005	0	1.999	0.227	0.002	0.034	0
Ti	0.003	0.004	0.006	0.004	0.008	0.006	0	0.004	0.014	0	0	0.007	0.320	0.010	0	0	0.004	0.013	0.001
Cr	0.012	0.003	0.015	0	0	0.007	0.003	0.013	0.002	0	0.004	0.012	0.008	0	0	0.018	0.004	0.009	0.002
Fe^{2+}	0.535	0.588	0.357	0.002	0.680	0.216	0.694	0.21	1.496	0.206	0.020	1.490	0.816	0.010	0.009	0.138	0.801	0.243	0.012
Mn	0.007	0.006	0.004	0	0.008	0.002	0.014	0.002	0.036	0	0	0.030	0	0	0.002	0	0.005	0.006	0.004
Mg	1.319	1.151	0.859	0	1.253	0.807	1.227	0.763	0.712	0.764	0	0.742	1.648	0	0	0.647	1.173	0.738	0
Ca	0.084	0.228	0.640	0.915	0.014	0.903	0.023	0.878	0.754	0.932	0.250	0.708	0.007	0.282	0.003	0.739	0.020	0.925	0.223
Na	0	0.026	0.065	0.107	0	0.084	0	0.081	0	0.056	0.726	0	0.017	0.698	0	0.243	0	0.079	0.779
K	0.001	0.002	0.001	0	0	0	0.007	0	0.013	0.004	0.018	0.002	1.031	0.013	0	0	0	0	0.008
Сумма	3.996	4.023	4.020	5.005	3.991	4.052	4.002	4.024	8.018	4.024	5.012	7.985	7.852	5.001	3.007	4.013	4.008	4.046	5.007
X′	0.289	0.338	0.294	0.895	0.352	0.211	0.361	0.216	0.678	0.212	0.251	0.668	0.331	0.284	–	0.176	0.406	0.248	0.22

* Стадии эволюции.

** Ассоциации минералов в метагаббро-норитах. *Дайка D14*: I — реликты магматических минералов (Opx, Pl — см. рис. 2.98, *А*; PGT — пижонит, Cpx — авгит; составы пижонита и авгита реконструированы на микроанализаторе в сканирующем режиме — см. рис. 2.98, *Б*), IIa — ламелли ортопироксена в клинопироксене (бывший пижонит), IIb — ламелли клинопироксена в ортопироксене (бывший авгит) (см. рис. 2.98, *В*), III — первичные гранатовые короны с включениями кианита, плагиоклаза и кварца в гранате по границе магматических пироксенов (IIIa) и плагиоклаза (IIIb) (см. рис. 2.98, *В*), IV — реликтовый омфацит, V — гранобластовый двупироксен-плагиоклазовый агрегат (см. рис. 2.99, *Д*), VI — двупироксен-плагиоклаз-гранатовый агрегат, VII — двупироксен-плагиоклаз-

Таблица 2.22. Окончание

Компонент	Дайка D14, о-в Избная Луда							Дайка D4, о-в Воротная Луда												
	Ретроградная гранулитовая							Магматическая		Проградная			Эклогитовая		Ретроградная гранулитовая					
	VI			VII				I		II			III		IV			V		
	Opx 24	Cpx 23	Grt 25	Pl 22	Opx 36	Cpx 37	Hbl 38	Opx 20	Cpx 5	Grt 12	Pl 1	Ky 13	Grt 9	Cpx 15	Opx 16	Cpx 17	Pl 18	Grt 4	Cpx 1	Hbl 2
Оксиды																				
SiO_2	51.99	53.02	37.61	61.99	54.97	52.24	46.18	53.29	52.76	39.43	59.30	38.35	39.39	54.50	54.36	52.68	64.45	39.01	52.28	41.56
TiO_2	0.07	0.14	0.04	0	0.06	0	1.87	0	0.17	0	0.06	0	0	0.19	0	0.12	0.06	0.18	0.34	1.52
Al_2O_3	0.94	2.15	21.34	23.62	1.06	4.77	10.8	2.57	3.47	22.40	24.70	59.94	22.22	7.05	1.07	4.61	22.39	22.04	4.21	14.76
Cr_2O_3	0.05	0.03	0	0.08	0	1.92	2.11	0.76	1.42	0	0.40	0	0.01	0.54	0.01	0.31	0.07	0.26	0.10	0
FeO****	25.02	8.15	27.96	0.26	17.02	4.64	7.84	15.36	5.23	17.47	0.68	1.21	20.76	4.68	18.82	5.32	0.15	21.09	5.07	11.31
MnO	0.21	0.05	1.21	0	0.3	0.09	0.12	0.17	0	0.46	0.11	0	0.51	0.04	0.28	0.16	0.07	0.58	0.21	0.08
MgO	21.36	13.42	6.35	0	26.29	13.27	15.14	25.69	14.18	9.82	0	0	11.82	11.22	25.17	12.93	0	11.73	14.78	12.58
CaO	0.29	21.92	5.48	4.9	0.23	21.54	11.82	2.18	21.09	10.42	6.34	0.49	5.21	18.09	0.28	22.01	3.38	5.10	21.02	12.41
Na_2O	0	1.11	0	8.9	0	1.52	1.5	0	1.67	0	8.20	0	0	3.69	0	1.87	9.07	0	2.00	2.35
K_2O	0.05	0	0.01	0.24	0.06	0	0.62	0	0.01	0	0.21	0	0.07	0	0.02	0	0.35	0	0	1.42
Сумма	100	100	100	100	100	100	98	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	98
Катионы																				
Si	1.960	1.969	2.955	2.754	1.988	1.917	6.618	1.930	1.938	2.971	2.660	1.041	2.970	1.970	1.984	1.936	2.841	2.951	1.918	6.117
Al IV	0.040	0.031	0.045	1.237	0.012	0.083	1.382	0.070	0.062	0.029	1.306	0	0.030	0.030	0.016	0.064	1.163	0.049	0.082	1.883
Al VI	0.002	0.064	1.930	0	0.034	0.124	0.441	0.040	0.088	1.960	0	1.918	1.946	0.270	0.030	0.135	0	1.916	0.100	0.678
Ti	0.002	0.004	0.002	0	0.002	0	0.202	0	0.005	0	0.002	0	0	0.005	0	0.003	0.002	0.010	0.009	0.168
Cr	0.002	0.001	0	0.003	0	0.056	0.239	0.022	0.041	0	0.014	0	0.001	0.015	0	0.009	0.002	0.016	0.003	0
Fe^{2+}	0.789	0.253	1.837	0.010	0.515	0.142	0.939	0.465	0.161	1.101	0.026	0.027	1.309	0.141	0.574	0.163	0.006	1.334	0.155	1.393
Mn	0.007	0.002	0.081	0	0.009	0.003	0.015	0.005	0	0.029	0.004	0	0.033	0.001	0.009	0.005	0.003	0.037	0.007	0.01
Mg	1.201	0.743	0.743	0	1.418	0.726	3.234	1.387	0.776	1.103	0	0	1.329	0.605	1.369	0.708	0	1.323	0.808	2.759
Ca	0.012	0.872	0.462	0.233	0.009	0.847	1.814	0.085	0.830	0.841	0.305	0.014	0.421	0.700	0.011	0.866	0.16	0.413	0.826	1.957
Na	0	0.08	0	0.766	0	0.108	0.417	0	0.119	0	0.713	0	0	0.259	0	0.133	0.775	0	0.142	0.671
K	0.003	0	0.001	0.014	0.003	0	0.113	0	0	0	0.012	0	0.007	0	0.001	0	0.02	0	0	0.267
Сумма	4.017	4.019	8.056	5.016	3.989	4.006	15.42	4.004	4.021	8.034	5.041	3	8.045	3.997	3.994	4.023	4.972	8.049	4.051	15.904
X′	0.397	0.254	0.712	0.230	0.266	0.164	0.225	0.251	0.172	0.499	0.296		0.496	0.189	0.295	0.187	0.167	0.502	0.161	0.335

гранат-амфиболовый агрегат. *Дайка D4*: I — реликты магматических пироксенов, II — гранат-кианит-плагиоклазовый агрегат, III — гранат-омфацитовый эклогитовый парагенезис (см. рис. 2.99, *А*, *Б*), IV — гранобластовый двупироксен-плагиоклазовый агрегат, V — пироксен-плагиоклаз-гранат-амфиболовый агрегат.

*** Цифры рядом с аббревиатурой минерала – порядковый номер микрозондового анализа в шлифе.

**** Все железо в виде FeO.

Примечание. Кристаллохимические формулы рассчитаны кислородным методом: пижонит, орто-и клинопироксены на 6 атомов кислорода, гранат на 12 атомов кислорода, биотит — 11, клинопироксен — 6, кианит — 5, плагиоклаз — 8.

X′ равны отношению Fe/(Fe + Mg) для темноцветных минералов или X_{An} = Ca/(Ca + Na + K) в плагиоклазе.

Таблица 2.23. *PT*-параметры магматизма и метаморфизма эклогитизированных даек метагаббро-норитов и метагаббро Гридино

Номера оценок *PT*-параметров	Образец	Ассоциация*	Сенсор**	*T*, °C	*P*, кбар	Стадии***
1.1	Дайка D14 метагаббро-норит, о-в Избная Луда (табл. 2.22)	I	F&G-91b	1027	(5)	М
1.2			I-75	1108	–	М
1.3			L-83	**1100**	(5)	М
1.4			M&P-D, 98a	(1000)	4.9	М
1.5			M&P-D, 98b	(1000)	**5.5**	М
1.6		IIa	F&G-91a	**600**	**(6)**	пМ
1.7		IIb	F&G-91a	**589**	**(6)**	пМ
1.8		IIIa	GCPQ	**701**	**10.9**	П
1.9			M&P-D, 98a	(700)	8.0	П
1.10			M&P-D, 98b	(700)	7.2	П
1.11		IIIb	P&L-90	669	(10)	П
1.12			K&N-89	(700)	13.7	П
1.13		IV	H-80	(800)	14.1	Э
1.14		V	F&G-91a	585	(10)	Р
1.15			F&G-91b	794	(10)	Р
1.16			M&P-D, 98a	(700)	7.9	Р
1.17			M&P-D, 98b	(700)	7.0	Р
1.18		VI	GOPQ	**710**	**8.6**	Р
1.19			GCPQ	623	7.5	Р
1.20			M&P-D, 98a	(700)	6.4	Р
1.21			M&P-D, 98b	(700)	5.6	Р
1.22		VII	F&G-91a	663	(10)	Р
1.23			F&G-91b	752	(10)	Р
2.1	Дайка D4 метагаббро-норит, о-в Воротная Луда (табл. 2.22)	II	K&N-89	**(700)**	**14.2**	П
2.2		III	P-85	**789**	(15)	Э
2.3			H-80	(800)	**15.3**	Э
2.4		IV	F&G-91a	833	(14)	Р
2.5			F&G-91b	771	(14)	Р
2.6			M&P-D, 98a	**(800)**	**13.8**	Р
2.7			M&P-D, 98b	(800)	12.8	Р
2.8		V	P-85	**702**	**(10)**	Р
3.1	Дайка D12 позднее метагаббро, о-в Избная Луда (табл. 2.21)	Ib	GCPQ	**808**	**13.4**	Р(Г)
3.2		IIa	GCPQ	**675**	**9.2**	Р
3.3		IIb	P-85	**707**	**(10)**	Р
3.4		III	H&B-94a	**696**	(12)	Р
3.5			H&B-94b	650	(12)	Р
3.6			K&S-90a	(700)	12.2	Р
3.7			K&S-90b	(700)	**11.6**	Р
4.1	Дайка D17 раннее метагаббро, мыс Варгас (табл. 2.21)	IIa	GCPQ	**737**	**11.0**	Р
4.2			M&P-D, 98a	(700)	13.1	Р
4.3			M&P-D, 98b	(700)	11.8	Р

Таблица 2.23. Окончание

Номера оценок *PT*-параметров	Образец	Ассоциация*	Сенсор**	*T*, °C	*P*, кбар	Стадии***
4.4	Дайка D17 раннее метагаббро, мыс Варгас (табл. 2.21)	IIb	GCPQ	**679**	**9.6**	P
4.5			M&P-D, 98a	(700)	9.2	P
4.6			M&P-D, 98b	(700)	8.2	P
5.1	Дайка D17 раннее метагаббро, отбудинированный фрагмент, мыс Варгас (табл. 2.21)	III	H&B-94a	683	(10)	P
5.2			H&B-94b	**687**	(10)	P
5.3			K&S-90a	(700)	10.4	P
5.4			K&S-90b	(700)	**9.6**	P

* Характеристику минеральных ассоциаций см. в табл. 2.21 и 2.22.

** Сенсоры:

F&G-91 a,b — Opx-Cpx геотермометр ([Fonarev, Graphchikov, 1991], дву- и мономинеральный, соответственно);

GCPQ и GOPQ — Grt-Cpx-Pl-Qtz и Grt-Opx-Pl-Qtz геотермобарометры согласованной системы программы TPF, соответственно;

H&B-94 a,b — Hbl-Pl-Qtz и Hbl-Pl геотермометры, соответственно [Holland, Blundy, 1994];

H-80 — Cpx-Pl-Qtz геобарометр [Holland, 1980];

H-84 — Grt-Opx геобарометр [Harley, 1984];

I-75 — пижонитовый геотермометр [Ishii, 1975];

K&N-89 — Grt-Pl-Ky-Qtz геобарометр [Koziol, Newton, 1989];

K&S-90 a,b — Grt-Hbl-Pl-Qtz геобарометр ([Kohn, Spear, 1990], Mg и Fe эквиваленты, соответственно);

L-83 — графический пироксеновый геотермометр для сечения по давлению 5 кбар [Lindsley, 1983];

M&P-D-98 a,b — Cpx-Pl-Qtz геобарометр ([McCarthy, Patiño Douce, 1998], уравнения 5 и 7, соответственно);

P&L-83 — Grt-Bt геотермометр [Perchuk, Lavrent'eva, 1983];

P&L-90 — Grt-Opx геотермометр [Perchuk, Lavrent'eva, 1990].

P-85 — Grt-Cpx геотермометр [Powell, 1985];

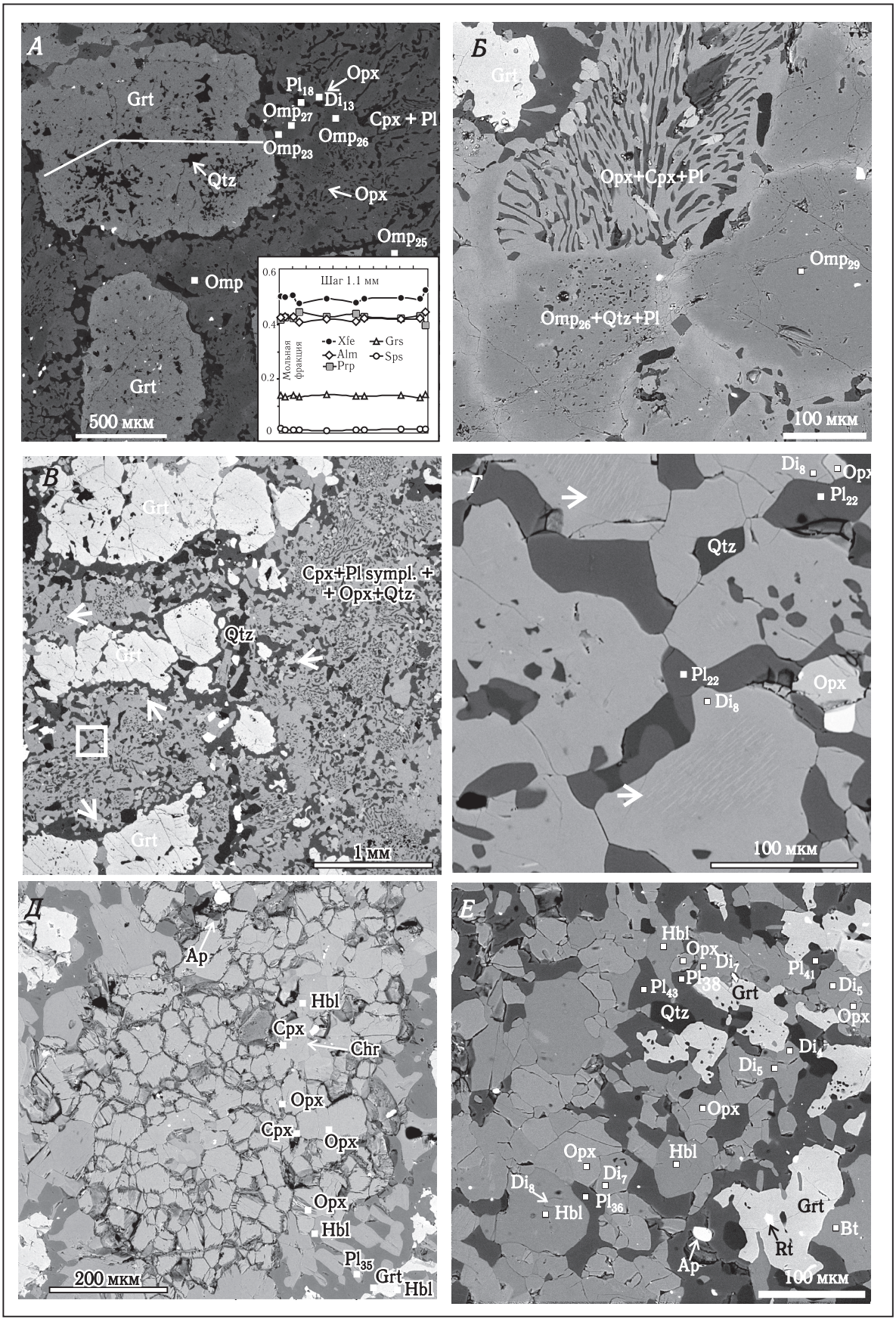
*** Стадии: М — магматическая; пМ — постмагматическая; П — проградная; Э — эклогитовая (минимальное давление для заданной температуры); Р — ретроградная (в том числе, Р(Г) — гранулитовая).

Примечание. Выделенные жирным шрифтом значения температуры и давления использованы для реконструкции метаморфической эволюции. Задаваемые значения *P* или *T* для расчета другого параметра заключены в скобки.

Этот минеральный парагенезис был сформирован в условиях гранулитовой фации повышенных давлений при температуре 808°C и давлении 13.4 кбар (см. табл. 2.23). На контактах даек и при пересечении даек зонами тектонических деформаций наблюдаются характерные для даек всех генераций зоны амфиболитизации. В этих зонах наблюдаются плагиоклаз-роговообманковые симплектиты и линейные зоны перекристаллизации крупнозернистого граната в мелкозернистый агрегат (см. рис. 2.100, *В*, *Г*). Следует отметить, что минеральный состав и текстуры метагаббро поздней и ранней генераций практически не различаются.

Вмещающие гранито-гнейсы и приконтактовые зоны даек. Одной из особенностей Гридинского дайкового поля является бросающееся в глаза (однако, как показано ниже, в значительной степени кажущееся) несоответствие *PT*-параметров высокоградных метаморфических преобразований даек и *PT*-параметров метаморфизма на уровне амфиболитовой фации, которые фиксируются во вмещающих гранито-гнейсах. В опубликованных работах исследователи пытаются решить этот краеугольный вопрос разными, порой нетривиальными способами [Володичев и др., 2005; Травин, Козлова, 2005; Козловский и др., 2007].

Этот парадокс, впрочем, характерен для многих эклогитсодержащих комплексов различного возраста и географического положения (например: [Rubie 1986; Kienast, Pognante, 1988; Ernst et al. 1998; и др.]). Свидетельства высокобарных условий во вмещающих гнейсах, затушеванные последующими ретроградными преобразованиями, иногда удается установить с помощью минералов-


А
Grt
Pl18
Opx
Di13
Omp27
Cpx + Pl
Omp26
Omp23
Qtz
Opx
Omp25
Omp
Grt
500 мкм
Шаг 1.1 мм
Мольная фракция
Xfe
Grs
Alm
Sps
Prp
Б
Grt
Opx+Cpx+Pl
Omp29
Omp26+Qtz+Pl
100 мкм
В
Grt
Cpx+Pl sympl. +
+ Opx+Qtz
Qtz
Grt
Grt
1 мм
Г
Di8
Opx
Pl22
Qtz
Pl22
Opx
Di8
100 мкм
Д
Ap
Hbl
Cpx
Chr
Opx
Cpx
Opx
Opx
Hbl
Pl35
Grt
Hbl
200 мкм
Е
Hbl
Opx
Di7
Pl41
Pl43
Pl38
Grt
Di5
Qtz
Opx
Di7
Di5
Opx
Opx
Hbl
Di8
Di7
Hbl
Pl36
Grt
Bt
Rt
Ap
100 мкм

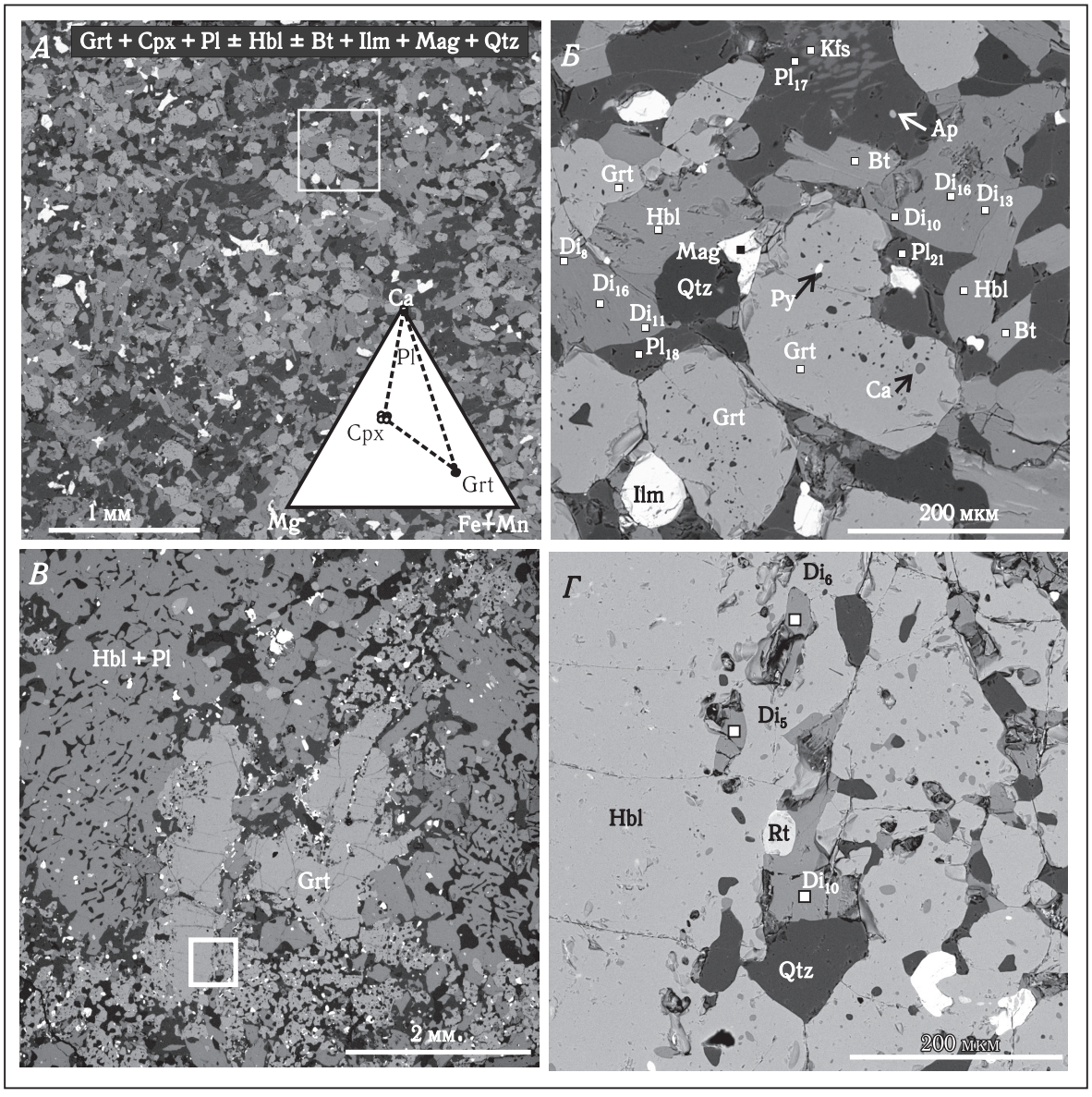


Рис. 2.100. Метаморфические минеральные ассоциации в поздних метагаббро, дайка D12, о-в Избная Луда (изображения в отраженных электронах)

А, *Б* — массивные равномернозернистые породы с гранобластовой структурой, сложенные гранатом, клинопироксеном и плагиоклазом (± амфибол), реликты магматических структур и минералов отсутствуют; *В*, *Г* — зоны амфиболитизации по контактам даек: плагиоклаз-роговообманковые симплектиты и линейные зоны перекристаллизации крупнозернистого граната в мелкозернистый агрегат

⇐

Рис. 2.99. Метаморфические минеральные парагенезисы в дайках метагаббро-норитов поздней генерации (изображения в отраженных электронах)

А — гранат-омфацитовый эклогитовый парагенезис (дайка D4, о-в Воротная Луда), на врезке показан композиционный профиль граната вдоль белой линии; *Б* — гранат-омфацитовый эклогитовый парагенезис (обр. D54а, дайка D4, о-в Воротная Луда): представлены ортопироксен-клинопироксен-плагиоклазовые симплектиты по омфациту, омфацит без включений и омфацит с кварцевыми родами; *В* — клинопироксен-плагиоклазовые симплектиты (псевдоморфозы по омфациту) и короны вокруг граната с участием ортопироксена (указано стрелками) (дайка D4, о-в Воротная Луда); *Г* — увеличенное изображение участка, выделенного на фрагменте *В* белым квадратом: клинопироксен-плагиоклазовые симплектиты (псевдоморфозы по омфациту) с ортопироксеном, стрелки указывают на ламели ортопироксена в клинопироксене; *Д* — начало гранулитизации: амфибол-двупироксеновый агрегат с гранобластовой структурой (дайка D14, о-в Избная Луда); *Е* — амфибол-двупироксен-плагиоклазовый гранулит (дайка D56, о-в Воротная Луда)

Таблица 2.24. Представительные анализы минералов приконтактовых зон даек метагаббро и метагаббро-норитов Гридино

Компонент	Ксенолит гнейсов в позднем метагаббро, дайка D12, о-в Избная Луда						Контакт гнейсов обрамления и дайки ранних метагаббро-норитов, дайка D14, о-в Избная Луда								
	I*			II			I			II			III		
	Grt 23**	Hbl 18	Pl 16	Grt 8	Bt 4	Pl 5	HBL	BT	PL	Grt 21	Hbl 22	Pl 20	Grt 3	BT	PL
Оксиды															
SiO_2	37.04	40.89	60.64	37.36	35.78	61.06	43.51	38.04	61.84	37.60	43.34	61.17	38.18	35.20	63.37
TiO_2	0	1.83	0	0.01	5.21	0	0.88	1.77	0.01	0.13	1.21	0	0.01	5.54	0.03
Al_2O_3	21.36	13.00	24.69	21.63	14.35	24.86	12.98	15.43	23.79	21.19	12.20	24.25	21.36	14.82	22.71
Cr_2O_3	0	0.83	0	0	0.03	0	0.26	0.05	0.01	0.04	0.14	0.03	0.06	0.04	0.09
FeO***	28.13	17.10	0.50	27.27	17.59	0	13.30	13.08	0.19	28.18	15.19	0.31	26.99	19.65	0.12
MnO	1.05	0.15	0.16	0.30	0.09	0	0.22	0.01	0.06	2.31	0.11	0	1.17	0.01	0.03
MgO	3.97	9.98	0	4.35	12.22	0	12.36	16.87	0	4.53	11.46	0	4.06	10.37	0
CaO	8.46	11.28	5.83	9.03	0.10	5.70	11.69	0.06	5.06	6.01	11.47	5.53	8.17	0.02	3.84
Na_2O	0	1.36	8	0	0	8.02	1.44	0.04	8.90	0	1.47	8.60	0	0.13	9.35
K_2O	0	1.57	0.18	0.04	9.63	0.36	1.37	9.67	0.14	0.02	1.39	0.11	0	9.23	0.46
Сумма	100	98	100	100	95	100	98	95	100	100	98	100	100	95	100
Катионы															
Si	2.939	6.179	2.701	2.945	2.732	2.711	6.410	2.819	2.747	2.976	6.443	2.721	3.003	2.709	2.806
Al IV	0.061	1.821	1.296	0.055	1.268	1.301	1.590	1.181	1.245	0.024	1.557	1.271	0	1.291	1.185
Al VI	1.936	0.494	0	1.955	0.024	0	0.663	0.167	0	1.952	0.580	0	1.980	0.054	0
Ti	0	0.208	0	0.001	0.299	0	0.098	0.098	0	0.008	0.135	0	0.001	0.321	0.001
Cr	0	0.100	0	0	0.002	0	0.030	0.003	0	0.002	0.017	0.001	0.004	0.002	0.003
Fe^{2+}	1.866	2.161	0.019	1.798	1.123	0	1.638	0.810	0.007	1.865	1.888	0.012	1.775	1.265	0.005
Mn	0.070	0.019	0.006	0.020	0.006	0	0.027	0	0.002	0.155	0.014	0	0.078	0	0.001
Mg	0.470	2.247	0	0.511	1.391	0	2.715	1.864	0	0.534	2.540	0	0.476	1.190	0
Ca	0.719	1.826	0.278	0.763	0.008	0.271	1.845	0.004	0.241	0.509	1.827	0.263	0.689	0.002	0.182
Na	0	0.400	0.691	0	0	0.690	0.411	0.006	0.766	0	0.425	0.741	0	0.019	0.803
K	0	0.303	0.010	0.004	0.938	0.021	0.257	0.914	0.008	0.002	0.264	0.006	0	0.906	0.026
Сумма	8.062	15.760	5.001	8.051	7.791	4.994	15.684	7.867	5.017	8.028	15.690	5.016	8.005	7.759	5.013
X′	0.799	0.490	0.284	0.779	0.447	0.276	0.376	0.303	0.237	0.777	0.426	0.261	0.789	0.515	0.180

* Для метагаббро ассоциация I охарактеризована непосредственно в дайке, ассоциация II — в ксенолите гнейса. Для метагаббро-норита: ассоциация I — средние составы гомогенных минералов в дайке, ассоциация II — зона контакта дайки и гнейса, ассоциация III — средние составы гомогенных минералов в гнейсе.

** Цифры рядом с аббревиатурой минерала — порядковый номер микрозондового анализа в шлифе.

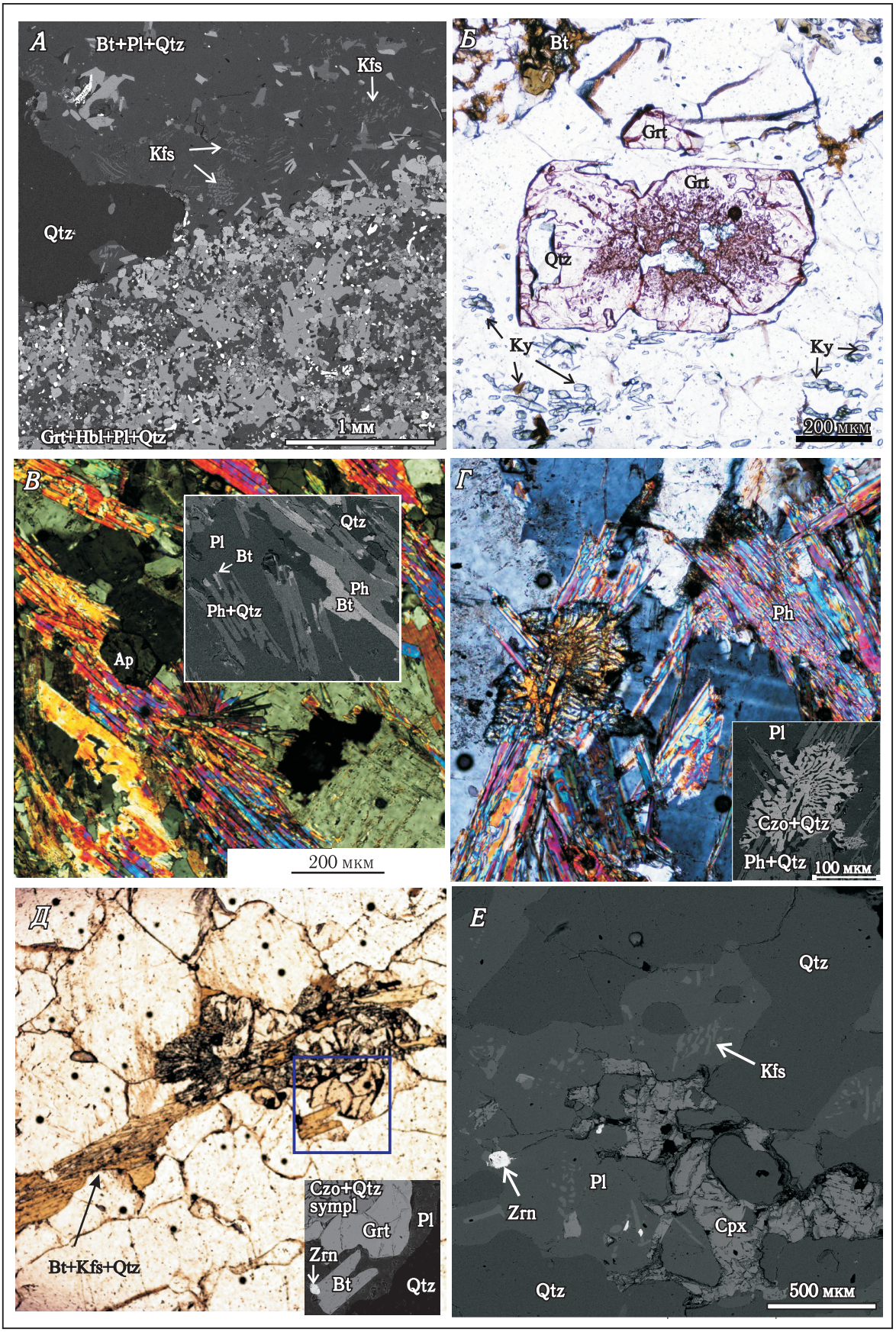
*** Все железо в виде FeO.

Примечание. Кристаллохимические формулы рассчитаны кислородным методом: гранат на 12 атомов кислорода, биотит — 11, роговая обманка — 23, плагиоклаз — 8.

X′ равны отношению Fe/(Fe + Mg) для темноцветных минералов или X_{An} = Ca/(Ca + Na + K) в плагиоклазе.

узников (алмаза, коэсита) в гранатах, цирконах и монацитах кислых гнейсов и некоторыми другими способами.

Изучение минеральных парагенезисов в преобразованных в амфиболиты краевых частях даек (см. рис. 2.93, *Г*) и в непосредственно контактирующих с ними гранито-гнейсах чаще всего свидетельствует о совпадении *PT*-параметров метаморфических равновесий, отвечающих условиям амфиболитовой фации. На рис. 2.101, *А* (см. цв. вкл.) показано изображение контакта дайки под электронным микроскопом. На фотографии хорошо видна реакционная гранатовая (светло-серое) кайма на границе амфиболитов в


А
Bt+Pl+Qtz
Kfs
Kfs
Qtz
Grt+Hbl+Pl+Qtz
1 мм
Б
Bt
Grt
Grt
Qtz
Ky
Ky
200 мкм
В
Qtz
Pl
Bt
Ph
Ph+Qtz
Bt
Ap
200 мкм
Г
Ph
Pl
Czo+Qtz
Ph+Qtz
100 мкм
Д
Bt+Kfs+Qtz
Czo+Qtz
sympl
Grt
Pl
Zrn
Bt
Qtz
Е
Qtz
Kfs
Zrn
Pl
Cpx
Qtz
500 мкм

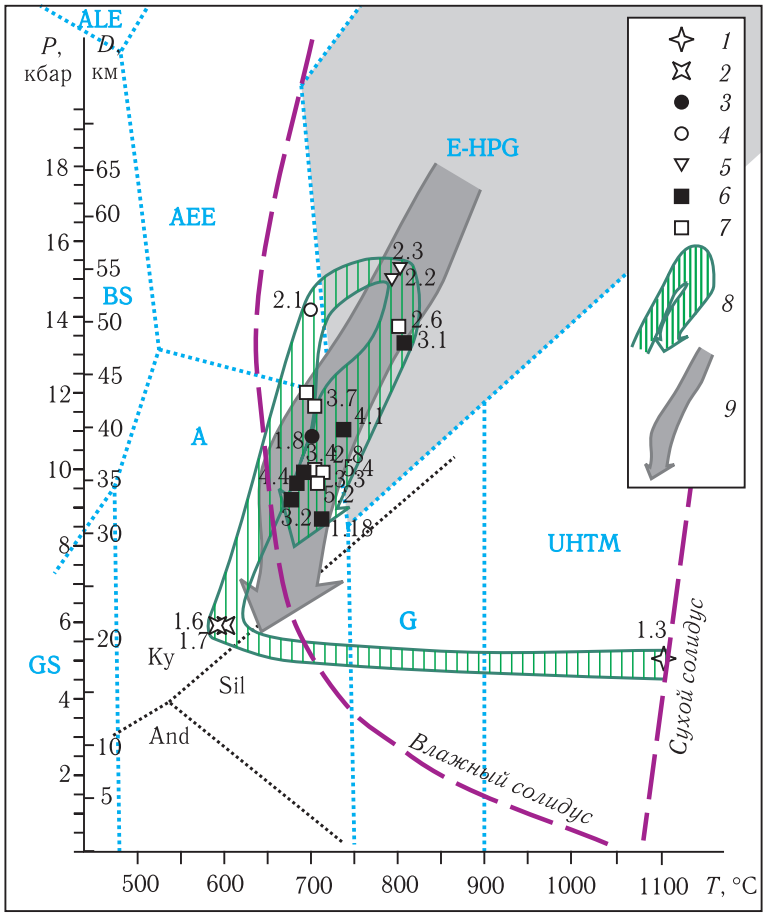


Рис. 2.102. Метаморфическая эволюция эклогитов района Гридино (см. табл. 2.23)

Обозначения полей метаморфических фаций (по [Brown, 2009]): BS — голубых сланцев, AEE — амфибол-эпидотовых эклогитов, ALE — амфибол-лавсонитовых эклогитов, GS — зеленых сланцев, A — амфиболитовая, G — гранулитовая, E-HPG — среднетемпературных эклогитов — высокобарных гранулитов, UHTM — сверхвысокотемпературная область гранулитовой фации

Точки *PT*-параметров минеральных равновесий, полученные по независимым оценкам *P* и *T*, обозначены залитыми знаками; точки, полученные только по одной из оценок, сопоставленной с предполагаемой оценкой второго параметра, показаны незалитыми знаками. Около знаков подписаны номера оценок по табл. 2.23

Оценки *PT*-равновесий: *1*–*7* — стадии: *1* — магматическая, *2* — постмагматическая, *3*, *4* — проградная, *5* — эклогитовая, *6*, *7* — ретроградная, в том числе с образованием минеральных парагенезисов гранулитовой фации; *8*, *9* — *PT-t*-траектории: *8* — для эклогитизированных даек, *9* — для предположительно субдукционных эклогитов (по [Володичев и др., 2004, 2005])

⇐

Рис. 2.101. Минеральные ассоциации и метаморфические преобразования в приконтактовых частях даек и во вмещающих гранито-гнейсах

А — контакт дайки метагаббро D12 с ксенолитом гнейсов, изображение в отраженных электронах; цепочки кристаллов граната (светло-серый цвет) размещены вдоль границы пород в центральной части шлифа; *Б* — микрофотография кианит-гранат-биотитовых гнейсов, николи параллельны (обр. D43, о-в Воротная Луда); *В* — микрофотография (николи скрещены) и BSE изображение фенгитсодержащей лейкосомы (обр. D17-6, мыс Варгас); *Г* — микрофотография (николи скрещены) и BSE изображение фенгитсодержащей лейкосомы (обр. D17-4, мыс Варгас); округлое выделение клиноцоизит-кварцевых симплектитов равновесно с расщепленным агрегатом листочков фенгита; *Д* — микрофотография (николи параллельны) и BSE изображение гранулитовой минеральной ассоциации по фенгитсодержащей лейкосоме (обр. D17-7b, мыс Варгас) (пояснения см. в тексте); *Е* — BSE изображение клинопироксена в гранулитовой ассоциации (обр. D17-7b, мыс Варгас) (пояснение см. в тексте)

Таблица 2.25. *PT*-параметры метаморфизма приконтактовых зон даек метагаббро-норита и метагаббро Гридино

Образец	Ассоциация*	Сенсор**	*T*, °C	*P*, кбар	Стадии***
Дайка D14 метагаббро-норит	I	H&B-94a	**652**	**(10)**	P
		H&B-94b	533	(10)	P
	II	H&B-94a	**664**	(10)	P
		H&B-94b	561	(10)	P
		K&S-90a	(700)	9.0	P
		K&S-90b	(700)	**9.6**	P
Гнейс в экзоконтакте дайки D14	III	GB	704	(10)	P
Дайка D12 метагаббро поздней генерации	I	H&B-94a	**726**	(10)	P
		H&B-94b	664	(10)	P
		K&S-90a	(700)	10.6	P
		K&S-90b	(700)	**10.7**	P
Ксенолит гнейсов	II	GB	685	(10)	P

* Характеристику минеральных ассоциаций см. в табл. 2.24.

** Сенсоры:

H&B-94 a,b — Hbl-Pl-Qtz и Hbl-Pl геотермометры, соответственно [Holland, Blundy, 1994];

GB — Grt-Bt геотермометр согласованной системы программы TPF;

K&S-90 a,b — Grt-Hbl-Pl-Qtz геобарометр ([Kohn, Spear, 1990] Mg и Fe эквиваленты, соответственно).

*** Стадии: P — ретроградная.

Примечание. Выделенные жирным шрифтом значения температуры и давления использованы для реконструкции метаморфической эволюции. Задаваемые значения *P* или *T* для расчета другого параметра заключены в скобки.

эндоконтакте дайки и вмещающих гнейсов. Составы минералов в амфиболитах и дайке представлены в табл. 2.24. В табл. 2.25 представлены *PT*-параметры метаморфизма гнейсов и дайки на контакте, соответствующие приблизительно 600–700°C при давлении 9–10 кбар.

В отдельных случаях в гранито-гнейсах и гранитоидах, вмещающих дайки Гридинского роя, удается зафиксировать реликты высокобарных минеральных парагенезисов. В частности, в тоналитовых гнейсах были исследованы высокобарические гранулитовые ассоциации, представленные кианит-гранатовыми минеральными парагенезисами (см. рис. 2.101, *Б*).

Показательные эклогитовые и гранулитовые минеральные парагенезисы были обнаружены и исследованы в составе фенгитсодержащей гранитной лейкосомы, расщепляющей дайку метагаббро D17 в зоне деформаций. Реликтовые магматические парагенезисы, сформированные в высокобарических условиях, представлены радиально-лучистыми и расщепленными агрегатами титан- и барийсодержащих фенгитов (3.15–3.20 катионов Si на 11 атомов O; см. табл. 2.25 и рис. 2.101, *В*), сосуществующими с кварцем и калиевым полевым шпатом в равновесии с клиноцоизитом, а также округлыми выделениями клиноцоизит-кварцевых симплектитов (см. рис. 2.101, *Г*) в ассоциации с калиевым и калий-бариевым полевыми шпатами и кислыми плагиоклазами магматического облика. В составе породы встречаются мирмекиты. Подобные клиноцоизит-кварцевые симплектиты известны в ультравысокобарическом метаморфическом комплексе Кокчетавского массива Северного Казахстана в алмазсодержащих клиноцоизитовых гнейсах [Korsakov et al., 2002; Корсаков и др., 2006].

Оценка давления по составу фенгитов с использованием геобарометра [Caddick, Thompson, 2008] составляет приблизительно 14–20 кбар для температуры 650°C и, вероятно, отвечает условиям синметаморфической кристаллизации гранитной выплавки при параметрах эклогитовой фации. В шлифах удается наблюдать реакционные взаимоотношения: по фенгитам развивается биотит, вокруг которого, в свою очередь, формируется калишпатовые каймы (см. рис. 2.101, *Д*). По клиноцоизит-кварцевым симплектитам развиваются гранат и клинопироксен (см. рис. 2.101, *Д*, *Е*). В таких примерах все плагиоклазы имеют структуры распада с выделением калие-

вого полевого шпата. По-видимому, эти реакционные взаимоотношения связаны с понижением давления и повышением температуры, что характерно для проградной декомпрессии в условиях гранулитовой фации. Оценка температуры формирования новообразованных минералов по Bt-Grt и Grt-Cpx термометрам (при условии, что гранат и клинопироксен равновесны) составила 750–800°C. Давление по Grt-Cpx-Pl-Qtz (при таком же допущении) составляет ~10–12 кбар. Оценки давления параметров для завершающей стадии составляют 8–9 кбар при 600–650°C.

Вычисленные параметры температур и давлений, характеризующих условия минералообразования в эволюции даек суммированы в табл. 2.24. Дополнительно в табл. 2.25 охарактеризованы *PT*-параметры ретроградного метаморфизма в краевых частях даек и вмещающих гнейсах.

История минеральных преобразований в породах даек включает пять стадий: предшествовавшую метаморфизму магматическую; далее стадии метаморфизма: проградная, эклогитовая; ретроградная в условиях гранулитовой фации повышенных давлений и ретроградная в условиях амфиболитовой фации.

Последовательность метаморфических преобразований наиболее полно и исчерпывающе отражена в дайках метагаббро-норитов обеих генераций. Напротив, следы магматической и проградной стадий в исследованной дайке раннего метагаббро D17 полностью стерты. Какая-либо закономерность в уровне сохранности минеральных парагенезисов тех или иных стадий метаморфической эволюции отсутствует. Так, например, недеформированная дайка D12 на о-ве Избная Луда, образованная метагаббро поздней генерации, пересекает ранние метагаббро-нориты дайки D11 (см. рис. 2.78). При этом в дайке метагаббро-норитов сохраняются реликты магматических минералов, тогда как магматическая порода молодой дайки полностью перекристаллизована и дайка сложена гранат-клинопироксен-плагиоклазовым минеральным агрегатом, сформированным в условиях гранулитовой фации повышенных давлений.

На рис. 2.102 изображен совокупный петлеобразный *PT*-тренд метаморфических преобразований даек Гридинского поля, построенный на основе оценок, представленных в табл. 2.23. Здесь же приведен тренд для линзовидных будинообразных тел эклогитов района с. Гридино, для которых предполагается субдукционное происхождение (по данным О.И. Володичева с соавторами [2004]). Первый из названных трендов включает: 1) оценку *PT*-параметров наиболее ранней, магматической, стадии; 2) стадию субизобарического охлаждения; 3) прогрессивную стадию (погружение, зафиксированное значительным ростом давления при относительно небольшом повышении температуры); 4) регрессивную стадию (подъем, сопровождавшийся резким спадом давления при незначительном снижении температуры). Для эклогитов, образующих линзовидные включения в породах тектонического меланжа, показана только регрессивная ветвь, признаки прогрессивных минеральных преобразований не были установлены (см. в [Володичев и др., 2004, 2005]). *PT*-эволюция регрессивных (декомпрессионных) стадий обоих трендов практически полностью совпадает.

К сказанному следует добавить, что петлеобразный *PT*-тренд, характеризующий прогрессивную и регрессивную ветви истории минеральных преобразований субдукционных эклогитов Салмы (см. рис. 2.47) практически в точности повторяют траекторию *PT*-параметров эклогитизированных даек Гридино за исключением первых двух стадий — магматической и стадии субизобрического охлаждения, непосредственно последовавшего за внедрением мафитового расплава.

Прогрессивные преобразования пород эклогитовой ассоциации Салмы и эклогитизированных даек Гридино и декомпрессионные преобразования во всех трех случаях характеризуются крутым субизотермическим наклоном с небольшим градиентом температуры при значительном изменении давления. Эта особенность свидетельствует о быстром перемещении (погружении и, в свою очередь, подъеме) соответствующих областей коры: скорость перемещения обеспечивала весьма незначительное изменение температур вовлеченных в перемещения горных пород. Очевидная близость декомпрессионных трендов предполагает субсинхронное и взаимосвязанное развитие рассматриваемых процессов.

Геохронология

Ранее опубликованные и вновь полученные геохронологические данные, характеризующие породы эклогитовой ассоциации Гридино, к настоящему времени образуют реальную базу для обсуждения возраста и последовательности формирования отдельных компонентов этой ассоциации.

Эклогиты субдукционного типа (о-в Столбиха) — 2721±8 млн лет, жила трондьемитов, секущая структуру меланжа — 2701±8 млн лет [Володичев и др., 2004]. Оценка возраста эклогитов получена для фракции овально-округлых кристаллов, сходных с «гранулитовыми» цирконами в охарактеризованной выше пробе S-298/107 из эклогитовой ассоциации Салмы.

Датирована *интрузия габбро* — 2.71±0.03 млрд лет (U-Pb SHRIMP-II по цирконам [Слабунов и др., 2008]). Цирконы этой фракции «характеризуются относительно высокими содержаниями U и Th. Цирконы с такими свойствами могут формироваться на магматической стадии кристаллизации габброидов» (с. 796). Габбро включает также еще две популяции циркона с возрастами 2.82–2.79 и 2.74±0.02 млрд лет, близкие по своим структурным и геохимическим особенностям цирконам предыдущей фракции. Авторы публикации сравнивают их с цирконами гранитоидов и ТТГ гнейсов и предполагают, что эти кристаллы были захвачены мафитовой магмой при ассимиляции вмещающих пород.

Датирование *эклогитизированных мафитовых даек* предпринималось неоднократно. Оценка опубликованных результатов датирования, предлагаемая авторами публикаций, как нам представляется, не является однозначной и заслуживает специального обсуждения.

На о-ве Высокий в Великой Губе Белого моря были датированы U-Pb изохронным методом так называемые «габброидные» цирконы из кианитовых симплектитовых эклогитов, образованных по габбро-норитам II генерации (по «поздним габбро-норитам» в терминах, принятых в нашей работе). Возраст очень небольшой фракции цирконов составил 2.42±0.01 млрд лет [Слабунов и др., 2003]. По мнению авторов, на магматическое происхождение датированного циркона указывает «содержание урана в цирконах исключительно низкое, что также характерно для цирконов основных пород» (с. 466).

Цирконы, выделенные из *дайки габбро-норита* в районе с. Гридино (U-Pb SHRIMP-II [Володичев и др., 2009]), представлены четырмя популяциями. Тонкозональные ядра кристаллов, датированные 2.84–2.62 млрд лет, рассматриваются в качестве захваченных («ксеногенных»). Темноокрашенные удлиненные цирконы с высокими содержаниями U и Th охарактеризованы конкордантным возрастом 2.39±0.01 млрд лет, который рассматривается как возраст магматической стадии. Округлые мультифасеточные цирконы с возрастами 2.35±0.02 и 1.91±0.01 млрд лет интерпретируются как метаморфогенные. Авторы названной публикации предполагают, что возраст интрузивного магматизма и последовавшего эклогитового метаморфизма дают цирконы, датированные 2.39 и 2.35 млрд лет, а цирконы с возрастом 1.91 млрд лет кристаллизовались в связи амфиболизацией эклогитов.

Как следует из цитированных данных, возможность селекции магматических цирконов по геохимическим признакам весьма проблематична. Впрочем, авторы перечисленных публикаций не делают секрета: главным признаком «габброидных» и «эклогитовых» цирконов является соответствие возраста выбранной популяции кристаллов некоторому заранее определенному интервалу времени — ранне-палеопротерозойскому или неоархейскому. Кристаллы циркона, не попадающие хотя бы приблизительно в априорно избранные рамки, рассматриваются в качестве «захваченных» или «наложенных». Кроме того, вовсе за рамками обсуждения оказывается возможность отсутствия цирконов, датирующих интересующее событие. В этой связи стоит напомнить, что в геохронологически обстоятельно исследованных эклогитах Салмы цирконы, датирующие эклогитовый метаморфизм, пока не обнаружены, а мафитовые эклогиты-гранулиты лишены и магматических, и эклогитовых цирконов (см. раздел 2.1.6.1).

Ниже приведены *новые данные*, позволяющие охарактеризовать возраст мафитовых даек Гридинского поля и вмещающих гранитогнейсов. Прежде чем обратиться к рассмотрению новых результатов геохронологических исследований, необходимо еще раз подчеркнуть, что широко распространенные в публикациях указания на палеопротерозойский возраст эклогитизированных мафитовых даек района с. Гридино [Володичев и др., 2005; Степанова, Степанов, 2005; Степанов, Степанова, 2006] базируются исключительно на предполагаемой сопоставимости по особенностям состава даек с надежно датированными палеопротерозойскими интрузивами комплекса друзитов. Однако, как следует из приведенных выше результатов сравнительного исследования эклогитизированных мафитовых даек Гридинского поля и интрузивных тел комплекса друзитов, их геохимические особенности характеризуются существенными различиями. Этот вывод не позволил нам априори принять представление о палеопротерозойском возрасте Гридинских даек. Авторами данного раздела были предприняты дополнительные попытки датирования [Докукина и

Таблица 2.26. Изотопные Th-U-Pb данные и возраст цирконов из дайки метагаббро D17-1 (мыс Варгас), полученные методом SHRIMP-II

Номер анализа	$^{206}Pb_c$%	Содержания, *ppm*			$^{232}Th/^{238}U$	Исправленные изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет
		U	Th	$^{206}Pb^*$		$^{207}Pb/^{235}U$	± %	$^{206}Pb/^{238}U$	± %		
D-17-1.1.1	0.32	159	33	71.1	0.21	14.150	1.70	0.5179	0.80	0.46	2811±25
D-17-1.2.1	0.65	313	270	62.0	0.89	5.816	1.40	0.2287	0.69	0.50	2693±19
D-17-1.3.1	0.53	94	28	14.5	0.31	1.750	4.70	0.1785	1.30	0.27	960±92
D-17-1.4.1	0.08	131	79	69.2	0.63	18.930	1.30	0.6159	0.85	0.66	3002±15
D-17-1.5.1	0.18	273	31	126.0	0.12	13.870	1.40	0.5350	0.65	0.48	2725±20
D-17-1.6.1	0.05	347	182	154.0	0.54	14.060	0.86	0.5168	0.61	0.71	2804.2±10
D-17-1.7.1	0.09	229	14	98.5	0.06	12.710	1.20	0.5000	0.72	0.62	2692±15
D-17-1.8.1	–	154	108	68.5	0.72	13.540	1.20	0.5192	0.84	0.68	2735±15
D-17-1.9.1	–	407	247	185.0	0.63	15.290	0.77	0.5304	0.56	0.73	2898.2±8.6
D-17-1.10.1	0.68	131	81	51.3	0.64	9.560	2.00	0.4526	0.97	0.49	2382±29
D-17-1.11.1	0.39	82	58	32.4	0.72	10.000	2.20	0.4571	1.20	0.54	2441±31
D-17-1.12.1	0.07	58	24	26.9	0.44	15.000	1.90	0.5407	1.30	0.69	2836±23

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ. Pb_c и Pb* — обыкновенный и радиогенный свинец, соответственно. Ошибка при калибровке стандарта от 0.37 до 0.91%. Поправка на обычный свинец введена с использованием измеренных значений 204Pb. Здесь и далее Rho — коэффициент корреляции дискордантных точек.

др., 2009, 2010]. Для оценки возраста дайки «древних» метагаббро на мысе Варгас были отобраны две пробы: первая (D17-1) — из эклогитизированного метагаббро непосредственно из дайки, на участке где она отчетливо пересекает полосчатость вмещающих гнейсов, вторая (D17-4) — из расщепляющей ту же дайку кварц-полевошпатовой лейкосомы (см. рис. 2.92).

Методика исследований

Локальное U-Pb датирование цирконов на вторично-ионном масс-спектрометре (ионном микрозонде) SIMS SHRIMP-II проводилось в ЦИИ ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). Кроме того, в ГИ КНЦ РАН (Апатиты) были выполнены *традиционным методом U-Pb изотопные анализы циркона* из кварц-полевошпатовой лейкосомы и гранат-биотитовых гнейсов (Т.Б. Баянова, Т.В. Каулина). *Sm-Nd изотопнгые исследования* были выполнены Т.В. Каулиной как для пород в целом, так и для породообразующих минералов в ГИ Кольского НЦ РАН (г. Апатиты, Мурманская область).

Методика измерений охарактеризована выше в разделе 2.1.6.1.

U-Pb датирование циркона

Проба D17-1 — метагаббро [Докукина и др., 2010]. Двенадцать зерен циркона из обр. D17-1, датированного SHRIMP-II, дали широкий диапазон значений — от 1.0 до 3.0 млрд лет (табл. 2.26, рис. 2.103). Большинство точек сосредоточено около конкордии приблизительно в интервале от 2600 до 2850 млн лет — практически так же, как на аналогичной диаграмме, характеризующей возраст интрузий габбро [Слабунов и др., 2008]. Возраст двух выделяющихся популяций циркона оценен датами 2.82±0.04 и 2.72±0.02 млрд лет. Более древняя популяция характеризуется морфологическими и геохимическими чертами сходства с магматическими цирконами, в том числе — с цирконами вмещающих тоналитовых гнейсов. Цирконы молодой генерации представлены мультифасеточными метаморфическими кристаллами с низкими концентрациями Th и соответственно с низкими (характерными для метаморфических цирконов) значениями Th/U отношения (0.06–0.12, в

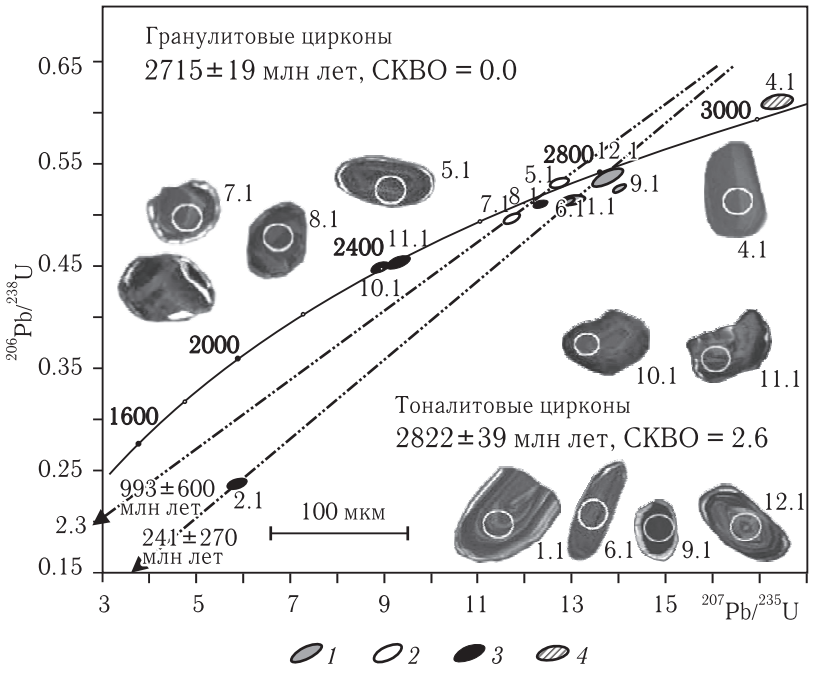


Рис. 2.103. Оценки U-Pb возраста цирконов из эклогитизированной и гранулитизированной дайки метагаббро (проба D17-1) (SHRIMP-II, Т.В. Каулина, ГИ КНЦ РАН)

Морфологические типы цирконов: *1* — тоналитовые, *2* — гранулитовые(?), *3* — неясного происхождения, *4* — габброидные(?)

одном зерне — 0.72), свойственными породам гранулитовой фации. Эти кристаллы по морфологии, внутренней структуре и возрасту более всего похожи на кристаллы «гранулитового» циркона аналогичного возраста (2.72±0.04 млрд лет) в пробе S-198/107 из эклогитов Салмы.

Оценивая происхождение округло-овальных мультифасеточных цирконов, мы имели в виду, что в пределах Беломорского пояса аналогичные по морфологии цирконы того же самого возраста связаны с ограниченно распространенными породами (дайками, интрузивами эндербитов, отчасти — с глиноземистыми гнейсами чупинской свиты), но весьма редки в широко распространенных ТТГ гнейсах и гранитах. Захват таких цирконов мафитовыми расплавами, сформировавшими Гридинские дайки, крайне мало вероятен. Более вероятно, что эти цирконы кристаллизовались в процессе метаморфических преобразований непосредственно в дайке метагаббро-норита. Если это верно, то полученная оценка 2.72±0.02 млрд лет характеризует возраст гранулитового метаморфизма дайки.

Отметим также зерно ксеногенного циркона (4.1), по морфологии и геохимии похожего на циркон магматического происхождения, с возрастом ~3.0 млрд лет (см. рис. 2.103 и рис. 2.58). Sm-Nd возраст по валовым пробам, рассчитанный по отношению к деплетированной мантии, T_{DM} равен ~3.3 млрд лет. Эти оценки могут указывать на контаминацию мафитового расплава веществом древней континентальной коры. Однако, поскольку нижняя граница возможного возраста дайки достоверно не охарактеризована, эти оценки могут указывать на относительную древность дайки метагаббро-норита.

Две сближенные конкордантные точки 10.1 и 11.1 с оценками 2.38±0.03 и 2.44±0.03 млрд лет отвечают похожим на двойники кристаллам с невысокими концентрациями Th и U и повышенными (магматическими) значениями Th/U отношения — 0.63–0.64. Происхождение этих кристаллов неясно. Можно было бы предположить, что именно эти цирконы дают возраст кристаллизации мафитового расплава, образовавшего дайку, тогда как другие группы образованы захваченными ксеногенными кристаллами.

Такому заключению препятствуют соображения, высказанные выше, и в еще большей степени — охарактеризованная ниже датировка жилки метатекта (лейкосомы), рассекающей дайку.

Проба D17-4 — кварц-полевошпатовая лейкосома. Диннопризматические высокоурановые (460–1800 *ppm*) цирконы из этой пробы более всего сопоставимы с цирконами пегматоидного генезиса. Датирование классическим U-Pb методом дало оценку возраста по верхнему пересечению с конкордией — 2634±5 млн лет (табл. 2.27, рис. 2.104). Эта дата ограничивает сверху время проявления эклогитового метаморфизма, поскольку лейкосома пронизывает уже сформи-

Таблица 2.27. Изотопные U-Pb данные и возраст цирконов из кварц-полевошпатовой лейкосомы (проба D17-4), расщепляющей дайку метагаббро D17-1 в участке ее деформации (мыс Варгас)

Номер анализа	Фракция, мкм	Навеска, мг	Содержание, *ppm*		Изотопный состав свинца*			Изотопные отношения**				Rho	Возраст, млн лет
			Pb	U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{207}Pb$	$^{206}Pb/^{208}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	± %	$^{206}Pb/^{238}U$	± %		
D17/4-11	150–200	3.9	250.8	471.8	1021	5.3020	18.3300	11.9631	0.78	0.4903	0.51	0.65	2625±10
D17/4-92	150–200	0.8	517.8	1835.5	1452	5.3638	31.7337	6.5689	1.79	0.2671	1.64	0.92	2638±12
D17/4-11-I	150–200	3.9	232.4	1285.0	1477	5.3829	25.2786	4.1694	1.05	0.1700	0.91	0.86	2633±9
D17-4	< 100	16.5	149.4	460.5	1819	5.2970	20.3500	7.6299	0.70	0.3033	0.70	0.80	2676±6
D17/4-6	< 100	0.8	443.2	1153.4	1278.0	5.3201	22.5000	8.8350	0.98	0.3591	0.95	0.87	2638±4

* Все отношения скорректированы на масс-фракционирование 0.18±0.06 amu для Pb, 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].

рованную дайку метагаббро, и, судя по реликтам высокобарной минеральной ассоциации, формировалась в условиях декомпрессии, т.е. позднее пика метаморфизма, отвечавшего эклогитовой фации. Геохимическая характеристика лейкосомы полностью согласуется с предполагаемым механизмом и временем ее формирования.

В целом, результаты датирования цирконов свидетельствуют о том, что внедрение дайки и эклогитовый метаморфизм дайки метагаббро D17 произошли между 2.84 и 2.73 млрд лет.

***Пробы D26* (*гранат-биотит-амфиболовый гнейс*), *B27* (*гранат-биотитовый гнейс*) *и D28* (*биотитовый гнейс*)** для U-Pb датирования цирконов традиционным методом были отобраны на специально выбранных участках геологической структуры, обнаженной на о-ве Избная Луда — в центральной и пограничных частях Центрального структурного домена (см. рис. 2.76). Цирконы представлены коротко- и длиннопризматическими кристаллами со слегка корродированной поверхностью и с тонкой осцилляторной зональностью, характерной для цирконов магматического генезиса. Цирконы с невысокими содержаниями U (32–136 *ppm*) и Pb (19–48 *ppm*) (табл. 2.28–2.30, рис. 2.105) дали последовательность оценок неоархейского возраста: D26 — 2.82±0.01 млрд лет (2816±8 млн лет), D28 — 2.77±0.02 млрд лет (2771±18 млн лет), D27 — 2.69±0.01 млрд лет (2689±14 млн лет). Полученные результаты, против ожидания, не фиксируют более древнего возраста в центральной части этого домена по сравнению с пограничными участками, которые, несомненно, подверглись более поздней перекристаллизации.

Две более древние оценки, 2.82 и 2.77 млрд лет, в пределах возрастных вариаций и аналитической погрешности попадают приблизительно в интервал формирования дозеленокаменного гранито-гнейсового комплекса Инари-Кольского микроконтинента и, в частности, Южно-Кольской активной окраины этого микроконтинента. Дата 2.69 млрд лет отвечает интервалу формирования «молодых» гранитов Хетоламбинского и Водлозерского микроконтинентов. В принципе, тому же периоду отвечает и формирование кварц-полевошпатовой лейкосомы D17-4.

Как показано на рис. 2.105 и как свидетельствуют вариации содержаний U в цирконах (см. табл. 2.28–2.30), изохронные оценки возраста гнейсов получены с использованием фракций цирконов, явно различающихся размером, морфологией и геохимией. Учитывая проблемы, с которыми мы столкнулись при датировании

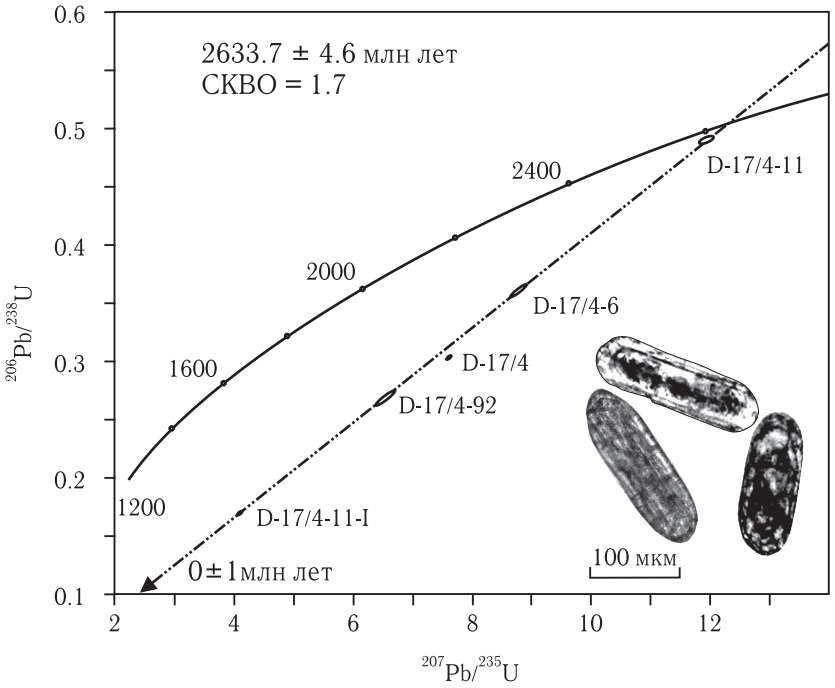


Рис. 2.104. Оценка U-Pb возраста цирконов из прожилка аплита (лейкосомы) (проба D17-4), секущего эклогитизированную и гранулитизированную дайку метагаббро («традиционный» метод, Т.В. Каулина, ГИ КНЦ РАН)

Таблица 2.28. Изотопные U-Pb данные и возраст цирконов из Grt-Bt-Hbl гнейса (обр. D26), о-в Избная Луда

Номер пробы	Навеска, мг	Содержание, *ppm*		Изотопный состав свинца*			Изотопные отношения и возраст, млн лет**			Rho
		Pb	U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{207}Pb$	$^{206}Pb/^{208}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	
D26-1	0.30	91.5	135.6	658	4.6275	4.0749	14.3322	0.525025	2810	0.98
D26-2	0.20	87.5	132.4	603	4.2319	3.8902	13.3107	0.490183	2801	0.91
D26-3	0.20	46.6	77.4	656	4.6179	4.6503	12.9377	0.478172	2813	0.98

* Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию 0.12±0.04%.

** Поправка на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели Стейси и Крамерса [Stacey, Kramers, 1975].

Таблица 2.29. Изотопные U-Pb данные и возраст цирконов из Grt-Bt гнейса (проба D27), о-в Избная Луда

Номер пробы	Навеска, мг	Содержание, *ppm*		Изотопный состав свинца*			Изотопные отношения и возраст, млн лет**			Rho
		Pb	U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{207}Pb$	$^{206}Pb/^{208}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	
D27-1	0.1	47.6	82.6	495.5	4.8198	5.1160	11.6855	0.463461	2679	0.96
D27-2	0.2	27.5	49.1	288.1	4.5498	4.4519	10.7585	0.428102	2656	0.9
D27-3	0.3	29.6	61.3	783.5	5.0741	6.3475	10.1754	0.406629	2667	0.9

* Значения исправлены на масс-фракционирование 0.18±0.06 amu для Pb, 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].

Таблица 2.30. Изотопные U-Pb данные и возраст цирконов из Bt гнейса (проба D28), о-в Избная Луда

Номер пробы	Навеска, мг	Содержание, *ppm*		Изотопный состав свинца*			Изотопные отношения и возраст, млн лет**			Rho
		Pb	U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{207}Pb$	$^{206}Pb/^{208}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	
D28-1	0.30	19.3	31.6	1247	4.9705	6.8339	13.7169	0.519397	2755	0.94
D28-2	0.50	38.5	61.1	772	4.5404	4.4021	12.5827	0.486193	2722	0.92
D28-3	0.20	29.8	68.5	13848	7.6070	3.9549	6.16999	0.365057	2104	0.79

* Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию 0.12±0.04%.

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

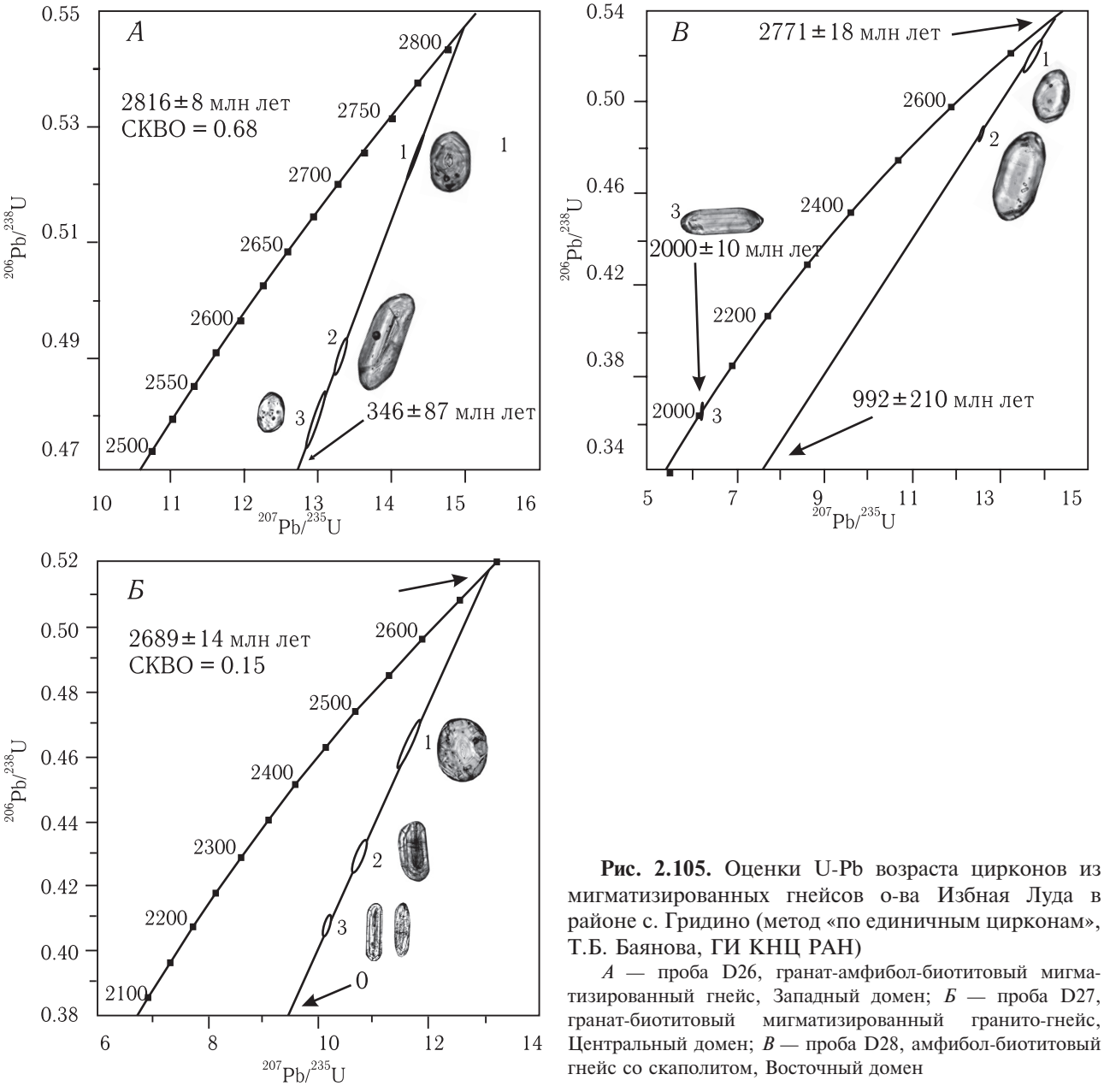


Рис. 2.105. Оценки U-Pb возраста цирконов из мигматизированных гнейсов о-ва Избная Луда в районе с. Гридино (метод «по единичным цирконам», Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН)

А — проба D26, гранат-амфибол-биотитовый мигматизированный гнейс, Западный домен; *Б* — проба D27, гранат-биотитовый мигматизированный гранито-гнейс, Центральный домен; *В* — проба D28, амфибол-биотитовый гнейс со скаполитом, Восточный домен

Таблица 2.31. Изотопные Sm-Nd данные и возраст пород и минералов

Номер пробы	Породы, минералы	Содержание, *ppm*		Изотопные отношения		$\varepsilon_{Nd}(T)$	T_{DM}*	T_{DM}**
		Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$			
D26	Grt-Hbl-Bt гнейс	5.545	35.276	0.095021	0.51073	0.6 (2800)	3089	3004
D27	Grt-Bt гнейс	2.351	19.637	0.072361	0.510491	1.3 (2700)	2852	2768
D28	Hbl-Bt гнейс	2.888	16.18	0.107907	0.511075	1.5 (2800)	2973	2868
D12-4	Метагаббро	7.252	31.922	0.137334	0.51162	1.6 (2800)	3037	2895
D12-4(1)	Клинопироксен 1	2.152	16.012	0.081234	0.51089	–	–	–
D12-4(2)	Гранат	7.446	23.059	0.195209	0.512378	–	–	–
D12-4(3)	Плагиоклаз	3.838	7.193	0.322573	0.513925	–	–	–
D14-13	Габбро-норит	1.741	6.781	0.155238	0.511913	0.8 (2800)	3207	3039
D14-13(1)	Клинопироксен 1	2.956	11.308	0.158041	0.511933	–	–	–
D14-13(2)	Клинопироксен 2	2.958	11.359	0.157425	0.511954	–	–	–
D14-13(3)	Гранат 3	1.178	2.22	0.320737	0.513966	–	–	–
D14-13(4)	Гранат 4	1.123	1.804	0.376241	0.514772	–	–	–
D14-13(5)	Плагиоклаз 5	0.554	6.052	0.055354	0.510752	–	–	–
BEL-1/1	Габбро-норит	1.57	6.264	0.151438	0.511850	1.0 (2800)	3165	3003
BEL-2/1	Эклогит	2.08	6.425	0.195585	0.512657	0.8 (2800)	4128	3958
D-17/1	Метагаббро	5.793	25.19	0.139	0.511451	–2.4 (2800)	3443	3342

* Модельный возраст по отношению к деплетированной мантии с параметрами [Goldstein, Jacobsen, 1988].

** Модельный возраст по отношению к деплетированной мантии с параметрами [DePaolo, 1981].

эклогитов Салмы и Гридино, следует считать эти оценки предварительными. Для получения более корректной информации при продолжении исследований необходимо выполнить раздельное датирование фракций, которое, по всей вероятности, позволит выделить отдельные события в истории формирования гнейсов.

Сравнение U-Pb и модельных Sm-Nd оценок возраста в перечисленных пробах (табл. 2.31) демонстрирует скоррелированность полученных оценок. Этими методами были определены последовательные оценки возраста: D26 — соответственно 2.82 и 2.97 млрд лет, D28 — 2.77 и 2.84 млрд лет и D27 — 2.69 и 2.75 млрд лет.

Sm-Nd датирование

Sm-Nd минеральные изохроны (Grt, Cpx, Pl и WR), построенные для дайки метагаббронорита D14 и дайки метагаббро D12 (табл. 2.31, рис. 2.106) дали оценки возраста 1.9±0.1 млрд лет. Большинство минералов, использованных для построения изохрон, имеет низкие температуры закрытия Sm-Nd системы. Поэтому полученные оценки можно интерпретировать как время остывания пород или переуравновешивания Sm-Nd системы минералов при нагреве и последующем охлаждении. Поскольку Sm-Nd характеристика клинопироксена не противоречит полученной изохронной зависимости, а температура закрытия ($T_{закр}$) Sm-Nd системы клинопироксена близка 800°C [Sneeringer et al., 1984], можно предполагать, что дополнительный прогрев около 1.9 млрд лет назад мог достигать весьма высоких температур. Результаты Sm-Nd исследования эклогитов Салмы привели к аналогичному заключению.

Sm-Nd система пород, охарактеризованная по валовым пробам, напротив, оказалась вполне устойчивой. Об этом свидетельствует полученная оценка возраста мафитовых даек — 2.7±0.1 млрд лет. Эта оценка, хотя и с невысокой точностью, характеризует время интрузии мафитовых расплавов и подтверждает результаты U-Pb датирования: формирование мафитовых даек Гридинского поля произошло в неоархее.

Полученные оценки модельного возраста указывают на архейский возраст как мафитовых пород, так и гранитоидов. Оценки ε_{Nd} в интервале от 0.6 до 1.5 для гранито-гнейсов и от –2.4 до 1.6 для мафитовых пород свидетельствуют о ювенильной природе соответствующих

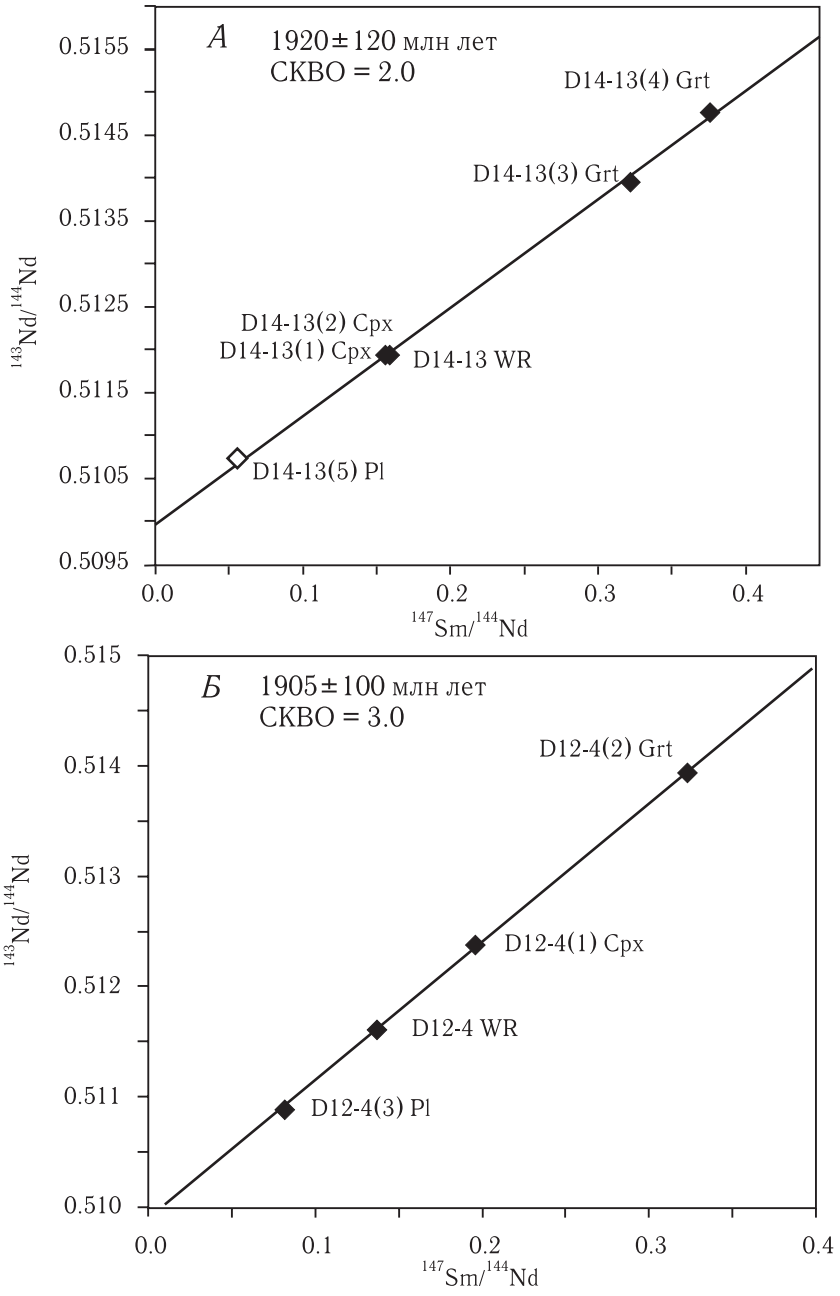


Рис. 2.106. Sm-Nd минеральные изохроны для эклогитизированных мафитовых даек о-ва Избная Луда в районе с. Гридино (Т.В. Каулина, ГИ КНЦ РАН)

А — метагаббро-норит, дайки D14; *Б* — метагаббро, дайка D12

магм (см. табл. 2.31). Вместе с тем, обогащение пород даек легкими РЗЭ и, пусть даже единичное, отрицательное значение ε_{Nd} указывает на контаминацию лишь недавно сформированными породами (ТТГ гнейсами) континентальной коры.

Результаты датирования — синтез

Суммируя геохронологические данные, полученные авторами (см. рис. 2.76 и 2.78) и опубликованные в геологической литературе, мы приходим к следующим заключениям о возрасте главных событий в истории формирования эклогитовой ассоциации Гридино (рис. 2.107).

1. Гридинская эклогитовая ассоциация — линзовидные будинообразные тела эклогитов, включенные в структуру тектонического меланжа (предположительно — эклогиты субдукционного происхождения), интрузивные тела метагаббро и эклогитизированные мафитовые дайки — сформирована в неоархее. Результаты датирования позволяют охарактеризовать возраст и последовательность магматических и метаморфических событий.

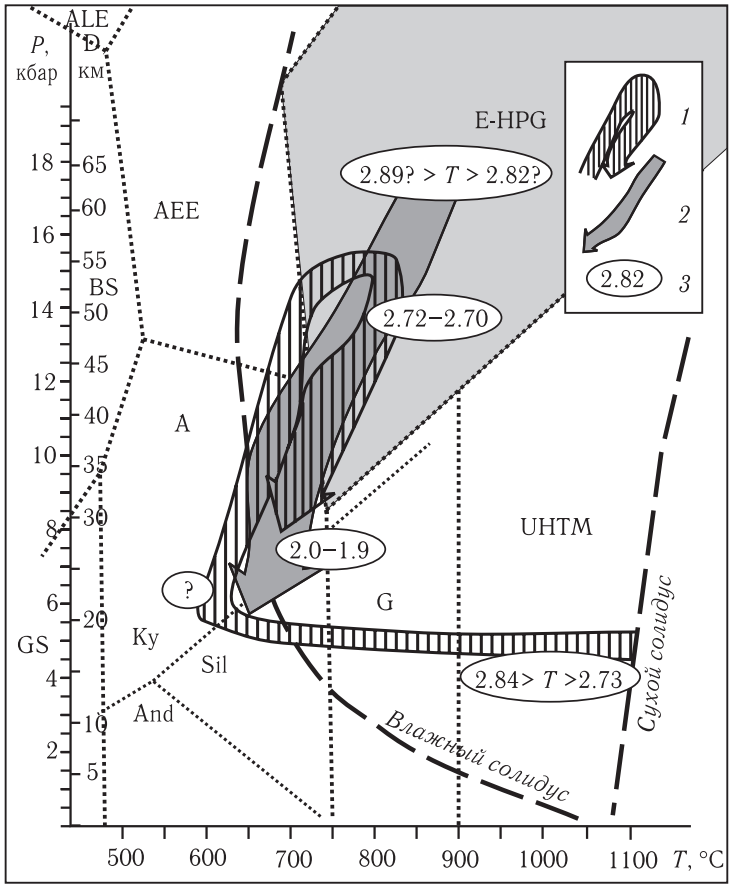


Рис. 2.107. Метаморфическая эволюция эклогитизированных мафитовых даек Гридино

1, *2* — *P-T-t*-траектории, характеризующие метаморфическую эволюцию: *1* — мафитовых даек, *2* — эклогитов предположительно субдукционного типа; *3* — возраст метаморфических событий, млрд лет. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.102

2. Возраст магматических протолитов эклогитов предположительно субдукционного происхождения достоверно не установлен. Ясно, что это магматическое событие — древнее метаморфизма, датированного 2.72 млрд лет. Поскольку состав этих пород позволяет связывать их происхождение с процессами формирования океанической коры, мы вправе сопоставить эти эклогиты со значительно более крупными телами эклогитов участка Широкая Салма, которые на регрессивной стадии эволюции 2.72–2.70 млрд лет назад подверглись гранулитовому метаморфизму. Структурно-морфологические и геохимические особенности цирконов эклогитов, выделенных этими возрастными оценками, однотипны и характерны для «гранулитовых» цирконов. Как мы отмечали выше, этому времени отвечает широкое проявление гранулитового метаморфизма в пределах ВЕП. Близкий возраст отвечает размещению интрузивных тел габбро.

Дальнейшее сопоставление с эклогитами Салмы позволяет по аналогии предположить, что возраст магматических протолитов эклогитов рассматриваемого типа может достигать 2.89 млрд лет, а возраст эклогитового метаморфизма соответствовать интервалу времени между 2.89 и 2.82 млрд лет.

3. Установлено минимально двухэтапное формирование гранито-гнейсового комплекса Гридино: 2.82–2.77 млрд лет и 2.69–2.63 млрд лет назад.

4. Время внедрения даек и последовавшего за ним погружения и эклогитового метаморфизма заключено в интервале между 2.84 и 2.72 млрд лет (между датировками, характеризующими наиболее древние гранитоиды района Гридино и гранулитовый метаморфизм). Поскольку в строении Гридинского дайкового поля участвует некоторое количество мафитовых даек с геохимией MORB-типа, можно предположить существование некоторой генетической взаимосвязи между процессами формирования океанического дна и внедрением мафитовых даек.

5. Начало подъема области коры, вмещающей эклогитизированные дайки, вероятно, связано с растяжением и повышением температур до уровня гранулитовой фации около 2.72 млрд лет назад.

6. Как и в случае Салмы, из приведенного сопоставления датировок следует, что процессы образования эклогитов и формирования гранитоидов в целом сопряжены во времени, однако геологические и петрологические взаимосвязи этих событий требуют дальнейшего изучения.

7. События, связанные с палеопротерозойской эволюцией региона, мы рассмотрим отдельно (см. раздел 3.3.1). Пока что лишь отметим, что время эксгумации эклогитовой ассоциации Гридино (1.9 млрд лет), в пределах погрешности синхронно аналогичному процессу в районе Салмы (1.87–1.86 млрд лет).

2.1.6.3. Обсуждение: эволюция и геодинамические обстановки формирования эклогитов Салмы и Гридино

Представленная выше обширная (хотя, к сожалению, недостаточно полная и частично противоречивая) информация позволяет обсудить вероятные сценарии главных событий и особенности геодинамических обстановок в истории формирования уникальных эклогитовых ассоциаций районов Салмы и Гридино (Беломорской эклогитовой провинции, в целом). В этой истории должны занять свое место последовательные этапы: 1) формирование дометаморфических протолитов эклогитовой ассоциации, 2) метаморфические преобразования, включая собственно образование эклогитов; 3) эксгумации глубинных комплексов.

Выше было показано, что в противовес существующим представлениям о принадлежности эклогитов субдукционного происхождения к архею, а эклогитизированных даек — к палеопротерозою, можно утверждать, что эклогиты обоих типов были сформированы приблизительно в одно и то же время в течение неоархея. Тем не менее, поскольку геохронологические материалы допускают различные геологические интерпретации, вопрос о временных соотношениях обеих ассоциаций требует специального обсуждения. Необходимо также обсудить закономерные соотношения геохимических характеристик при переходе от субдукционных эклогитов Гридино к дайкам. Нужно определить время и место эклогитового метаморфизма и метаморфических преобразований эклогитов и эклогитизированных даек в условиях гранулитовой фации в геодинамической эволюции Беломорской эклогитовой провинции. Обращаясь к обсуждению геодинамических, тектонических и эволюционных соотношений субдукционных эклогитов и эклогитизированных даек, необходимо дать объяснение практически идеальному совпадению главных отрезков *P-T-t*-траекторий метаморфической эволюции субдукционных эклогитов Салмы и Гридино и эклогитизированных даек.

Формирование дометаморфических протолитов

Субдукционные эклогиты Салмы. Имеющиеся геохимические и изотопно-геохимические данные не обнаруживают признаков коровой контаминации протолитов этих эклогитов. Геохимические данные позволяют достаточно уверенно реконструировать внутриокеаническое происхождение мафитовых и ультрамафитовых пород, преобладающих в составе эклогитовой ассоциации района Салмы. Совокупность геологических, петрологических, геохимических и «цирконологических» данных свидетельствует, что протолитами эклогитов Салмы была закономерная ассоциация мафит-ультрамафитовых пород, по всей вероятности, преимущественно плутонической природы, подобная ассоциации пород третьего слоя океанической коры («расслоенные габбро») медленно-спрединговых хребтов. Мафитовые и Fe-Ti эклогиты и пиклогиты обладают несомненными признаками генетического родства, включая наличие хорошо выраженной положительной Nb аномалии. Относительно повышенная концентрация Nb может указывать на вклад мантийно-плюмового компонента в петрогенезис протолитов эклогитовой ассоциации.

Распределение фигуративных точек эклогитов на диаграмме Zr/Y–Nb/Y (рис. 2.108, *А*), разработанной специально для разграничения базальтов глубинного мантийно-плюмового и верхнемантийного деплетированного источника, генерирующего MORB [Fitton et al., 1997], демонстрирует как геохимическое сходство, так и отличия между протолитами эклогитов Салмы и базальтами — производными Исландского плюма. Все фигуративные точки, отвечающие составам эклогитов Салмы, лежат в области примитивной мантии, которая рассматривается в качестве питающей субстанции мантийных плюмов. Однако, в отличие от Исландских базальтов, эти точки смещены к границе примитивного и деплетированного мантийных источников;

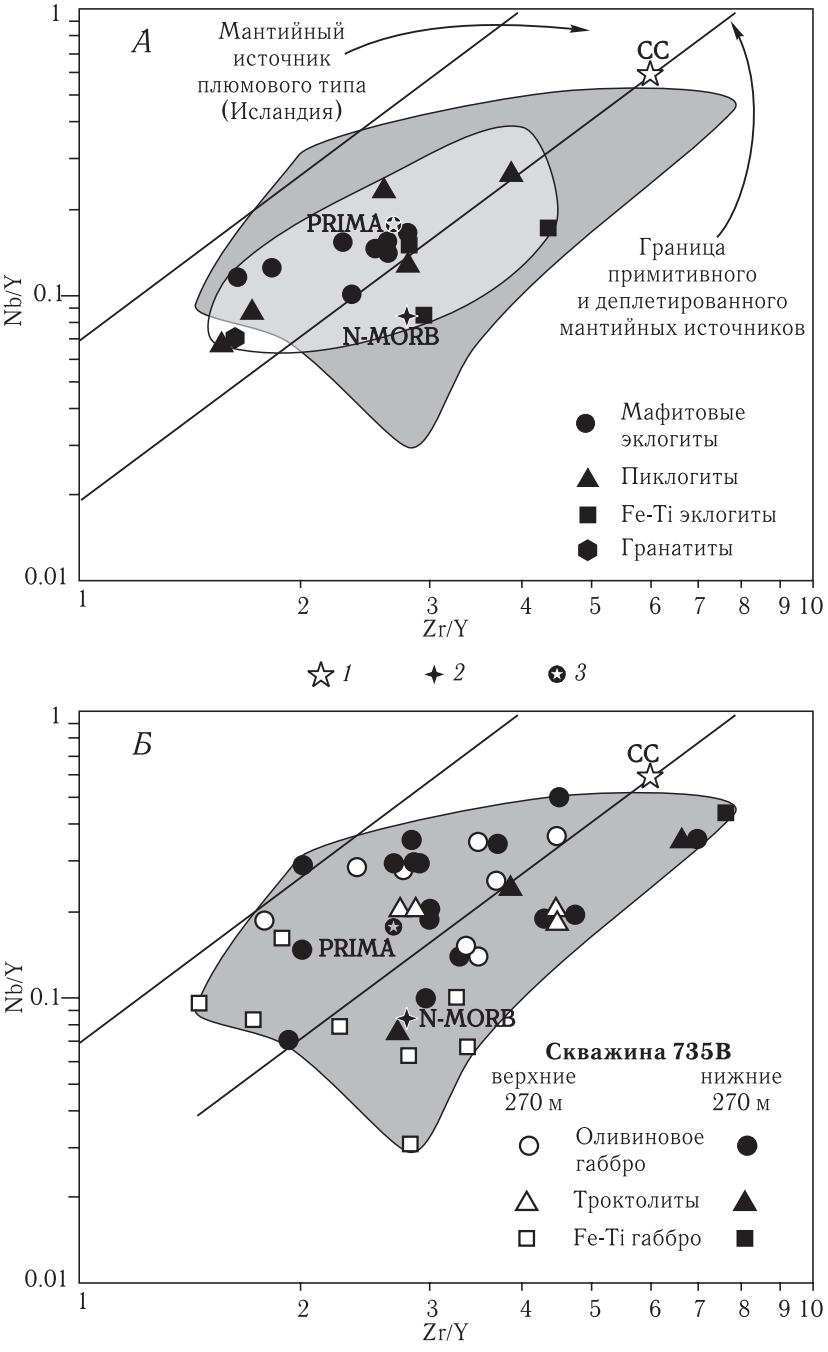


Рис. 2.108. Диаграмма Zr/Y–Nb/Y эклогитов Салмы (*А*) и габброидов третьего слоя океанической коры в пределах Юго-Западного Индийского срединного хребта (скв. 735B) (по [Fitton et al., 1997]) (*Б*)

Светло-серое поле — область составов эклогитов Салмы; темно-серое поле — область составов габброидов третьего слоя океанической коры.

1 — континентальная кора (CC); *2* — средний базальт N-MORB; *3* — примитивная мантия (PRIMA)

точки, отвечающие Fe-Ti эклогитам, размещены в поле деплетированной мантии в непосредственной близости от среднего состава N-MORB. Несомненно, мантийный источник протолитов эклогитовой ассоциации геохимически отличен от источника N-MORB, однако каковы природа и происхождение этого отличия? Размещение фигуративных точек, соответствующих габброидам третьего слоя коры Юго-Западного Индийского срединно-океанического хребта, на той же диаграмме (см. рис. 2.108, *Б*) демонстрирует очевидное сходство этой ассоциации и ассоциации протолитов Салмы что, в свою очередь, свидетельствует о сходстве мантийных источников протолитов Салмы и габброидов медленно-спредингового хребта.

Особенности состава Fe-Ti эклогитов позволяют рассматривать минимально два сценария их формирования. Первый вариант предполагает поиск аналогии с метаморфизованными или неметаморфизованными магматическими ассоциациями, которые могли бы послужить об-

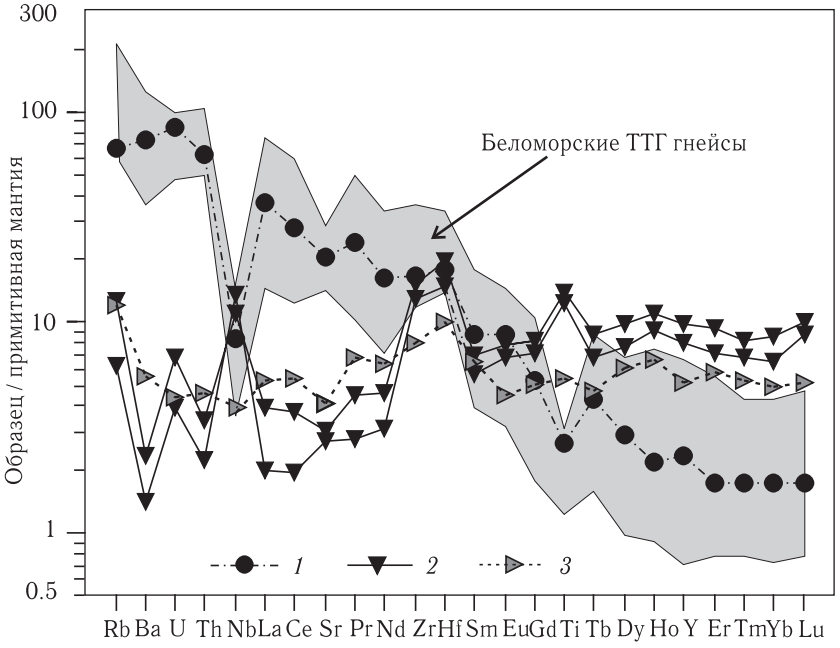


Рис. 2.109. Распределения содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, в мафитовых (симплектитовых) эклогитах района Салмы. Для сравнения показаны составы ТТГ гнейсов и жилы плагиогранита (адакита)

Хондрит C1 — по [Sun, McDonouch, 1989]

1 — жила плагиогранита (обр. SB-805); *2* — «реститизированный» железисто-титанистый эклогит (обр. SB-801 и SB-802); *3* — мафитовый эклогит (обр. SB-803)

разом соответствующих протолитов. Согласно второму варианту, можно предположить, что Fe-Ti эклогиты представляют собой реститизированные породы, сформировавшихся из мафитовых эклогитов в результате парциального плавления с образованием кислых расплавов. На начальной стадии исследования эклогитов Салмы нами была «принята к разработке» вторая версия [Щипанский и др., 2005, а,б]. Стимулом послужили признаки комплементарности Fe-Ti эклогитов с жильным адакитом и ТТГ гнейсами относительно содержания ряда элементов, прежде всего, Nb (рис. 2.109). Диаграмма, представленная на рис. 2.109, за исключением некоторых деталей, морфологически удивительно близка диаграмме, характеризующей геохимические соотношения между архейскими базальтами, которые в расчетах рассматриваются в качестве эклогитов, архейскими ТТГ гранитоидами, расчетными кислыми выплавками и расчетными реститами, приведенной в работе [Barth et al., 2002]. Однако в дальнейшем, возросшее количество и многообразие информации позволили нам еще раз обсудить и в итоге — пересмотреть собственное первоначальное заключение.

Горно-породные ассоциации, включающие мафиты, обогащенные FeO и TiO_2

Известно несколько подобных ассоциаций, сформированных как в континентальной, так и в океанической обстановках. На аналогию с комплексом пород района Салмы в принципе могут претендовать только комплексы пород океанической коры.

Тем не менее, для полноты картины мы кратко остановимся и на *ассоциации пород континентальных обстановок*. В Карело-Кольском регионе хорошо известны рудные концентрации титаномагнетита и ильменита в интрузивах габбро, габбро-норитов и расслоенных габбро-анортозитов, формирование которых принято связывать с процессами рифтогенеза и магматизма плюмового типа в пределах континентальных областей. Формирование повышенных концентраций Fe-Ti минералов прямо или косвенно связано с процессами кристаллизационной дифференциации. Практически всегда такая минерализация характеризуются повышенным содержанием ванадия. Поскольку как титан, так и ванадий являются элементами с переменной валентностью, их поведение в магматических процессах сходным образом зависит от окислительно-восстановительных условий. Концентрированием железа, титана и ванадия в кумулятивных фациях габброидных и габбро-анортозитовых интрузивов определяется формирование экономически интересных залежей железо-титан-ванадиевых руд. Примером подобных концентраций являются известные Fe-Ti-V месторождения в неоархейских габбро-анортозитовых массивах в обрамлении Кейвской структуры Кольского полуострова. Руды слагают крупные линзовидные и пластовые тела с содержанием TiO_2 — 5–6%, Fe_2O_3 — 20–32%, V — 0.25–0.6%, Co — до 0.02% [Пожиленко и др., 2002]. Вполне очевидно, что в случае эклогитов Салмы (см. табл. 2.14) мы имеем дело с

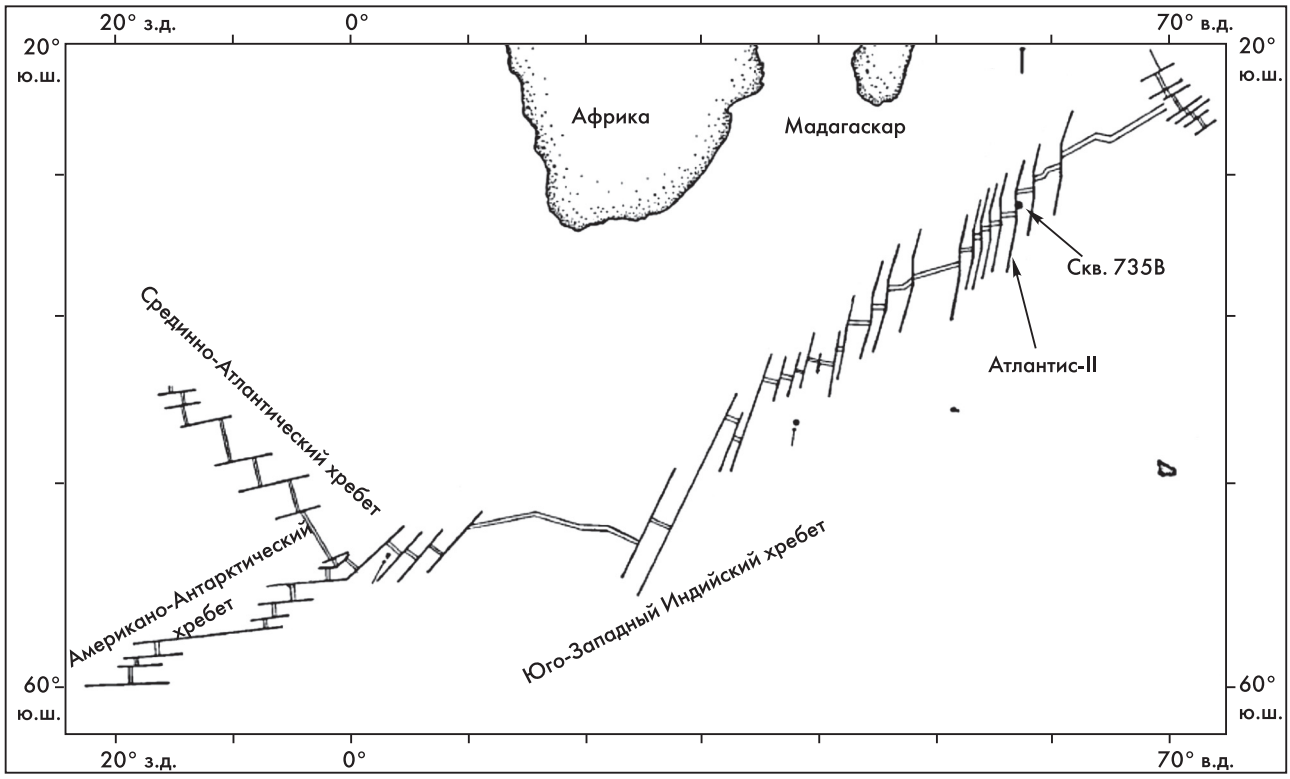


Рис. 2.110. Место бурения скв. 735B, вскрывшей габброиды третьего слоя океанической коры в пределах Юго-Западного Индийского срединного хребта (по [Dick et al., 1999])

сопоставимыми концентрациями перечисленных элементов. Метаморфизм первичных титаномагнетит-ванадиевых руд может способствовать дальнейшему концентрированию и сегрегации рудных компонентов. Известный пример: метаморфизм эклогитовой фации, связанный с каледонским орогенезом в Западной Норвегии, наложенный на неопротерозойские массивы габбро-анортозитов, который привел к разделению минералов железа и титана и формированию высококачественных рутиловых руд с высокими содержаниями ванадия [Korneliussen et al., 2000]. Fe-Ti эклогиты известны и в поясе ультравысоких давлений Сулу в Восточном Китае, где их петрогенезис связывается с неопротерозойскими интрузиями на континентальной окраине, возможно, при участии процессов плюмового типа [Yang, 2003; Zhang et al., 2006]. Известны и другие типы габброидных интрузивов в континентальных областях, в пределах которых сформированы аналогичные Fe-Ti-V концентрации.

В свою очередь, океанические и палеоокеанические (офиолитовые) ассоциации, петрохимически и геохимически сходные с эклогитовой ассоциацией Салмы, включая участие разностей, обогащенных FeO и TiO_2, также достаточно широко распространены. Выше мы неоднократно ссылались на один из наиболее ярких примеров, доставленный скважиной 735B, пробуренной в рамках Международной программы бурения в океанах в пределах Юго-Западного Индийского медленно-спредингового срединно-океанического хребта в районе его пересечения с поперечной зоной Атлантис-II [Dick et al., 1999, 2000] (рис. 2.110). В районе бурения тектоническими процессами выведен к уровню океанского дна третий слой океанической коры. Скв. 735B вскрыла разрез этого слоя до глубины 1508 м ниже дна океана.

В пробуренном сечении преобладает умеренно фракционированное оливиновое габбро, ко торое с небольшим участием габбро слагает до 80% разреза. Подчиненную роль играют высокомагнезиальные разности — троктолиты (около 8%); кроме того, в строении комплекса участвуют породы, значительно обогащенные окислами железа и титана (около 11% разреза по скважине). Как правило, они представлены небольшими, мощностью от сантиметра до дециметра интервалами, количество которых значительно больше в верхней части разреза и сокращено в его нижней части. Приблизительно 0.5–1% принадлежит жилам и дайкам пород кислого состава мощностью до 5 см, которые преимущественно представлены лейкодиоритами; отмечены также диориты, трондьемиты и

тоналиты, изредка — граниты. Аналогичный разрез коры медленно-спредингового хребта получен и при глубоководном бурении Срединно-Атлантического хребта [Blackman et al., 1998]. По своим петро- и геохимическим особенностям, а также по количественным соотношениям отдельных разновидностей в составе комплекса, мафит-ультрамафиты третьего слоя, включая разности, обогащенные Fe-Ti оксидами (по [Dick et al., 1999; Coogan et al., 2001]), удивительно близки соответствующим породам эклогитовой ассоциации района Салмы.

Исследование закономерностей тесного чередования пород, включающих габбро с варьирующими концентрациями FeO и TiO_2, привело исследователей [Dick et al., 1999, 2000; Coogan et al., 2001] к заключению, что различия в концентрациях FeO и TiO_2 не могут быть простым результатом фракционной кристаллизации. Предполагается более сложная композиция процессов, включающих смешение ранних примитивных кумулятов с более дифференцированными расплавами, процессы ассимиляции и фракционирования при продвижении расплавов через частично закристаллизованные объемы коры. Комплекс в целом характеризуется лишь очень слабо проявленной расслоенностью и в этом отношении совершенно не похож на расслоенные интрузивы континентальных областей. Он образован серией индивидуальных инъекций оливиновых габбро, которые, в свою очередь, пересекаются субсогласными телами и дайками габбро, обогащенными Fe-Ti оксидами. Важной особенностью тел Fe-Ti габбро является их тесная и постоянная ассоциация с участками кристаллопластического рассланцевания, образовавшимися до полной раскристаллизации расплава. Согласно публикациям [Dick et al., 1999, 2000], процесс в целом может быть назван «синкинематической магматической дифференциацией», определившей состав и строение нижней части разреза океанской коры.

Как показано выше, в эклогитах Салмы удалось исследовать законсервированные низкотемпературные минеральные ассоциации, которые создают основу для реконструкции проградной ветви метаморфической эволюции. Для более определенной оценки этой информации характеристика метаморфических и метасоматических преобразований океанской коры [Dick et al., 1999, 2000] представляет специальный интерес. Исследование керна показало, что комплекс габбро сохраняет свидетельства раннего высокотемпературного метаморфизма, гидротермальных изменений, которые начинаются уже при близсолидусных температурах и продолжаются вплоть до низкотемпературных условий. Условия гранулитовой фации (> 800–1000°C), как правило, фиксируются в узких зонах кристаллопластических деформаций, которые пересекают ткань магматической структуры. Эти зоны образованы полосками необластов оливина и пироксена, обрамленными полосами плагиоклаза. С понижением температуры возникают все более низкотемпературные минеральные ассоциации, замещающие магматические минералы или образующие прожилковые зоны. Более или менее повсеместно распространены трещины, выполненные тальком, магнетитом, амфиболом, натровым плагиоклазом, хлоритом и эпидотом, кристаллизовавшимися в условиях зеленосланцевой фации. Результатом низкотемпературных минеральных реакций стали поздние жилы, сложенные смектитом, карбонатом, цеолитом ± пренитом.

Комплекс габброидов третьего слоя океанской коры Юго-Западного Индийского хребта — наиболее полно исследованный, однако, безусловно, не единственные пример участия Fe-Ti мафитов в разрезах океанской коры. Фрагменты океанической литосферы, преобразованные в офиолитовые и эклогитовые комплексы, характеризуются широким разнообразием составов, где Fe-Ti метабазальты нередко входят в число типовых компонентов. Еще один из детально исследованных примеров — Эклогитовый Меланж Пуэбо палеогенового возраста, размещенный вдоль северо-восточного побережья о-ва Новая Каледония. Протолиты пород, участвующих в строении комплекса Пуэбо, — геохимически специализированные породы океанской коры и перекрывающие осадки. Метавулканиты представлены обогащенными и нормальными базальтами (E- и N-MORB), базальтами задуговых бассейнов (BABB), щелочными базальтами, существенно плагиоклазовыми кумулятами, измененными базальтами океанского дна и Fe-Ti базальтами (Fe_2O_3* — 18.66–20.18, TiO_2 — 2.90–3.85). Базальты всех перечисленных типов характеризуются повышенными концентрациями РЗЭ и редких элементов, в частности концентрация Nb в Fe-Ti метабазальтах равны 6.22–9.02 *ppm*. По заключению авторов исследования [Spandler et al., 2004] подобный набор пород может быть собран только на океанском дне задугового или окраинного бассейна. В результате высокобарного-среднетемпературного метаморфизма породы преобразованы в метаморфиты фации голубых сланцев, гранатовые амфиболиты и эклогиты. Исследование характера и интенсивности геохимических преобразований при метаморфизме показало крайне незначительный уровень изменения состава мафитовых пород океанского дна, включая даже содержания некогерентных элементов.

Юрские офиолитовые комплексы, включающие Fe-Ti габбро и Fe-Ti базальты, в той или иной степени преобразованные в голубые сланцы и эклогиты, исследованы в Центральных Альпах (комплекс Беллинзона-

Дассио [Stucki et al., 2003] и в Западных Альпах (комплексы Кьюрас, Ланцо и Россиавро [Pognante, Kienast, 1987; Kienast, Pognante, 1988; Kaczmarek et al., 2008]). Офиолитовый комплекс Джозефина, также юрского возраста, включает Fe-Ti базальты MORB-типа в верхней части разреза и также в виде поздних даек. Предполагается, что появление базальтов этого типа связано с глубокими расколами литосферы, сопровождающими продвижение (пропагацию) рифтовых зон спрединговых хребтов [Harper, 2003].

Представленный выше краткий обзор комплексов пород, формировавших океаническую кору, показывает, что Fe-Ti базальты и габбро, являются не повсеместным, но достаточно часто встречающимся компонентом этих комплексов, а также их аналогов, метаморфизованных в эклогитовой фации. В этой связи уместно еще раз обратиться к сравнению геохимических особенностей главных компонентов ассоциации Салмы, предполагая взаимосвязанное магматическое происхождение их протолитов — мафитовых, ультрамафитовых и обогащенных окислами Fe и Ti. Сравнение спайдер-диаграмм, характеризующих все три типа пород, участвующих в ассоциации, уверенно демонстрирует общность или согласованность их геохимических характеристик (рис. 2.111, см. цв. вкл.). Значимые для исследования взаимосвязей между компонентами ассоциации Салмы отрицательная аномалия Th, положительная аномалия Nb и знакопеременные аномалии Sr являются «сквозными». Сразу несколько характеристик подчеркивают близость между пиклогитами и Fe-Ti эклогитами: положительные аномалии U, Zr и Hf, отрицательная аномалия Ba. Отрицательная аномалия La проявлена в мафитовых и Fe-Ti эклогитах. Принципиально значимо совпадение характеристик Th, Nb и La, которое указывает на возникновение Nb аномалии в Fe-Ti эклогитах уже в процессе формировании магматических протолитов эклогитовой ассоциации.

Следует напомнить, что исследования цирконов однозначно указывают на то, что по крайней мере эклогиты участка Узкая Салма образованы в результате метаморфизма плутонических пород — габброидов варьирующего состава.

Таким образом, с достаточной уверенностью можно утверждать, что протолиты главных разновидностей эклогитов района Салмы представляли собой взаимосвязанную ассоциацию пород основного состава, вероятно, плутонического типа, сформированную в обстановке медленноспредингового хребта.

Предположительно субдукционные эклогиты Гридино — будинированные тела эклогитов, происхождение которых в настоящее время принято связывать с субдукцией океанической коры, характеризуются определенной двойственностью. С одной стороны, геохимические характеристики этих пород позволяют рассматривать их протолиты в качестве производных спредингового центра. С другой стороны, не менее важной особенностью этих тел является отсутствие в них реликтовых низкотемпературных минеральных ассоциаций, столь характерных для эклогитов Салмы, и наличие реликтов ранних магматических парагенезисов [Володичев и др., 2004, 2005], что сближает их с породами дайкового роя. Следует добавить, что по своим размерам линзовидные тела эклогитов Гридино далеко уступают крупным сложно построенным телам эклогитов Салмы. Однако мощность линзовидных тел вполне сопоставима с мощностью даек, а размеры линз в целом аналогичны размерам будинированных фрагментов даек. Существенно, что в пределах Гридинского роя выявлены разности даек с РЗЭ трендами MORB-типа — аналогичными трендам РЗЭ в эклогитах линзовидных будинообразных тел.

Перечисленные особенности сближают эклогиты предположительно субдукционного типа и эклогитизированные дайки, провоцируя поиск некоторого общего или взаимосвязанного механизма формирования магматических протолитов эклогитов различных типов, совмещенных в пределах ассоциации Гридино.

Реконструкция протолитов эклогитизированных мафитовых даек не требует специальных усилий. Породы, слагающие дайки, имеют несомненные признаки, указывающие на интрузивное происхождение. Характерны сохранность первоначального химического состава пород, во многих участках сохраняются первичные магматические структуры и минеральные ассоциации. Протолиты даек представлены габбро и габбро-норитами.

Метаморфические преобразования

Последовательные стадии минеральных преобразований эклогитовых ассоциаций Салмы и Гридино были представлены на рис. 2.47 и рис. 2.107. *P-T-t*-траектория, характеризующая эволюцию эклогитов Салмы, включает прогрессивную и регрессивную ветви, для жильных плагиогранитов получена характеристика регрессивных преобразований.

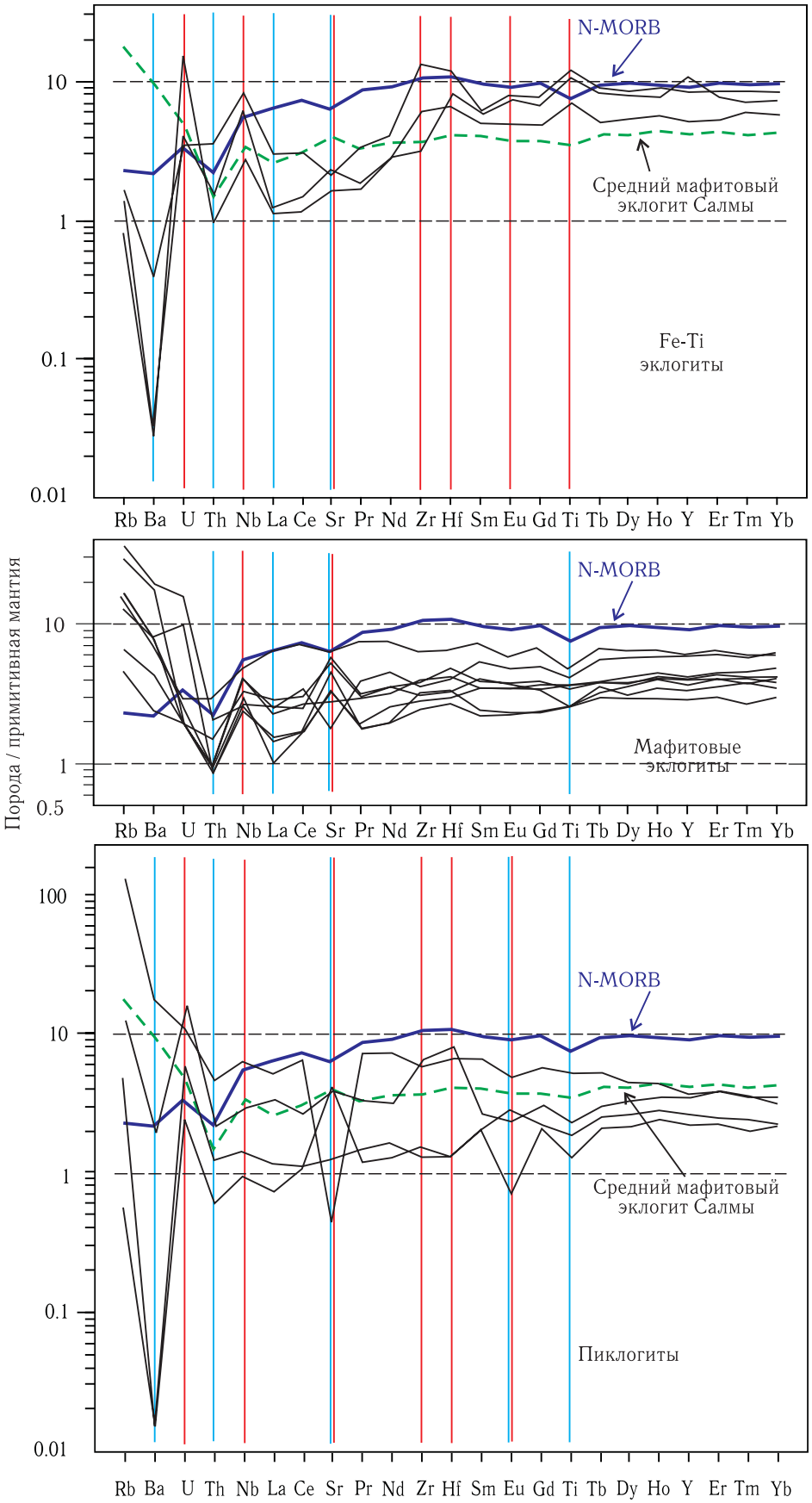


Рис. 2.111. Сопоставление спектров распределения малых элементов в эклогитах Салмы различного петрохимического типа

Примитивная мантия по [Hofmann, 1988]. Вертикальными линиями выделены элементы с однотипными особенностями распределения в породах разного типа: с положительными аномалиями — красными линиями, с отрицательными аномалиями — синими линиями

Метаморфическая эволюция эклогитов Салмы и эклогитизированных даек Гридино охарактеризована перекрывающимися петлеобразными *P-T-t*-траекториями, изгибающимися по часовой стрелке, которые включают проградную и ретроградную ветви. Проградные ветви демонстрируют рост давления приблизительно от 6 до 14–16 кбар (приблизительно от 20 до 50–60 км по глубине) при ограниченном повышении температуры — от 600 до 750–800°С. Пиковые параметры отвечают условиям эклогитовой фации в наиболее низкобарной части *PT*-области этой фации. Формирование мафитовых даек при температуре 1100°С и давлении 5 кбар (на глубине менее 20 км) свидетельствует о «сухости» мантийных расплавов. Проградному метаморфизму даек предшествовали процессы изобарического охлаждения: первые метаморфические ассоциации даек изофациальны вмещающим породам перед началом погружения в зоне субдукции.

На рис. 2.112, *А* (см. цв. вкл.) для сравнения, помимо *P-T-t*-траекторий, иллюстрирующих эволюцию эклогитовых ассоциаций Салмы и Гридино, приведено два примера петрологических исследований, которые характеризуют эволюцию метаморфических комплексов, образованных голубыми сланцами и эклогитами, при погружении в зону субдукции и последующей эксгумации.

Примеры эволюции эклогит-голубосланцевых комплексов

Выше мы уже обращались к одному из детально исследованных эклогит-голубосланцевых комплексов — Эклогитовому Меланжу Пуэбо палеогенового возраста, размещенному вдоль северо-восточного побережья о. Новая Каледония. Комплекс включает барруазит- и глаукофансодержащие эклогиты, гранатовые амфиболиты и сланцы. Оценки пиковых параметров метаморфизма для разных типов пород комплекса варьируют в интервале 500–680°С и 13–23 кбар [Clarke et al., 1997]. Эти оценки свидетельствуют, что породы океанской коры были погружены в зоне субдукции до глубины более 70 км. Согласно более точным расчетам [Carson et al., 1999], эволюция эклогитового комплекса Пуэбо характеризуется *P-T-t*-траекторией, достигающей пиковых параметров, 600°С и 19 кбар, с последующей декомпрессией–охлаждением по часовой стрелке (см. рис. 2.12, *А*). Магматические протолиты были сформированы между 85 и 55 млн лет (по результатам датирования ядер цирконов); вскоре после 55 млн лет породы океанической коры были вовлечены в субдукцию, которая завершилась около 44 млн лет назад (оболочки цирконов). Таким образом, субдукция протекала быстро, и температуры в зоне субдукции были относительно высоки. Продолжительность субдукции не превысила 11 млн лет [Spandler, Rubatto, 2005].

Другой пример — удивительно полная реконструкция *PT*-эволюции верхнеордовикских эклогитов восточной части хребта Блю Ридж (Южные Аппалачи, Северная Америка): *P-T-t*-траектория охватывает термальные события, произошедшие во время и вслед за субдукцией и при континентальной коллизии [Page et al., 2003]. Базой исследования эволюции эклогитов (Grt + Cpx + Ru + Hbl + Pl + Qtz) послужили включения в гранате и особенности состава матрикса. Петлеобразная *P-T-t*-траектория, свернутая по часовой стрелке, демонстрирует последовательность минеральных преобразований от амфиболитовой к эклогитовой, далее — к гранулитовой и затем вновь — к амфиболитовой фации. Подобное перемещение эклогитовых ассоциаций через область высокобарных гранулитов представляет собой довольно частое явление, которое, тем не менее, не всегда распознаваемо из-за полного замещения минеральных ассоциаций эклогитовой фации. В некоторых случаях прохождение через поле гранулитовых параметров может быть связано с дополнительным разогревом во время декомпрессии, однако чаще — это результат изотермической декомпрессии в условиях быстрого подъема к более высоким уровням коры [Page et al., 2003; O'Brien, Rötzler, 2003]. Интересно, что в случае эклогитового комплекса Блю Ридж изотермический подъем был завершен на довольно-таки значительной глубине, порядка 35–40 км, а дальнейший подъем сопровождается заметным охлаждением коры (см. рис. 2.112, *А*).

Океаническое происхождение протолитов позволяет рассматривать прогрессивную ветвь эволюции эклогитовой ассоциации Салмы непосредственно в качестве *P-T-t*-траектории субдуцирующей плиты. Для сравнения на рис. 2.112, *Б* показаны *P-T-t*-траектории, полученные в результате численного моделирования: «холодной» субдукции (СВ Японии) и «теплых» зон субдукции (Ю Мексики, Японии и Каскадии — Северо-Американские Кордильеры) — результаты модельных расчетов по [Peacock et al., 2002]. Диаграмма наглядно демонстрирует различия в метаморфической эволюции и глубине начала плавления в случае «холодной» и «теплой» субдукции.

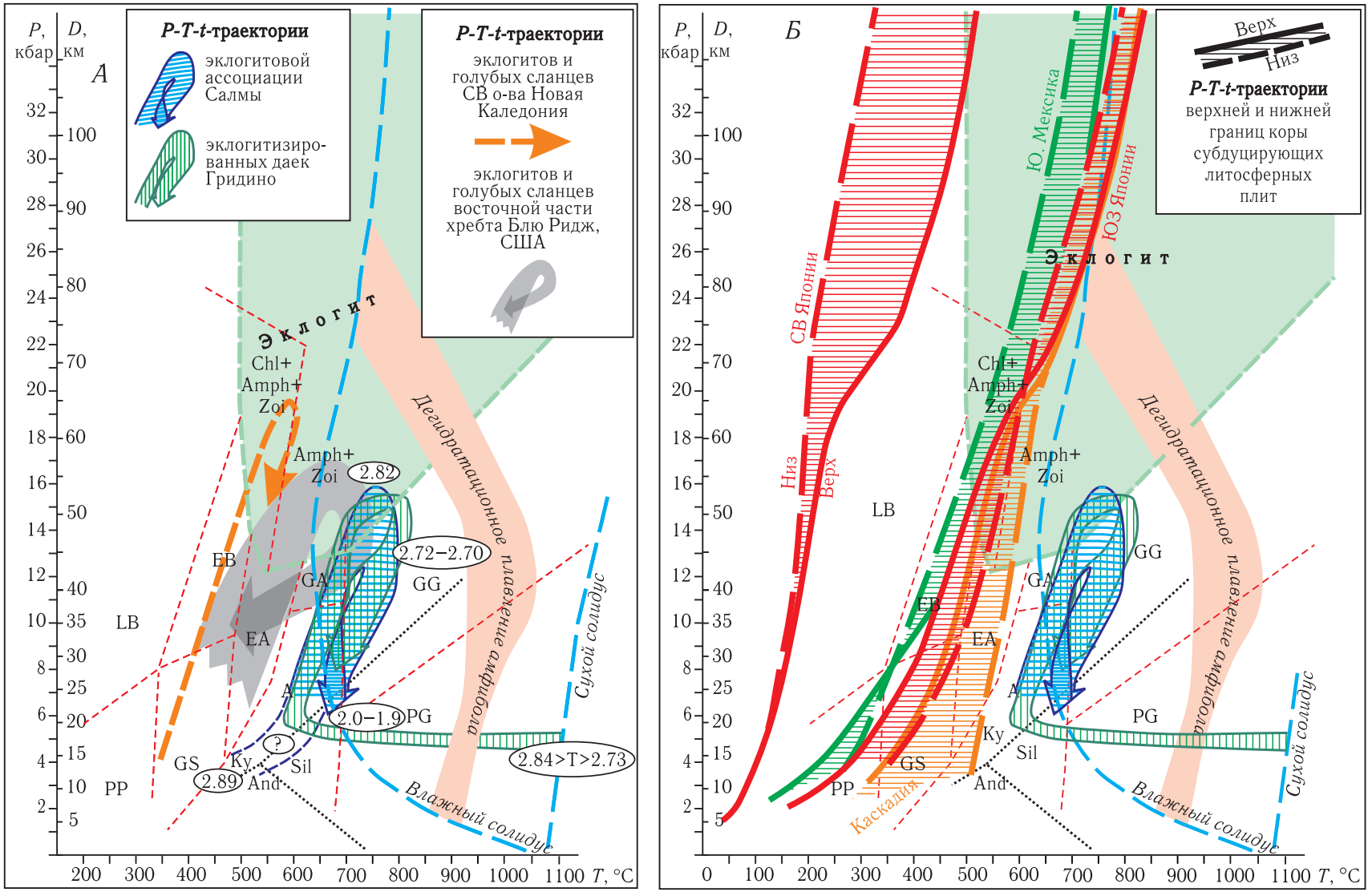


Рис. 2.112. *P-T-t*-эволюция эклогитов субдукционного происхождения и эклогитизированных даек Беломорской эклогитовой провинции. Для сравнения показаны реконструкции *P-T-t*-эволюции современных и молодых зон субдукции (пояснения см. в тексте)

Обозначения полей метаморфических фаций (по [Peacock et al., 1994]): EB — эпидотовых голубых сланцев, LB — лавсонитовых голубых сланцев, EA — эпидот-амфиболитовой, A — амфиболитовой, PG — пироксеновых гранулитов, GG — гранатовых гранулитов. В поле эклогитовой фации («эклогит») курсивом обозначены области стабильности водосодержащих минералов

«Теплая» субдукция, причиной проявления которой в современных обстановках, как правило, является близость зоны субдукции к срединно-океаническому хребту, где генерируется молодая горячая океаническая литосфера, обеспечивает условия для начала плавления на умеренных глубинах — порядка 80–100 км. При этом область плавления располагается в верхней части субдуцирующей плиты (т.е. в базальтовой океанической коре).

В случае «холодной» субдукции, когда субдуцирует остывшая плита на значительном удалении от срединно-океанического хребта, плавление происходит на существенно бóльших глубинах, а область плавления располагается в пределах мантийного клина, перекрывающего зону субдукции. Прежде чем погружающаяся плита достигает области магмообразования, в обоих случаях она пересекает область *PT*-параметров фации голубых сланцев и далее — область эклогитовой фации, что соответствует широкому распространению соответствующих метаморфических комплексов в современных и фанерозойских областях конвергенции плит.

PT-диаграммы, представленные на рис. 2.112, *А* и *Б*, демонстрируют, что субдукция, маркированная структурно-вещественным ансамблем Салмы, была заметно более «теплой» в сравнении со всеми приведенными примерами — и даже в сравнении с Каскадией. Поэтому ей можно присвоить наименование «горячей субдукции». На глубине 25 км, которой в эклогитах Салмы сопутствуют оценки температуры порядка 640–670°С, зону субдукции Каскадии характеризуют температуры в интервале 450–550°С, т.е. на 100–200° ниже. Примечательно, что уже на этой небольшой глубине *PT*-траектория эклогитов Салмы пересекает линию влажного плавления (wet solidus). Выделение захваченной океанской воды делает возможным начало плавления уже на этой ранней стадии субдукции. В интервале глубин 25–50 км *PT*-траектория последовательно пересекает области, соответствующие фациям безгранатовых и гранатовых амфиболитов и гранатовых гранулитов. Парциальное плавление этих пород должно было обеспечить поступление в кору расплавов двух геохимических типов — с высоким и низким уровнем фракционирования РЗЭ [Martin, 1994], что и наблюдается в реальности.

Ретроградные ветви метаморфической эволюции, несколько смещенные в сторону более высоких температур, в свою очередь, соответствуют снижению давления до прежнего уровня в 6 кбар (~20 км) при температуре 650–700°С. На начальной стадии декомпрессии происходит небольшое повышение температуры — траектории достигают максимальных температур около 800°С в поле гранатовых гранулитов. (Необходимо иметь в виду, что начальные и конечные отрезки *P-T-t*-траекторий не удалось охарактеризовать петрологическими оценками *PT*-параметров.)

Как мы отмечали выше в разделе 2.1.6, интервалом 2.73–2.70 млрд лет в Беломорском поясе датируется четко проявленное высокотемпературное термальное событие. Метаморфические преобразования гранулитовой фации этого возраста в эклогитах проявлены повсеместно в *P-T-t*-траекториях (см. рис. 2.47 и 2.107), декомпрессионная ветвь которых пересекает поле гранатовых гранулитов. Однако признаки роста температуры, равно как и рост «гранулитовых» цирконов, фиксируется не во всех случаях.

Важной особенностью полученных данных является свидетельство паузы продолжительностью не менее 100 млн лет (от 2.82 до 2.73–2.70 млрд лет), в течение которой эклогиты оставались на глубине. С концом этого периода (до 2.73–2.72 млрд лет) можно связывать широко проявленные в Беломорском поясе коллизионные процессы [Лобач-Жученко и др., 1995, 1998]. Затем, 2.73–2.70 млрд лет назад, эклогитсодержащие ассоциации испытали подъем с глубины 55–65 км до глубины порядка 40–45 км. Анализ тектонической структуры региона и особенностей размещения гранулитовых и сопряженных магматических комплексов 2.73–2.72 млрд лет назад (см. раздел 2.2.3) позволяет связывать рост температур и перемещение эклогитов с проявлением активности плюмового типа, сопровождавшимся растяжением и утонением коры.

Геодинамические обстановки и специфика условий формирования архейских эклогитовых ассоциаций Беломорской провинции

Суммируя многосторонние данные, представленные в предыдущих разделах, следует особо подчеркнуть, что *P-T-t*-траектория, охарактеризованная в результате петрологических исследований эклогитов Салмы, до настоящего времени не имеет природных аналогов. Пока, это — первый и единственный природный объект, на

котором удается реконструировать погружение «горячей» мафитовой коры, которая достигает области *PT*-параметров эклогитовой фации через области амфиболитовой и гранулитовой фаций, «минуя стороной» (благодаря высокой температуре) области значений *PT*, отвечающие фациям голубых сланцев. Из сказанного следует и второе чрезвычайно важное заключение: ограниченные глубины плавления и в целом относительно малая глубинность процесса в сравнении с молодыми зонами субдукции, исключают существование мантийного клина: поверхность погружающейся плиты, очевидно, непосредственно продвигалась вдоль подошвы перекрывающей коры. На эту особенность указывают и геохимические свидетельства отсутствия или ограниченности взаимодействия парциальных расплавов с веществом мантийных перидотитов. Поэтому вполне вероятно, что океанская кора, в той или иной степени подвергшаяся парциальному плавлению, в значительной или преобладающей части была аккретирована к основанию перекрывающей плиты, нарастив в итоге мощность континентальной коры.

Возможность подобного развития событий при субдукции «горячей» архейской коры (при температурах мантии, которые более, чем на 100–200°С, превышают современные) в разных формах неоднократно обсуждалась в литературе. Обсуждение проблемы в версии, наиболее близкой рассматриваемой ситуации, представлено в работе [Bjørnerud, Austrheim, 2004], где предполагается существование прогрессивной ветви *P-T-t*-траектории, практически идентичной той, которую мы наблюдаем в случае эклогитов Салмы. Следует сделать оговорку: авторы названной публикации полагают, что такой путь метаморфической эволюции непосредственно определялся высоким уровнем температур в архее. Пример Салмы не позволяет напрямую связать особенности протекания процесса формирования эклогитов со специфическим тепловым режимом архея. Высокие температуры субдуцирующей коры в районе Салмы вполне могли определяться локальными причинами.

Вместе с тем, в работе [Bjørnerud, Austrheim, 2004] обосновано предположение, что из-за быстрой дегидратации архейской «горячей» плиты при субдукции сам процесс эклогитизации резко замедляется. В результате, достигнув условий эклогитовой фации, породы оказываются в метастабильном состоянии, сохраняя минеральные парагенезисы более ранних стадий. Вполне очевидно, что мафитовые породы Салмы испытывают полное и глубокое преобразование в условиях эклогитовой фации, предшествующие минеральные ассоциации сохраняются в виде небольших бронированных реликтов. При этом породы не подвергались парциальному плавлению, и метаморфические процессы протекали в отсутствии или при крайне ограниченном участии надкритических флюидов — как на прогрессивной, так и на регрессивной стадиях эволюции.

Жесткая закрытость системы, по-видимому, первоначально определялась прочностью и однородностью массивных полнокристаллических плутонических пород, а впоследствии — теми же свойствами эклогитовых тел. В пользу этого предположения, в частности, свидетельствует сохранность на всех стадиях эволюции геохимического типа исходного магматического циркона. Таким образом, устойчивость фрагментов океанской коры в условиях, благоприятствовавших парциальному плавлению, могла определяться текстурными особенностями этих фрагментов. Тем не менее, погружаясь в область с *PT*-параметрами эклогитовой фации, «стойкая» минеральная матрица оказалась полностью замещенной минеральными парагенезисами эклогитовой фации. Что именно сыграло роль «спускового крючка» и/или «смазки» остается неизвестным.

Поскольку наиболее вероятные оценки возраста формирования океанической коры (2.89 млрд лет) и эклогитового метаморфизма (2.82 млрд лет) требуют дальнейшего уточнения, темп и длительность погружения океанской плиты до глубин и температур эклогитовой фации можно оценить только ориентировочно. Однако возраст гранулитового метаморфизма, вызванного возвратным перемещением породы в область условий гранулитовой фации, установлен — 2.72–2.70 млрд лет. Это позволяет считать, что на протяжении 80–100 млн лет порода без существенных преобразований находилась в достигнутой позиции при *PT*-параметрах эклогитовой фации. Мы пока не можем установить, свидетельствует ли сохранность минеральных ассоциаций о стабильности термальной обстановки в это время.

Размещение мафитовых магм в коре активной окраины на глубинах 15–20 км и формирование Гридинского дайкового роя произошло внутри временно́го интервала от 2.84 до 2.73 млрд лет, возможно, уже 2.84 млрд лет назад. Можно предположить, что в какой-то момент внутри этого временно́го интервала началось погружение медленно-спредингового хребта в зону субдукции, сопровождавшееся инъекциями магм

MORB-типа в основание коры активной окраины. Признаки погружения даек, последовавшего за кристаллизацией расплава, при точном подобии *P-T-t*-траекторий погружения габброидов (протолитов эклогитов) Салмы и даек Гридино свидетельствуют о вовлечении в субдукцию нижней части коры активной окраины совместно с размещенными в ней дайками. В свою очередь, линзовидные будинообразные тела эклогитов Гридино могут интерпретироваться как эклогитизированные фрагменты океанической коры или как эклогитизированные фрагменты даек наиболее ранней генерации.

Столкновение Беломорского аккреционного орогена с Южно-Кольской активной окраиной неоархейского Кольского континента, произошедшее ближе к концу того же интервала, 2.75–2.74 млрд лет назад, по-видимому, было лишь частью более грандиозного коллизионного события — объединения Карельского, Хетоламбинского и Кольского континентов и возникновения грандиозного орогенного пояса, вобравшего в себя микроконтиненты, островодужные террейны, задуговые и междуговые комплексы Беломорского орогена.

Тектонические события, датированные 2.73–2.70 млрд лет, результатом которых стал подъем эклогитсодержащих ассоциаций до глубины порядка 40–45 км, синхронны формированию гранулитовых и размещению сопряженных магматических комплексов в пределах Беломорского пояса 2.73–2.72 млрд лет назад (см. раздел 2.2.3). Это позволяет связывать рост температур и перемещение эклогитов с проявлением активности плюмового типа, сопровождавшимся растяжением и утонением коры.

Подъем в верхние уровни коры и по крайней мере частичная эксгумация эклогитовой ассоциации Салмы связаны с коллизионным сжатием и утолщением коры в конце палеопротерозоя (~1.9 млрд лет) и соответственно полностью оторваны от архейских событий, завершившихся на 800 млн лет раньше. Палеопротерозойская коллизия, ответственная за перемещение и эксгумацию крупных пластин континентальной коры, не вызвала значительной внутренней перестройки этих пластин. Поэтому мы должны обозначить еще одну проблему архейской эволюции: как и почему тела (блоки) эклогитов оказались погруженными в массу ТТГ гнейсов? Тесное чередование «гранитоиды–эклогиты» не характерно для современных и фанерозойских структур, где эклогиты совместно с осадочными породами, метаморфизованными в фациях голубых сланцев, обычно участвуют в строении аккреционных призм. Структурные особенности размещения эклогитовых тел в пределах Беломорской провинции более всего указывают на «всплывание» эклогитовых блоков, вовлеченных в перемещение ТТГ гнейсов — пород более легких и пластичных при определенных условиях. Поскольку количество датировок ТТГ гнейсов в узком интервале около 2.7 млрд лет в Беломорском поясе достаточно велико, в том числе — в непосредственном соседстве с эклогитами, можно предположить, что вынос тел (блоков) эклогитов к уровням средней–верхней коры мог быть непосредственно связан со структурной и вещественной перестройкой коры в это время. При этом в частичное расплавление и перемещение, очевидно, были вовлечены породы пододвинутой континентальной плиты — Карельского кратона.

Высокие температуры — специфика субдукционных процессов и формирования эклогитов мезо-неоархея

Беломорская эклогитовая провинция представляет собой уникальную природную лабораторию. Результаты исследований архейских эклогитовых ассоциаций создают *основу для* важных, но пока — *предварительных заключений* о температурах в архейской мантии и геодинамических обстановках архея.

1. Высокие температуры океанской коры, поступающей в зону субдукции, — минимально на 100–150°С выше, чем в океанской плите Каскадии, 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 «общую» высокую температуру мантийной области.

2. 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 «направляли субдукцию в обход» низкотемпературных–высокобарических условий, определяющих формирование голубых сланцев. Высоко-

температурные 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.

Тектоника и глубинное строение коры континента Кола-Карелия в области коллизионного объединения архейских орогенов: Кольского, Беломорского и Карельского

Новые данные, охарактеризованные в разделе 2.1.6, соотнесенные с моделью глубинного строения коры Карело-Кольского региона (см. ниже рис. 4.15 и 4.18), позволяют усовершенствовать существующие представления о строении и природе границы между Беломорским коллизионно-аккреционным орогеном и Кольским континентом (кратоном). (В скобках стоит напомнить, что терминология, применяемая для обозначения этих тектонических подразделений неоднократно менялась: мегаблоки, провинции, кратоны, орогены, террейны, подвижные пояса, мобильные пояса и др. В некоторых случаях мы вынуждены пользоваться устаревшими терминами.) Вопрос о размещении, строении и возрасте этой границы на протяжении долгих лет был одним из наиболее обсуждаемых вопросов геологии Карело-Кольского региона [Кратц и др., 1978; Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе].

Рассматривались два варианта проведения границы: по палеопротерозойскому осадочно-вулканогенному поясу Печенга-Имандра-Варзуга или по Главному Беломорскому шву в основании тектонических покровов палеопротерозойского Гранулитового (Лапландско-Колвицкого) пояса. К настоящему времени, возможно, наиболее популярна идея, согласно которой как северная, так и южная границы Беломорского орогена в сегодняшней структуре коры образованы палеопротерозойскими надвиговыми зонами: породы Беломорского орогена надвинуты к юго-западу на Карельский кратон, «а на него, в свою очередь, с северо-востока надвинуты породы Лапландского гранулитового пояса, блока Инари и Кольской провинции» [Слабунов, Лобач-Жученко и др., 2006, с. 143]. В то же время, использование палеопротерозойских структур покровно-надвигового типа для обозначения границ между архейскими тектоническими подразделениями можно рассматривать лишь как «временную меру — меру нашего незнания» (там же).

В согласии с данными геологического картирования, анализ сейсмического разреза коры по профилю 1-ЕВ показал, что границы тектонической расслоенности (делимости) коры в пределах Беломорского орогена погружаются в северо-восточном направлении. В настоящее время широко принимается представление о том, что Беломорский «подвижный пояс» представляет собой тектонический коллаж, состоящий из серии пластин — тектонических покровов [Миллер, Милькевич, 1995; Миллер, 1997]. В верхней части разреза традиционно выделялась керетьская толща (свита), преимущественно образованная гранито-гнейсами [Шуркин и др., 1962], которая слагает верхнюю тектоническую пластину в общей последовательности. От Хеталамбинского гранит-зеленокаменного комплекса, расположенного ниже в этой последовательности, Керетьская пластина отделена Центрально-Беломорским зеленокаменным поясом («мафической зоной») [Миллер, Милькевич, 1995; Ранний докембрий..., 2005; Слабунов, Лобач-Жученко и др., 2006], который также представляет собой тектоническую пластину (см. ниже рис. 4.18). Геохимические особенности ультрамафитов, которые преобладают в строении Серякского фрагмента Центрально-Беломорского пояса, позволяют рассматривать этот фрагмент в качестве «протоофиолитового комплекса», в составе которого участвуют также и Fe-Ti габбро [Слабунов, Степанова, и др., 2005; Слабунов, Бибикова и др., 2006].

Эклогиты Салмы размещены внутри мощной толщи мигматизированных ТТГ гнейсов структурно выше погружающейся в север–северо-восточном направлении тектонической пластины Центрально-Беломорского пояса. Возраст плутонического протолита эклогитов Салмы практически совпадает с оценкой возраста ультрамафитов Центрально-Беломорского пояса (2.89 млрд лет и несколько древнее 2.85 млрд лет, соответственно). Рассматривая этот пояс вслед за А.И. Слабуновым с коллегами в качестве сутуры («про-

тоофиолитового комплекса»), мы признаем за надвинутой толщей роль плутонической ассоциации активной окраины континента, расположенного в современных координатах к северу — т.е. в пределах Кольского полуострова. Иными словами, анализ геологической ситуации позволяет интерпретировать рассматриваемую область развития ТТГ гнейсов в качестве активной окраины существовавших в архее Инари-Стрельнинского микроконтинента и Кольского континента в целом (см. прил. II-1). Безусловно, это заключение нарушает традиционное представление о ТТГ гнейсах (керетьской толщи) как об одном из компонентов Беломорского пояса, однако вполне согласуется с интерпретацией Беломорского пояса в качестве аккреционно-коллизионного орогена. Следовательно, Центрально-Беломорский пояс можно рассматривать в качестве неоархейской границы между Беломорским поясом и Кольским континентом (кратоном). Активной окраине Кольского континента предлагается присвоить название «Южно-Кольской».

Здесь следует напомнить (см. раздел 2.1.6.1) о возможном продолжении Беломорской эклогитовой провинции в северо-западном направлении на территорию Финляндии, где в автохтоне Лапландского гранулитового пояса были обнаружены минеральные парагенезисы, переходные от амфиболитовой фации к эклогитовой и образовавшиеся при $T = 670$°C и $P = 11$–12 кбар [Tuisku, Makkonen, 1999]. Возрастная характеристика этих пород отсутствуют. Поэтому нельзя исключить их принадлежность Беломорской провинции.

Геодинамическая интерпретация эволюции Беломорской эклогитовой провинции

Суммируя полученные данные и подводя итог обсуждению, можно наметить последовательность главных событий в геодинамической эволюции этой эклогитовой провинции и в процессе объединения Кольского континента со структурами Беломорского аккреционно-коллизионного орогена:

— > 2.89 (возможно, уже 2.95–2.94) млрд лет назад — существование Центрально-Беломорского океана между древними континентальными ядрами Хетоламбинского микроконтинента (одного из компонентов будущего Беломорского орогена) и Кольского континента;

— 2.89, возможно, начиная с 2.95–2.94 млрд лет — формирование океанической коры, включая плутоническую серию третьего слоя (оливиновые габбро, троктолиты, Fe-Ti габбро), а также вулканиты аналогичного состава;

— 2.82 млрд лет (возможно, интервал 2.89–2.80 млрд лет) — старт «горячей» субдукции под окраину Кольского континента, малоглубинное парциальное плавление погружающейся плиты, формирование ТТГ гранитоидов и развитие вудканоплутонической ассоциации на Южно-Кольской активной окраине, размещение мафитовых даек в коре активной окраины, эклогитовый метаморфизм массивных фрагментов субдуцировавшей плиты по мере достижения ими *PT*-параметров эклогитовой фации;

— интервал между 2.82 и 2.72 млрд лет — коллизионное объединение структур Беломорского аккреционно-коллизионного орогена и Кольского континента;

— 2.72–2.70 млрд лет — период плюмовой активности и связанных с нею метаморфических преобразований во внутриконтинентальной области, тектоническое растяжение, перемещение эклогитов к более высокому уровню в коре в условия гранулитовой фации, неравномерно проявленный гранулитовый метаморфизм; возможно также — частичное расплавление континентальной коры пододвинутого Хеталамбинского микроконтинента и перемещение тел эклогитов к уровню средней коры вместе со всплывавшими гранитоидами;

— 2.70–1.9 млрд лет — отсутствие свидетельств термальных воздействий;

— 1.91–1.89 млрд лет — эксгумация ассоциации Салмы в связи с коллизионными процессами конца палеопротерозоя;

— 1.80–1.79 млрд лет — охлаждение коры до уровня 450°C.

2.2. Неоархейские внутриконтинентальные ареалы высокотемпературного метаморфизма и в том числе щелочного, магматизма в пределах мезо-неоархейского континента Кола-Карелия

В предыдущем разделе (см. раздел 2.1) были последовательно охарактеризованы архейские структурно-вещественные ассоциации Мурман-

ского и Кольского микроконтинентов, Беломорского и Карельского аккреционно-коллизионных орогенов, в результате объединения которых возник сложно построенный (композитный) неоархейский континент Кола-Карелия (см. прил. II-1). В терминах, принятых при описании раннедокембрийских тектонических провинций, кора этого континента почти исключительно относится к типу гранит-зеленокаменных областей. Было показано, что формирование гранит-зеленокаменной коры континента Кола-Карелия можно рассматривать как результат композиции процессов тектоноплитного и плюмового типов. Объединенные в составе Кола-Карелии континентальные области разделены поясами типа фанерозойских сутурных зон (Центрально-Беломорским и Колмозеро-Воронья). Оценки возраста финальных событий в истории гранит-зеленокаменной коры несколько варьируют для различных тектонических подразделений Кола-Карелии: от 2.76 до 2.73 млрд лет.

Дальнейшая эволюция коры связана с внутриплитными (внутриконтинентальными) высокотемпературными событиями, инициированными мантийными процессами плюмового типа. Возраст, содержание и виды «геологической продукции» этих процессов несколько различаются в пределах Кольской и Карело-Беломорской провинций.

В пределах Карело-Беломорской провинции эта «продукция» включает: гранулито-гнейсовые комплексы и интрузивные тела эндербит-чарнокитовой серии, интрузии гранитоидов санукитоидного типа и дайки лампрофиров, проявления мигматизации и интрузии внутриплитных «молодых» гранитов, локальные проявления гранулитового метаморфизма, наложенные на ранее сформированные геологические образования. Временные оценки первоначальных проявлений внутриконтинентальной эволюции варьируют в узких пределах: от 2.76 до 2.72 млрд лет. Характерно концентрическое распределение этих проявлений в пределах Карело-Беломорской провинции (см. прил. II-1).

В пределах Кольской провинции возрастные ограничения внутриконтинентального этапа эволюции менее определенны, временные границы обоих этапов размыты и взаимно перекрываются. Главными производными внутриконтинентального корообразования в этой провинции являются: гранулито-гнейсовый комплекс (старт гранулитового метаморфизма — 2.79 млрд лет), комплекс кислых известково-щелочных и щелочных метавулканитов (первые надежно датированные кислые метавулканиты — 2.76 млрд лет назад), интрузии габбро-анортозитов (2.68–2.61 млрд лет).

За перечисленными отчетливо выраженными проявлениями тектоно-термальной и магматической активности на всей территории Кола-Карелии последовал шлейф мигматитообразования и интрузий «молодых» гранитов, прослеженный до 2.55–2.53 млрд лет.

Геологические события, отвечающие этапу внутриконтинентальной эволюции, естественным образом проявились не только в формировании «собственных» горно-породных ассоциаций, в значительной части ювенильных, но и в неоднородной переработке ранее сформированных структурно-вещественных ассоциаций. Поэтому границы геологических образований, сформированных в «доконтинентальный» и «внутриконтинентальный» этапы эволюции, во многих случаях не поддаются однозначному определению. В пределах конкретных структурно-тектонических подразделений производные обоих этапов, как правило, предстают как элементы непрерывной последовательности событий архейского корообразования.

Именно так эти последовательности и воспринимаются до настоящего времени абсолютным большинством исследователей (например, см. книгу [Ранний докембрий..., 2005 и ссылки в этой работе]). Более того, предполагается, что рассматриваемый этап корообразования следует интерпретировать как собственно коллизионный, полагая, что проявления высокотемпературного метаморфизма и магматизма являются закономерным и непосредственным продолжением предшествующей эволюции [Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Слабунов, 2005, 2008; Слабунов, Лобач-Жученко и др., 2006]. Сложность реальных геологических соотношений побудила нас представить в предыдущих разделах более или менее «непрерывное» описание архейских структурно-вещественных ассоциаций каждого тектонического подразделения (например, Карельского или Беломорского аккреционно-коллизионных орогенов, соответственно, в разделах 2.1.4 и 2.1.5).

Между тем, в рамках моделей геодинамической эволюции, представленных в предыдущих разделах данной работы, предполагается, что неоархейские субдукционные и коллизионные процессы завершились 2.76–2.73 млрд лет назад. Последовавшие за коллизией внутриконтинентальные процессы характеризовались не

только специфическим составом структурно-вещественных ассоциаций, но и закономерным пространственным распределением, в значительной части независимым относительно предшествующего структурного плана (см. в работах [Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Лобач-Жученко, Чекулаев, 2007; Минц, 2007а]). Проблема выявления пространственно-временных закономерностей высокотемпературных процессов во внутренней области континента Кола-Карелия требует специального рассмотрения, которому посвящены два следующих подраздела.

2.2.1. Карело-Беломорский ареал внутриконтинентальных проявлений высокотемпературного метаморфизма и магматизма

Пространственное овально-концентрическое распределение разнотипных проявлений высокотемпературного метаморфизма и магматизма в пределах Карело-Беломорского ареала представлено на схеме прил. II-1 (см. также карту прил. I-1). В южной части ареала элементы овально-концентрической зональности срезаны простирающимися в северо-западном направлении палеопротерозойскими структурами Свекофеннского аккреционного орогена.

Анализ картины распределения позволяет достаточно уверенно зафиксировать следующие особенности, следуя от центра к периферии Карело-Беломорского ареала.

1. В центральной части ареала расположен Кухмо-Сегозерский микроконтинент, Как мы отмечали выше (см. раздел 2.1.4.4), структура микроконтинента характеризуется овально-концентрическим расположением зеленокаменных поясов, тяготеющих к его окраинам. Опираясь на анализ существующих геологических карт и интерпретацию сейсмического образа коры, можно представить строение архейской коры в центральной части микроконтинента в виде пологой полуовальной в плане синформы радиусом 50–75 км (см. ниже рис. 4.18). Синформа образована последовательностью вложенных одна в другую чашеобразных пластин, сложенных гранито-гнейсами, «прослоенными» зеленокаменными вулканогенно-осадочными комплексами и/или их глубинными компонентами. В южной половине Кухмо-Сегозерского микроконтинента соотношения гранито-гнейсового комплекса с «кружевными» центриклинально ориентированными структурами парагнейсовых поясов позволяют наметить еще одну полуовальную депрессию радиусом 80–125 км, вытянутую в меридиональном направлении.

2. Внутренняя область Кухмо-Сегозерского микроконтинента представляет собой гранит-зеленокаменную область (см. раздел 2.1.4.4; прил. II-2). Ее характерной особенностью является наличие «дозеленокаменного» гранито-гнейсового основания, датированного в интервале 2.84–2.79 млрд лет, и залегающих на этом основании зеленокаменных и парагнейсовых поясов, сложенных вулканогенно-осадочными толщами внутриконтинентального происхождения. Непременным компонентом вулканогенно-осадочных разрезов являются магнетитовые кварциты и сланцы. Наращивание вулканогенно-осадочных разрезов продолжалось с 2.76 до 2.73, возможно, до 2.70 млрд лет.

3. В осевой зоне размещены Вокнаволокский и Лиекса-Тулоский гранулитовые комплексы, тяготеющие к северному обрамлению соответствующих депрессий (см. раздел 2.1.4.6; прил. I-1 и II-2). Породы комплекса Лиекса-Тулос надвинуты (выдавлены) на структуры обрамления. Главным компонентом гранулитовых комплексов являются интрузии эндербитов и пироксенсодержащих гранитов, а также пироксенсодержащие амфиболиты (диафторированные мафитовые гранулиты). Пиковые параметры метаморфизма достигали 800°С и 5–6 кбар, возраст гранулитового метаморфизма — 2.76–2.73 млрд лет.

4. Санукитоиды (см. раздел 2.1.4.5) — «постскладчатые» высокомагнезиальные субщелочные гранитоиды, обогащенные MgO, Cr, Ni и одновременно Sr, Ba, ЛРЗЭ и рядом других литофильных элементов, широко распространены в пределах Кухмо-Сегозерского микроконтинента и сопредельных структур (см. прил. I-1 и II-1). Относительно крупные массивы встречены только в Северной Карелии. В остальных случаях санукитоидами сложены небольшие изолированные тела, размер которых в поперечнике не превышает первых километров. Часть из них представляет собой интрузивы центрального типа. Массивы санукитоидов, как установила С.Б. Лобач-Жученко [Lobach-Zhuchenko et al., 2005], концентрируются в пределах двух «ветвей». Западная ветвь следует границе микроконтинентов Кухмо-Сегозерского и Кьянта, восточная «ветвь» протягивается

вдоль восточной окраины Кухмо-Сегозерского микроконтинента и плавно «перетекает» в пределы Водлозерского микроконтинента, где наращивается в восточном направлении серией массивов «молодых» гранитоидов. В осевой зоне Кухмо-Сегозерского микроконтинента в его северной части, где обе «ветви» приходят в соприкосновение, размещены крупные массивы санукитоидов — Пяозерский и Калевальский. Далее к югу в пределах все той же осевой зоны располагаются массивы санукитоидов, пространственно связанные с Костомукшским поясом. В южной части Кухмо-Сегозерского микроконтинента в пространственной связи с парагнейсовыми поясами и гранулитовым комплексом Лиекса-Тулос размещена еще одна группа массивов. Наконец, на простирании западной «ветви», но уже в пределах микроконтинента Рануа-Иисалми, разместился массив Нилсия.

Геохронологические данные свидетельствуют о неодновременности формировании близких по возрасту санукитоидных массивов. При этом пространственное распределение возрастных оценок оказывается лишь частично упорядоченным (закономерным) (прил. II-1). Наблюдается не слишком отчетливая тенденция удревнения возраста санукитоидных интрузивов по направлению к периферии Карельского АКО — преимущественно в пределах Водлозерского микроконтинента, что впервые отметили Е.В. Бибикова с соавторами [Bibikova et al., 2005]. Менее отчетливо та же тенденция просматривается и в западном направлении — в районе зеленокаменного пояса Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми. Более древние санукитоиды, сформированные в интервале от 2.76 до 2.72 млрд лет, принадлежат южной части Восточной «ветви», располагаясь преимущественно в пределах Водлозерского микроконтинента. Однако в эту же возрастную группу попадают также и массивы в пределах пояса Хатту, а также массив Арола, принадлежащий Западной «ветви». Формирование массивов Пяозеро и Каапинсалми, принадлежащих Западной «ветви», и массива Нюк в Восточной «ветви» связано с интервалом 2.72–2.70 млрд лет. В пределах возрастного интервала 2.70–2.65 млрд лет оказались массивы поздних гранитов и санукитоиды массива Лосо, принадлежащие Западной «ветви», лампрофиры массива Калевала в осевой зоне Кухмо-Сегозерского микроконтинента, массив Ледмозеро (Восточная «ветвь»), массив Ялонваара в южной части микроконтинента.

5. Следующий подковообразный элемент овально-концентрической зональности образован цепью синформных структур гранулито-гнейсовых поясов в обрамлении Кухмо-Сегозерского микроконтинента, размещенных на гранит-зеленокаменном фундаменте Хетоламбинского и Рануа-Иисалми микроконтинентов (см. прил. II-1 и II-2). Цепочка включает Нотозерский комплекс гранулитов и эндербит-чарнокитов (см. раздел 2.1.5.3) и три гранулито-гнейсовых пояса: Чупинский (см. раздел 2.1.5.3), Пудасъярви и Варпаисъярви (см. раздел 2.1.4.2). Метавулканогенно-метаосадочная толща Ахоланваара, близкая по свойствам чупинским гнейсам, известна в пределах комплекса Суомуярви [Evins et al., 2002]. Комплекс Суомуярви расположен между Чупинским и Пудасъярви звеньями цепи гранулито-гнейсовых структур. Цепь синформных структур гранулито-гнейсовых поясов охватывает Карельский кратон с западной, северной и северо-восточной стороны. Кроме того, известны небольшие проявления гранулитов в пределах Водлозерского микроконтинента близ юго-восточного побережья Онежского озера (см. раздел 2.1.4.1).

Особенности состава, строения и метаморфических преобразований перечисленных подразделений охарактеризованы в предшествующих разделах, цель данного раздела — обобщение их наиболее важных определяющих характеристик.

Перечисленные структурно-вещественные ассоциации можно представить в виде закономерного сочетания трех компонентов: 1) гранулито-гнейсового (метавулканогенного-метаосадочного) выполнения синформных структур (деформированных палеодепрессий); 2) пород фундамента, которые подверглись гранулитовому метаморфизму на стадии заложения и затем, — одновременно с метаморфизмом испытали вулканогенно-осадочное выполнение палеодепрессий; 3) интрузий эндербит-чарнокитов, размещенных в фундаменте, в некоторых случаях — пересекающих выполнение синформных структур.

5.а. Нотозерский комплекс гранулитов и чарнокит-эндербитов и Чупинский гранулито-гнейсовый пояс, как показано в разделе 2.1.5.3 (см. прил. II-1 и II-2), образуют закономерное сочетание взаимосвязано сформированных структурно-вещественных ассоциаций. Приток глубинного тепла, вызвавший гранулитовый метаморфизм гранит-зеленокаменного комплекса

Хетоламбинского микроконтинента (спорадически фиксируемый на уровне современного эрозионного среза), сопровождался размещением интрузивных тел эндербит-чарнокитов и тоналитов. Возраст событий этой группы фиксируется узким интервалом оценок — 2.73–2.71 млрд лет. На уровне коры, вскрытой современным эрозионным срезом, оценки пиковых *PT*-параметров достигают 700–750°С и ~12 кбар, что приблизительно соответствует глубине метаморфических преобразований порядка 45 км. Уместно предполагать, что начало сопряженного формирования Чупинской депрессии можно также датировать 2.73 млрд лет.

Однако имеющиеся геохронологические данные, полученные по цирконам из нотозерских эндербитов и гнейсов чупинской толщи, указывают на начало осадконакопления несколько раньше — в пределах интервала между 2.78 и 2.74 млрд лет. Вполне вероятно, что прогибание фундамента и старт осадконакопления действительно несколько опережали прогрев коры до гранулитовых температур, однако большая разница во времени здесь маловероятна. Можно ограничить «интервал неопределенности» и принять дату 2.74 млрд лет за возраст начала формирования Чупинской депрессии и старта осадконакопления. Сопоставляя возрастные оценки размещения эндербитов и метаморфизма гнейсов, мы должны предположить высокий темп осадконакопления, поскольку не позднее 2.73 млрд лет назад вулканогенно-осадочная толща уже подверглась метаморфизму гранулитовой фации.

Поскольку речь идет о метаморфизме мощной толщи, заполнявшей быстро прогибавшуюся депрессию, можно предположить, что в период, когда термальный ореол достиг нижней части вулканогенно-осадочного разреза, прогибание основания депрессии и осадконакопление могли некоторое время продолжаться. В породах нижней части разреза, представленных в настоящее время в виде гнейсов чупинской толщи, содержатся детритовые цирконы, охарактеризованные широким спектром возрастов — от 3.22 до 2.78 млрд лет. Примечательны «древние» цирконы, наличие которых свидетельствует либо о существовании на уровне палеоповерхности рельефа источников сноса терригенного материала соответствующих возрастов в период осадконакопления, либо о захвате этих цирконов при парциальном плавлении древней коры и формировании вулканитов, участвовавших в заполнении депрессии.

Оценки пиковых *PT*-параметров находятся на уровне 700–720°С и 10 кбар (глубина около 37 км). Разница в полученных оценках глубины метаморфизма пород фундамента и выполнения депрессии вполне естественна. Продолжительность высокотемпературного метаморфизма, по-видимому, не превысила 20 млн лет, дальнейшие преобразования (мигматизация, диафторез) протекали на фоне постепенно-прерывистого снижения температур в коре вплоть до 2.58 млрд лет.

Исследование процессов мигматизации, включавшее систематизацию структурных соотношений составляющих мигматитовых комплексов, изучение условий формирования последовательных минеральных ассоциаций и исследование флюидных включений, выполненное в пределах опорного участка в районе Тупой губы Ковдозера [Седова и др., 1988, 1996: Ранний докембрий..., 2005], позволило выделить серию «вспышек» мигматизации (ультраметаморфизма). Мигматизации подверглись нотозерские тоналиты, датированные 2.72 млрд лет. Наиболее ранняя мигматизация («первые мигматиты») протекала в условиях гранулитовой фации. Последующие проявления мигматизации, разделенные внедрениями тоналитов и трондьемитов, протекали в условиях амфиболитовой фации с максимумами 2.69 и 2.58 млрд лет. Лейкосомы гранулитовой фации преимущественно образованы тоналитами, среди лейкосом амфиболитовой фации преобладают калишпатовые граниты. Последующие «вспышки», выделенные И.С. Седовой с соавторами, относятся к палеопротерозойской истории Кола-Карелии. Ранние относительно каждой «вспышки» лейкосомы обеднены ЛРЗЭ и особенно ТРЗЭ и характеризуются значительными положительными Eu аномалиями. Поздние лейкосомы обогащены ЛРЗЭ и обеднены ТРЗЭ и постепенно лишаются Eu аномалии.

5.б. Границы гранулитового пояса Пудасъярви размещенного на гранит-зеленокаменном фундаменте микроконтинента Рануа-Иисалми, намечены лишь приблизительно по геофизическим материалам (см. раздел 2.1.4.2; прил. II-1 и II-2). Пояс образован двупироксеновыми кислыми и мафитовыми ортогранулитами (трондьемитами, тоналитами, щелочными чарнокитами, аляскитами, базальтоидами). В строении комплекса принимают участие ТТ гранитоиды, чарнокиты, мафитовые гранулиты (метавулканиты) и гранулито-гнейсы (метаосадки). Оценки пиковых *PT*-параметров равны 700–800°С и

6.5–7 кбар. Возраст цирконов, наиболее достоверно датирующих время магматической кристаллизации протолита кислых гранулитов, равен ~2.96 млрд лет, возраст метаморфического циркона ~2.65 млрд лет.

5.в. Цепочку гранулито-гнейсовых поясов на юго-западном окончании замыкает гранулито-гнейсовый пояс Варпаисъярви. Как показано в разделе 2.1.4.2, на начальной стадии исследователи предполагали, что породы гранулитовой фации слагают несколько небольших блоков, разделенных разломами [Paavola, 1986; Hölttä, 1997]. Однако наш анализ данных и в особенности карт, приведенных в недавних публикациях [Hölttä, Paavola, 2000; Hölttä et al., 2000; Mänttäri, Hölttä, 2002], показал, что комплекс Варпаисъярви включает также и значительные площади, занятые породами, которые подверглись ретроградному метаморфизму. Совместно с этими породами гранулиты, по-видимому, охватывают преобладающую часть блока Иисалми (см. раздел 2.1.4.2; прил. II-1 и II-2). Овальная в плане синформная тектоническая структура, выполненная породами гранулитового комплекса, простирается в северо-западном направлении (см. прил. I-1 и II-1). Среди пород гранулитовой фации, не подвергшихся интенсивному диафторезу, преобладают безгиперстеновые ТТГ гнейсы и кордиерит-ортоамфиболовые породы, которые представляют собой подвергшиеся ретроградному метаморфизму эндербиты и кордиерит-ортоамфибол-ортопироксеновые породы. Они ассоциированы с кварц-кордиеритовыми и кордиерит-ортоамфибол-ортопироксеновыми породами (изредка — с сапфирином и/или корнерупином), которые, как предполагается, представляют собой метаморфизованные разности андезитов и базальтов, преобразованных в результате взаимодействия с нагретой морской водой.

Пиковые *PT*-параметры варьируют от 760–840°C и 9–9.5 кбар в осевой части синформы до 850–940°C и 9.5–11.3 кбар по периферии исследованной части синформы.

Протолиты гранулитов подверглись парциальному плавлению и мигматизации около 2.7 млрд лет одновременно с внедрением эндербитов 2.72–2.70 млрд лет назад. Метаморфизм гранулитовой фации захватил продолжительный временно́й интервал — от 2.70 до 2.62 млрд лет. Возрастные характеристики протолитов позволили разделить гранулиты на две группы. Возраст «древнего» протолита гранулитов 1-й группы превышает 3.2 млрд лет. Характеристики многих кристаллов циркона из этих гранулитов свидетельствуют о метаморфической перекристаллизации между 3.20 и 3.06 млрд лет назад. Лейкосома мигматитов была сформирована между 3.17 и 3.05 млрд лет. Возраст «молодого» протолита гранулитов 2-й группы, в значительной части образованного породами с признаками пребывания в контакте с морской водой, — 2.73 млрд лет. Анализ структуры пояса Варпаисъярви позволяет предполагать, что «древний» протолит — суть фундамент палеодепрессии, тогда как «молодой» протолит — ее осадочно-вулканогенное выполнение.

5.г. Проявления метаморфизма гранулитовой фации в пределах Водлозерского микроконтинента известны в нескольких участках (см. раздел 2.1.4.6; прил. I-1 и II-1): гранитоиды ТТГ серии «пятнами» преобразованы в эндербиты-чарнокиты, пересекающие их мощные (до 500 м) дайки габбро-норитов — в двупироксен-плагиоклазовые гранулиты. Оценки параметров метаморфизма составили 740–800°C, 2–5 кбар, оценки возраста — 2.65–2.61 млрд лет.

5.д. Складывается впечатление, что Восточная ветвь цепи гранулито-гнейсовых поясов в своей юго-восточной части замещена интрузивными телами «молодых гранитов» (ТТГ, граниты, монцониты, сиенодиориты, возможно, санукитоидного типа), датированных в пределах Хетоламбинского микроконтинента — 2.74–2.64 млрд лет, в пределах Водлозерского микроконтинента — 2.70–2.68 млрд лет. Речь идет именно о «впечатлении», поскольку имеющиеся геологические и геохронологические данные, характеризующие распределение «молодых гранитов», весьма ограничены.

5.е. Комплекс Суомуярви (см. прил. I-1 и II-1), расположенный между Чупинским и Пудасъярви гранулито-гнейсовыми поясами, заполняет пробел в цепочке гранулито-гнейсовых структур. Архейские образования этого комплекса размещены на площади около 900 км^2 в пределах или выступа фундамента или, напротив, провеса кровли протяженного массива палеопротерозойских гранитоидов. Геохронологические исследования комплекса Суомуярви были выполнены по цирконам с использованием технологии NORDSIM [Evins et al., 2002]. Главную роль в строении комплекса играет интрузив биотитовых тоналит-гранодиоритов, размещенный в пределах неизвестной нам рамы 2.81 млрд лет назад и преобразованный в ортогнейсы. Около 2.76 млрд лет назад тоналит-гранодиориты были интрудированы диорит-то-

налитами. Первые и вторые гранитоиды были в дальнейшем преобразованы в ортогнейсы и мигматизированы. Формирование вулканогенно-осадочного разреза Ахоланваара произошло вскоре после 2.73 млрд лет за счет удаленного древнего источника осадочного материала, на возрастные особенности которого указывает захваченный циркон с возрастом около 3.4 млрд лет. Разрез образован переслаиванием гнейсов (метапсаммитов, метапелитов, также кальций-силикатных пород), амфиболитов и силлиманитовых аркозитов. Метаморфизм, по-видимому, последовал непосредственно за осадконакоплением. По мнению авторов [Evins et al., 2002], комплекс Суомуярви в целом может принадлежать юго-западной окраине Беломорского «блока».

6. Внешняя зона овально-концентрического ареала проявлена спорадически. Перекристаллизация в условиях гранулитовой фации зафиксирована на стадии ретроградных преобразований эклогитовой ассоциации Салмы (см. раздел 2.1.6.1) и Гридино (см. раздел 2.1.6.2) 2.72–2.70 млрд лет назад.

7. Данные о глубинном строении (см. ниже рис. 4.18) свидетельствуют о синформном строении ряда важных структурно-тектонических элементов Карело-Беломорского ареала — региональной структуры Кухмо-Сегозерского микроконтинента, Чупинского и Варпаисъярви гранулитовых поясов — и об отсутствии непосредственных связей гранулито-гнейсовых комплексов, выполняющих синформные структуры на уровне дневной поверхности, и предполагаемых на уровне нижней коры.

2.2.2. Кольский ареал внутриконтинентальных проявлений высокотемпературного метаморфизма и высокотемпературного, в том числе щелочного, магматизма

В отличие от Карело-Беломорского ареала овально-концентрического строения, сформированный в то же самое время Кольский ареал внутриконтинентальных проявлений высокотемпературного метаморфизма и магматизма характеризуется линейно-блоковой геометрией. Ареал, приуроченный к центральной части Кольского полуострова, протягивается в северо-западном направлении на 600 км при ширине порядка 200 км. 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 вулкано-тектоническая палеодепрессия. Скромную роль играют интрузии санукитоидов. Сподуменовые пегматиты, которые также пользуются ограниченным распространением, вмещают крупные промышленные залежи руд редких металлов.

1. «Дозеленокаменный» гранито-гнейсовый комплекс Инари-Кольской ГЗО (см. раздел 2.1.3.1; прил. I-1 и II-1), преимущественно образованный породами ТТГ серии, в главных чертах был сформирован к рубежу 2.80 млрд лет. Формирование внутриконтинентальных вулканогенно-осадочных разрезов зеленокаменных поясов, согласно скудным сведениям, которыми мы на сегодня располагаем, связано с интервалом 2.76–2.66 млрд лет.

2. Центрально-Кольский гранулито-гнейсовый пояс (см. раздел 2.1.3.2, прил. I-1 и II-1) представляет собой покровно-надвиговый ансамбль синформного строения, размещенный поверх структурно-вещественных ассоциаций Инари-Кольской ГЗО. Вулканогенно-осадочный комплекс — протолит гранулито-гнейсовой ассоциации, был сформирован во внутриконтинентальной области. Ограниченная информация, полученная в результате исследования Sm-Nd системы, позволяет предполагать, что седиментация могла быстро смениться высокотемпературным метаморфизмом. В метаморфической истории Центрально-Кольского пояса фиксируются три последовательных интервала метаморфизма (метаморфических события): первый — 2.79–2.71 млрд лет, второй — 2.66–2.64 и третий — 2.58–2.55 млрд лет. Распределение в пространстве параметров пикового метаморфизма в интервале 2.79–2.71 млрд лет можно охарактеризовать приблизительно: 800°С при 6–7 кбар (в северо-западной части до 900°С и 9 кбар) у основания покровно-надвигового ансамбля и 650°С при 4–5 кбар в его верхней части. Оценки возраста первого этапа получены, судя по первичным публикациям, в однотипных породах, гиперстеновых гранодиоритах и диоритах (эндербит-чарнокитах) и в некоторых кондалитах, оценки второго этапа — для пород с преобладанием минеральных ассоциаций амфиболитовой фации по низкоурановым «гранулитовым» цирконам.

Наконец, третий, заключительный, этап охарактеризован «поздними» высокоурановым цирконами.

3. Кейвская вулкано-тектоническая палеодепрессия (см. раздел 2.1.3.2; прил. I-1 и II-1) расположена в восточной части ареала непосредственно к юго-востоку от Центрально-Кольского гранулито-гнейсового пояса.

3.а. В отличие от Центрально-Кольских гранулито-гнейсов, протолиты Кейвской ассоциации представлены почти исключительно кислыми известково-щелочными и щелочными вулканитами (отложениями пирокластических потоков — игнимбритами и спекшимися туфами), которые длительное время не подвергались сколько-нибудь значительным метаморфическим преобразованиям. Вулканический разрез был сформирован в обстановке растяжения во внутриконтинентальной области.

Породы довулканического основания на современном эрозионном срезе Кейвской палеодепрессии не установлены. Начальный этап вулканизма 2.90–2.87 млрд лет назад характеризовался извержениями андезито-базальтового и андезитового состава. Однако «пик» вулканизма, по всей вероятности, не связанного с более ранними событиями, представлен массовыми извержениями пирокластических потоков 2.76–2.75 и 2.67–2.63 млрд лет назад. Отложения пирокластических потоков образовали протяженное вулканическое плато, подобное вулканическим накоплениям Охотско-Чукотского вулканического пояса, Американских Кордильер, области оз. Таупо в Новой Зеландии и т.п.

3.б. С завершающим этапом связаны интрузии нефелиновых сиенитов, а также и размещение массивов габбро-анортозитов Цага-Ачерйокского комплекса 2.68–2.61 млрд лет назад. Цага-Ачерйокский комплекс образован гирляндой силлообразных массивов, расположенных по периметру Кейвской структуры, и, повидимому, представляет собой фрагменты единого пластинообразного тела (или системы взаимосвязанных тел), размещенных в пределах фрагментированного тектонического покрова, перекрывающего краевые области палеодепрессии (см. прил. I-1). В строении массивов участвуют габбро-лабрадориты, троктолиты, габбронориты, перидотиты и пироксениты. Аналогичные по составу тела и дайки, известные в пределах Мурманского микроконтинента непосредственно к северу от Кейв, мы также рассматриваем в составе Цага-Ачерйокского комплекса. Оценки значений ε_{Nd} и $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ для габбро-анортозитов Цагинского массива свидетельствуют о коровой контаминации мантийных магм.

4. В отличие от Карело-Беломорского ареала, Кольский ареал отмечен лишь единичными проявлениями санукитоидного магматизма, что, впрочем, может быть связано с недостаточным вниманием к этой магматической серии (см. раздел 2.1.2; прил. I-1, II-1 и II-2). Интрузии гранитов и кварцевых монцонитов (по крайней мере, в случае Поросозерского массива принадлежащие санукитоидной серии) возникли в западной части Инари-Кольской ГЗО и в пограничной области с Мурманским микроконтинентом субсинхронно с формированием вулканогенно-осадочных разрезов 2.78–2.73 млрд лет назад.

5. Вдоль древней сутуры Колмозеро-Воронья протягивается цепочка редкометалльных сподуменовых пегматитов, с которыми связано оруденение промышленного масштаба (см. раздел 2.1.2; прил. I-1). Время их формирования размещено внутри интервала 2.76–2.64 млрд лет. Мы связываем их образование с проявлением плюмовой активности: притоком глубинного тепла, которое вызвало плавление осадков, обогащенных редкими и летучими компонентами, и формирование редкометалльных пегматитов.

2.2.3. Карбонатитовый массив Сиилинъярви

Карбонатитовый массив Сиилинъярви (A-521 на карте прил. I-1). Этот массив расположен на территории Финляндии в юго-западной части Карельского кратона в пределах блока Иисалми. Массив представляет собой крутопадающее дайкообразное тело длиной около 16 км и мощностью около 1.5 км. В его строении участвуют глиммериты, флогопитовые и кальцитовые карбонатиты, а также перечисленные разновидности пород, обогащенные апатитом [Puustinen, 1971].

Геохронология. U-Pb датирование цирконов из карбонатитов дало практически идентичные оценки: 2.6±0.2 (2.58±0.20) млрд лет (данные Геологической службы Финляндии по [Patchett et al., 1981]) и 2.61±0.02 млрд лет (U-Pb по циркону и бадделеиту), 2.61±0.01 млрд лет (U-Pb по кристаллу циркона из пегматоидного тела) [Зозуля и др., 2007].

2.2.4. Геодинамическая интерпретация неоархейских внутриконтинентальных ареалов высокотемпературного метаморфизма и магматизма

Систематизация данных о главных особенностях структурно-вещественных ассоциаций позволяет выявить черты сходства и различия Карело-Беломорского и Кольского ареалов внутриконтинентальных проявлений высокотемпературного метаморфизма и магматизма и сформулировать основные положения модели возникновения и геодинамической эволюции названных ареалов.

1. Карело-Беломорский ареал в плане имеет овальную форму. Длинная ось овала, протягивающаяся в меридиональном направлении, достигает длины 600–700 км, максимальная ширина — 400–450 км. Южная часть овальной структуры ареала срезана вдоль линии северо-западного простирания, образованной границей с палеопротерозойским Свекофеннским аккреционным орогеном (см. прил. II-1 и II-2). Кольский ареал, приуроченный к центральной части Кольского полуострова, протягивается в северо-западном направлении на 600 км при ширине порядка 200 км.

2. Выше была представлена структурно-возрастная последовательность концентрических зон Карело-Беломорского ареала, образованных различными проявлениями высокотемпературного метаморфизма и магматизма.

2.а. Наиболее ранние проявления размещены в центре ареала — в пределах Кухмо-Сегозерского микроконтинента: внутриконтинентальные зеленокаменные пояса Кухмо-Сегозерской ГЗО (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).

2.б. Зона гранулито-гнейсовых поясов (Нотозеро-Чупа, Пудасъярви, Варпаисъярви) возникла в течение интервала времени 2.74–2.70 млрд лет. Практически в то же самое время (2.72–2.70 млрд лет) гранулитовый метаморфизм спорадически проявился в самой внешней зоне ареала.

2.в. Затем 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).

2.г. 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. Имеющиеся данные фиксируют преимущественное проявление этих процессов в юго-восточной части ареала.

3. Кольский ареал, сформированный на «дозеленокаменном» гранито-гнейсовом фундаменте, 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. Формирование внутриконтинентальных вулканогенно-осадочных разрезов зеленокаменных поясов завершилось к 2.66 млрд лет, существование внутренней стадийности этого процесса имеющимися геохронологическими данными не зафиксировано. Напротив, в эволюции метаморфизма Центрально-Кольского гранулито-гнейсового пояса и магматизма в пределах Кейвской вулкано-тектонической 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. Поздние метаморфические преобразования датированы 2.58–2.55 млрд лет.

Таким образом, возникновение и развитие Карело-Беломорского и Кольского внутриконтинентальных ареалов высокотемпературного метаморфизма отвечают неоархейскому этапу эволюции континента Кола-Карелия. Внутренняя периодизация и петрогенетическая сущность процессов в пределах каждого из ареалов характеризуется определенной спецификой. 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 диссипации 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 далее — в космическом пространстве.

Совершенно очевидно, что овальную конфигурацию, концентрическое строение и последовательность формирования Карело-Беломорского ареала, который *пересекает* разновозрастные тектонические структуры региона, объединившиеся на разных стадиях архейской эволюции, трудно (мы полагаем — невозможно) совместить с идеей коллизионных событий в пределах Карело-Беломорского региона 2.70–2.65 млрд лет назад, которая была представлена в работах [Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Слабунов, Лобач-Жученко и др., 2006; Слабунов, 2008]. Согласно этой идее, изложенной в коллективной статье [Слабунов, Лобач-Жученко и др., 2006], 2.73–2.70 млрд лет назад Беломорский пояс представлял собой «ядро» только еще формирующегося коллизионного орогена. Как предполагается, массивы санукитоидов в тот же период разместились в зоне, переходной от Беломорского пояса к Карельскому кратону, а в центральной части Карельского кратона возникли депрессии, заполнившиеся осадками и вулканитами кислого и среднего состава. Гранулитовые комплексы рассматриваются как указание на коллизионное утолщение коры вдоль границ коллидировавших террейнов, за исключением Чупинского пояса, который интерпретируется как аналог аккреционной призмы современных островодужных и окраинно-континентальных систем.

По мнению авторов данного раздела, геометрические особенности Карело-Беломорского ареала внутриконтинентальных проявлений высокотемпературного метаморфизма и магматизма находят удовлетворительное объяснение в рамках модели мантийного плюма, первоначальная активность которого фиксируется около 2.76 млрд лет назад в центральной части ареала, а пик активности можно связать с событиями 2.74–2.70 млрд лет назад. Геохронологические данные фиксируют расширение области высокотемпературных процессов от центра (2.76–2.73 млрд лет) к периферии (2.74–2.70 млрд лет) ареала. Близкие выводы были сделаны ранее С.Б. Лобач-Жученко с соавторами [Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Лобач-Жученко, Чекулаев, 2007].

Охарактеризованные выше закономерности проявления внутриконтинентальных процессов в пределах Кольского ареала также невозможно связать с предполагаемыми коллизионными событиями, сконцентрированными вокруг Беломорской провинции.

2.3. Палео-мезо-неоархейский континент Сарматия

Кратон Сарматия (коровый фрагмент или провинция, согласно С.В. Богдановой) занимает южную часть сформированного к концу палеопротерозоя Восточно-Европейского кратона (см. рис. 01). В строении кратона, наряду с фрагментами архейской коры (фрагментами древних архейских кратонов), относительно слабо переработанными в палеопротерозое, важную роль играют палеопротерозойские тектонические пояса, образованные как переработанной архейской корой, так и ювенильными палеопротерозойскими комплексами. Наши исследования были сосредоточены в северо-восточной части Сарматии, в пределах территории России. В данном разделе представлена характеристика архейского Курского кратона (гранит-зеленокаменной области, ГЗО) и крайне слабо изученного кратона Хопёр, образующих северо-восточную окраину Сарматии.

Прежде чем переходить к рассмотрению архейских структурно-вещественных комплексов Курского кратона, следует остановиться на некоторых вопросах, касающихся тектонического районирования восточной половины Сарматии, и обсудить существующие представления о границах Курского кратона. К настоящему времени наиболее известна и популярна схема районирования, разработанная А.А. Щипанским и С.В. Богдановой с соавторами [Shchipansky, Bogdanova, 1996; Bogdanova, Gorbatschev, Garetsky, 2005; Щипанский и др., 2007]. Согласно этой схеме, территория, которую мы рассматриваем в составе гранит-зеленокаменной области Курского кратона (см. прил. IV-1), разделена на две принципиально различные части. Юго-западная часть Курской ГЗО (в принятых нами границах) совместно со Среднеприднепровской ГЗО Украинского щита рассматривается как единое

целое — Сумско-Приднепровская ГЗО, образующая «ядро» Сарматии. В современной структуре это «ядро» разделено Днепрово-Донецким авлакогеном на Сумский и Среднеприднепровский домены. Северная и восточная части Курской ГЗО рассматриваются названными авторами в составе Оскольско-Приазовской ГЗО, также разделенной Днепрово-Донецким авлакогеном на две составляющих. Предполагается, что граница между Сумско-Приднепровской и Оскольско-Приазовской гранит-зеленокаменными областями зафиксирована (или создана?) палеопротерозойскими железорудными поясами, Рыльским и Белгород-Михайловским.

В основу тектонического районирования востока Сарматии, принятого А.А. Щипанским и С.В. Богдановой с соавторами, помещены три закономерности, которые названные авторы считают не только важными, но и достаточно надежно установленными. Во-первых, это — пространственные корреляции структур Украинского щита и Воронежского кристаллического массива, разделенных Днепрово-Донецким авлакогеном. Во-вторых, были подчеркнуты принципиальные различия возраста корообразования. Возрастной интервал корообразования Сумско-Приднепровской ГЗО ограничен первой половиной мезоархея (~3.2–3.0 млрд лет). Континентальная кора Оскольско-Приазовской ГЗО начала формироваться гораздо раньше, в палеоархее: как в Оскольском, так и в Приазовском блоках установлены тоналитовые гнейсы и гранитоиды с изотопными возрастами 3.26–3.36 млрд лет. Наконец, в-третьих, в строении Оскольского и Приазовского доменов участвуют гранулитовые комплексы, отсутствующие в пределах Сумско-Приднепровской ГЗО.

Насколько реальны эти закономерности и являются ли они достаточными для обоснования предлагаемого районирования? Известно, что эффективными инструментами регионального анализа являются геофизические материалы. К сожалению, разрабатывая схему тектонического районирования, А.А. Щипанский и С.В. Богданова не приняли во внимание ряд важных особенностей геологического строения региона, которые достаточно наглядно продемонстрированы региональными геофизическими материалами — картами магнитного поля и поля силы тяжести.

Поле силы тяжести (см. прил. IV-2) в восточной части Сарматии достаточно контрастно, области повышенных и пониженных значений поля вполне определенно следуют границам тектонических подразделений. Гранит-зеленокаменному комплексу Курского кратона отвечают отрицательные значения Δg, от –10 до –35 мГал. Поле в пределах Сумского и Оскольского «доменов» имеет практически одинаковые характеристики. Локальные повышения до нулевых значений связаны с участками, насыщенными зеленокаменными комплексами с преобладанием пород основного и ультраосновного состава. Курско-Бесединскому гранулито-гнейсовому ареалу также соответствует лишь незначительное повышение уровня поля. На карте эффективной плотности (см. прил. IV-4) наблюдается фактически та же картина, что свидетельствует о значительном вкладе в характеристику поля пород, размещенных в верхней части коры. Напротив, территории Среднеприднепровского и Приазовского доменов охарактеризованы положительными значениями, от 10 до 40–45 мГал. Перепад уровня значений Δg составляет в среднем 40 мГал, максимально — до 70 мГал, что указывает на кардинальные различия как в составе верхнего, так и глубинного уровней коры.

Магнитное поле (см. прил. IV-3) в восточной части Сарматии столь же контрастно. Гранито-гнейсовым комплексам Курского кратона отвечают области низких и очень низких значений напряженности магнитного поля ΔT_a, от –1 до –10 единиц. Магнитное поле в пределах Сумского и Оскольского «доменов» однотипно. Области наиболее низких значений поля, совпадающие с площадями преимущественного развития гранито-гнейсов (гранито-гнейсовыми куполами), имеют овальные очертания, особенно низкие значения размещены в центральных частях этих овалов. Курско-Бесединскому гранулито-гнейсовому ареалу также отвечают очень низкие значения напряженности магнитного поля (от –5 до –10 единиц). Высокие и повышенные значения магнитного поля отвечают зеленокаменным поясам, включающим помимо пород основного и ультраосновного состава прослои железистых кварцитов и магнетит-силикатных пород. Наиболее высокие аномалии связаны с палеопротерозойскими железорудными поясами. Кроме того, повышенные значения магнитного поля отвечают участкам распространения граносиенитов павловского комплекса, что создает определенные трудности при проведении границ главных тектонических подразделений в слабо изученной глубинными исследованиями юго-восточной части Курского кратона. Сравнение карты магнитного поля с

картой эффективной намагниченности пород свидетельствует о преобладающем вкладе в уровень магнитного поля пород верхней части разреза коры. Напротив, магнитное поле в пределах Среднеприднепровского и Приазовского доменов устойчиво положительное, за пределами локальных положительных аномалий, связанных с зеленокаменными и железорудными поясами, ΔT_a варьирует от –1 до +5 единиц.

Суммируя вышесказанное, можно сделать три заключения.

1. Как по уровню магнитного поля и намагниченности пород, так и по уровню поля силы тяжести и по значениям плотности пород в верхней части коры (той самой, которая исследована геохронологически) Сумской и Оскольский «домены» Курского кратона однотипны, если не сказать идентичны.

2. Особенности магнитного и гравитационного полей в пределах Среднеприднепровского и Приазовского «блоков» не имеют выраженных различий на региональном уровне.

3. Сумской и Оскольский «домены», с одной стороны, и Среднеприднепровский и Приазовский «блоки» — с другой, отличаются контрастными, в некотором смысле противоположными, характеристиками магнитного и гравитационного полей.

Из сделанных заключений с очевидностью следует, что Курский кратон (включая оба, Сумской и Оскольский «домены») сложен существенно иными по петрофизическим свойствам горно-породными ассоциациями по сравнению с Среднеприднепровским и Приазовским «блоками». Вполне очевидно, что и различия в валовом составе пород также должны быть весьма значительными. Граница между Курским кратоном и Среднеприднепровской ГЗО (Среднеприднепровским кратоном) перекрыта палеозойскими отложениями Днепрово-Донецкого авлакогена и, очевидно, согласуется с ним по простиранию. Анализ региональных геофизических полей указывает на вероятное расположение этой границы ближе к южному борту авлакогена.

В недавние годы особенности глубинной структуры коры в основании Днепрово-Донецкого авлакогена, где расположена граница между архейскими кратонами ВКМ и восточной части Украинского щита, были охарактеризованы результатами исследований МОВ-ОГТ по профилю DOBRE, который пересек авлакоген в районе Донецка–Луганска [Стовба и др., 2006; Stephenson et al., 2006]. Эти исследования не ставили своей целью детальное изучение раннедокембрийской коры, подстилающей структуру авлакогена. Однако полученный в результате профилирования сейсмический образ глубинного сечения раннедокембрийской коры также оказался достаточно информативным. Картина сейсмических отражений демонстрирует очевидный раздел (структурное несогласие) под южным крылом авлакогена между двумя областями коры, различающимися ориентировкой осей синфазности сейсмических отражений. Геологическая интерпретация сейсмического образа коры (рис. 2.113, см. цв. вкл.) подтверждает высказанное выше предположение, что выполняющие авлакоген палеозойские отложения перекрывают тектоническую границу между Курским и Среднеприднепровским кратонами. Вдоль этой границы Курский кратон пододвинут в южном направлении под Среднеприднепровский кратон. Это событие, вполне вероятно, произошло еще в архее — результатом стало соединение кратонов, различающихся составом горно-породных ассоциаций, в единую континентальную массу.

Прежде, чем завершить этот раздел, мы должны вернуться к обоснованию предполагаемых различий в возрасте пород, слагающих Сумской и Оскольский «домены». Базу для этого утверждения составили результаты геохронологических исследований 90-х годов прошлого века, выполненных Г.В. Артеменко и И.П. Щербаком с соавторами. Обратившись к публикациям этих авторов [Артеменко, 1995, 1998; Щербак и др., 1992], на которые ссылаются А.А. Щипанский и С.В. Богданова, нетрудно убедиться, что архейские комплексы Сумского «домена» охарактеризованы тремя датировками (3.11, 3.01 и 2.92 млрд лет), в свою очередь, архейские породы Оскольского «домена» — девятью датировками (3.36, 3.26, 3.19, 3.13, 3.01, 2.93, 2.90, 2.90 и 2.59 млрд лет). С учетом приведенной выше информации, эти более чем ограниченные данные создают, по нашему убеждению, основу для единственного утверждения: *в строении Курского кратона преобладают палео- и мезоархейские комплексы, сформированные 3.36–2.90 млрд лет назад.*

2.3.1. Курский микроконтинент (кратон)

Преобладающая по размеру часть Воронежского кристаллического массива принадлежит Курскому кратону (см. прил. I-2 и IV-1). Своими

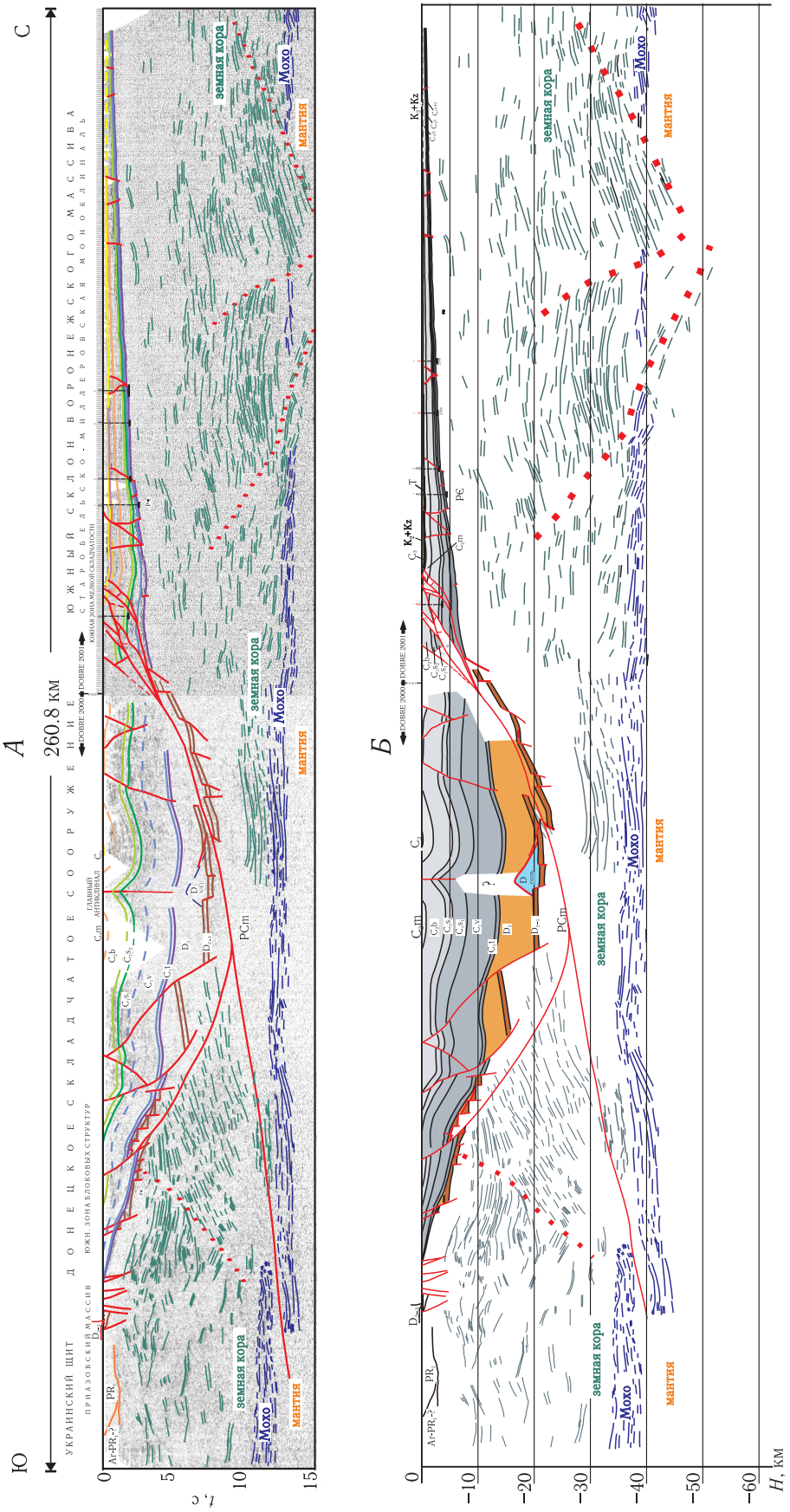


Рис. 2.113. Южная граница Курской гранит-зеленокаменной области по профилю DOBRE-2000–2001. Размещение профиля показано на рис. 01. Заимствовано из [Стовба и др., 2006, рис. 24, в]
А — временно́й разрез ОГТ; *Б* — его интерпретация

очертаниями кратон напоминает сферический треугольник. Его основание протяженностью около 550 км, скрытое под Днепрово-Донецким авлакогеном, простирается в северо-западном направлении. «Высота» этого треугольника северо-восточного направления также достигает протяженности 550 км. Юго-восточная часть кратона перекрыта комплексом пород Липецко-Лосевской активной окраины, с которым связаны повышенные значения поля силы тяжести. Преобладающая часть Курского кратона образована сочетанием осадочно-вулканогенных комплексов зеленокаменных поясов и гранито-гнейсовой (гранит-мигматитовой) ассоциации, образующим одноименную гранит-зеленокаменную область. Ассоциация пород Курско-Бесединского гранулито-гнейсового ареала, менее значительная по объему, расположена приблизительно в центральной части кратона.

Мощность перекрывающего осадочного чехла относительно невелика и варьирует в пределах первых сотен метров, локально снижаясь до десятков метров. Геологические карты поверхности раннедокембрийского фундамента ВКМ, составленные в предыдущие годы, опирались на результаты глубинного геологического картирования с использованием данных разведочного и картировочного бурения и материалы, полученные в результате интерпретации геофизических полей [Карта..., 1992; Геологическая карта..., 1999]. Данные, доставленные скважинами, непосредственно характеризуют вещественный состав фундамента и являются одним из главных источников информации. При составлении геолого-тектонической карты раннедокембрийского фундамента в северной части ВКМ мы использовали геофизические (магнитное поле и поле силы тяжести) и расчетные петрофизические (эффективные намагниченность и плотность) карты, составленные в ФГУ НПП «Аэрогеофизика» (методические аспекты составления и геологической интерпретации петрофизических карт см. в главе 1). Кроме того, была использована принципиально новая информации о глубинном строении раннедокембрийской коры вдоль опорного профиля 1-ЕВ.

2.3.1.1. Курская гранит-зеленокаменная область

До недавнего времени предполагалось, что в строении Курской ГЗО (см. прил. I-2 и IV-1) участвуют две генерации зеленокаменных поясов, образованных соответственно палео-мезоархейской (частично — древнее 3.0 млрд лет) и мезо-неоархейской (3.0–2.5 млрд лет) ассоциациями. В качестве фрагментов более древней ассоциации обычно рассматривались метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования, включенные в обоянский гранито-гнейсовый комплекс, а также высокометаморфизованные породы покровской серии. В качестве мезо-неоархейской генерации зеленокаменных поясов, в свою очередь, выделялись осадочно-вулканогенные породы михайловской и лебединской серий, подвергшиеся зональному метаморфизму в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации [Ножкин, Крестин, 1984; Геология и металлогения..., 1992; Бочаров и др., 1993].

Опираясь на немногочисленные данные о возрасте архейских пород ВКМ и на структурно-вещественную корреляцию с архейскими комплексами Украинского щита, А.А. Щипанский и С.В. Богданова [Shchipansky, Bogdanova, 1996] отнесли породы михайловской серии к палеоархею, отделив их от неоархейских кислых вулканитов и осадочных пород лебединской серии, датированных 2.59 млрд лет (U-Pb по цирконам [Щербак и др., 1992]). Результаты недавних исследований В.И.Фонарева с соавторами [Fonarev et al., 2006] позволили исключить из состава Курской гранит-зеленокаменной области породы покровской серии, которые более уместно рассматривать в качестве одного их компонентов Курско-Бесединского гранулито-гнейсового ареала. Включения амфиболитов, гнейсов и железистых кварцитов в породах обоянского гранито-гнейсового комплекса пока не получили возрастной характеристики. Они могут быть как относительно более древними образованиями, так и фрагментами зеленокаменных поясов.

Обоянский гранито-гнейсовый комплекс обычно рассматривается в качестве наиболее древней составляющей Курской ГЗО. В составе обоянского комплекса преобладают тоналит-трондьемитовые гнейсы с включениями амфиболитов и парагнейсов. По преобладанию пород определенного состава в пределах обоянского комплекса были выделены три локальные ассоциации [Лебедев, 1998]. Донская ассоциация образована гнейсами диоритового и гранодиоритового состава, в составе россошанской ассоциации преобладают интенсивно мигматизированные биотитовые, амфибол-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы; брянская ассо-

циация образована преимущественно породами гранулитовой фации метаморфизма — биотит-кордиеритовыми и биотит-силлиманитовыми гнейсами и кальцифирами с горизонтами эвлизитов. Дальнейшие исследования показали, что брянскую и донскую ассоциации следует рассматривать в качестве палеопротерозойских структурно-вещественных комплексов, образующих Брянский гранулито-гнейсовый пояс (первая ассоциация) и один из компонентов вулкано-плутонического комплекса Липецко-Лосевской активной окраины (вторая).

Тоналит-трондьемит-гранодиоритовые гранито-гнейсы обоянского комплекса по своим геохимическим особенностям распадаются на две группы [Щипанский и др., 2007]. Для первой группы характерны сильно фракционированные спектры РЗЭ с резким обеднением тяжелыми лантаноидами, вторая группа отличается менее фракционированными спектрами и более высокими концентрациями ТРЗЭ. По остальным геохимическим характеристикам гранито-гнейсы близки породам ТТГ серии большинства архейских кратонов. Их образование связывается с частичным плавлением мафических пород на различных глубинах в равновесии с реститом, отвечающим по составу амфибол-плагиоклазовым гранулитам или эклогитам.

Геохронология. До недавнего времени гранито-гнейсы обоянского комплекса были охарактеризованы единственной дискордантной оценкой U-Pb возраста — 3.36 млрд лет, полученной по реликтовому (так у автора) циркону из биотитовых гнейсов Змиевского участка в северо-восточной части Курского кратона [Артеменко, 1998]. Близкие датировки по биотитовым плагиогнейсам аналогичного состава известны и в Приазовском блоке Украинского щита [Артеменко, 1997]. Недавно полученные Sm-Nd модельные возрасты T_{DM} четырех образцов гранито-гнейсов заключены в интервале 3.64–3.03 млрд лет; в Rb-Sr изохронных координатах те же четыре образца аппроксимируются линейной зависимостью, соответствующей 3.0±0.3 млрд лет [Щипанский и др., 2007]. Эти оценки свидетельствуют о вероятности формирования по крайней мере части гранито-гнейсов обоянского комплекса уже в палеоархее.

Зеленокаменные пояса образованы горными породами, которые принято рассматривать в составе ***михайловской серии.*** Первоначально эта серия была выделена в районе Михайловского железорудного месторождения в качестве аналога конско-верховцевской серии Среднеприднепровской области Украинского щита [Доброхотов, 1958]. Породы михайловской серии, как предполагается [Ножкин, Крестин, 1984; Бочаров и др., 1993; и др.], несогласно залегают на палеоархейском серогнейсовом основании и включают относительно слабометаморфизованные вулканогенно-осадочные породы (аркозовые метапесчаники, кварц-серицит-хлоритовые, биотитовые, хлоритовые и прочие сланцы, а также гранат-амфибол-биотитовые гнейсы и железистые кварциты), вулканические и вулкано-плутонические ассоциации различной сериальной принадлежности (коматиит-базальтовая, базальтовая и дацит-риолитовая формации, железногорский дунит-перидотитовый, тарасовский габбро-диабазовый комплексы). В качестве стратотипов для свит михайловской серии были выбраны зеленокаменные разрезы северо-восточной части Курской ГЗО. На Александровском участке в обрамлении палеопротерозойской Тим-Ястребовской структуры была выделена нижняя, *александровская свита*, сложенная метавулканитами основного и, реже, ультраосновного состава (коматиит-базальтовая и базальтовая формации) с незначительным участием кислых пород. Были описаны как собственно коматииты со спинифекс-структурами, так и коматиитовые базальты [Крестин, 1980; Крестин, Юдина, 1988]. Основной же объем вулканитов вероятно составляют толеитовые метабазальты, которые в верхних частях зеленокаменных поясов сменяются кислыми вулканитами натриевого ряда (*дичнянская свита* по публикации [Ножкин, Крестин, 1984]).

На Лебединском участке, неподалеку от Александровского участка, в основании палеопротерозойского железорудного пояса были обнаружены локально распространенные калиевые плагиопорфиры и ассоциирующие с ними туфогенно-осадочные породы, которые были отнесены к верхней, *лебединской свите* михайловской серии. Геохимическое моделирование показывает, что появление калиевых риолитовых магм, вероятно, связано с частичным плавлением гранулито-гнейсового корового слоя [Ножкин, Крестин, 1984].

Геохронология. Датировки кислых вулканитов из разрезов александровской и дичнянской свит характеризуют соответственно нижнюю и верхнюю части разреза михайловской серии. Возраст метадацитов, залегающих среди основных и ультраосновных метавулканитов александровской свиты, составил

3.26±0.05 млрд лет (U-Pb изохрона по цирконам [Артеменко, 1995, 1998]). (В скобках следует заметить, что эта изохрона впервые приведена в публикации [Щербак и др., 1992], где исследованная порода охарактеризована как гнейсовидный тоналит, пересекающий разрез александровской свиты. В более поздней публикации [Артеменко, 1995] порода названа метадацитом и рассматривается как компонент разреза александровской свиты.) Возраст кислых метавулканитов дичнянской свиты охарактеризован двумя оценками: метариодациты Дичнянского участка — 3.13 млрд лет [Артеменко, 1995], метадациты Косиновского участка — 3.11 млрд лет (U-Pb по цирконам [Артеменко, 1998]). Единственная оценка существенно более молодого возраста метаандезитов зеленокаменного разреза Волотовского пояса, сложенного чередованием метаморфизованных базальтов, андезитов и дацитов, равна 2.90 млрд лет. По мнению Г.В. Артеменко [1998], этот разрез следует относить к новому вулканическому циклу (т.е. рассматривать в составе более молодой генерации зеленокаменных поясов).

Новые данные были получены недавно с применением технологии SHRIMP-II. По данным К.И Лохова с соавторами [2009], цирконы из амфиболитов обоянской серии содержат магматические цирконы, датированные 3.67 и 3.54 млрд лет, и метаморфические цирконы с возрастом 3.48 млрд лет. Эти цифры, по-видимому, также следует соотносить с датировками зеленокаменных поясов михайловской серии.

Приведенные оценки позволяют при сегодняшнем уровне геохронологической изученности датировать зеленокаменные пояса, образованные породами михайловской серии, палео-мезоархеем.

U-Pb возраст магматических цирконов из риолитов лебединской свиты оказался равным 2.59±0.04 млрд лет [Щербак и др., 1992; Артеменко, 1998]. Учитывая связь этих вулканитов с основанием палеопротерозойского разреза и значительный отрыв по времени формирования от вулканитов александровской и дичнянской свит (300–500 млн лет), возникновение этой ассоциации более уместно рассматривать в качестве самостоятельной ***лебединской серии***, формирование которой предваряет процессы палеопротерозойского этапа (на карте прил. I-2 лебединская серия не показана).

Интрузивные гранитоиды. Гранодиорит-плагиогранитовые гнейсы *салтыковского* (*яковлевского*) *комплекса* охарактеризованы результатами исследования трех проб: 3.01±0.04, 2.93±0.04 и 2.92±0.02 млрд лет (U-Pb по цирконам [Артеменко, 1995, 1998]). По мнению Г.В. Артеменко, приведенные данные могут рассматриваться как свидетельство двухфазной (около 3.00 и около 2.9 млрд лет) эволюции интрузивного комплекса. Заметим, что неоархейский мигматит-плагиогранитный комплекс, известный под названием яковлевского, ранее был охарактеризован также единичной оценкой около 2.65 млрд лет (U-Pb по циркону [Тугаринов и др., 1964], с учетом новых констант). На объединение (коллизию) древнейших микроконтинентов к концу мезоархея, т.е. задолго до извержений кислых лав лебединской серии, указывает оценка возраста пегматоидных микроклин-альбитовых гранитов *веретенинского комплекса*: 2.95 млрд лет (Rb-Sr по мусковиту [Ножкин, Крестин, 1984]), которые можно рассматривать в качестве проявления позднеорогенного или даже анорогенного магматизма, завершавшего палео-мезоархейскую эволюцию.

Геологические соотношения гранито-гнейсов обоянского комплекса и пород михайловской серии исследованы недостаточно. Как обычно в пределах гранит-зеленокаменных областей, они имеют двойственный характер. С одной стороны, имеются признаки несогласного залегания вулканогенно-осадочных толщ на гранито-гнейсах. С другой стороны, реоморфизм утолщенной коры на поздней стадии формирования гранит-зеленокаменного комплекса приводит к образованию гранито-гнейсовых куполов, деформирующих при своем подъеме (всплывании) зеленокаменные структуры. Анализ соотношений метаморфизованных осадочно-вулканогенных и гранито-гнейсовых комплексов, откартированных по данным бурения и геологической интерпретации геофизических полей, позволяет представить структуру гранит-зеленокаменной области в виде «стандартного» сочетания разноранговых гранито-гнейсовых куполов и зеленокаменных поясов, выполняющих межкупольные пространства.

Приведенные выше оценки возраста указывают на формирование зеленокаменных разрезов александровской и дичнянской свит приблизительно в интервале 3.26 и ~2.90 млрд лет; формированию пород гранито-гнейсового комплекса отвечает приблизительный интервал 3.6–2.9 млрд лет. Амебообразная морфология зеленокаменных поясов определяется обрамляющими их обширными гранито-гнейсовыми куполами [Shchipansky, Bogdanova, 1996].

Реальность двух- или даже трехэтапной эволюции Курской ГЗО в архее нуждается в дополнительном обосновании. В предлагаемой модели мы исключили представления о неоархейском этапе эволюции Курской ГЗО. Тем не менее, в случае подтверждения оценки возраста около 2.65 млрд лет ([Тугаринов и др., 1964], см. выше) хотя бы для части тоналито-гнейсов, это положение модели должно быть пересмотрено. Имеющиеся данные не позволяют провести достоверное расчленение разновозрастных зеленокаменных ассоциаций, поэтому в дальнейшем обсуждении и на прилагаемых иллюстрациях архейские зеленокаменные пояса Курского кратона в составе михайловской серии охарактеризованы без дополнительного расчленения.

Глубинное строение Курского кратона. Представления о глубинном строении базируются на четырех источниках информации. 1) восточная граница кратона и глубинное строение гранит-зеленокаменной коры охарактеризованы картиной сейсмических отражений по профилю 1-ЕВ в интервале 2600–3150 км и 2.5-мерной плотностной моделью коры вдоль профиля 1-ЕВ в интервале 2800–3150 км; 2) строение южной границы кратона демонстрируется сейсмическим образом коры по профилю DOBRE; строение верхней части коры северной половины Курского кратона проиллюстрировано трехмерными моделями: 3) магнитной и 4) плотностной.

Опорный профиль 1-ЕВ в интервале 2860–2950 км пересекает гранит-зеленокаменный комплекс Курского кратона, вскрытый на поверхности фундамента (см. раздел 4.6; прил. VII-3 и ниже рис. 4.23). Суммарная мощность коры Курского кратона в сечении профилем 1-ЕВ достигает 45–50 км, в интервале 2860–2950 км эти цифры характеризуют собственно кору гранит-зеленокаменного комплекса. Северный край Курского кратона срезан поздне-палеопротерозойским Рязано-Саратовским орогеном. С приближением к этой границе мощность «гранит-зеленокаменной» коры постепенно сокращается. Восточная граница кратона моделирована процессами формирования средне-палеопротерозойского Восточно-Воронежского орогена. В районе пикета 3015 км, где кора Курской ГЗО скрывается под образованиями Липецко-Лосевского пояса, ее мощность составляет около 40 км. Далее к востоку она участвует в строении коллизионного шва типа «пасть крокодила», где полностью выклинивается.

Как показано в разделе 4.6, интенсивность сейсмических отражений и структурный образ «гранит-зеленокаменной» коры Курского кратона в целом однотипны в пределах всего разреза коры. Области с четко выраженными пакетами отражений чередуются в разрезе и по латерали с относительно «прозрачными» объемами. Первые, по-видимому, связаны с участками чередования пород с контрастными скоростными характеристиками, т.е. преимущественно «зеленокаменных» осадочно-вулканогенных комплексов с гранито-гнейсами. Акустически прозрачные объемы неправильной формы, вероятно, отвечают «плутонам» — областям преимущественного развития гранитоидов. «Плутоны» имеют сложную ветвящуюся форму и во многих случаях прослеживаются от основания до верхнего уровня гранит-зеленокаменной коры.

С определенной условностью в разрезе коры можно выделить три части: нижнюю, среднюю и верхнюю. Куполовидные формы структурного рисунка верхней части коры в принципе согласуются с откартированной на поверхности фундамента геологической структурой, определяемой соотношениями гранито-гнейсовых куполов и зеленокаменных поясов. Модельная плотность верхнего «слоя» составила 2.77–2.78 г/см^3 — в согласии с известным набором пород (см. ниже рис. 5.4; разделы 4.6 и 5.2). «Слой» характеризуется варьирующей мощностью, максимально — до 15–20 км.

Граница между верхней и средней частями коры выбрана по смене относительно сложного структурного рисунка верхней области более «спокойным» и в целом субгоризонтальным или пологонаклонным рисунком в средней части коры. Границы структурных элементов в верхней области коры выполаживаются с глубиной, «приспосабливаясь» к субгоризонтальной границе между верхней и средней областями коры. Структурный рисунок в средней части коры относительно простой. Границы структурных доменов размещены с неравномерной густотой по латерали и приблизительно на равных расстояниях по вертикали, разделяя кору на невыдержанные полого изгибающиеся пластинообразные фрагменты. Характерно незакономерное чередование частично «срезающих» друг друга куполовидных форм. Структурные линии, образующие эти формы, обычно выполаживаются к нижней границе «слоя», в некоторых случаях они отчетливо «срезаются» структурными линиями подстилающей области коры.

Модельная плотность среднего «слоя» оказалась ниже плотности перекрывающих пород и составила 2.70–2.75 г/см^3. Эти значения отвечают породам гранодиорит-тоналитового состава. Границу между средней и нижней частями разреза («слоями») коры удалось протрассировать с определенными допущениями. Структурные особенности позволяют рассматривать эту границу в качестве внутрикоровой поверхности срыва (детачмента). Мощность среднего «слоя» составляет около 20 км.

Нижняя кора образована относительно маломощным «слоем», 3–10 км. Необычной особенностью этого «слоя» является его весьма умеренная «отражательность», обычно не свойственная «нижней коре». Модельная плотность нижнего «слоя» составила 2.76 г/см^3. Сходство картин отражений скорее всего указывает и на сходство геологической природы всех трех «слоев». Если это верно, то нижний «слой» также образован породами гранит-зеленокаменного комплекса. Это предположение в некоторой степени коррелирует с пониженными значениями поля силы тяжести над Курским кратоном. Вместе с тем, «спокойный» рисунок сейсмических отражений с полого изгибающимися структурными линиями, приблизительно параллельными кровле нижнего «слоя», в некоторой степени сближает образ этого «слоя» с образом «гранулитовой нижней коры».

Нижняя кора непосредственно подстилается мантией или отделена от нее фрагментами тектонической пластины, аккретированной в время формирования средне-палеопротерозойского Липецко-Лосевского орогена (см. прил. VII-3 и ниже рис. 4.23).

Суммируя, следует отметить, что кора Курской гранит-зеленокаменной области, или по крайней мере ее преобладающая часть, подобна гранит-зеленокаменной части коры северных кратонов (см. ниже рис. 4.15 и 4.18).

Профиль DOBRE. Сейсмический образ раннедокембрийской коры в сечении по профилю DOBRE, к которому мы уже обращались выше, однозначно свидетельствует о том, что палеозойские отложения, выполняющие Днепрово-Донецкий авлакоген перекрывают тектоническую границу между Курским и Среднеприднепровским кратонами. Вдоль этой границы Курский кратон пододвинут в южном направлении под Среднеприднепровский кратон (см. рис. 2.113). Анализ сейсмического образа коры неопровержимо свидетельствует о том, что граница между архейскими кратонами возникла до формирования авлакогена. Это событие, которое, вполне вероятно, произошло еще в архее, подтверждает объединение Курского и Среднеприднепровского кратонов в результате коллизионного события. Коллизия могла произойти незадолго до формирования рифтогенных комплексов лебединской серии (соответственно ранее 2.59 млрд лет) или в результате событий, которые можно ориентировочно датировать оценкой 2.9 млрд лет.

Трехмерные магнитная и плотностная модели верхней коры охватывают только северную половину Курского кратона. Сечения по разрезам 18 и 19 (см. прил. IV-9 и IV-10) свидетельствуют, что объекты повышенной плотности и намагниченности, идентифицируемые как архейские зеленокаменные и палеопротерозойские железорудные пояса, последовательно погружаются в северо-восточном направлении. Аналогичную ориентировку имеют соответственно расположенные между ними низкоплотные и низкомагнитные комплексы гранитоидного состава. Сечение 21(29) характеризует структурные особенности западной границы кратона, модифицированные в результате палеопротерозойской коллизии. Сечения плотностной модели (см. прил. IV-9) отчетливо демонстрируют западную вергентность этой границы. Согласованность ориентировки архейских и палеопротерозойских структур, по-видимому, подчеркивает решающую роль последних в формировании итоговой структуры северной половины кратона (в той или иной степени и кратона в целом).

2.3.1.2. Курско-Бесединский гранулито-гнейсовый ареал

Как мы отмечали выше, до недавнего времени предполагалось, что в строении Курской ГЗО участвуют две генерации зеленокаменных поясов. В качестве фрагментов более древней ассоциации рассматривались высокометаморфизованные осадочно-вулканогенные образования, включенные в обоянский гранито-гнейсовый комплекс, а также более интенсивно метаморфизованные (до гранулитовой фации) породы покровской серии. Дальнейшие исследования позволили приблизительно ограничить площадь развития пород гранулитовой фации в центральной части Курского кратона [Савко, 1999; Fonarev et al., 2006] (см. прил. I-2 и IV-1).

Анализ региональных геофизических и геологических материалов позволяет приблизительно оконтурить эту область, которую можно охарактеризовать как новое самостоятельное структурно-тектоническое подразделение в пределах Курского кратона, «Курско-Бесединский гранулито-гнейсовый ареал».

В плане Курско-Бесединский ареал представляет собой узкий овал, вытянутый в северо-западном направлении. Его протяженность около 200 км, максимальная ширина в районе г. Курска достигает 35 км. На фоне обширных площадей гранито-гнейсов, характеризующихся отрицательным магнитным полем, гранулито-гнейсовый ареал выделяется особенно низкими значениями ΔT_a. Исключение составляют узкие малопротяженные положительные аномалии, выделяющиеся на детальных картах магнитного поля и обязанные своим появлением прослоям и линзам магнетит-силикатных пород (эвлизитов). На карте поля силы тяжести, где гранито-гнейсам Курской ГЗО отвечают устойчиво низкие (отрицательные) значения, гранулито-гнейсовому ареалу отвечает очень небольшое повышение значений Δg. Характеристики физических полей подводят нас к важным выводам. Во-первых, в разрезе гранулито-гнейсового комплекса преобладают метаосадочные гранулиты, для которых обычна очень низкая намагниченность. Во-вторых, известно, что гранулиты представляют собой породы повышенной плотности. Тем не менее, Курско-Бесединский гранулито-гнейсовый комплекс вносит очень скромный вклад в суммарный уровень поля силы тяжести. Поэтому вертикальная мощность комплекса, перекрывающего гранит-зеленокаменную ассоциацию, должна быть небольшой. Комплекс изучен буровыми скважинами глубиной 100–800 м.

Гранулито-гнейсовый комплекс образован чередованием прослоев, сложенных метапелитами (шпинель-кордиерит-силлиманитовыми гнейсами с сульфидами, магнетитом и переменным количеством граната), метагаббро-норитами (гранат-гиперстен- и гранат-двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами с переменным количеством кварца, биотита и полевого шпата), метаультрабазитами (гранатсодержащими метапироксенитами) и эвлизитами (гранат-гиперстен- и гранат-двупироксен-магнетитовыми породами с переменным количеством кварца и биотита). Метапелиты образуют многочисленные прослои от 1–2 до 30–35 м мощностью, по-видимому, преобладающие в разрезе комплекса. Метагаббroиды и метаультрамафиты принято объединять в составе бесединского комплекса [Чернышов и др., 1981]. Метаультрамафиты слагают согласные линзовидные тела и прослои протяженностью от 150–200 до 7500 м при мощности 50–100 м. Метагаббroиды обычно характеризуются секущими соотношениями с метаультрабазитами.

Реакционные структуры в метапелитах и магнетитовых кварцитах фиксируют в истории Курско-Бесединских гранулитов три метаморфических (тектоно-термальных) события [Fonarev et al., 2006]. Оценки температур пикового метаморфизма, полученные с использованием различных геотермометров, заключены в интервале от 880°C до более чем 1000°C. Оценка давления, основанная на свойствах газово-жидких включений в высокотемпературных минералах (высокоплотный обогащенный CO_2 флюид с примесью N_2, в части включений — с примесью CH_4) равна 10–11 кбар, что соответствует глубине метаморфизма порядка 36–40 км.

Особый интерес представляет оценка пиковой температуры, полученная по срастаниям монацита с ксенотимом, поскольку монацит одновременно является минералом-хронометром. Оценка температуры, полученная с использованием различных версий Mnz-Xen геотермометров [Heinrich et al., 1997; Gratz, Heinrich, 1997; Pyle et al., 2001; Seydoux-Guillaume et al., 2002; Mogilevsky, 2007], равна 980–1140°C. Эта оценка, вне всякого сомнения, характеризует условия пикового метаморфизма ([Пилюгин и др., 2009], также неопубликованные материалы А.Н. Конилова).

Ретроградные преобразования последующих стадий отвечали условиям амфиболитовой фации.

Геохронология. Геохронологические данные в высшей степени скудны. Оценка возраста амфибол-биотитовых гнейсов Бесединского участка (кувшиновский комплекс, по Г.В. Артеменко) по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ в цирконах составила 3.18±0.04 млрд лет (среднее значение для четырех фракций, давших сближенные дискордантные точки) [Артеменко, 1995]. Позднее эта оценка была уточнена и составила 3.28±0.04 млрд лет [Артеменко и др., 2006], переместившись в палеоархей. В работе В.И. Фонарева с соавторами опробованная порода названа «дайкой плагиогранита» [Fonarev et al., 2006]. Понятно, что значение и геологический смысл этой оценки довольно-таки проблемати-

чен. Тем не менее, К.А. Савко с соавторами [Савко и др., 2009] полагают, что эта оценка может рассматриваться как верхний возрастной предел пикового метаморфизма. Названные авторы предприняли также датирование монацита из Курско-Бесединских гранулитов. Оценка возраста, полученная U-Pb методом, составила 2.82±0.04 млрд лет. Эта оценка принята К.А. Савко с соавторами в качестве возраста ретроградного метаморфического события М2.

Близкая оценка возраста получена по данным микрозондового исследования монацита (неопубликованные материалы А.Н. Конилова), который был использован также и для оценки температуры метаморфизма (см. выше). В мозаичных монацитах концентрация ThO_2 составляет 3–20 мас. %, соответственно содержание PbO может достигать 3.5 мас. %. Такие экстремально высокие концентрации позволяют с большой точностью непосредственно датировать метаморфизм ультравысоких температур с использованием Th-U-total Pb химического метода (CHIME). Для сростка монацита с ксенотимом, законсервированном в гранате, оценка возраста составила 2.85±0.02 млрд лет. Эта оценка в пределах погрешности согласуется с оценкой изотопного U-Pb по монациту. Принципиально важно, что в последнем случае А.Н. Конилов получил достоверную оценку возраста пикового метаморфизма. Таким образом, высокотемпературный метаморфизм палеоархейских пород произошел значительно позднее образования протолита — в конце мезоархея. Впрочем, возраст протолита, очевидно, нуждается в дальнейшем уточнении, поскольку природа древних цирконов (магматические, детритовые и т.п.) остается неизвестной.

2.3.1.3. Модель геодинамической эволюции Курского кратона в архее

Курская гранит-зеленокаменная область. Приведенные выше материалы вполне отчетливо свидетельствуют о крайней ограниченности доступной информации. Поэтому в этом разделе возможно лишь наметить некоторые вероятные направления архейской эволюции Курского кратона. В настоящее время обсуждаются две основные модели формирования гранит-зеленокаменных областей. В моделях первого типа образование ассоциации гранито-гнейсовых и зеленокаменных комплексов рассматривается как результат последовательности процессов формирования океанической коры (в спрединговых хребтах и в связанных с плюмами образованиях типа океанических плато), последующей экстракции магматических ТТГ расплавов в связи с процессами субдукции и созидания коры континентального типа, последующей аккреции континентальных масс с образованием первичных континентов («протократонов» или ранних архейских кратонов). Модели второго типа предполагают возникновение и наращивание континентальной коры в результате процессов, так или иначе инициированных мантийными плюмами. Обзор существующих концепций приведен в заключительном 9-м разделе («Towards a synthesis») монографии [The Precambrian Earth..., 2004]. Для обоснованного выбора предпочтительной концепции необходимо значительно больше информации, прежде всего, геохимической и геохронологической. Поэтому решение этого вопроса является задачей будущих исследований.

Несколько лучше обстоит дело с реконструкцией условий и процессов формирования *Курско-Бесединского гранулито-гнейсового ареала* (*комплекса*). Необычайно высокие параметры метаморфизма, подобные зафиксированным в гранулитах Курско-Бесединского ареала, ранее были установлены лишь в нескольких гранулито-гнейсовых комплексах. Наиболее известен «ультравысокотемпературный» (> 980–1020°С) комплекс Напье (Napier) в пределах Земли Эндерби в Антарктике [Harley, 1987]. Согласно расчетам, формирование столь высокотемпературных метаморфических комплексов возможно в связи с андерплейтингом (подслаиванием) и интрузиями «сухих» мантийных базит-ультрабазитовых расплавов с низкой активностью водного флюида, провоцирующих процессы «сухого» парциального плавления в основании коры [Harley, 1987; Sandiford, Powell, 1986].

Задача состоит в выборе (или создании) такой модели геодинамической эволюции, которая позволила бы объяснить чрезвычайно высокие параметры метаморфизма в пределах тектонической пластины небольшой мощности при отсутствии признаков тектонических структур и событий, которые указывали бы на глубокое погружение фрагмента континентальной коры и его последующую эксгумацию. Наиболее непротиворечивой представляется

модель накопления и метаморфизма осадочной толщи, выполнявшей глубокую депрессию, в результате тектоно-термальных процессов плюмового типа (см. разделы 2.2.3 и 3.3.1.6, также публикации [Mints et al., 2007; Минц, 2007 а,б]). Овальную форму метаморфического ареала, образованного гранулито-гнейсовым комплексом небольшой мощности, можно сравнительно просто объяснить через коллизионное выдавливание метаморфизованного выполнения депрессии на ее борта, сопровождавшееся быстрой эрозией всего сооружения. Некоторым подтверждением структурной эволюции предполагаемого типа является сечение 21 трехмерной плотностной модели верхней части коры (см. прил. IV-9). Юго-восточный конец этого сечения, вплотную приближенный к северо-западному ограничению гранулито-гнейсового овала, свидетельствует о погружении гранит-зеленокаменного комплекса в восточном направлении — под породы Курско-Бесединского ареала.

Породы Курско-Бесединского ареала подверглись высокотемпературному метаморфизму в конце мезоархея. Возраст метаосадочного протолита предполагается палеоархейским, однако остается недостаточно изученным. В качестве предварительной гипотезы можно предложить следующую последовательность событий в истории возникновения Курско-Бесединского гранулито-гнейсового ареала:

1) палео-мезоархей — формирование гранит-зеленокаменной континентальной коры;

2) 2.85–2.82 млрд лет — события, связанные с активностью мантийного плюма: андерплейтинг мантийных магм, формирование внутриконтинентальной депрессии, ее быстрое заполнение осадками, в том числе железистыми, высокотемпературный метаморфизм гранит-зеленокаменного фундамента и осадочного выполнения депрессии;

3) неоархей или палеопротерозой: коллизионное сжатие и преобразование депрессии в синформный тектонический покров.

2.3.2. Кратон Хопёр

Кратон Хопёр охватывает северо-восточную окраину Сарматии. Первоначально обширная структура на востоке ВКМ, соответствующая области развития пород воронцовской серии (см. раздел 3.1.3.2), получила наименование Восточно-Воронежской [Горбунов и др., 1973], или Бобровско-Воронцовской. Впоследствии эта структура обозначалась как Калач-Эртильская и Хопёрская [Чернышев и др., 1997]. Альтернативно, «Хопёрский блок» был представлен в качестве фундамента перекрытой терригенно-осадочными породами пассивной окраины Волго-Уральского кратона [Щипанский и др., 2007]. В работе Д.В. Рундквиста с соавторами [1999] было сделано предположение, что палеопротерозойские породы воронцовской серии перекрывают «Тамбовский домен» архейской коры. В данной работе мы вернулись к наименованию Хопёрский кратон (кратон Хопёр), понимая под этим названием континентальную массу, образованную крайне слабо изученной гранито-гнейсовой (гранит-мигматитовой) ассоциацией пород предположительно архейского возраста, которая в современной структуре отделена от кратона Волго-Уралия поздне-палеопротерозойским Рязано-Саратовским, а от Курского кратона — среднепалеопротерозойским Восточно-Воронежским коллизионными орогенами. Породы Хопёрского кратона вскрыты серией скважин (см. прил. IV-12) в пределах Саратовского Поволжья. П.А. Карпов с соавторами [1967] составили схематическую геологическую карту фундамента в районе Волгоградского Правобережья с чередующимися зонами северо-западного простирания, сложенными то преимущественно архейскими (амфибол-биотиовыми, гранат-амфибол-биотитовыми плагиогнейсами, амфиболитами и плагиогранитами и гранодиоритами), то преимущественно протерозойскими (сланцами и микроклиновыми турмалинсодержащими гранитами) породами. Предполагалось, что архейские породы вскрыты из-под воронцовской серии в пределах «Хопёрской антиклинорной зоны».

Совместный анализ скудной петрографической информации и региональных геофизических материалов позволил приблизительно охарактеризовать распространение предполагаемых архейских пород. Возникшее представление о чешуйчато-надвиговом строении северо-восточной окраины Хопёрского кратона (см. прил. I-2 и IV-1) безусловно является не более чем некоторым приближением. Тем не менее, стоит отметить, что такая структура неплохо согласуется с более надежно установленным надвиго-поддвиговым строением поздне-палеопротерозойского Рязано-Саратовского орогена.

Глубинное строение. Благодаря отработке опорного профиля 1-ЕВ получена принципиально новая информация о глубинном строении Хопёрского кратона. В сечении коры по профилю 1-ЕВ в интервале 3300–3600 км породы воронцовской серии с подошвой на глубине порядка 15 км подстилаются четко расслоенной корой, которую, очевидно, следует рассматривать как кору Хопёрского кратона. В западной части интервала эта кора совместно с перекрывающими отложениями воронцовской серии участвует в строении коллизионного шва Восточно-Воронежского орогена и соответствующим образом деформирована (см. раздел 4.6). Поэтому целесообразно обратиться к анализу сейсмического образа коры в интервале от 3400 до 3570 км, где коллизионные деформации не проявлены. Картина отражений в этом интервале разительно отличается от образов коры как Курского, так и Волго-Уральского кратонов (см. раздел 4.6, прил. VII-1–VII-3). Для коры Хопёрского кратона в сечении опорным профилем характерна отчетливая субгоризонтальная расслоенность, созданная вертикальными вариациями уровня «отражательности». В полном разрезе коры выделяются четыре «слоя»: два относительно прозрачных с ограниченным числом закономерно ориентированных отражений и два других, насыщенных субпараллельными и преимущественно субгоризонтальными отражениями. Сейсмический образ коры в этом интервале напоминает расслоенную по уровню «отражательности» кору Карельского кратона.

Непосредственно подстилающий воронцовскую серию интенсивно отражающий «слой» расположен в интервале глубин от 15 до 25 км. Рисунок редких отражений в пределах вышележащего «слоя», образованного породами воронцовской серии, позволяет наметить некоторые дополнительные пологосекущие направления, которые в немалой степени формируют рельеф поверхности, разделяющей оба слоя. В некоторых случаях пологонаклонные отражения пересекают рисунок расслоенности «отражающего» слоя, а иногда и пересекают его, проникая в глубже залегающий полупрозрачный слой. Мощность этого слоя 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 коре Хопёрского кратона отсутствуют. Лишь в пределах верхнего слоя (интерпретируемого в качестве воронцовской серии) могут быть выделены небольшие прозрачные линзообразные области, 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 км. Четкость границы нарушена только в интервале 3460–3470 км, где наблюдаются погружающиеся к западу отражения, переходящие из коры в мантийную область.

В соответствии с известным набором и составом пород, модельная плотность воронцовской серии равна приблизительно 2.78 г/см^3. Состав трех коровых «слоев», залегающих ниже и не достигающих поверхности фундамента вблизи профиля, 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. Два слоя, насыщенные отражениями, получили относительно высокие оценки плотности, которые могут отвечать гнейсо-амфиболитовым или мигматизированным амфиболитовым или гранулитовым комплексам. Полученные оценки плотности, вообще говоря, недостаточно высоки для сопоставления нижнего «слоя» с мафитами океанического типа. Несколько лучше такому предположению может 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. Сопоставить данные, полученные в результате бурения, с предлагаемой интерпретацией пока не представляется возможным. Это — дело будущего.

2.4. Неоархейский континент Волго-Уралия (геология, тектоника, метаморфизм, глубинный разрез по профилю ТАТСЕЙС, объемная модель глубинного строения)

2.4.1. Вместо Введения

Неоархейский Волго-Уральский кратон (коровый фрагмент или провинция Волго-Уралия, согласно С.В. Богдановой) занимает восточную часть сформированного к концу палеопротерозоя Восточно-Европейского кратона (см. прил. IV-1). В плане Волго-Уральский кратон (ВУК) представляет собой почти равнобедренный сферический треугольник площадью около 600 000 км^2. Основание треугольника протяженностью около 1000 км «опирается» на Урал, вершина направлена на запад, протяженность с запада на восток — 1200 км. Северо-восточная граница ВУК образована неопротерозойской складчатой системой Тимана, на востоке его структуры прослеживаются под дислоцированным рифейско-палеозойским чехлом западного склона Урала практически до Главного Уральского разлома [Глубинное строение..., 2001; Рыбалка и др., 2006], южная окраина скрыта под отложениями Прикаспийской впадины. На юго-западе ВУК отчетливо срезан и перекрыт надвинутыми с юго-запада структурами палеопротерозойского Рязано-Саратовского коллизионно-аккреционного орогена. На западе и северо-западе ВУК граничит с палеопротерозойским Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийским коллизионным орогеном.

ВУК повсеместно перекрыт мощным (1.5–3 км) фанерозойским осадочным чехлом, а восточный его край погружается под дислоцированные рифейско-палеозойские отложения Западного склона Урала, мощность которых достигает 15 км и более. Лишь вблизи Главного Уральского разлома в тектонических пластинах выведены на уровень дневной поверхности фрагменты раннедокембрийской коры — Тараташский гранулитовый, Александровский гнейсово-амфиболитовый и ряд менее значительных комплексов. Структура докембрийского кратона незначительно осложнена тектоническими процессами, связанными с формированием рифейско-вендских авлакогенов и структур осадочного чехла. Магнитное поле над Волго-Уралией демонстрирует наличие концентрических кольцевых и овальных аномалий, поперечник которых достигает 300 км и более; овалы разделены широкими поясами, где аномалии имеют более или менее линейные очертания.

Восточная часть ВУК является фундаментом Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Многочисленные глубокие скважины, поисковые и параметрические, достигли фундамента и в отдельных случаях предоставили информацию об его строении в интервале нескольких сотен и первых тысяч метров. Интересами нефтедобычи определяется и широкий набор региональных и глубинных геофизических исследований. Центральная и западная области кратона изучены значительно слабее. Результаты геологических, петрографических, геохимических и геохронологических исследований материалов бурения и геофизические данные были положены в основу обобщающих работ, в которых рассматриваются строение и история формирования ВУК. К сегодняшнему дню наибольшее значение имеют работы Н.В. Неволина и Т.А. Лапинский [1976], С.В. Богдановой и А.В. Постникова с соавторами [Богданова, 1986; Постников, 2002 и др.].

Существующие геологические представления. Наиболее популярными до настоящего времени остаются концептуальные представления о строении и эволюции коры Волго-Уралии, разработанные С.В. Богдановой более двух десятилетий назад. Последующие коррективы были внесены благодаря появлению более совершенной (однако довольно-таки скудной — два десятка датировок на весь регион) геохронологической информации. Краткое изложение версии, утилизирующей новые геохронологические данные, опубликовано в Геологической энциклопедии (Encyclopedia of Geology) [Bogdanova, Gorbatschev, Garetsky, 2005].

В истории развития континентальной земной коры Волго-Уральского сегмента были выделены четыре главных периода, отражающих представления о поступательном стадийном характере становления и преобразования коры [Богданова, 1986, см. рис. 61 и с. 206; Bogdanova, Gorbatschev, Garetsky, 2005].

1. Раннеархейский период (~3.1 млрд лет, Sm-Nd модельный возраст) — образование и деструкция ранней («дацит-андезитовой», «серогнейсовой») коры.

2. Позднеархейский период (3.0–2.7 млрд лет).

2.а. Обособление двух типов коры, различающихся особенностями последующей эволюции: 1) областей площадной проницаемости для толеитовых расплавов и формирования обширных осадочных бассейнов (*I тип*), 2) узких рифтогенных(?) зеленокаменных поясов с продуктами коматиитовых и толеитовых магм (*II тип*).

2.б. Линейная складчатость, тектоническое скучивание, метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций, внедрения андезитовых магм и палингенных гранитоидных расплавов.

2.в. Формирование протоконтинентальной (незрелой) коры: 1) метаосадочно-базитовой в пределах областей I типа, 2) метаандезитовой в пределах областей II типа.

3. Раннепротерозойский период (2.3–2.0 млрд лет).

3.а. Эволюция состава и строения коры в пределах: 1) областей термально-купольных сводовых структур (*гранулито-гнейсовых овоидов*, *куполов*), преимущественно наследующих области архейской эволюции I типа, со становлением концентрической метаморфической зональности высоко и умеренно градиентной амфиболитовой фации, внедрением коровых палингенных расплавов и образованием систем кольцевых и радиальных разломов, а также троговых осадочно-вулканогенных структур; 2) *остаточных межсводовых линейных зон*, с которыми связан палингенез архейской коры и низкоградиентный метаморфизм амфиболитовой фации.

3.б. Перекрытие юго-западной и северо-восточной окраин Волго-Уралии осадочными комплексами пассивных окраин.

3.в. Формирование зрелой континентальной коры.

4. Раннепротерозойско-рифейский (авлакогенный) период (от 1.9 до ~0.8 млрд лет) — окончательное оформление структур земной коры, заложение авлакогенов (грабенообразных прогибов) в ослабленных зонах, обусловившее современные глыбовые формы овоидов и куполов (мегаблоков, блоков) и линейный характер разделяющих их зон.

Таким образом, согласно модели С.В. Богдановой [1986, рис. 55], границы и внутренние области архейской коры Волго-Уралии были существенно переработаны в связи с палеопротерозойскими процессами рифтогенеза и куполообразования, сформировавшими главные особенности современной структуры ВУК. В пределах «остаточных» линейных поясов преимущественно северо-восточного простирания, разделяющих крупные купола (овоиды), сохранились относительно слабо переработанные архейские комплексы. Крупные купола (овоиды) Волго-Камского мегаблока в северной части Волго-Уралии образованы архейскими гранулитами, переработанными в палеопротерозойское время: к центральным частям куполов приурочены палеопротерозойские граниты и гнейсы. Напротив, в пределах Средневолжской купольной структуры (Средневолжского мегаблока) палеопротерозойская переработка и палеопротерозойские породы размещены на флангах, тогда как центральная часть купола сложена архейскими гранулитами, аналогичными породам линейных поясов. Предполагалось также, что именно палеопротерозойские купола определяют специфический облик Волго-Уралии.

Подчеркнем важные особенности возникновения и эволюции коры ВУК, предполагаемые в рамках охарактеризованной выше концепции.

1. Процессы накопления осадочно-вулканогенных толщ, их высокоградного (гранулитового и высокотемпературного амфиболитового) регионального метаморфизма, с одной стороны, и формирования овоидных тектонических структур — с другой, проявились независимо друг от друга, связаны с различными геодинамическими обстановками и временными интервалами: мезо- и неоархейскими (3.0–2.7 млрд лет) и палеопротерозойским (2.3–2.0 млрд лет), соответственно.

2. Главная особенность структурного облика коры Волго-Уралии состоит в сочетании «относительно стабильных архейских блоков», преобразованных в течение палеопротерозойского этапа в овоиды (купола), с межовоидными линейными поясами и зонами.

3. Формирование собственно палеопротерозойских осадочно-вулканогенных и интрузивных комплексов и их метаморфизм внесли относительно небольшой вклад в состав и строение раннедокембрийской коры.

Модель сводово-купольного строения неоархейских блоков с концентрической надвигово-складчатой внутренней структурой представлена также и на структурно-тектонической карте масштаба 1:500 000 центральной и юго-восточной частей Волго-Уралии (Татарское ГРУ ОАО «Татнефть» [Шаргородский и др., 2004]). Иная трактовка строения фундамента представлена на схеме Ю.В. Казанцева и Т.Т. Казанцевой [2003], где отражена «луковичная» структура овоидов различного размера с погружением концентрических надвигов от краев овоидов к центру.

Использованные материалы. Обширные материалы по геологическому строению фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, полученные к середине 80-х годов прошлого века, были систематизированы С.В. Богдановой и А.В. Постниковым с соавторами [Богданова, 1986; Постников, 2002; и др.].

Значительный прирост новой региональной информации связан с проведенными в недавние годы детальными аэромагнитными исследованиями (ФГУ ГНПП «Аэрогеофизика»), охватившими центральную, северную и западную части Волго-Уралии. Вновь полученные материалы совместно с переобработанными данными гравиметрических съемок были положены в основу специальных интерпретационных работ, результатом которых стали геологическая и тектоническая карты раннедокембрийского фундамента в пределах перечисленных областей принципиально нового содержания (неопубликованные материалы В.А. Буша и др., 2002 г.). Вслед за тем была завершена отработка глубинного геотраверса ТАТСЕЙС [Трофимов, 2006], а также профиля ESRU-2003–2005 [Рыбалка и др., 2006], предоставивших принципиально новую информацию о глубинном строении Волго-Уралии.

Уровень изученности и обеспеченности необходимой информацией для территории Волго-Уралии крайне неоднороден. При разработке модели строения и эволюции раннедокембрийской коры ВУК и составлении соответствующих карт, авторам данной работы пришлось решать задачу целостного представления трех частей Волго-Уралии, охарактеризованных информацией, значительно различающейся как по полноте, так и по содержанию.

1. Южная половина центральной части ВУК (Средневолжский район, территории Татарстана и Башкортостана), отвечающая Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, обеспечена сотнями глубоких скважин (см. ниже рис. 2.114), некоторые из которых вскрыли фундамент на глубину от 600–700 до 2000–3000 м (в том числе, наиболее информативные скважины — Туймазы, Миннибаево, Новоелховская, Ульяновская, Подгорненская, Бавлинская). На основе геолого-петрографических, петрофизических, геохимических и геохронологических исследований пород фундамента в пределах этой территории, проведенных на пяти детальных участках: Отрадненском, Колыванском, Нурлатском, Туймазинском и Елабуга-Бондюжском, была получена наиболее полная до настоящего времени характеристика раннедокембрийских структурно-вещественных комплексов [Богданова, 1986; Постников, 2002 и ссылки в этих работах]. Уровень геохимических и петрологических материалов отвечает времени проведения соответствующих исследований в 70-х — начале 80-х годов прошлого века, когда многие современные методики и приборы отсутствовали или были практически недоступны. С этим обстоятельством связаны ограниченность набора определявшихся малых элементов и отсутствие изотопно-геохимических и геохронологических данных, отвечающих современным требованиям.

Детальные карты фрагментов ВУК базируются как на данных глубокого бурения, так и на материалах детальных геофизических съемок, выполненных до 1985 г. Преобладающий по значению массив данных был получен в пределах тектонической структуры, получившей название «Средневолжский овоид», приблизительно 500 км в диаметре, в междуречье Волги и низовьев Камы, расположенной в пределах наиболее продуктивной области Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. По уровню геологической изученности эта территория далеко опережает другие районы ВУК [Богданова, 1986; Постников, 2002; и др.]. Детальные карты строения фундамента в пределах Средневолжского овоида, в основу которых были положены результаты изучения керна сотен глубоких скважин и материалы детальных геофизических съемок, в полной мере сохранили свое значение до сегодняшнего дня. Сказанное, в первую очередь, относится к «Схеме геологического строения фундамента Волго-Уральской области», составленной С.В. Богдановой по собственным материалам и материалам А.В. Постникова и Л.П. Поповой [Богданова, 1986, рис. 13]. Эта схема явилась отправной точкой для предлагаемых в данной книге моделей строения и эволюции Бузулукского овоида и Альметьевской синформы, объединявшихся ранее в составе Средневолжского овоида. При описании этих структур мы, как правило, не ссылаемся на конкретные скважины как на источник фактической информации, а непосредственно опираемся на обобщенные материалы, представленные в вышеупомянутой монографии.

2. Западная и северо-западная части кратона были обстоятельно изучены в рамках упоминавшегося выше проекта ФГУ НПП «Аэрогеофизика» (неопубликованные материалы В.А. Буша и др., 2002 г.). При подготовке данной главы были использованы карты эффективных петрофизи-

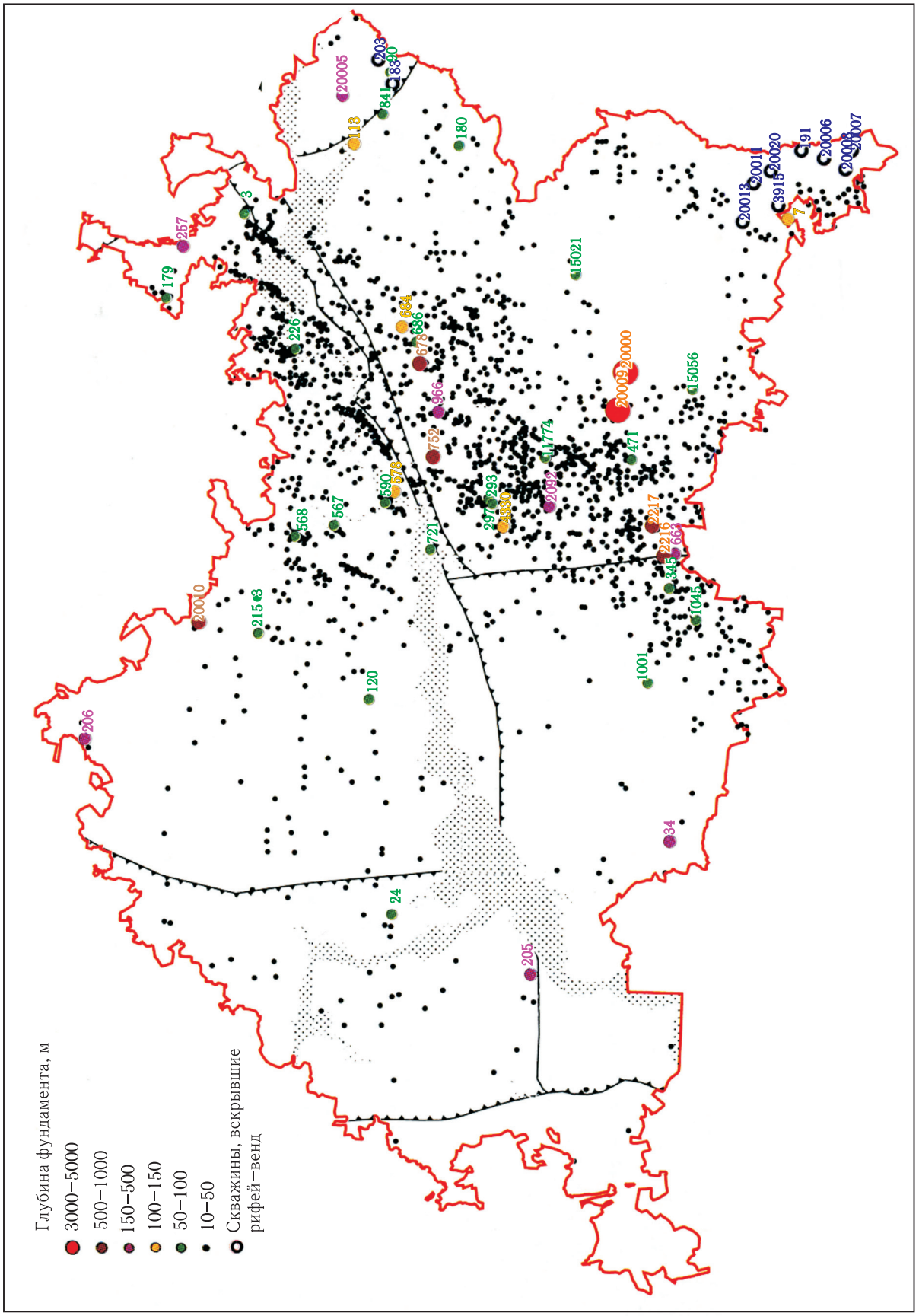


Рис. 2.114. Расположение скважин, достигших фундамента на территории Татарстана (по [Хисамов и др., 2004])

ческих параметров (плотности, намагниченности и их локальных компонент) и карты петрофизических (плотность–намагниченность) классов (см. прил. IV-4–IV-8), полученные при выполнении этого проекта.

Кроме того, в процессе наших исследований были усовершенствованы трехмерные модели коры, магнитная и плотностная (П.С. Бабаянц, Ю.И. Блох, А.А. Трусов), и систематически проанализированы информативные сечения этих моделей (И.Б. Филиппова, А.А. Трусов) (см. прил. IV-9–IV-11). Методические приемы создания петрофизических карт и геологической интерпретации полученных таким образом материалов подробно охарактеризованы в главе 1 (см. раздел 1.2.1.1). Западная и северо-западная части кратона покрыты редкой сетью скважин (см. прил. IV-12). Обработка кернового материала, выполненная в прежние годы, как правило, ограничивалась петрографическим изучением, которое позволило определить и зафиксировать минеральный состав и наименование горных пород. В части случаев были выполнены петрофизические измерения. Судя по доступным сегодня материалам, детальные исследования (геохимические, геохронологические) за пределами Волго-Уральской провинции в сколько-нибудь значимом объеме не проводились. Материалы, полученные в результате бурения в пределах западной и северной частей ВУК, были систематизированы А.В. Постниковым в рамках упоминавшегося выше проекта ФГУ НПП «Аэрогеофизика». Обобщенное описание главных структурно-вещественных комплексов этих частей ВУК опубликовано [Постников, 2002]. Дополнительные данные были заимствованы из объяснительных записок к картам масштаба 1:1 000 000.

К величайшему сожалению, перечисленные работы, выполненные в рамках конкретных проектов и программ в разные годы, практически не пересекаются. В результате не был создан опорный район, в пределах которого можно было бы достоверно скоррелировать расчетные петрофизические параметры и данные о распределении горно-породных ассоциаций на поверхности фундамента, полученные в результате бурения. Поэтому в основу геологической интерпретации петрофизических карт были положены опубликованные данные о петрофизических свойствах соответствующих типов горных пород и данные бурения по редкой сети скважин. Соотнесение детальных петрофизических карт с картами региональных геофизических полей позволило, в свою очередь, более корректно использовать геофизические карты при создании сводной геолого-тектонической карты, охватывающей полностью территорию ВУК, которая представлена в данной работе (см. прил. I-2).

В качестве дополнительных источников информации были использованы листы Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 и объяснительные записки к ним, листы N-38(39) [2000] и O-38(39) [1999], в частности, результаты интерпретации региональных геофизических карт масштаба 1:1 000 000 и сами эти карты. Была также использована Структурно-тектоническая карта масштаба 1:500 000 центральной и юго-восточной частей Волго-Уралии (Татарское ГРУ ОАО «Татнефть» [Шаргородский и др., 2004]).

3. Восточная окраина ВУК, примыкающая к Уральскому орогену и подстилающая структуры Западного склона Урала, почти лишена данных бурения. Исключение составляет Чусовский пояс. Локальная информация о породах восточной окраины ВУК получена благодаря изучению фрагментов фундамента, выведенных к поверхности в палеозое при формировании Уральского орогена. Главным источником информации о строении этой области ВУК являются региональные геофизические карты (см. прил. IV-2 и IV-3). Вследствие значительной глубины Предуральского прогиба, вклад плотностных объектов фундамента в значения регионального поля силы тяжести значительно снижен, поэтому гравитационное поле оказалось ненадежным источником информации о составе и строении фундамента. По существу, предлагаемая в данной работе карта восточной части ВУК (см. прил. I-2 и IV-1) представляет собой результат прослеживания и экстраполяции геологических структур западной и центральной частей кратона с использованием карты магнитного поля. Понятно, что достоверность карты фундамента, составленной для этой части кратона, существенно понижена. Это в особенности касается реконструкции состава горных пород.

Особый блок информации образовали сейсмические образы коры и верхней мантии ВУК. Геотраверс ТАТСЕЙС [Трофимов, 2006] пересек с юго-востока на северо-запад значительную и наиболее информативную часть кратона и не только создал основу для расшифровки глубинной региональной структуры коры ВУК, но и позволил надежно «связать» модели коры западной и юго-восточной частей кратона (Токмовский овоид, овалы и пояса Межовоидной области). Для выяснения глубинного строения Красно-

уфимского овоида, перекрытого отложениями Предуральского прогиба, не менее важную роль сыграли данные по геотраверсу ERSU-2003–2005. Дополнительная информация была доставлена геотраверсом УРСЕЙС (см. прил. I-2 и IV-1).

В отношении горных пород, участвующих в строении фундамента, за прошедшие годы ощутимый прирост информации получен только в области геохронологии — в результате исследований цирконов для примерно двух десятков типовых объектов архейского и палеопротерозойского возраста.

Наиболее важные из использованных материалов непосредственно включены в данную монографию: карты эффективных значений плотности и намагниченности и карты локальных аномалий плотности и намагниченности на поверхности фундамента (см. прил. IV-2–IV-8), разрезы–сечения трехмерных моделей коры (см. прил. IV-9–IV-11), разрез по геотраверсу ТАТСЕЙС (рис. 2.115, см. цв. вкл.), карта размещения скважин, достигших фундамента и размещения участков детального разбуривания в нефтегазоносных районах, сводка данных, полученных в результате бурения (см. прил. IV-12).

Специальные термины, употребляемые в этом разделе. Строение ВУК, образованного практически полностью архейскими гранулито-гнейсовыми комплексами, по-видимому, не имеет аналогов, детально охарактеризованных в литературе. Поэтому отсутствует и соответствующая более или менее общепринятая терминология. Для корректного описания тектонических структур ВУК пришлось ввести ряд специальных терминов.

Согласно С.В. Богдановой, отличительной особенностью Волго-Уральской гранулито-гнейсовой области является сочетание («парагенез») структур двух типов: блоков различного ранга и линейных зон. Характерной чертой блоков и мегаблоков является их овально-кольцевое строение, первоначально установленное по рисунку геофизических полей, и принадлежность типу крупных и гигантских сводов и куполов — овоидов. Линейные зоны отличаются выдержанностью протяженных аномалий. С.В. Богдановой были выделены линейные структуры I и II порядка. Первые — нарушают и перерабатывают кольцевые структуры блоков и мегаблоков, вторые — напротив, сами перерабатываются кольцевыми структурами. Линейные зоны I порядка часто характеризуются симметричным строением с размещением в центральной части отрицательных аномалий поля силы тяжести. Было выдвинуто предположение, что заключительный этап становления тектонической структуры Волго-Уралии связан с развитием линейных зон I порядка, которые своим расположением определили современные формы и размеры мегаблоков [Богданова, 1986]. Кольцевые аномалии отвечают купольным и относительно приподнятым структурам, образованным архейскими гранулитами, интенсивно переработанными в палеопротерозое с размещением в центральной части палеопротерозойских гранитов и гнейсов [Bogdanova, Gorbatschev, Garetsky, 2005].

Как будет показано в последующих разделах, новые данные позволили во многих отношениях существенно пересмотреть представления С.В. Богдановой. Однако разделение главных структурных типов Волго-Уралии на кольцевые и овальные, с одной стороны, и преимущественно удлиненные («линейные») — с другой, сохраняет свое значение. В интересах преемственности, применительно к тектоническим подразделениям, ранее выделенным С.В. Богдановой, мы используем аналогичные или близкие термины.

Овоид представляет собой геологическое образование, сложенное гранулито-гнейсовыми комплексами и характеризуемое следующими параметрами.

1. В объемном выражении овоид представляет собой чашеобразный блок земной коры, на уровне поверхности фундамента — округлой или овальной формы до 300–600 км в поперечнике, с основанием на уровне коро-мантийного раздела на глубинах до 60 км.

2. Акустически прозрачная область нижней коры в основании «чаши», вероятнее всего, образована мафит-ультрамафитами, полностью или частично преобразованными в породы типа высокобарных гранулитов или высокотемпературных эклогитов.

3. Тектонические ограничения овоидов образованы коническими поверхностями взбросо-надвигов, по которым внешние части овоидов надвинуты на структуры обрамления.

Овоиды Волго-Уральского кратона имеют простое или сложное строение. Овоид простого строения не включает сколько-нибудь значительные тектонические структуры более высоких порядков (пример — Оренбургский овоид). В случае сложного строения, овоид включает ряд овальных (преимущественно синформных, реже антиформных) или линейных структур более высокого порядка (пример — Токмовский овоид). Помимо пород гранулито-гнейсового комплекса в строении овоидов участвуют ин-

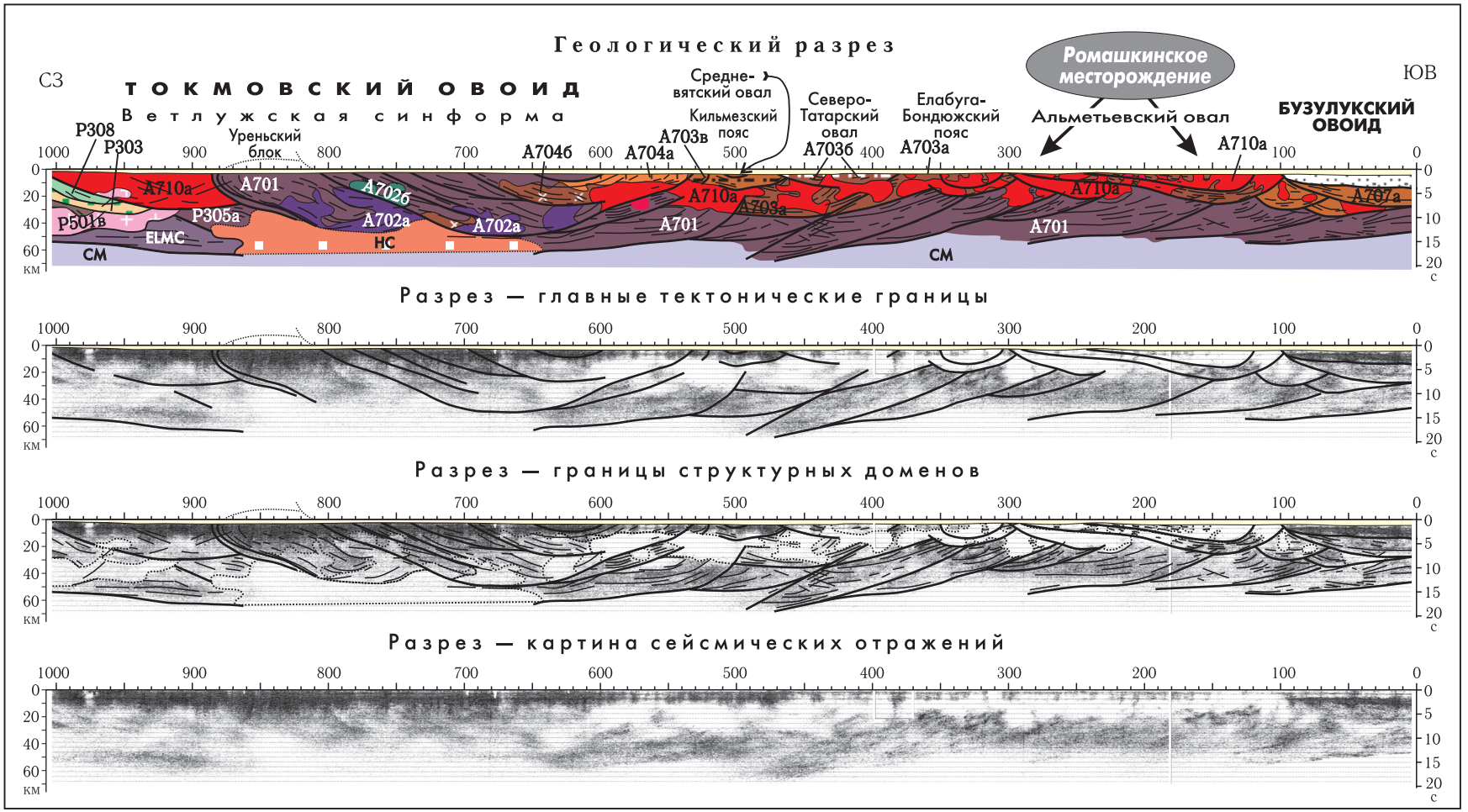


Рис. 2.115. Глубинный разрез по геотраверсу ТАТСЕЙС, полученный на основе временно́го разреза, опубликованного в [Трофимов, 2006] (по [Филиппова и др., 2007б])

Условные обозначения — см. в прил. I-3. Пояснения см. в тексте

трузивные тела мафит-ультрамафитового, в том числе, габбро-анортозитового состава, а также гранитоиды и мигматиты.

Межовоидная область — как следует из названия, область кратона, заключенная между овоидами. Также к Межовоидной области мы относим структуры за пределами овоидов в краевых частях Волго-Уральского кратона. Межовоидная область выполнена породами различных гранулито-гнейсовых комплексов, однако мафитовые гранулиты кинельского комплекса, предположительно наиболее глубинного, в ее строении, как правило, не участвуют. В пределах межовоидной области выделяются овально-вытянутые синформные структуры двух типов: 1) *межовоидные овалы* — размером 200–300 км по длинной оси при отношении длины к ширине от 2:1 до 3:1 (пример — Альметьевская синформа), 2) *межовоидные пояса* — 300–350 км протяженностью при отношении длины к ширине от 4:1 до 5:1 (пример — Елабуга-Бондюжский пояс). Осевая поверхность поясов обычно изогнута. Структуры межовоидной области имеют ограниченную вертикальную протяженность: в сечении профилем ТАТСЕЙС подошва наиболее крупного межовоидного овала достигает глубины 25 км. В разрезе коры структуры межовоидной области подстилаются или частично пересекаются акустически прозрачной областью, которая достигает поверхности фундамента в пределах контура Бакалинского массива гранитоидов в северо-восточной части Альметьевской синформы. Таким образом, различие овалов и поясов состоит в степени деформированности (вытянутости–удлиненности) первоначальной структуры.

2.4.2. Структурно-вещественные комплексы

В результате исследований предыдущих лет, сосредоточенных в юго-восточной части ВУК, стали известны и были охарактеризованы архейские и палеопротерозойские структурно-вещественные комплексы, в том числе, породы гранулитовой и амфиболитовой фации (серии, толщи), интрузивные и ультраметагенные породы ультраосновного, основного и кислого состава [Богданова, 1986; Постников, 2002 и ссылки в этих работах]. Архейские породы гранулитовой и амфиболитовой фации первоначально были разделены на *отрадненскую серию* преимущественно основных и *большечеремшанскую серию* — преимущественно кислых и/или метаосадочных гранулитов.

В дальнейшем отрадненская серия была подразделена на *кинельский комплекс*, в строении которого преобладают основные кристаллические сланцы, и *нурлатский комплекс* — мафитовый и эндербито-гнейсовый. С этими комплексами пространственно и генетически связаны габброиды (*екатериновский комплекс*) и габбро-анортозиты (*туймазинский комплекс*), неперемещенные (автохтоные) и перемещенные (интрузивные) тела эндербитов и чарнокитов (*колыванский и титовский комплексы*), диоритов, тоналитов, гранодиоритов (*свияжский комплекс*). Отмечается относительно более высокая насыщенность кинельского комплекса интрузивными телами основного состава. Между тем, именно повышенное количество этих пород в разрезе и было принято в качестве одного из определяющих признаков принадлежности соответствующей части разреза к кинельскому комплексу. Поскольку отмечается наложение минеральных парагенезисов гранулитовой фации на изверженные породы основного состава, следует заключить, что по крайней мере часть из них представляет собой реликты «догранулитового» субстрата.

Большечеремшанская серия также представлена двумя комплексами: нижним, *сулеевским*, в разрезе которого преобладают мафитовые, участвуют кислые и метаосадочные гранулиты и распространены магнетит-силикатные породы типа эулизитов, и верхним, *миннибаевским*, сложенным на 85–90% метапелитами и метаграувакками, с редкими включениями железисто-кремнистых пород и мафитовых гранулитов. Разрезы глубоких скважин свидетельствуют о размещении преобладающей части метаосадочных гранулитов выше толщ, сложенных преимущественно мафитовыми гранулитами. Дополнительное заключение об их положении в разрезе было получено в результате минералогического изучения грубообломочных рифейских толщ Сергиево-Абдулинского авлакогена. В разрезе этих толщ вертикальный разрез раннедокембрийских источников сноса повторяется в обратном порядке, что свидетельствует в пользу более высокого положения большечеремшанской серии относительно отрадненской [Богданова, 1986]. С гранулитовыми комплексами ассоциированы породы чарнокит-эндербитового ряда (колыванский комплекс), с миннибаевским — породы колыванского комплекса, а так-

же — неперемещенные гранатовые граниты (*рахмановский комплекс*). Неоархейская эволюция завершается формированием диорит-гранодиорит-плагиогранитного *бакалинского комплекса*.

Приведенное выше описание структурно-вещественных комплексов в полной мере применимо только для Бузулукского овоида и Альметьевского межовоидного овала (которые в трактовке С.В. Богдановой объединялись в составе Средневолжского овоида) и их ближайшего обрамления. Хотя данные бурения свидетельствуют, что подобный набор пород характерен и для остальных частей Волго-Уралии, невозможность непосредственного прослеживания геологических тел и корреляции разрезов, охарактеризованных редкой сетью скважин, и особенно — отсутствие геохимической и геохронологической информации за пределами юго-восточной части ВУК не позволяют уверенно сопоставлять комплексы пород на обширной территории Волго-Уралии. Это побудило нас принять в обозначениях к геологической карте термины типа «нурлатский комплекс и его аналоги», «миннибаевский комплекс и его аналоги» и т.п.

Палеопротерозойские комплексы пород, ограниченно распространенные в пределах ВУК, охарактеризованы ниже — в разделе 3.1.4.

В приведенном ниже описании пространственное размещение главных структурно-вещественных комплексов ВУК охарактеризовано в соответствии с принятым нами тектоническим районированием (см. прил. IV-1).

2.4.2.1. Гранулито-гнейсовые ассоциации

Гранулито-гнейсовые ассоциации разделены на четыре структурно-вещественных комплекса, различающихся петрохимическими, петрографическими, геохимическими и петрофизическими особенностями: кинельский и нурлатский, преимущественно образованные мафитовыми гранулитами; сулеевский, образованный переслаиванием мафитовых и метаосадочных гранулитов, и миннибаевский — с преобладанием кислых и метаосадочных высокоглиноземистых гранулито-гнейсов (кондалитов). Кинельский и нурлатский комплексы отделены от сулеевского и миннибаевского комплексов тектоническими границами, зафиксированными, в частности, в разрезе *скв. Миннибаевской-20000* [Богданова, 1986]. Последовательность формирования и глубинность становления этих комплексов не ясны. С.В. Богданова [1986] считает более ранним нурлатский комплекс, полагая, что кинельский комплекс может представлять собой фрагменты нурлатского комплекса, пронизанные дайками — «корнями» метавулканитов налегающего большечеремшанского разреза, т.е. сулеевского и миннибаевского комплексов. Однако обилие в разрезе кинельского комплекса метагабброидов, габбро-анортозитов; присутствие ультрабазитов, представляющих собой скорее всего реликты «догранулитовых» протолитов, позволяет предполагать более раннее и относительно более глубинное становление кинельского комплекса.

Кинельский комплекс мафитовых гранулитов вскрыт многочисленными скважинами в Отрадненском районе — в северной части Бузулукской синформы [Богданова, 1986]. В составе комплекса доминируют основные кристаллосланцы (двупироксеновые, двупироксен-плагиоклазовые). Характерная черта кинельского комплекса состоит в том, что он включают многочисленные тела метагабброидов екатериновского комплекса, сосредоточенные в пределах узких (2–5 км) протяженных (20–50 км) полос. Местами основные кристаллические сланцы чередуются с анортозитами, габбро-анортозитами и с пироксен-плагиоклазовыми гнейсами (эндербито-гнейсами), образующими маломощные пачки (2–5 м), суммарно составляющие не более 20% разреза. Мафитовые гранулиты, метагабброиды и габбро-анортозиты частично преобразованы в эндербито-чарнокиты.

Мафитовые гранулиты по валовому составу близки оливиновым, частично — щелочным базальтам. Вариации состава отвечают слабо выраженному толеитовому тренду, высокие содержания Cr, Co, V и Sc определяют геохимическое сходство с океаническими толеитами. На диаграмме $MgO–Al_2O_3$ кинельские гранулиты следуют зависимости, характерной для базальтов океанических плато (сводовых поднятий — по Б.П. Золотареву [1979]). Метагабброиды близки по составу мафитовым гранулитам. Эти особенности могут указывать на вулканогенную природу протолитов мафитовых гранулитов, ювенильный характер или слабую контаминацию магм веществом континентальной коры и внутриплитную обстановку формирования. Дометаморфический разрез кинельского комплекса, вероятно, был образован мафитовыми вулканитами и силлами габброидного состава. Близость метавулканитов и метагабброидов по геохимическим особенностям и петрохимии позволяет предполагать их комагматичность.

Габброиды, сохранившие первичные магматические структуры, очевидно, представляют собой реликты «догранулитового» субстрата.

Петрофизические характеристики мафитовых гранулитов кинельского комплекса: плотность — 2.7–3.2 г/см^3, средняя — 2.80 г/см^3, намагниченность варьирует от средней до высокой [Богданова, 1986].

Нурлатский комплекс мафитовых гранулитов и эндербитов образует кольцевой пояс в средней части Альметьевской синформы. Литотип комплекса детально изучен в Нурлатском районе (северо-западная часть синформы) [Богданова, 1986; Яковлев, 1976]. Для комплекса характерна перемежаемость выдержанных пластов мафитовых гранулитов (основных двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, двупироксеновых плагиогнейсов), эндербито-гнейсов (гиперстен-плагиоклазовых биотит-гиперстен-плагиоклазовых и двупироксеновых плагиогнейсов) и гранатовых эндербито-гнейсов (глиноземистых гранат-гиперстеновых, гранат-силлиманитовых, гранат-биотитовых гнейсов). Наибольшим распространением в разрезе пользуются эндербито-гнейсы, тогда как остальные разности распространены ограничено. Минеральные ассоциации фиксируют условия гранулитовой фации повышенных давлений (гиперстен-кордиеритовая или гиперстен-силлиманитовая субфации) [Богданова, 1986; Постников, 2002]. К юго-западу от Нурлатского района в пределах Степноозерской площади гранулиты сменяются породами амфиболитовой фации: амфиболитами, гранат-амфиболовыми, амфиболовыми и биотитовыми плагиогнейсами. Смена минеральных ассоциаций, по-видимому, имеет прогрессивный характер, поскольку в гранулитах сохраняются реликтовые ассоциации амфиболитовой фации — амфибола и граната, замещаемых мелкокристаллическим гиперстен-плагиоклазовым симплекитом [Богданова, 1986]. Прогрессивный переход отмечается и в глиноземистых породах, где реликтовый ставролит замещается силлиманитом [Яковлев, 1976].

Петрохимические особенности позволяют предполагать осадочно-вулканогенную природу исходного нурлатского разреза [Яковлев, 1976], который может рассматриваться как чередование лав и пирокластов основного и среднего состава с возможным присутствием осадочных компонентов. Согласно петрохимическим и геохимическим данным, нурлатский комплекс принадлежит непрерывно дифференцированной известково-щелочной серии основного–среднего (базальт-андезитового) состава [Богданова, 1986; Постников, 2002]. С нурлатским комплексом ассоциируют габброиды и габбро-анортозиты туймазинского комплекса, несколько менее характерны габброиды екатериновского комплекса.

Плотность пород нурлатского комплекса, в соответствии с вариациями состава пород, изменяется в широких пределах — от 2.65 до 2.89 г/см^3 при средних значениях — 2.68 г/см^3. Породы комплекса — среднемагнитные, отдельные разности отличаются высокой намагниченностью.

Геохронология. Оценка возраста гранулитового метаморфизма нурлатского комплекса равна 2.73±0.04 млрд лет (Татарстан, Нурлатский район, скв. Ульяновская-663 [Бибикова и др., 1994]). Оценка Sm-Nd модельного возраста эндербито-гнейсов, 3.11±0.1 млрд лет (Татарстан, скв. Новоелховская-20009 [Муслимов и др., 1996]), свидетельствует о контаминации протолитов веществом более древней континентальной коры (подробнее — см. ниже).

Сулеевский комплекс мафитовых и метаосадочных гранулитов характерен для центральной части Альметьевской синформы и на Колыванском участке Бузулукского овоида. Комплекс образован основными кристаллосланцами и эндербито-гнейсами с характерными прослоями железисто-кремнистых пород (эулизитов) и магнетит-гранат-гиперстеновых кварцитов. Соотношения этих пород в разрезе затушеваны внедрениями эндербит-чарнокитов колыванского комплекса. Эндербитизированные и чарнокитизированные кристаллические сланцы образуют субстрат грубополосчатых эндербит- или чарнокит-мигматитов. Можно предположить, что в исходном разрезе основные кристаллосланцы и связанные с ними железисто-кремнистые породы составляли более значительную часть сулеевского комплекса. Химический состав основных кристаллосланцев соответствует базальтоидам, вероятно, с примесью пирокластического материала; их отличает повышенная железистость, особенно в разрезах, где они чередуются с магнетит-гранат-гиперстеновыми кварцитами [Богданова, 1986].

Миннибаевский комплекс метаосадочных гранулитов широко представлен и хорошо прослеживается. Типичный разрез комплекса охарактеризован скв. Миннибаево-20000 [Богданова, 1986]. Он образован преимущественно высокоглиноземистыми биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовыми кристаллическими сланцами и гнейсами (кондалитами), часто содержащими графит, реже шпинель, гиперстен. Как прави-

ло, в ассоциации с ними встречаются глиноземистые биотит-гранатовые и биотит-гранат-силлиманитовые гнейсы, нередко в чередовании с основными двупироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами. Изредка отмечаются эулизиты. Реконструкция первичного состава пород петрохимическими и геохимическими методами [Лапинская, Богданова, 1975; Горина, 1982] и морфология цирконов указывают на принадлежность протолитов высокоглиноземистых кристаллосланцев и гнейсов к пелитам, глиноземистых плагиогнейсов — к грауваккам и пирокластам, основных кристаллосланцев — к основным метавулканитам (базальтам и пирокластам) кварцтолеитового состава. Метаосадочные породы петрохимически связаны постепенными переходами, образуя единый литогенетический ряд. В то же время, каждый из типов пород слагает индивидуальные слои, чередующиеся в закономерной последовательности. Намечаются крупные трехчленные вулканогенно-осадочные ритмы, нижняя часть которых мощностью до 100–200 м сложена основными вулканитами, средняя — граувакками и верхняя — пелитами.

Породы миннибаевского комплекса метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. В метаосадочных породах проявлены признаки прогрессивной смены парагенезисов биотит-силлиманитовой субфации гранулитовой фации парагенезисами гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации [Лапинская и др., 1979].

Плотность пород миннибаевского комплекса — 2.68–3.15 г/см^3 при средней плотности — 2.83 г/см^3, магнитная восприимчивость — низкая [Богданова, 1986].

Геохронология. Как будет показано ниже, оценка Sm-Nd модельного возраста метаосадочных гранулитов, равная 3.02±0.06 млрд лет (Татарстан, скв. Новоелховская-20009 [Муслимов и др., 1996]), вероятнее всего, указывает на значительную роль древнего источника осадочного материала. Возраст гранулитового метаморфизма (U-Pb по циркону) — 2.71±0.04 млрд лет (Татарстан, скв. Миннибаевская-20000) [Постников, 2002].

Сопоставление особенностей состава и метаморфизма (подробнее — см. ниже) гранулито-гнейсовых комплексов позволяет наметить их соотношения по времени формирования и глубинности метаморфизма. Метаморфизованный осадочно-вулканогенный кинельский комплекс, вероятно, является наиболее глубинным по условиям метаморфизма, типу и объему внедрений мафит-ультрамафитовых магм. Следующую позицию занимает нурлатский комплекс. Сулеевский комплекс представляет собой промежуточное по составу, времени и глубинности метаморфизма образование между преимущественно мафитовыми нижними комплексами и верхним — преимущественно метаосадочным миннибаевским комплексом. Предлагаемая последовательность имеет качественный характер, границы между комплексами образованы постепенными переходами и взаимными чередованиями пород, соседствующих в реконструированном разрезе.

2.4.2.2. Мафит-ультрамафитовые интрузивы

Метагабброиды Екатериновского комплекса сосредоточены в узких (2–5 км) протяженных (20–50 км) полосах, где они преобладают в разрезах скважин. В составе комплекса участвуют габбро-нориты, габбро-анортозиты, реже встречаются нориты, габбро-пироксениты, также железистые рудные габбро и рудные пироксениты. По сравнению с основными кристаллосланцами они более крупнозернисты, часто сохраняют реликты магматических минералов и структур, обладают более дифференцированным минералогическим и химическим составом. Как и мафитовые гранулиты, метагабброиды и габбро-анортозиты частично преобразованы в эндербито-чарнокиты.

Метагабброиды характеризуются близкими геохимическими особенностями с мафитовыми гранулитами. Для них также характерна толеитовая направленность дифференциации и значительные колебания железистости и степени окисленности пород — до появления рудных пироксенитов и железистых рудных габбро. Как мы отмечали выше, габброиды, сохранившие первичные магматические структуры, очевидно, представляют реликты «догранулитового» субстрата.

Петрофизические характеристики метагабброидов екатериновского комплекса: плотность — 2.7–3.4 г/см^3, средняя — 3.1 г/см^3, характерна очень высокая намагниченность [Богданова, 1986].

Габбро-нориты и габбро-анортозиты туймазинского комплекса образуют крупные, преимущественно расслоенные тела, которые играют заметную роль в строении Альметьевской синформы,

Елабуга-Бондюжского пояса и Бузулукского овоида. Наиболее подробно охарактеризован собственно Туймазинский массив [Богданова, 1986]. Массив размещается в юго-восточном крыле Альметьевской синформы. Здесь на небольшой площади сосредоточено около 150 скважин, вскрывших породы фундамента, *скв. Туймазы-2000* прошла по фундаменту более 2 км, *Бавлинская-2001* — 700 м. Массив габбро-анортозитов представляет собой пластинообразное тело северо-восточного простирания, погружающееся в северо-западном направлении к центру Альметьевской синформы под углом менее 45°. Массив имеет мощность около 10 км, протяженность — приблизительно 100 км. Массив образован несколькими тектоническими пластинами, чередующимися с пластинами, образованными нурлатскими гранулито-гнейсами и гранитоидами бакалинского комплекса.

Вариации петрохимических особенностей и нормативных минералогических составов характеризуют закономерное изменение состава пород с северо-запада на юго-восток, т.е. от кровли к подошве массива. Железистые, высокотитанистые и обогащенные фосфором габбро-нориты северо-западного края (верхней части) массива через зону чередования габбро-анортозитов и анортозитов сменяются более меланократовыми магнезиальными габбро-норитами и габбро-анортозитами в сочетании с гиперстеновыми диоритами в основании массива. Юго-западнее магматическая зональность (расслоенность) Туймазинского массива дополняется ультраосновными породами чубовского комплекса.

В породах Туймазинского массива зафиксированы прогрессивные метаморфические преобразования — от фации гранатовых амфиболитов к гранулитовой фации. Поздний диафторез связывается с воздействием гранитов Бакалинского массива. Породы северо-западного края массива (верхней части разреза, образованного магматической расслоенностью) метаморфизованы в гранулитовой фации и преобразованы в биотит-гиперстеновые и гиперстеновые плагиогнейсы. В реликтовых участках сохраняются структуры и минералы первичных пород, а в некоторых скважинах вскрыты свежие, слабо перекристаллизованные, крупнокристаллические габбро-анортозиты. В южной части массива (нижней относительно разреза, образованного магматической расслоенностью) породы метаморфизованы в амфиболитовой фации. По мнению С.В. Богдановой, такая метаморфическая зональность подчеркивает первично-магматическую зональность Туймазинского массива, что, в общем, не вполне понятно. Между тем, можно предположить, что особенности метаморфизма недостаточно изучены и метаморфизм амфиболитовой фации является наложенным в связи с термальным воздействием бакалинских гранитоидов, которое также отмечает С.В. Богданова.

Туймазинский габбро-норит-анортозитовый массив фиксируется в магнитном поле в виде линейных зон контрастных магнитных аномалий. Плотность пород туймазинского комплекса — 2.62–3.17 г/см^3 при средних значениях — 2.75 г/см^3; характерна средняя до высокой намагниченность пород [Богданова, 1986].

Геохронология. Возраст габбро-анортозитов Туймазинского массива (U-Pb по циркону) равен 2.622±0.008 млрд лет, возраст амфиболового плагиогранита, замещающего габбро-анортозит, — 2.59±0.01 млрд лет (Татарстан, скв. Бавлинская-20011 [Постников, 2002]). Время повторного проявления высокоградного метаморфизма М2, таким образом, ограничено рамками 2.62 и 2.59 млрд лет, что приблизительно на 100 млн лет моложе, чем возраст первого гранулитового метаморфизма М1 (2.74–2.70 млрд лет) и чем относительно древние оценки возраста гранитов Бакалинского массива (2.71–2.70 млрд лет). Подробнее об особенностях и возрасте метаморфизма см. ниже.

Геодинамическая интерпретация. Геологические, петрографические и геохронологические данные в целом согласованно указывают на взаимосвязь процессов размещения габбро-анортозитов туймазинского комплекса и проявления высокоградного зонального метаморфизма М2. Туймазинский массив и другие подобные массивы этого комплекса размещены в пределах синформных структур, в выполнении которых значительную роль играют метаосадочные гранулиты. Это указывает на размещение габбро-анортозитовых магм в средней или даже верхней частях коры.

Кстовский комплекс габбро-анортозитов характерен для южной части Токмовского овоида, в пределах Кстовского пояса, обрамляющего с юга Ветлужскую синформу, выделены крупные тела габбро-анортозитов, значительно превышающие по размерам и уровню намагниченности Туймазинский массив. Подошва Ветлужской синформы размещена на уровне коромантийного раздела (см. рис. 2.115). Иными словами, Ветлужская синформа представляет собой «сквозькоровую» структуру, в которой тела габбро-анортозитов приурочены к внешней

«оболочке» синформы. Возраст габбро-анортозитов Кстовского пояса не установлен. Они могут быть относительно более глубинной составляющей туймазинского комплекса, но могут также представлять собой более раннюю генерацию габбро-анортозитов, синхронную метаморфизму М1. Желая акцентировать внимание последующих исследователей на особенностях габбро-анортозитового магматизма ВУК, мы выделили анортозиты Кстовского пояса и близкие им по положению и петрофизическим параметрам габбро-анортозиты Вятского и Тумско-Пензенского поясов в самостоятельный *кстовский комплекс габбро-анортозитов.*

Чубовский комплекс ультрабазитов имеет ограниченное распространение. Чубовский массив размещается на юго-западном продолжении Туймазинского массива габбро-анортозитов. Он сложен шпинелевыми перидотитами и пироксенитами, иногда переходящими в меланократовые габбро. По соотношению оливина и пироксена породы варьируют от гарцбургитов до оливиновых ортопироксенитов и вебстеритов. Однако из-за высокой степени метаморфизма первичный состав не ясен. Нормативный минеральный состав пород отвечает оливиновым габбро-норитам, метагаббро-норитам. Породы подверглись по крайней мере двухэтапному метаморфизму: от шпинель-пироксеновой и гранулитовой до амфиболитовой фации, частично преобразованы в амфиболиты, амфиболовые сланцы, серпентиниты. Минералогия свидетельствует о неоднократных метаморфических перестройках, в результате которых сформировалась ассоциация минералов, включающая гиперстен, диопсид, эденит, тальк, биотит, гидрослюду. Наложение гранулитового метаморфизма на породы Чубовского массива позволяет рассматривать его, равно как и Туймазинский габбро-норит-анортозитовый массив, в качестве реликта «догранулитового» субстрата.

2.4.2.3. Эндербитоиды и гранитоиды

Автохтонные магматические породы кислого и среднего состава (эндербитоиды и гранитоиды, а также мигматитовые комплексы) формировались в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций в результате парциального плавления (анатексиса) вмещающих пород (метавулканитов и метаинтрузивных пород основного состава и метаосадочных пород). Практически все породы этого типа сохраняют свидетельства формирования за счет определенных типов гранулитов — как вещественного, так и структурного порядка. Жильные тела и крупные массивы, очевидно, представляют собой перемещенные интрузивы, сформированные в результате сегрегации и отжимания анатектических расплавов. Минералогический состав пород отчетливо регулируется условиями парциального плавления гранулитовой или амфиболитовой фации.

С высокотемпературными процессами плавления (вероятно, соответствующими регрессивной стадии метаморфизма, которая могла быть результатом гравитационного коллапса утолщенной коры и сопутствующего снижения литостатической нагрузки) связано возникновение колыванского, титовского и рахмановского комплексов в условиях гранулитовой фации, а также свияжского — в условиях амфиболитовой фации. С заключительным этапом связано становление бакалинского комплекса в условиях амфиболитовой фации.

Колыванский и титовский комплексы эндербитов и чарнокитов. Колыванский массив, расположенный в пределах Бузулукской синформы [Богданова, 1986], образован породами эндербит-чарнокитового ряда и микропертитовыми гранитами, сформированными в условиях гранулитовой фации. Были выделены оба упоминавшихся выше типа пород: перемещенный (интрузивный) и автохтонный (анатектический), хотя разделение их по керновому материалу крайне затруднительно. Для анатектитов характерны постепенные переходы с вмещающими породами. Они слагают прожилки, линзообразные выделения с расплывчатыми контактами и с «размазанными» включениями реститов вмещающих пород. Зависимость пород колыванского комплекса от состава подвергавшегося плавлению субстрата находит отражение в специфике петрогеохимических и минералогических особенностей этих пород в разных районах [Богданова, 1986].

Плотность пород колыванского комплекса — 2.60–2.77 г/см^3 при средней плотности 2.69 г/см^3, магнитная восприимчивость преимущественно средняя [Богданова, 1986].

Крупный Титовский массив вскрыт многочисленными скважинами среди эндербито-гнейсов на юго-западе Нурлатского района. Согласно заключению в работе Е.В. Бибикова с соавторами [1994], массив сложен дифференцированной серией от габбро-анортозитов до эндербитов, реже чарнокитов, сформированных в условиях

перехода от амфиболитовой к гранулитовой фации (T — 700–730°C, P — около 7 кбар) [Ситдиков, 1979]. Однако размещение массива среди эндербито-гнейсов позволяет предположить, что эндербиты не являются компонентом габбро-анортозитового комплекса, а сформировались независимо от него, вероятно, в связи с плавлением эндербито-гнейсов.

Геохронология. Абсолютный возраст эндербитов колыванского комплекса (U-Pb по цирконам) — 2.74±0.01 млрд лет (Самарская область, скв. Горбатовская) [Бибикова и др., 1994].

Возраст эндербитов Титовского массива (Самарская область, скв. Титовская-103) составил 2.72±0.02 млрд лет (U-Pb по цирконам [Бибикова и др., 1994]).

Свияжский комплекс плагиогранитов, тоналитов и гранодиоритов представлен немногочисленными массивами. Собственно Свияжский массив расположен в восточной части Токмовского овоида, в бассейне р. Свияга (левого притока Волги). В строении массива доминируют разгнейсованные плагиограниты (в том числе, эпидотсодержащие), плагиомикроклиновые граниты и тоналиты при резко подчиненном развитии гиперстеновых диоритов, кварцевых диорито-гнейсов и гранодиоритов, приуроченных к контактам массива с вмещающими породами.

Гранитоиды свияжского комплекса обычно слагают массивы овальной формы, согласно вписывающиеся в структуру вмещающих пород. С.В. Богданова [1986] предполагала, что свияжский комплекс образован валообразными телами. Как будет показано в дальнейшем, эти тела во многих случаях, включая собственно Свияжский массив, приурочены к центральным частям синформных структур и, вероятнее всего, имеют линзовидную или лополитообразную форму. Характерно широкое развитие в экзоконтакте массивов мигматитов и гнейсо-гранитов. Отличительной особенностью свияжских гранитоидов является разгнейсованность пород, сопряженная с перекристаллизацией в относительно низкотемпературных условиях с образованием вторичных минералов: голубовато-зеленой роговой обманки, актинолита, эпидота и мусковита.

Геохронология. Возраст гранитоидов Свияжского массива (Татарстан, скв. Свияжская-402) составил 2.74±0.02 млрд лет (U-Pb по цирконам [Постников, 2002]).

Рахмановский и Ямашинский комплексы гранатсодержащих гранитов и плагиогранитов пространственно и генетически связаны с образованиями миннибаевского комплекса [Богданова, 1986]. В их строении участвуют граниты и плагиограниты с гранатом и кордиеритом, микроклиновые и микропертитовые граниты с гранатом; в некоторых случаях им сопутствуют калишпатовые гранулиты. Гранитоиды формируют крупные массивы или участвуют в составе полосчатых мигматитов с высокоглиноземистыми гнейсами в качестве палеосомы. Сравнение составов гранитоидов и пород миннибаевского комплекса показывает, что плагиограниты и граниты сохраняют минералогические и геохимические признаки формирования за счет высокоглиноземистых гнейсов. Геохимические характеристики даже однотипных гранитоидов значительно варьируют, что скорее всего обусловлено разнообразием составов пород миннибаевского комплекса. Согласно А.В. Постникову [2002], гранатсодержащие микропертитовые граниты Ямашинского массива формировались в условиях амфиболитовой фации.

Плотность гранитоидов рахмановского комплекса составляет 2.60–2.65 г/см^3 при очень низкой магнитной восприимчивости [Богданова, 1986].

Геохронология. Возраст микропертитового гранатсодержащего гранита Ямашинского массива (Башкортостан, скв. Тюменякская-50) равен 2.70±0.05 млрд лет (U-Pb по цирконам [Бибикова и др., 1994]).

В недавней публикации Е.В. Бибиковой с соавторами [Бибикова и др., 2009] приведены оценки Sm-Nd модельного возраста гранат-пироксенового гранита, поднятого *Рахмановской скважиной*, а также проб гранатовых гранитов, поднятых близрасположенными *Богородской и Новопорубежской скважинами*. Эти оценки составили 2.3–2.4 млрд лет. Аналогичные оценки получены для вмещающих гранат-биотит-кордиерит-силлиманитовых гнейсов.

Авторы названной публикации ставят вопрос о пересмотре принятого ими ранее архейского возраста рахмановских гранитов и гранулитовых гнейсов большечеремшанской серии. Понятно, что этот вывод находится в резком противоречии со всей суммой геохронологических данных, приведенных выше, в том числе полученных ранее Е.И. Бибиковой с соавторами. Поэтому в публикации предлагается выделить из состава «архейской» Волго-Уралии небольшой по площади палеопротерозойский «Южно-Волжский комплекс» и «сопряженные с ним гранатсодержащие граниты рахмановского

комплекса», которые «были образованы в процессе коллизионного орогенеза палеопротерозойских метаосадочных пород» приблизительно синхронно с формированием воронцовской серии и бобровского гранитного комплекса в восточной части Воронежского кристаллического массива [Бибикова и др., 2009, с. 14].

К сожалению, в статье не приводится конкретная геолого-геофизическая информация, которая позволила бы рационально разграничить палеопротерозойские и архейские образования. Новые данные никак не перечеркивают приведенную выше геохронологическую информацию, поэтому предложение о пересмотре возраста большечеремшанской серии в целом, равно как и рахмановского комплекса гранитоидов (а не только собственно Рахмановского массива) представляется нам по меньшей мере преждевременным. Исследования в этом направлении должны быть продолжены. До уточнения границ и природы палеопротерозойских образований в южной части Жигулевско-Пугачевской моноклинали и Пензенского пояса, мы сочли возможным сохранить прежние границы на картах прил. I-2 и IV-1.

Бакалинский и Танайский комплексы преимущественно образованы породами диорит-плагиогранитной серии [Попова, 1987]. Бакалинский массив в северо-восточной части Альметьевской синформы — наиболее крупный массив гранитоидов в пределах Волго-Уралии. Его размеры составляют 170 км в северо-западном и 120 км в северо-восточном сечениях, площадь — около 20 000 км^2. Не только размеры, но также выпадающие из общего ряда возрастные характеристики, особенности сопутствующих его формированию метаморфических процессов и особая роль для интерпретации глубинного строения определяют особое значение характеристик этого массива для реконструкции геологической истории ВУК.

В строении Бакалинского массива доминируют плагиограниты и плагиомигматиты «натровой» серии, образуя фон для других пород. Кварцевые диориты и гранодиориты слагают небольшие продолговатые и овальные тела, либо входят в состав полосчатых мигматитов, палеосома которых образована амфиболитами и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами. Диориты, гранодиориты и плагиограниты всегда обнаруживают признаки кристаллизации из расплава. Магматические структуры затушеваны почти повсеместно проявленным катаклазом, который нередко сопровождается значительной перекристаллизацией пород. Петрохимически гранитоиды бакалинского комплекса принадлежат нормальному и субщелочному рядам [Богданова, 1986]. Региональные особенности петрохимически однотипных гранитоидов определяются исходным составом гранулитового субстрата, в то же время наблюдается изофациальность минеральных ассоциаций гранитоидов диафторированным породам эпидот-амфиболитовой фации, развитым в его непосредственном обрамлении. В пределах Бакалинского массива распространены также породы «Мензелинской гранодиорит-гранитной серии» [Постников, 2002], которые могут быть отнесены к «калиевой» серии. Они слагают относительно однородные тела овальной и неправильной формы площадью от 50 до 2000 км^2 и прожилки в полосчатых и пятнистых мигматитах, обнаруживая черты, типичные для условий амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма.

Плотность плагиогранитов бакалинского комплекса — 2.6–2.8 г/см^3 при средних значениях — 2.7 г/см^3, магнитная восприимчивость обычно низкая, в отдельных случаях — повышенная [Богданова, 1986].

Геохронология. Возраст гранитоидов Бакалинского массива исследован более полно по сравнению с массивами иных гранитоидных комплексов. Полученные датировки (U-Pb по цирконам) принадлежат трем группам: первая — от 3.4 млрд лет и, возможно, несколько древнее до 3.0 млрд лет, вторая — 2.71–2.70 млрд лет и третья — 2.59 млрд лет.

Первая группа включает оценки возраста тоналитов и диоритов, которые, очевидно, можно интерпретировать как время размещения интрузивных тел в коре, образованной породами незначительно более древнего возраста. Соответствующие возрастные оценки опубликованы недавно [Бибикова и др., 2008]. Исследованные древние цирконы отличаются высокими концентрациями урана, что способствовало разрушению кристаллов и нарушению изотопных систем. Перечислим полученные оценки. Тоналиты из скв. Сулеевская 585 — 3.17±0.07 млрд лет (U-Pb по циркону классическим методом), те же фракции циркона после селективного растворения — 3.33±0.09 млрд лет, наконец, оценка методом SHRIMP-II — 3.38±0.05 млрд лет. Диориты из скв. Ташлияр 26 — 3.3±0.2 (3.35±0.17) млрд лет (U-Pb по циркону, SHRIMP-II).

Исследование изотопной Sm-Nd системы в породах обрамления Бакалинского массива (мафитовых гранулитах, эндербито-гнейсах и пара-

гранулитах) позволило оценить их модельный возраст T_{DM} (интерпретируемый как время отделения протолитов метаморфических пород от мантийного субстрата): 3.3–3.0 в рамках одностадийной и 3.7–3.3 — в рамках двустадийной модели (с учетом перестройки изотопной системы около 2.7 млрд лет назад).

Вторая группа включает оценки возраста, полученные для диоритов — 2.71±0.02 и 2.70±0.01 млрд лет (Татарстан, скв. Уральская-40002-1 и Мензелино-Актанышская-26, соответственно [Бибикова и др., 1994]) и плагиогранитов — 2.70±0.04 млрд лет (Татарстан, скв. Собанчинская-2261 [Постников, 2002]).

Наконец, третья «группа» представлена единственной датировкой плагиогранитов — 2.59±0.03 млрд лет (Татарстан, скв. Уральская-40002-2 [Постников, 2002]). Как следует из приведенной выше информации, эта датировка в некоторой степени подкреплена С.В. Богдановой с соавторами [Bogdanova, De Waele et al., 2005], выделившими с использованием технологии SHRIMP гранитоиды с возрастом 2.67–2.65 млрд лет. Без дополнительных ссылок А.В. Постников [2002] приводит также указание на возраст «Мензелинской гранодиорит-гранитной серии» — 2455 млн лет. Дата, в принципе, позволяет соотнести формирование Мензелинского комплекса с проявлениями магматической активности в начале палеопротерозоя. К сожалению, без дополнительной информации использовать эту дату затруднительно. С учетом приведенных выше сведений о неоархейской эволюции Волго-Уральского кратона нам представляется уместным предположение о принадлежности этих гранитоидов неоархейскому бакалинскому комплексу. В целом, можно предварительно заключить, что развитие процессов становления Бакалинского массива захватывает интервал от 2.71 до 2.59 млрд лет, а возможно, — вплоть до начала палеопротерозоя, 2.46 млрд лет. При этом процессы магмообразования и интрузивного размещения расплавов, очевидно, протекали в древней коре, сформированной 3.4–3.0 млрд лет назад.

Геодинамическая интерпретация. Очевидно, что Бакалинский массив образовался в позднюю (заключительную) стадию неоархейской эволюции ВУК, его формирование завершилось, когда температуры в коре снизились до уровня эпидот-амфиболитовой фации. Примечательно, что сейсмический образ коры вдоль геотраверса ТАТСЕЙС, пересекающего Бакалинский массив, включает пологонаклонную (субгоризонтальную) область акустически прозрачной коры, которая достигает поверхности фундамента в интервале, отвечающем расположению массива (см. рис. 2.115). Данное обстоятельство позволяет рассматривать эту «прозрачную» область коры в качестве совокупности гранитоидных тел бакалинского типа. Подробнее этот вопрос будет специально рассмотрен ниже.

2.4.3. Метаморфизм

Наиболее полное исследование метаморфических процессов и их последовательности выполнено С.В. Богдановой [1986] для территорий Бузулукского овоида и Альметьевского овала (которые, напомним, в трактовке С.В. Богдановой объединялись в составе Средневолжского овоида) и частично для структур в их непосредственном обрамлении. Методология этих исследований, базирующаяся на изучении последовательности и направленности минеральных преобразований в породах, сохраняет свое значение и в настоящее время. Пробел, который пока остался незаполненным, определяется очень небольшим количеством и приближенным характером оценок *PT*-параметров метаморфических процессов. Кроме того, значительные трудности при анализе материала были неизбежны, что можно объяснить точечным характером самой информации и сложностью корреляции данных в пространстве. Поэтому, несмотря на то что в исследование был вовлечен огромный материал по многочисленным скважинам, ответы на вопросы, касающиеся пространственной и временн й корреляции метаморфических процессов, в значительной части решались С.В. Богдановой предположительно. Полученная в последующие годы геохронологическая информация, а также новые представления о структуре коры ВУК позволяют надеяться на возможность корректировки прежних представлений о метаморфических процессах.

Минеральные парагенезисы метаморфических комплексов исследованной части ВУК, биотит-гранат-кордиерит-силлиманитовые, гранат-гиперстен-кордиеритовые, роговобманково-двупироксеновые и биотит-гиперстеновые, а также участие пород эндербит-чарнокитовой серии указывают на преобладание гранулитовой фации метаморфизма. Многочисленные примеры минеральных реакций свидетельствуют о многоэтапности метаморфических преобразований. С.В. Богданова выделяла четыре этапа метаморфизма: ранний и

поздний архейские и ранний и поздний палеопротерозойские. Была установлена последовательная смена минимально двух этапов прогрессивного гранулитового метаморфизма регрессивным на заключительных стадиях. К 1986 г., когда была издана монография С.В. Богдановой, датирование структурно-вещественных комплексов ВУК опиралось почти исключительно на K-Ar метод, точность которого для древних пород недостаточна. В частности, возраст гранитоидов Бакалинского массива был оценен как палеопротерозойский. Поскольку связь между формированием бакалинского комплекса гранитоидов и третьего по счету этапа метаморфизма не вызывала сомнений, этот этап и получил наименование «раннего палеопротерозойского». Однако, как было показано выше, бакалинские гранитоиды имеют возраст 2.71–2.59 млрд лет. В то же время, по имеющимся на сегодня данным, возраст главной стадии гранулитового метаморфизма не превышает 2.74 млрд лет. Поэтому три главных этапа метаморфизма должны быть отнесены к неоархейскому времени, а их максимальная суммарная продолжительность оцениваться цифрой 150 млн лет. Собственно палеопротерозойский метаморфизм рассмотрен отдельно — в разд. 3.1.4.

Метаморфизм I этапа, M1 (*ранний архейский метаморфизм*, по С.В. Богдановой) охватил породы большинства архейских комплексов. Пиковые параметры метаморфизма, оцененные по составам клино- и ортопироксенов, реконструированных по продуктам их распада, достигали 940–950°С (данные Б.Г. Яковлева по [Богданова, 1986]). Сами структуры распада отвечают температурам, 820–850°С. Юго-восточный «угол» Елабуга-Бондюжского пояса синформного строения (см. прил. I-2 и IV-1), где были выявлены пиковые параметры, отвечает краевой области и соответственно нижней части тектоностратиграфического разреза этой синформы. Наиболее глубинные условия зафиксированы минеральными ассоциациями шпинель-кварцевой субфации в краевой части Альметьевской синформы (согласно нашей трактовке, или в краевой области Жигулевско-Туймазинской зоны, по С.В. Богдановой), т.е. в нижней части тектоностратиграфического разреза этой структуры. Таким образом, наиболее высокие параметры (максимальные температуры и давления) метаморфизма были зафиксированы в краевых областях синформных структур. Мафитовые гранулиты, сформированные в результате метаморфизма M1, образованы, как правило, двупироксеновой амфиболсодержащей ассоциацией. Гастингситовый амфибол развивается по минералам более раннего двупироксен-плагиоклазового парагенезиса, что указывает на регрессивные преобразования ранних гранулитов.

Примечательной особенностью метаморфизма M1 является сохранность в гранулитах реликтов ранних, относительно низкотемпературных минеральных ассоциаций. В метаосадочных породах в зернах граната и силлиманита спорадически зафиксированы включения ставролита и кварца. В мафитовых двупироксеновых гранулитах тому же явлению, по-видимому, отвечают реликтовые зерна зеленой роговой обманки. Наиболее ранние из наблюдавшихся минеральных парагенезисов формировались при температуре и давлении, не превышающих верхний предел существования ставролит-кварцевого парагенезиса — около 650°С и 5 кбар.

Сама по себе сохранность реликтовых минералов, отвечающих проградной ветви гранулитового метаморфизма, — явление достаточно редкое. Поэтому в принципе эта особенность может рассматриваться как указание на умеренные пиковые параметры гранулитового метаморфизма. Примечательно, что реликтовые минералы были обнаружены в метаосадочных гранулитах миннибаевского комплекса в скв. Миннибаево-4 и Миннибаево-20000 — в центральной части Альметьевской синформы, т.е. в верхней части ее тектоностратиграфического разреза. Последовательная смена минеральных парагенезисов, зафиксированная в метаосадочных гранулитах разных районов, соответствует переходу к силлиманит-гранат-биотит-мусковитовой, далее — к силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой, силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовой и гранат-гиперстен-кордиерит-ортоклазовой субфациям В.А. Глебовицкого [1976], т.е. прогрессивному метаморфизму умеренных давлений от условий, отвечающих фации куммингтонитовых амфиболитов до условий гранулитовой фации. В сечении геотраверсом ТАТСЕЙС (см. рис. 2.115) подошва Альметьевской синформы в наиболее прогнутой части достигает глубины 25–27 км. Это дает основание предполагать (по аналогии с распределением температур и давлений метаморфизма в разрезе Лапландского пояса, см. раздел 3.3.1.6), что породы в осевой части синформы в период метаморфизма находились в условиях незначительно более низких температур, но существенно более низких, на 5–7 кбар, давлений по сравнению с породами нижней части ее тектоностратиграфического

разреза. Эти оценки находятся в согласии с сохранностью реликтовых минеральных ассоциаций проградной ветви метаморфизма М1 именно в центральной части синформы.

В работах С.В. Богдановой и А.В. Постникова, которые являются наиболее полным источником информации о составе и происхождении пород ВУК, применительно к магматическим породам кислого и среднего состава (эндербитоидам и гранитоидам) используются представления об их формировании в процессах ультраметаморфизма (гранитизации), палингенеза, анатексиса и реоморфизма. Этот подход получил естественное отражение в терминологии, принятой названными авторами. В настоящее время эти представления в определенной степени утратили свою популярность. Не вдаваясь в рассмотрение современных моделей гранитообразования, отметим только, что при описании пород соответствующих типов мы опирались на опубликованную названными авторами фактическую информацию, однако использовали иную терминологию в части генезиса пород: парциальное плавление, автохтонные, неперемещенные и перемещенные расплавы и т.п.

При мигматизации (парциальном плавлении) метаосадочных гранулитов возникающая неосома мигматитов, а также массивы гранитов (продукт кристаллизации сегрегированных и перемещенных расплавов) постоянно включает характерные минералы гранулитов — гранат, силлиманит, кордиерит и шпинель. Аналогичные процессы в мафитовых гранулитах приводят к формированию пород эндербит-чарнокитовой серии.

Согласно приведенным ниже геохронологическим данным, метаморфические преобразования, отвечающие событию М1, охватили интервал времени от 2.74(2.81?) до 2.70 млрд лет.

Метаморфизм II этапа, М2, проявлен в связи с узкими субпараллельными линейными зонами, где наблюдается наложение минеральных ассоциаций амфиболитовой и гранулитовой фации на предшествующие метаморфические парагенезисы. Асимметричный характер зональности М2 в пределах зон с преимущественным развитием ассоциаций гранулитовой фации проявляется в последовательной смене этих ассоциаций парагенезисами фации альмандиновых амфиболитов и далее вплоть до зон формирования эндербитов, чарнокитов и гранитов. Связь метаморфизма с тектоническими нарушениями подтверждается приуроченностью к тем же зонам проявлений интенсивного бластокатаклаза и пластического течения (повторной метаморфической переработки) раннего метаморфического комплекса. С теми же зонами связаны интрузии габбро-норитов и габбро-анортозитов туймазинского комплекса, внедрившихся после формирования раннего метаморфического комплекса (М1), но до наложения поздней метаморфической зональности (М2). С.В. Богданова предполагала, что проявление линейной метаморфической зональности связано с формированием системы «глубинных» надвигов. Оценка температур и давлений метаморфизма М2 по гранат-двупироксеновому парагенезису показала температуры 760–790°С и давления около 9.5 кбар [Филипповский, Ситдиков, 1973]. По керну некоторых скважин метагабброиды включают также и раннюю омфацитсодержащую эклогитовую ассоциацию, замещаемую гиперстен-плагиоклазовым симплектитом [Ситдиков, 1968].

Опираясь на имеющиеся данные, С.В. Богданова предполагала, что в разрезах метаосадочных гранулитов миннибаевского и сулеевского комплексов условия позднего архейского метаморфизма были более однородными и протекали при относительно пониженных давлениях.

Приведенные ниже геохронологические данные совместно с соотношениями, установленными геологическими и петрографическими методами, позволяют датировать, метаморфические процессы М2 узким интервалом времени от 2.62 до 2.59 млрд лет.

Метаморфизм III этапа, М3, рассматривался С.В. Богдановой в качестве «раннего палеопротерозойского метаморфизма», который проявлен как прогрессивный метаморфизм палеопротерозойских вулканогенно-осадочных образований сармановской и унийской серий и, гораздо шире, — как диафторез архейских гранулитовых комплексов. Условия метаморфизма изменялись в широком диапазоне от амфиболитовой фации до низкотемпературных условий зеленосланцевой фации как умеренных, так и низких давлений. Поскольку новыми геохронологическими данными установлен неоархейский возраст бакалинского комплекса, возникает необходимость разделить процессы неоархейского диафтореза (*метаморфизм III этапа*, *М3*), ассоциированные с формированием бакалинских гранитоидов, и процессы собственно палеопротерозойского метаморфизма с возрастом около 2.1 млрд лет (см. раздел 3.1.4).

С.В. Богданова выделяет два этапа палеопротерозойского метаморфизма. «Первый этап... в

условиях фации гранатовых амфиболитов фиксируется в кольцевой зоне, охватывающей гранулитовое ядро Средневолжского мегаблока, как диафторез архейских гранулитов основного и среднего состава с ограниченным гранитообразованием в виде мигматизации, небольших тел плагиогранитов и диоритов. Характер минеральных ассоциаций позволяет оценить условия метаморфизма: не более 600°С при давлениях 6–7 кбар. Второй этап в условиях фации куммингтонитовых амфиболитов проявлен во внешней, периферической части мегаблока как диафторез архейских пород и прогрессивный метаморфизм осадочно-вулканогенного сармановского комплекса. С этим этапом связан интенсивный ультраметаморфизм архейского основания с образованием обширных полей мигматитов и гранитоидных тел бакалинского комплекса преимущественно натрового ряда» [Богданова, 1986, с. 117].

Не располагая дополнительной фактической информацией, мы вынуждены констатировать, что равно возможны два варианта: 1) все минеральные преобразования имеют палеопротерозойский возраст и не связаны с формированием бакалинских гранитоидов; 2) имеет место наложение преобразований, соответствующих двум различным метаморфическим событиям, которые пока не удалось разделить. Второй вариант, очевидно, является предпочтительным. По-видимому, зональность диафтореза, охарактеризованная С.В. Богдановой, возникла к концу неоархея в связи с формированием гранитоидов бакалинского комплекса. Это метаморфическое событие и должно рассматриваться в качестве *двухстадийного неоархейского метаморфизма III этапа*, *М3*, развивавшегося в течение краткого временно́го интервала около 2.59 млрд лет назад. Имеющиеся в нашем распоряжении геохронологические данные свидетельствуют о быстрой эволюции в течение короткого временно́го интервала между 2.62 и 2.59 млрд лет, вместившего метаморфические события М2 и М3. В этом интервале происходили следующие события: размещение габбро-анортозитовых интрузивов туймазинского комплекса в средней коре (на глубинах около 35 км) → метаморфизм эклогитовой(?) → гранулитовой → амфиболитовой фаций и сопутствующие процессы формирования пород эндербит-чарнокитовой серии и «поздних» гранитоидов бакалинского комплекса.

Осадконакопление и вулканизм палеопротерозойского возраста, имевшие ограниченные масштабы на территории ВУК, вероятно, сопровождались локализованными проявлениями метаморфизма. Следует напомнить, что и в других неоархейских кратонах (Кольском, Карельском, Курском) палеопротерозойский метаморфизм проявлен почти исключительно в палеопротерозойских структурах и вещественных комплексах. Палеопротерозойские преобразования архейских комплексов в этих кратонах ограничены узкими зонами диафтореза, а также приводят к переуравновешиванию изотопных систем, чувствительных к нагреву на уровне умеренных и низких температур.

2.4.4. Геохронология

Волго-Уральский кратон. Оценки Sm-Nd модельного возраста для эндербито-гнейсов отрадненской и метаосадочных гранулитов большечеремшанской серий составили 3.11±0.1 млрд лет и 3.02±0.06 млрд лет, соответственно (Татарстан, скв. Новоелховская-20009 [Муслимов и др., 1996]). Исследование изотопной Sm-Nd системы для более широкого круга пород Бакалинского массива и его обрамления дало несколько более древние оценки модельного возраста T_{DM} — 3.3–3.0 в рамках одностадийной и 3.7–3.3 млрд лет — в рамках двустадийной модели (с учетом перестройки изотопной системы около 2.7 млрд лет назад) [Бибикова и др., 2008]. Полученные модельные возрасты практически совпадают с возрастом древнейших цирконов в тех же породах — 3.4–3.2 млрд лет (в той же публикации). Эти цифры означают, что 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.

Оценки возраста гранулитового метаморфизма и формирования эндербит-чарнокитов и гранитоидов получены U-Pb изохронным методом по циркону: эндербито-гнейсы нурлатского комплекса — 2.73±0.04 млрд лет [Бибикова и др., 1994], метаосадочные гранулиты большечеремшанской серии (миннибаевский комплекс) — 2.71±0.04 млрд лет [Постников, 2002]. Возрастные оценки эндербит-чарнокитов и гранитоидов, ассоциированных с мафитовыми гранулитами (колыванский, свияжский, титовский, танайский комплексы), преимущественно заключены в интервале 2.74–2.71 млрд лет. Единственное отклонение составила оценка возраста диорит-гранодиоритов и плагиогранитов свияжского комплекса — 2.81±0.01 млрд лет. Однако датирова-

ние тех же диоритов в близко расположенной скважине дало более «обычную» цифру — 2.74±0.02 млрд лет [Постников, 2002]. В свою очередь, возраст ямашинских гранатсодержащих гранитов, ассоциированных с метаосадочными гранулитами в согласии с возрастом вмещающих гранулитов, равен 2.71±0.05 млрд лет [Бибикова и др., 1994].

Ранее возраст гранитоидов, образующих диорит-гранодиорит-плагиогранитный бакалинский комплекс, рассматривался как палеопротерозойский (2.3–1.9 млрд лет) на основе K-Ar датировок слюд и амфиболов [Богданова, 1986]. Соответственно метаморфические преобразования неоархейских гранулитов в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, пространственно и генетически связанные с гранитоидами бакалинского комплекса, рассматривались как проявления палеопротерозойского диафтореза. Однако последующее датирование гранитоидов Бакалинского массива U-Pb методом по цирконам [Бибикова и др., 1994; Постников, 2002] указывает на их формирование 2.71–2.70 млрд лет назад и соответственно позволяет рассматривать сопутствующие бакалинским гранитоидам метаморфические преобразования в качестве ретроградной нисходящей линии неоархейского метаморфизма — вплоть до условий эпидот-амфиболитовой фации. Совместно, перечисленные оценки позволяют связывать процессы главного этапа гранулитового метаморфизма, включая последовавшие ретроградные преобразования, с интервалом времени от 2.74 до 2.70 млрд лет или, с максимальным учетом погрешностей измерений, — от ~2.8 до ~2.66 млрд лет. С учетом более полной информации по гранулитовым поясам Кола-Карельского региона, приведенные ниже оценки Sm-Nd модельного возраста метаосадочных гранулитов, вероятнее всего, указывают на значительную роль древнего источника осадочного материала. В свою очередь, модельный возраст эндербитогнейсов, по-видимому, следует интерпретировать как свидетельство контаминации магм, размещенных в коре непосредственно или синхронно с проявлением гранулитового метаморфизма, породами более древней континентальной коры.

Более поздние события в конце неоархея зафиксированы серией датировок, полученных в пределах близко расположенных Бакалинского гранитного массива и Туймазинского массива габбро-анортозитов. Оценка возраста плагиогранитов Бакалинского массива, 2.59±0.03 млрд лет, совпадает с оценкой возраста плагиогранитов, замещающих (или воздействующих на) габбро-анортозиты, которая составила 2.59±0.01 млрд лет. В соседней скважине была получена оценка возраста магматической кристаллизации габбро-анортозитов Туймазинского массива — 2.622±0,008 млрд лет [Постников, 2002]). Относительно молодой возраст габбро-анортозитов (по сравнению с датировками гранулитового метаморфизма) в принципе согласуется с независимыми геолого-петрографическими данными. Согласно описанию С.В. Богдановой [1986], опубликованному значительно раньше, чем были получены данные об абсолютном возрасте гранулитового метаморфизма и габбро-анортозитового магматизма, интрузии туймазинского комплекса были размещены в коре позднее раннего гранулитового метаморфизма, но до наложения высокотемпературной метаморфической зональности (подробнее — в предыдущем разделе). Геохронологические данные свидетельствуют, таким образом, о заметном разрыве во времени между двумя импульсами высокоградного метаморфизма, около 100 млн лет.

Новая геохронологическая информация, полученная С.В. Богдановой с коллегами с использованием локального датирования SHRIMP, опубликована в тезисной форме, без привязки к конкретным объектам [Bogdanova, De Waele et al., 2005]. В частности, сообщается о гранитоидном магматизме, происходивший 2.67–2.65 млрд лет назад. Еще одна «неконкретизированная» датировка, возраст «Мензелинской гранодиорит-гранитной серии», также размещенной в пределах Бакалинского массива, приведена А.В. Постниковым [2002]: 2.46 млрд лет. Эти сведения можно интерпретировать по двум направлениям. Первое (тривиальное) заключение: совершенно очевидно, что полученная информация требует уточнения и конкретизации. Второе: развитие процессов становления Бакалинского массива «затянулось» и охватывает интервал от 2.71 до 2.59 млрд лет, а возможно, — вплоть до начала палеопротерозоя. Наконец, имеется оценка палеопротерозойского возраста так называемых азнакеевских микроклиновых гранитов, также размещенных в пределах Бакалинского массива — 1.90±0.01 млрд лет [Бибикова и др., 1994]. Главный напрашивающийся вывод состоит в том, что реальные данные о периодизации тектонических и термальных событий в пределах ВУК пока крайне ограничены — поэтому первый же участок, относительно деталь-

но изученный геохронологически (Бакалинский массив), преподнес целый «букет» оценок возраста геологических событий, которые не во всех случаях удается корректно идентифицировать. На современном уровне изученности геологическая интерпретация этой части геохронологической информации остается предположительной.

Тараташский комплекс Центрально-Уральского поднятия. Ниже, при рассмотрении глубинного строения Красноуфимского овоида, восточная часть которого глубоко погружена и перекрыта фронтальными надвигами деформированных рифей-вендских толщ Башкирского антиклинория Западного Урала (см. прил. I-2 и IV-1), показано, что фрагменты краевой области этого овоида выведены к поверхности и участвуют в строении названного антиклинория, образуя тектонические пластины, сложенные раннедокембрийскими породами (Тараташский и александровский комплексы). Выполненное в предыдущие годы датирование пород Тараташского комплекса позволило оценить возраст гранулитового метаморфизма датой 2.7 млрд лет [Ленных, 1984].

Более точные оценки получены в последние годы с использованием Sm-Nd метода (по валовым пробам) и технологии SHRIMP (U-Pb по цирконам) [Ронкин и др., 2007 и ссылки в этой работе]. Получены две принципиально важные даты. Данные, полученные по цирконам, характеризуются высокой степенью дискордантности. Большинство точек сконцентрировано близ нижнего пересечения с конкордией, 2.46±0.04 млрд лет. Верхнему пересечению отвечает древняя датировка, 3.5±0.02 млрд лет. Авторы названной публикации рассматривают древнюю датировку в качестве возраста гранулитового метаморфизма, более молодую — связывают с проявлением «магматической постгранулитовой активности». С учетом приведенного выше анализа геохронологических данных для территории Волго-Уральского кратона, мы полагаем, что древняя дата характеризует время формирования протолита осадочно-вулканогенного (гранатсодержащий гнейс) и магматического (диорито-гнейс) происхождения. Вторая датировка связана с палеопротерозойским событием. Более поздние события охарактеризованы датами 2.34, 2.044 и 1.810 млрд лет (см. ссылки в работе [Ронкин и др., 2007]). Сопоставление с данными по территории Волго-Уральского кратона позволяет предположить, что реальный возраст гранулитового метаморфизма оказался замаскирован в результате палеопротерозойской переработки пород.

2.4.5. Тектоническое районирование

Как на уровне поверхности фундамента, так и на глубоких уровнях коры Волго-Уральский кратон образован преимущественно породами гранулито-гнейсовых комплексов. Приближенная оценка показывает, что свыше 70% поверхности фундамента в пределах кратона образовано архейскими гранулитовыми комплексами, не претерпевшими значительных наложенных преобразований. С учетом громадных размеров это позволяет рассматривать ВУК в качестве уникального гранулито-гнейсового ареала.

Главные элементы тектонической структуры кратона находят отражение в региональных гравиметрических и магнитных картах. Особенности внутренней структуры тектонических подразделений ВУК эффектно проявились на картах локальных составляющих эффективной плотности и намагниченности (см. прил. IV-5 и IV-7). Интерпретация сейсмических образов коры по геотраверсу ТАТСЕЙС в совокупности с анализом трехмерных моделей коры, плотностной и магнитной, позволили получить объемное выражение тектонических структур разного ранга.

Главные тектонические подразделения ВУК (см. прил. IV-1) представлены овоидами (Токмовским, Бузулукским, Верхнекамским, Красноуфимским и Оренбургским), которые, как правило, друг с другом непосредственно не контактируют. В строении овоидов участвуют синформные структуры более высокого ранга, в отдельных случаях — блоки округлого или овального сечения и линейные структуры. Так, в строении Токмовского овоида участвуют Ветлужская синформа, структурно связанная с Уреньским блоком округлого сечения. Сурская и Саранская синформы отделены от Ветлужской синформы Кстовским поясом (Кстовской антиформой), осложненным Свияжской синформой. В строении Кстовского пояса значительную роль играют пластообразные расслоенные массивы габбро-анортозитов. Красноуфимский овоид включает Пермскую и Уфимскую синформы. Верхнекамский овоид разделен Кильмезским поясом на два крыла — западное и восточное. Бузулукский овоид имеет относительно простое строение. При этом рисунок внутренней струк-

туры овоидов более или менее конформно вписан в их внешние ограничения (см. прил. IV-7).

Пространство между Токмовским, Бузулукским, Верхнекамским и Красноуфимским овоидами мы рассматриваем в качестве Межовоидной области. Область включает четыре относительно узких сжатых пояса синформного строения (Вятский, Елабуга-Бондюжский, Кильмезский и Чусовской) и три овала также синформного строения (Верхневятский, Северо-Татарский и Альметьевский). С запада Токмовский овоид обрамляется Тумско-Пензенским покровно-складчатым поясом.

Выделение и оконтуривание тектонических подразделений стало результатом систематического анализа и интеграции комплексной информации: особенностей региональных физических полей, распределения петрофизических классов, данных бурения, структурного рисунка локальных аномалий плотности и намагниченности, особенностей глубинного строения, представленного трехмерными плотностной и магнитной моделями коры и сейсмическими образами коры по геотраверсу ТАТСЕЙСи профилю ESRU-2003–2005. Как будет показано ниже, главные тектонические подразделения более или менее отчетливо различаются особенностями состава пород и внутреннего структурного устройства. В большинстве случаев совмещение границ выделенных тектонических подразделений осуществляется путем плавного приспособления контуров контактирующих структур. При этом, вследствие преобладания структур синформного типа, большинство пограничных зон имеет гребневидную форму с незначительным надвиганием одной из структур на другую. Такого рода соотношения выражаются в плане частичным срезанием внутренних элементов строения пододвинутой тектонической структуры. Менее распространены случаи резкого срезания одной из структур границами другой, которые сопровождаются формированием сочленений торцового типа.

2.4.6. Тектонические структуры

2.4.6.1. Овоиды

Токмовский овоид (см. прил. I-2 и IV-1) рассматривается нами в качестве тектонотипа структур, получивших название «овоид» (см. выше). Он расположен в юго-западной части ВУК, в бассейнах Волги и ее притоков — Ветлуги, Суры и Оки. В плане Токмовский овоид представляет собой овал, осложненный мелкими структурными формами. Его протяженность по меридиану составляет 550–580 км при ширине 600–620 км в южной части и около 300 км на севере. Структура, приблизительно отвечающая контуру Ветлужской синформы — главной структуры в пределах Токмовского овоида, вероятно, впервые была очерчена С.В. Богдановой на основе региональных геофизических материалов и скудных данных бурения [1986, рис. 55] и получила название «Окско-Волжский блок». Эта тектоническая единица интерпретировалась в качестве структуры сводо-купольного типа, т.е. принципиально иначе в сравнении с нашей интерпретацией. Это обстоятельство побудило нас использовать для ее обозначения новое наименование: Ветлужская синформа.

Токмовский овоид в качестве некоего единого образа не может быть «прочитан» ни на картах региональных геофизических полей, ни на петрофизических картах или картах локальных петрофизических аномалий. Более или менее определенно уже с первого взгляда выделяется овал, образованный породами высокой плотности, с центральной низкоплотной областью (см. прил. I-2, IV-1 и IV-4), отвечающий, как будет показано ниже, Ветлужской синформе. Впрочем, те же объекты без труда обнаруживаются и при взгляде на карту поля силы тяжести (см. прил. IV-2). Региональное магнитное поле (см. прил. IV-3) и карта распределения намагниченности (см. прил. IV-6) в целом рисуют сходную картину, однако «акценты» заметно смещены благодаря наличию в южном обрамлении структуры серии особенно высокомагнитных объектов, представляющих собой массивы габбро-анортозитов, по-видимому, с титаномагнетитовой минерализацией.

Понятно, что при составлении геолого-тектонической карты поверхности фундамента в пределах этой части ВУК авторы были лишены возможности продвигаться «от общего — к частному», но, напротив, должны были шаг за шагом выделять локальные детали геологического строения (соответствующие методические процедуры охарактеризованы в разделе 1.2), которые только затем были объединены в более крупные структурно-вещественные подразделения. Были определены границы этих подразделений, выявлено их внутреннее строение и охарактеризованы структурные соотношения с соседними структурно-вещественными единицами. Главная часть этой работы была выполне-

на И.Б. Филипповой в рамках упоминавшегося выше проекта ФГУ НПП «Аэрогеофизика», завершенного в 2002 г. (неопубликованные материалы В.А. Буша и др., 2002 г.). В дальнейшем в основу объемного представления Токмовского овоида и участвующих в его строении структур более высокого ранга, была положена геологическая интерпретация целенаправленно выбранных сечений трехмерных плотностной и магнитной моделей верхней части коры и результаты геологической интерпретации сейсмического образа коры по профилю ТАТСЕЙС.

Токмовский овоид сложен преимущественно мафитовыми и, в меньшей степени, метаосадочными гранулитами, в большинстве своем не подвергшимися значительным преобразованиям, а также основными и ультраосновными породами, эндербитами, эндербито-гнейсами, гранитоидами и мигматитами. В строении Токмовского овоида выделяются структурные подразделения более высокого ранга (см. прил. IV-1): Ветлужская синформа, Уреньский блок, Кстовский пояс (антиформа), Саранская, Сурская и Свяжская синформы. Границами между перечисленными структурами служат конические (дугообразные в плане) надвиги. Юго-восточная часть овоида пересечена правосторонним Саранск-Алатырским сдвигом северо-восточного простирания.

Ветлужская синформа (см. прил. I-2 и IV-1) в северной части Токмовского овоида ограничена в плане почти правильной окружностью диаметром 300–350 км. Судя по картам эффективных петрофизических параметров — плотности и намагниченности, главную роль в строении синформы играют мафитовые гранулиты, аналогичные породам кинельского комплекса (*скв. Уреньская*), насыщенные многочисленными телами мафитового и ультрамафитового состава, сопоставимыми с породами екатериновского комплекса (*скв. Медведевская-1*). Как отмечено выше, ассоциация мафитовых гранулитов с изверженными породами основного и ультраосновного состава рассматривается нами как наиболее глубинная среди комплексов пород ВУК. Значительную роль играют эндербиты и эндербито-гнейсы — аналоги колыванского и титовского комплексов, которые встречены в большинстве скважин, вскрывших фундамент в этой районе (*скв. Рождественская-1*, *Владимирская-2*, *Ветлуга*, *Варнавино-5*, *Пионерская*, *Медведевская-2*, *Советская*, *Новотарьяльская-38*, *Мариинский Посад*, *Сундырь*, *Умары*). При этом высокие значения эффективной плотности в согласии с плотностью, измеренной в образцах керна (2.84–2.9 г/см^3), свидетельствуют об относительно низкой степени эндербитизации пород. Контуры полей, отвечающих распространению перечисленных пород, достаточно уверенно выделяются по карте петрофизических классов (см. прил. IV-8) в сочетании с данными бурения.

Западное, северное и восточное ограничения Ветлужской синформы, как следует из анализа сечений плотностной и магнитной моделей, характеризуются центриклинальным падением. Этим собственно и определяется представление Ветлужской структуры в качестве синформы. Центриклинальное погружение западной границы находит подтверждение в рисунке сейсмических отражений по профилю ТАТСЕЙС (см. рис. 2.115, интервал 500–600 км). Поскольку внутренняя область синформы (поверх центриклинально погружающихся границ) образована глубинной ассоциацией пород, ограничения синформы логично рассматривать в качестве надвигов. Южная граница синформы (с Кстовской антиформой) проводится более или менее условно.

Внутренняя структура синформы характеризуется концентрическим строением, подчеркнутым плавным разворотом («течением») контрастных аномалий намагниченности, вписывающихся в контур синформы. Конформные дугообразные концентрические надвиги определяют локальные изменения в простирании аномалий. Сечения (разрезы) трехмерных плотностной и магнитной моделей (см. прил. IV-9 и IV-10) позволяют расшифровать сложную, покровно-складчатую структуру синформы. В частности, в центральной части синформы — в «тектоническом окне», вскрывается погружающаяся на юго-восток пластина, сложенная умеренно и низкоплотными породами, 2.76–2.64 г/см^3, при умеренной и низкой намагниченности (см. прил. IV-8, класс 26) — эндербито-гнейсами, эндербитами и эндербит-мигматитами (аналогами колыванского комплекса), среди которых сохраняются участки слабее мигматизированных гиперстен-плагиоклазовых и гиперстен-гранат-плагиоклазовых гнейсов (*скв. Новотарьяльская*, *Советская*). Эта пластина подстилает расположенную восточнее синформную складку с дугообразно изогнутой осевой поверхностью, сложенную гранулитами с высокой плотностью и намагниченностью (*скв. Марьин Посад*, *Сундырская*) и снова вскрывается вдоль восточной границы Ветлужской синформы.

Уреньский блок расположен в северо-западной части синформы в непосредственной близости от ее границы. Он имеет цилиндрическую (веретенообразную) форму и образован высокоплотными и высокомагнитными породами, аналогичными мафитовым гранулитам кинельского комплекса (*скв. Уреньская*, *Варнавинская-5*) с включением мафит-ультрамафитов екатериновского типа (см. прил. I-2, IV-1, IV-4 и IV-6). Срез блока поверхностью фундамента представляет собой почти правильный круг 80 км в диаметре. На карте (см. прил. I-2) хорошо видно, что восточная окраина Уреньского блока перекрыта чешуями пород, принадлежащими собственно Ветлужской синформе. В сечении геотраверсом ТАТСЕЙС Уреньский блок погружается в восточных румбах под углом 30–40° и достигает акустически прозрачной области в нижней коре на глубине 45–50 км.

Северная часть Ветлужской синформы пересечена геотраверсом ТАТСЕЙС (интервал между пикетами 550 и 1000 км). Геологическая интерпретация сейсмического образа коры (см. раздел 2.4.7, рис. 2.115) вполне согласуется с охарактеризованными выше структурными представлениями. Сечение геотраверсом ТАТСЕЙС северной части синформы показывает, что прогнутое основание Ветлужской синформы достигает раздела кора–мантия на глубине 60 км. В сечении геотраверсом, Уреньский блок как бы «вписан» в крыло синформы. Совмещение разреза по геотраверсу с картой поверхности фундамента позволяет распознать его обособленное положение и веретенообразную форму (рис. 2.116 и 2.117, см. цв. вкл.).

Геологический разрез восточного крыла Ветлужской синформы (ТАТСЕЙС, 530–700 км) также в согласии с картой фундамента рисует образованную преимущественно эндербито-гнейсами локальную синформную складку, протягивающуюся вдоль восточного ограничения синформы (акустически прозрачные области).

Структурные соотношения между Уреньским блоком и Ветлужской синформой представляют особый интерес для последующей реконструкции тектонометаморфической эволюции коры в этой области. Подчеркнем следующие особенности (см. прил. I-2, IV-1).

1. Уреньский блок размещен внутри, но не по центру, а на краю — близ ограничения синформы.

2. Центральные части блока охарактеризованы «размазанными» локальными аномалиями, что более всего указывает на субгоризонтальное положение вещественной расслоенности пород в центральной части блока.

3. Гранулиты Ветлужской синформы непосредственно к востоку от Уреньского блока образуют серию чешуй S-образной формы. Их морфология указывает на сдвиго-надвиговый характер деформаций и позволяет реконструировать направление перемещений отдельных чешуй: последовательный сдвиг чешуй «в обход» Уреньского блока против часовой стрелки при частичном надвигании и перекрытии его поверхности.

В качестве ***Кстовского пояса*** выделена южная часть («оторочка») Ветлужской синформы. Этот пояс антиформного строения сложной конфигурации имеет размеры — 300 км в широтном и около 130 км в меридиональном направлении. Он вносит определенные осложнения в картину относительно простого строения Ветлужской синформы. На петрофизических картах (см. прил. VI-4 и IV–6) Кстовскому поясу отвечает полоса высокоплотных и преимущественно высокомагнитных пород, близких по петрофизическим характеристикам гранулитам кинельского типа в остальной части Ветлужской синформы: двупироксеновых кристаллосланцев, биотит-гиперстеновых, биотит-амфибол-диопсидовых и биотит-гранатовых плагиогнейсов — эндербито-гнейсов (*скв. Горьковская*, *Кстовская*, *Ульминская*, *Карпинская*, *Алатырская*). Значительные поля заняты породами средней и высокой плотности и очень высокой намагниченности (классы 1 и 12 на карте петрофизических классов (см. прил. IV-8). Необходимо отметить, что в интересах корректного представления наиболее распространенных типов пород на карте петрофизических классов, некоторые специфические по составу и свойствам породы, охватывающие очень значительный диапазон «крайних» (т.е. относительно редко встречающихся) значений петрофизических параметров, оказались «спрессованными» в небольшом числе классов. Это особенно касается классов 1, 2 и 12, в которые попали породы, отвечающие широкому диапазону значений намагниченности. В частности, это — железистые кварциты, где пиковые значения магнитного поля на мелкомасштабной карте обозначены цифрами от 40 до 100 нТл и более. В те же классы попали породы в пределах Кстовского пояса, которым на карте магнитного поля отвечают пиковые значениями от 8–10 до 45 нТл. В пределах этих полей распространены габбро-анортозиты (*скв. Порецкая*, *Алатырская*) и, вероятно, сопутствующие интрузивные поро-

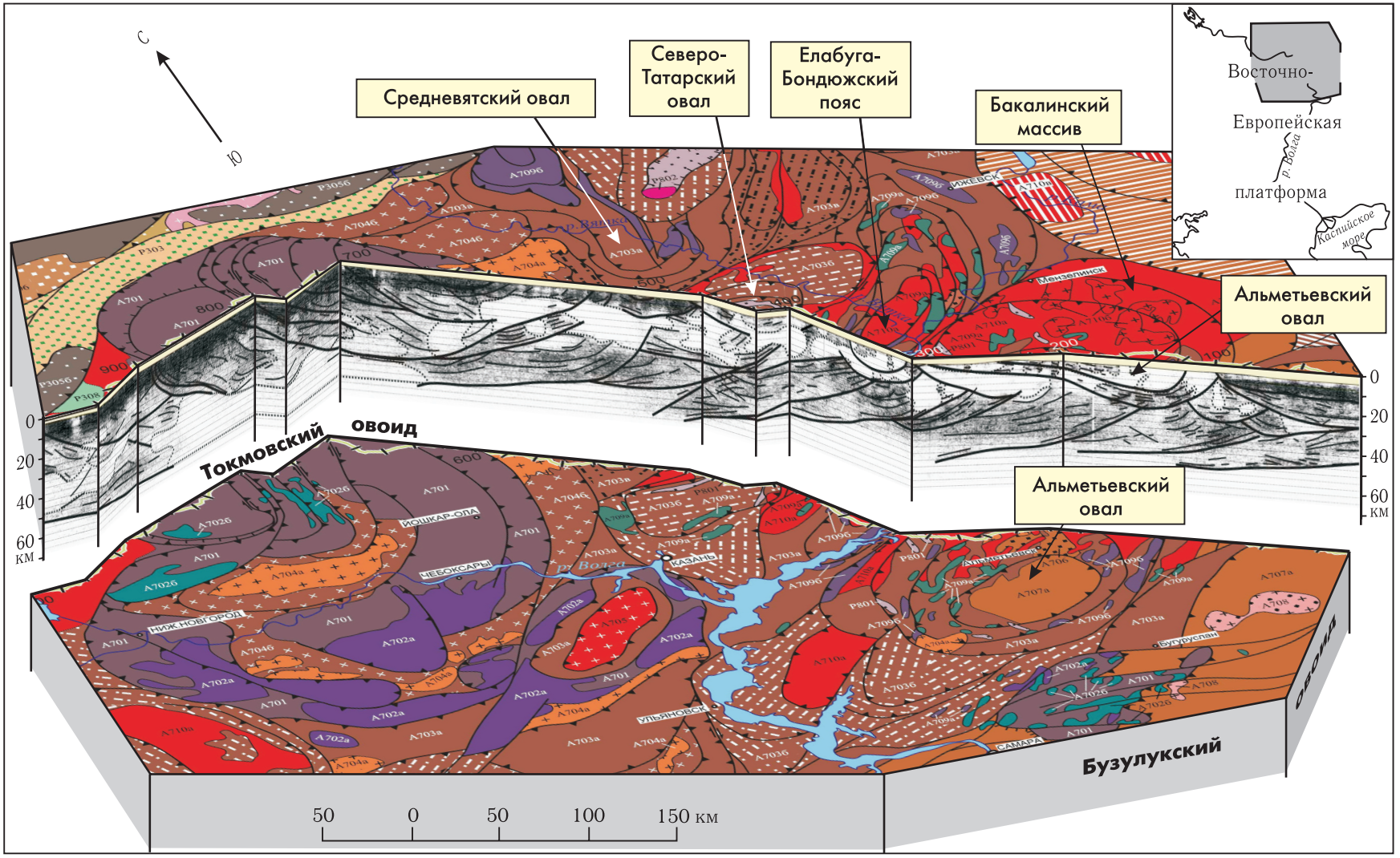


Рис. 2.116. Объемная модель глубинного строения коры Волго-Уральского кратона. Совмещение геологической карты по поверхности фундамента и сейсмического образа коры по геотраверсу ТАТСЕЙС

Условные обозначения см. в прил. I-3

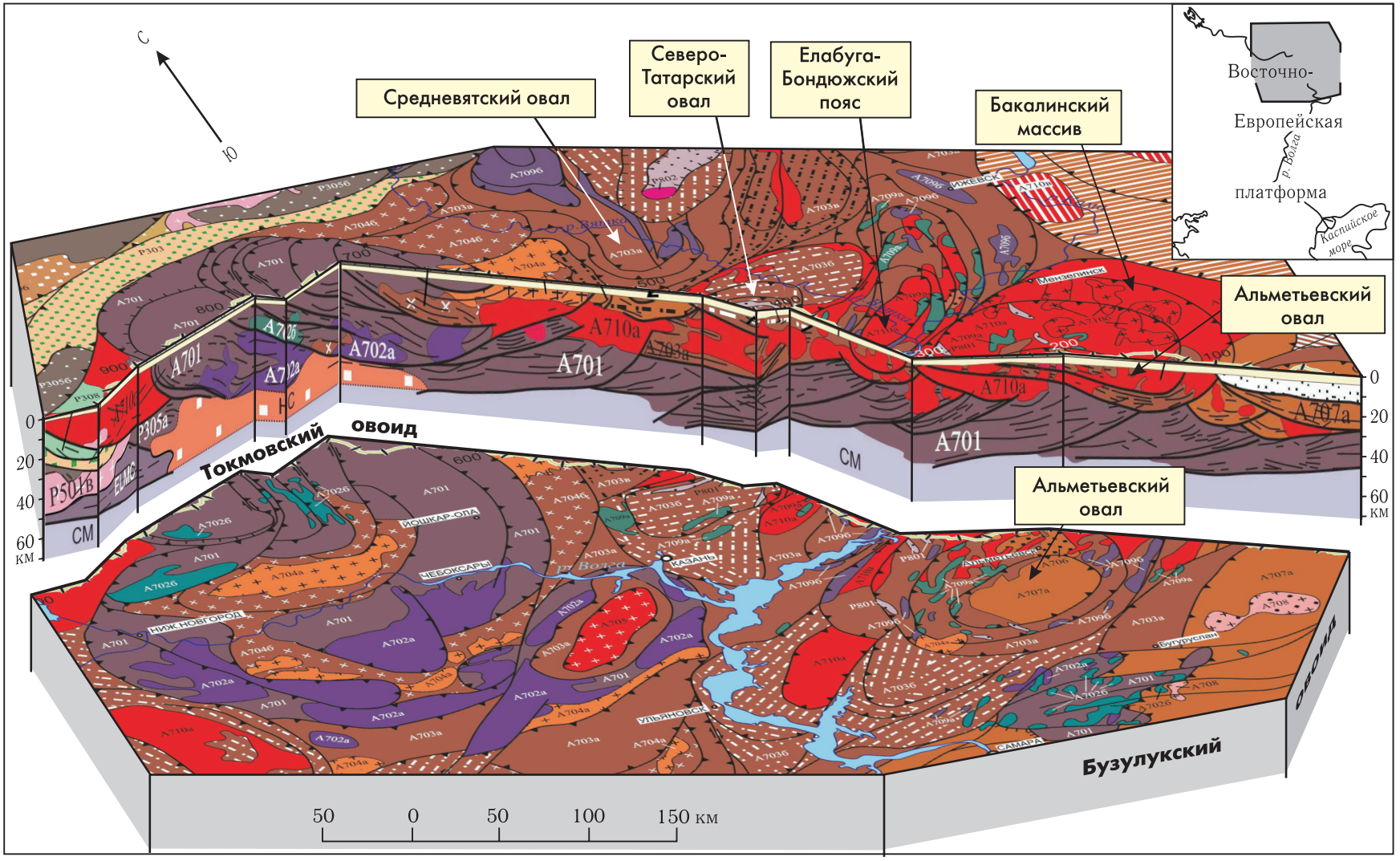


Рис. 2.117. Объемная модель глубинного строения коры Волго-Уральского кратона. Совмещение геологической карты по поверхности фундамента и геологического образа коры по геотраверсу ТАТСЕЙС

Условные обозначения см. в прил. I-3

ды основного-ультраосновного состава. Высокие значения намагниченности габбро-анортозитов непосредственно зафиксированы и по керну *скв. Алатырская*. Природа высокой намагниченности не находит объяснения в доступных описаниях керна. Вероятнее всего, в строении расслоенных интрузивов участвуют породы, обогащенные титаномагнетитом. Высокие значения магнитного поля, по-видимому, связаны также и с большими размерами отдельных тел — до 100–150 км по протяженности при ширине 10–40 км. Судя по конфигурации тел, отрисованных по карте петрофизических классов, они, вероятнее всего, представляют собой пластинообразные тела. Рисунок локальных аномалий намагниченности надежно свидетельствует о вещественной расслоенности этих тел. В контакте с габбро-анортозитами *скв. Кстовская и Лысково* вскрыты граниты. Возможно, появление гранитов связано с плавлением коры при внедрении больших объемов мафитовых магм.

Внутренняя структура Кстовского пояса характеризуется сочетанием контрастных линейных аномалий намагниченности, виргирующих, торцово-сочленяющихся, отражающих систему узких пластин, чешуй, но в целом дугообразно разворачивающихся в согласии с ограничениями Ветлужской синформы (см. прил. VI-7). Петрофизические разрезы (см. прил. IV-9 и IV-10, разрезы 6, 7, 8, 9, 24) свидетелтсвуют о том, что чешуйчато-надвиговая структура пояса характеризуется устойчивой северной вергентностью: она сравнительно полого (~45°) погружается под смежную с южной стороны Саранскую синформу.

Вне зависимости от особенностей локальных структур сдвиго-надвигового типа (см. прил. IV-2; рис. 2.116 и 2.117), Кстовская антиформа, включающая многочисленные крупные субсогласные тела габбро-анортозитов, размещается в окраинной части Ветлужской синформы и соответственно представляет наиболее глубинный уровень коры, выведенный к верхней поверхности коры при формировании Ветлужской структуры и ее надвигании (выдавливании) на структуры обрамления. Приуроченность габбро-анортозитов к нижней части гранулитовых разрезов — ситуация достаточно обычная для многих гранулито-гнейсовых поясов мира, включая охарактеризованный в этой книге Лапландский пояс на Кольском полуострове.

Свияжская синформа (см. прил. I-2 и IV-1) наложена на восточное окончание Кстовской антиформы. В плане она имеет вид симметричного овала, протягивающегося на 130 км в северо-восточном направлении и достигающего ширины 70 км в поперечном северо-западном направлении. Продольные ограничения синформы, согласно сечениям трехмерных петрофизических моделей, погружаются в юго-восточном направлении, что указывает на сжатый и запрокинутый характер этой брахиформной структуры.

Собственно Свияжская синформа сложена мигматизированными эндербито-гнейсами, которые С.В. Богданова коррелирует с образованиями нурлатского комплекса. Центральная часть синформы занята овальным в плане Свияжским массивом, конформно вписанным в структуру. В строении массива доминируют разгнейсованные плагиограниты (в том числе эпидотсодержащие), плагиомикроклиновые граниты и тоналиты при резко подчиненном развитии гиперстеновых диоритов, кварцевых диоритогнейсов и гранодиоритов, постепенно переходящих в мигматиты и гранито-гнейсы по породам нурлатского комплекса (*скв. Свияг*). Как упоминалось выше, Свияжский массив выделен в качестве типичного представителя одноименного комплекса неперемещенных гранитоидов, сформированных в условиях амфиболитовой фации [Богданова, 1986]. Синформу подстилают породы Кстовского пояса: гранулиты кинельского типа и габбро-анортозиты.

Плагиограниты Свияжского массива характеризуются низкой плотностью (2.64–2.69 г/см^3) при пониженной намагниченности. Возраст плагиогранитов равен 2.74±0.02 млрд лет (U-Pb по цирконам [Постников, 2002]). Закономерное размещение массива в центральной части синформы свидетельствует о том, что синформная структура была сформирована раньше или одновременно с интрузией т.е., вероятнее всего, в пределах интервала времени гранулитового метаморфизма — между 2.74 и 2.71 млрд лет.

Саранская и Сурская синформы расположены в южной части Токмовского овоида. От Ветлужской синформы они отделены Кстовской антиформой. В виде широкой дуги эти синформы охватывают юго-западную часть Токмовского овоида, приспосабливаясь к концентрической структуре Ветлужской синформы. Саранск-Алатырской сдвиговой зоной северо-восточного простирания эта дуга разделена на две неравные части: Саранскую и Сурскую синформы.

Саранская синформа в плане образует почти правильный овал длиной 300 км в северо-западном и шириной 200 км в поперечном северо-восточном направлении. На севере она грани-

чит с Кстовской антиформой, на западе — с Тумским поясом, юго-восточное ограничение совпадает с границей Токмовского овоида в целом. Центральная часть синформы сложена породами низкой плотности (*скв. Балахониха* — плагиограниты с плотностью 2.64 г/см^3, оценки эффективной плотности — 2.64–2.70 г/см^3) и с низким уровнем намагниченности, характерным для гранитов, мигматитов, метаосадочных гранулитов и мафитовых пород нурлатского типа, подвергшихся регрессивным преобразованиям в условиях амфиболитовой фации (см. прил. IV-8, классы 22, 23). Дугообразная периферическая область в пределах западной и южной частей Сурской синформы образована более плотными породами (до 2.7–2.8 г/см^3) при варьирующей умеренной намагниченности (классы 16 и 2–6). Положительные аномалии намагниченности (см. прил. IV-7) фиксируют дугообразное ограничение синформы и подчеркивают ее концентрическое строение. По керну скважин (*скв. Токмово*, *Зубова Поляна*, *Непейцино*) и в согласии с эффективными оценками петрофизических свойств периферическая область синформы образована биотит-амфиболовыми и биотитовыми плагиогнейсами амфиболитовой фации. Небольшие участки пород повышенной плотности, до 2.8 г/см^3, возможно, отвечают гранулитам. Однако данные, необходимые для более определенного решения вопроса о прогрессивном или регрессивном (по гранулитам) типе метаморфизма гнейсов, отсутствуют. Петрофизические классы, отвечающие обширной внутренней части синформы, с наибольшей вероятностью указывают на преобладание мигматитов, мигматитизированных гнейсов и плагиогранитов, петрофизически похожих на гранитоиды бакалинского комплекса. Два высокомагнитных объекта повышенной плотности во внутренней области синформы образованы скорее всего метагабброидами.

Юго-восточное крыло синформы сложено в основном высокоплотными (2.8–2.84 г/см^3), высокомагнитными породами. По материалам единичных скважин (*скв. Исса*, *Касимов*), подкрепленным петрофизическими характеристиками (классы 3, 4, 6), эти породы представлены пироксеновыми амфиболитами, пироксен-амфиболовыми гнейсами с гранатом, скорее всего аналогами нурлатского комплекса, и небольшими телами габбро-анортозитов. Суммируя имеющуюся информацию, можно с достаточным основанием предположить, что Саранская синформа выполнена комплексом пород нурлатского типа, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации в центральной области синформы и амфиболитовой–гранулитовой фаций — в ее внешней части. Вполне вероятно также участие в разрезе метаосадочных пород — аналогов миннибаевского комплекса. Характер фациальных соотношений (регрессивные или прогрессивные преобразования) остается неизвестным.

Анализ петрофизических разрезов — сечений плотностной и магнитной моделей (см. прил. IV-9 и IV-10, разрезы 5–7) свидетельствует об асимметричном строении синформы — с центриклинально погружающимися крыльями — более пологим юго-западным и более крутым северо-восточным. Анализ петрофизических карт и разрезов позволяет выделить две внутренние концентрические овальные в плане граничные поверхности, полого (~30°) погружающиеся к оси синформы. Характер тектонических перемещений вдоль этих поверхностей, как и вдоль ограничений синформы в целом, не ясен. По аналогии с Ветлужской синформой и другими синформными структурами ВУК, которые будут рассмотрены ниже, предполагается, что это были перемещения взбросо-надвигового типа.

Сурская синформа — небольшая полуовальная в плане структура, около 100 км в поперечнике, срезанная на западе Саранск-Алатырской сдвиговой зоной северо-восточного простирания, — занимает юго-восточную часть Токмовского овоида непосредственно к югу от Свияжской синформы (см. прил. IV-1). Структура отвечает достаточно четкому полю на карте петрофизических классов (см. прил. IV-8, классы 4.6, 13, 15). Интерпретация петрофизических карт и разрезов (см. прил. IV-4–IV-11, разрез 24) позволяет заключить, что структура образована двумя опрокинутыми на север синформными пластинами дугообразной формы, образованными высокоплотными (2.81–2.78 г/см^3) высокомагнитными породами. Они разделены антиформным перегибом, в пределах которого обнажаются породы предполагаемого параавтохтона — пониженной плотности (2.74–2.72 г/см^3) и умеренной намагниченности. Судя по эффективным петрофизическим параметрам, в составе комплексов, слагающих синформно деформированные пластины, преобладают мафитовые гранулиты — аналоги нурлатского комплекса. Скважины указывают на участие эндербитогнейсов (*скв. Стрелецкая)*. Породы предполагаемого параавтохтона по петрофизическим характеристикам близки комплексу мигматизирован-

ных эндербито-гнейсов, эндербит-мигматитов, плагиогранито-гнейсов и гранитоидов — аналогу Колыванского и Титовского комплексов (*скв. Прудово-Суровская*, *Охотничья*), распространенному в Ветлужской синформе.

Внутренняя структура Токмовского овоида. Как мы отмечали выше, овальные концентрически-дуговые элементы строения Токмовского овоида в целом достаточно уверенно распознаются на геофизических и петрофизических картах и нашли отражение на геолого-тектонической карте (см. прил. I-2, IV-4–IV-11). На этих картах распознается также и пространственная соподчиненность элементов внутренней структуры и вещественной расслоенности ограничениям как овоида в целом, так и отдельных структурных подразделений.

Дуговые тектонические границы различных рангов, играющие определяющую роль в структурной организации овоида, практически постоянно характеризуются центриклинальным погружением. По характеру и направлению перемещений эти тектонические границы принадлежат типу надвигов и взбросо-надвигов. Во многих случаях, например, для Саранской синформы, направление перемещений невозможно оценить непосредственно, так как в висячем боку размещаются относительно менее глубинные породы, чем в лежачем, и структура синформы морфологически напоминает депрессию, ограниченную дуговыми сбросами. Мы вернемся к обсуждению этой проблемы ниже при рассмотрении других синформных структур ВУК. Заметим, что накопление вулканогенно-осадочного материала, преобразованного вскоре в метаморфические породы, действительно могло осуществляться в депрессионных структурах. Однако решающая роль перемещений надвигового типа в пределах Токмовского овоида в целом свидетельствует о том, что завершение структурообразования происходило в условиях сжатия, которое должно было привести к «выдавливанию» метаморфизованного выполнения депрессий на их борта, т.е. к преобразованию сбросов во взбросы и надвиги. В этом смысле структуры типа Саранской синформы можно рассматривать в качестве палеодепрессий или палеобассейнов осадконакопления, переработанных в условиях высокотемпературного метаморфизма и завершивших свое формирование в обстановке сжатия. Как свидетельствует анализ деталей структурного рисунка на геолого-тектонической карте и картах локальных компонент плотности и намагниченности, надвиги нередко имели сдвиговую составляющую, что указывает на ориентированный характер напряжений при сжатии.

Пограничные структуры Токмовского овоида. Границы Токмовского овоида на отдельных участках совпадают с границами ВУК. Соответственно овоид так или иначе взаимодействует со структурами обрамления кратона. Взаимоотношения ВУК с соседними региональными тектоническими единицами рассмотрены в разделах 2.4.7 и 2.4.8. В данном разделе мы рассмотрим границы Токмовского овоида и его соотношения с соседними тектоническим структурами во внутренней области ВУК. Как показано выше, внешние ограничения Токмовского овоида имеют центриклинальное падение. Эта особенность положена в основу структурного определения овоида в качестве «синформы» или «мегасинформы». Центральная по значению (хотя и смещенная относительно геометрического центра) структура — Ветлужская синформа — сложена комплексом пород, предположительно наиболее глубинным в сравнении с выполнением структур, подстилающих Ветлужскую синформу. Следовательно, ограничения этой структуры можно рассматривать в качестве взбросо-надвигов. Тесная взаимосвязь тектонических структур Токмовского овоида с распределением горных пород различного происхождения и уровня метаморфических преобразований не оставляет сомнения в том, что эти границы возникли в активный период неоархейской эволюции (2.74–2.71 млрд лет назад), хотя и были модифицированы более поздними процессами. В северо-восточном секторе взбросо-надвиговая граница Ветлужской синформы одновременно является границей Токмовского овоида в целом. Забегая вперед, заметим, что северо-западная граница Токмовского овоида и ВУК в целом подчинены структуре Среднерусского сегмента палеопротерозойского коллизионного орогена. Однако северный край Токмовского овоида (Ветлужской синформы) надвинут и на окраину палеопротерозойского орогена. Это свидетельствует о том, что обстановка сжатия, связанная с палеопротерозойской коллизией, привела к частичной активизации неоархейских тектонических структур и возобновлению перемещений взбросо-надвигового типа.

Западная и юго-западная границы Токмовского овоида совпадают с границами Саранской синформы. Восточная граница последовательно совмещена с границами Ветлужской, Свияжской и Сурской синформ. Как было показано выше

на примере Саранской синформы, направление перемещений по границам этих структур, вероятнее всего, отвечает взбросо-надвиговому типу. Таким образом, вне зависимости от предшествующей истории, тектонические границы Токмовского овоида в целом также интерпретируются в качестве взбросо-надвигов. Отметим еще одну особенность восточной границы овоида. Восточные ограничения Ветлужской, Свияжской и Сурской синформ выстраиваются в почти прямую линию меридионального простирания, вдоль которой улавливаются признаки правосдвиговых перемещений. Возможно, этот линеамент отражает некоторые особенности делимости коры. Этот вопрос, однако же, остается пока без ответа, так как на глубинном разрезе по геотраверсу ТАТСЕЙС в соответствующем интервале, 520–550 км, какие-либо специфические особенности строения нижней коры не наблюдаются.

Представления о ***глубинном строении Токмовского овоида*** опираются на приведенные выше данные о строении верхней части коры и на результаты интерпретации сейсмического образа коры по геотраверсу ТАТСЕЙС (см. рис. 2.115). Выше мы охарактеризовали глубинное строение Ветлужской синформы и Уреньского блока. Было отмечено, что основание Ветлужской синформы достигает раздела кора–мантия на глубине 60 км. Уреньский блок как бы «внедрен» в крыло синформы. Совмещение разреза по геотраверсу с картой поверхности фундамента позволяет распознать обособленное положение и веретенообразную форму этого блока (см. рис. 2.116 и 2.117), который в сечении геотраверсом погружается в восточных румбах под углом 30–40° и достигает акустически прозрачной области в нижней коре на глубине 45–50 км.

В свою очередь, эта область прослеживается в интервале 650–870 км по геотраверсу, начиная с глубины 35–40 км, до коро-мантийного раздела. Нижней границей прозрачной области, очевидно, является раздел кора–мантия. Однако в этой части профиля положение раздела установить невозможно, так как акустически прозрачная кора и верхняя мантия идентичны на картине отражений. За положение этого раздела мы с определенной условностью принимаем глубину, до которой распространяются коровые отражения по краям рассматриваемой области, т.е. 60–62 км. Верхняя граница прозрачной области имеет седловидную форму. Наиболее высокого уровня, на глубине 30 км, эта граница также достигает по краям рассматриваемой области. В «седловине» граница спускается до глубины 48 км. Положение седловины непосредственно отвечает подошве Уреньского блока, который как бы «погружен» в область «прозрачной» коры. Соответственно мощность акустически прозрачной области коры варьирует от 14 до 30 км.

Судя по соотношениям, демонстрируемым объемной моделью глубинного строения ВУК, прозрачная область в основании коры подстилает центральную часть Ветлужской синформы и отсутствует под другими частями Токмовского овоида. Примечательно, что латеральные ограничения прозрачной области в нижней коре точно совпадают с границами положительных аномалий гравитационного и магнитного полей (см. прил. IV-2 и IV-3) и областей высоких значений эффективных оценок плотности и намагниченности пород фундамента (см. прил. IV-4 и IV-6). Пространственное распределение петрофизических характеристик свидетельствует, что главные источники аномалий размещены в верхней части коры, максимальные аномальные значения пространственно связаны с Уреньским блоком, т.е. с местом, где вертикальная мощность «прозрачной» нижней коры сокращена. Тем не менее, можно предполагать, что породы «прозрачной» нижней коры также отличаются повышенной плотностью и соответственно повышенными скоростями сейсмических волн. Следовательно, обширную область «прозрачной» нижней коры можно интерпретировать в качестве относительно однородных мафит-ультрамафитов, полностью или частично преобразованных в породы типа высокобарных гранулитов — высокотемпературных эклогитов.

По всем перечисленным параметрам область «прозрачной» нижней коры, подстилающая систему Уреньский блок — Ветлужская синформа, сравнима с такой же областью у южного края Карельского кратона в интервале 1050–1200 км по профилю 1-ЕВ. Эта область в нижней коре Карельского кратона пространственно и, вероятно, генетически связана с палеопротерозойской Прионежской депрессией в верхней коре.

Рассмотрение объемной модели коры ВУК приводит к заключению, что особенности глубинного строения северной части овоида невозможно с уверенностью распространить на овоид в целом. Синформные структуры внешней (южной) части овоида не затронуты геотраверсом ни на поверхности, ни на глубине. Вполне вероятно, что глубинное строение этой части Токмовского овоида сходно с глубинным строением

синформных структур Межовоидной области, которые пересечены геотраверсом ТАТСЕЙС в интервале от 0 до 500 км. Эти структуры будут рассмотрены ниже.

Главные особенности строения Токмовского овоида следуют из приведенного выше описания.

1. Токмовский овоид представляет собой крупную, 600 км в поперечнике, сложно построенную овальную в плане чашеобразную структуру, края которой тектонически перемещены (надвинуты) на неоархейские и частично палеопротерозойские структуры обрамления.

2. Ведущая роль в строении Токмовского овоида принадлежит неоархейским мафитовым гранулитам при подчиненной роли кислых и метаосадочных гранулитов. Мафитовые гранулиты предположительно наиболее глубинного кинельского комплекса совместно с габбро-анортозитами, габброидами и ультрабазитами слагают северную и юго-западную периферии овоида (Уреньский блок, Ветлужскую синформу и Кстовский пояс). Мигматизированные породы амфиболитовой фации слагают наиболее погруженную часть Саранской синформы и сменяются мафитовыми гранулитами нурлатского комплекса на ее крыльях.

3. В асимметричной концентрической системе структурных элементов овоида центральное по значению место занимает цилиндрический Уреньский блок. Этот блок размещен в северо-западной части Ветлужской синформы и, соответственно, в северной части овоида — на значительном удалении от геометрических центров Ветлужской синформы и овоида в целом.

4. Вне зависимости от первоначального характера деформаций в сегодняшней структуре Токмовского овоида границы внутренних структурных подразделений образованы тектоническими поверхностями со взбросо-надвиговым типом движений.

5. Внутренняя дугообразная складчато-надвиговая структура овоида в целом обнаруживает отчетливую согласованность с его внешними ограничениями. Определяющую роль в характере структуры играет Ветлужская синформа. С удалением от Ветлужской синформы к юго-западной периферии овоида наблюдается последовательное «выполаживание» дугообразных структурных элементов все большего радиуса.

6. Внутренняя структура Ветлужской синформы характеризуется концентрическим строением. В объемном выражении (интерпретация данных по геотраверсу ТАТСЕЙС) эта синформа имеет вид правильного опрокинутого конуса или чаши с основанием на уровне коромантийного раздела на глубине 60 км.

Бузулукский овоид (см. прил. I-2 и IV-1) расположен к востоку от Самарской Луки Волги. По своему положению и ограничениям эта структура приблизительно соответствует Бузулукскому блоку и соответственно — южной половине Средневолжского овоида, выделявшихся ранее С.В. Богдановой [1986]. В плане Бузулукский овоид имеет форму овала с длинной осью восток–северо-восточного направления протяженностью 350 км. Как следует из приведенного ниже описания, информация о глубинном строении этой структуры недостаточна для отнесения ее к тому или иному тектонотипу. Однако по ряду особенностей эта структура близка Токмовскому овоиду, что и позволило предположительно интерпретировать Бузулукскую структуру в качестве «овоида».

Северо-восточный фрагмент Бузулукского овоида незначительно смещен Кузнецко-Абдулинской тектонической зоной. Южная часть овоида перекрыта отложениями Прикаспийской впадины. Карты региональных геофизических полей позволяют приблизительно наметить ограничения этой структуры. Более определенно это позволяет сделать карта магнитного поля (см. прил. IV-2 и IV-3). В рисунке региональных полей вырисовывается несколько асимметричная концентрическая структура синформы, с дугообразными ограничениями, частично подчеркнутыми градиентными ступенями магнитного поля. Предполагается, что градиентные зоны между полосовидными участками положительного и отрицательного магнитного поля отвечают ограничениям тектонических пластин, участвующих в строении синформы. Предлагаемое представление о центриклинальном падении тектонических границ и соответственно о синформном строении Бузулукского «овала» непосредственно установить невозможно, так как трехмерное петрофизическое моделирование для этой территории не проводилось. Это представление базируется прежде всего на аналогии с Токмовским овоидом и рядом более полно охарактеризованных синформных структур ВУК. Тем не менее, важным, хотя и единственным, подтверждением принятой модели строения Бузулукской структуры является глубинное сечение ее краевой области геотраверсом ТАТСЕЙС в интервале 0–100 км. Синформное строение этой части окраинной области овоида

вполне отчетливо просматривается на картине сейсмических отражений.

Согласно описанию С.В. Богдановой [1986], в строении Бузулукского овоида участвуют мафитовые и метаосадочные гранулиты с сопровождающими их неперемещенными эндербит-чарнокитами и гранитоидами колыванского и рахмановского комплексов. С основными гранулитами пространственно связаны метагабброиды екатериновского комплекса, встречаются ультрабазиты чубовского комплекса. Вдоль юго-восточной окраины овоида гранулиты подверглись ретроградному метаморфизму в фации кумингтонитовых амфиболитов; здесь же размещены мелкие тела плагиогранитов бакалинского комплекса.

Главные особенности внутреннего строения овоида и размещения структурно-вещественных комплексов можно охарактеризовать следующим образом. В северо-западной части (Отрадненский участок) в тектоническом окне или структурном выступе вскрываются мафические гранулиты кинельского комплекса, насыщенные небольшими линзовидными телами метагабброидов екатериновского комплекса (габбронориты, нориты, габбро, пироксениты, амфиболовые габбро), а также габбро-анортозитов туймазинского и ультрабазитов чубовского комплексов, конфигурация которых подчинена структуре вмещающих гранулито-гнейсов. Суммарная площадь выходов мафитовых и ультрамафитовых тел к поверхности фундамента достигает 200 км^2. Габброиды мигматизированы эндербит-чарнокитами колыванского комплекса. В целом Отрадненский выступ сложен относительно более глубинными породами по сравнению с его обрамлением.

К юго-востоку от этого выступа овоид образован чередованием пластин метаосадочных гранулитов миннибаевского комплекса (низкомагнитные породы варьирующей плотности) с пластинами мафитовых гранулитов (высокомагнитные–высокоплотные породы) и эндербито-гнейсов нурлатского комплекса. Первые образуют синформные складки с дугообразно изогнутыми осевыми поверхностями, вторые вскрываются в ядрах антиформных структур. Концентрически-дуговая структура синформы нарушена радиальными разломами, веерообразно расходящимися в юго-восточном направлении. Они прослеживаются по торцовому сочленению локальных аномалий в поле силы тяжести и магнитном поле. Эшелонированное смещение пластин друг относительно друга, вероятно, со сдвиговой компонентой, свидетельствует о том, что формирование Бузулукского овоида, по аналогии с Ветлужской синформой, могло сопровождаться некоторым разворотом этого овоида против часовой стрелки с центром вращения в районе Отрадненского выступа.

Непосредственно юг–юго-западнее Отрадненского выступа, в пределах Колыванского участка [Богданова, 1986], расположена еще одна овальная в плане структура размером около 100 км по длинной оси, также имеющая облик приподнятого блока (см. прил. IV-2 и IV-3). Контур, отвечающий этой структуре, выполнен сулеевским комплексом мафитовых гранулитов и эндербито-гнейсов с прослоями эулизитов (кремнисто-железистых пород гранулитовой фации). В пределах того же контура расположен Колыванский эндербит-чарнокитовый массив субширотного простирания площадью около 90 км^2, датированный 2.74 млрд лет [Бибикова и др., 1994].

Юго-западное крыло Бузулукского овоида образовано системой дугообразных в плане пластин, которые, как и в других случаях, вероятнее всего, характеризуются центриклинальным погружением. В их сложении преобладают высокомагнитные породы повышенной плотности, принадлежащие нурлатскому комплексу. Среди гранулитов присутствуют небольшие конформные тела метагабброидов и амфиболитизированных шпинелевых перидотитов и пироксенитов, аналогичных чубовскому комплексу. Близко расположенные Колыванская и Отрадненская структуры сходны по своему положению. При этом Колыванская структура морфологически (правильный овал) весьма напоминает Уреньский блок Ветлужской синформы. Поэтому, несмотря на то что Колыванский выступ сложен относительно малоглубинными породами сулеевского комплекса, он также может претендовать на роль центра вращения.

Вдоль восточного ограничения комплексы пород, выполняющие Бузулукский овоид, надвинуты на породы Оренбургского овоида, с юго-запада — на субширотные структуры Жигулевско-Пугачевской синформы.

Главные особенности строения Бузулукского овоида следуют из приведенного выше описания.

1. Овоид протяженностью около 350 км с севера на юг по длинной оси имеет концентрическое строение.

2. В целом овоид асимметричен и имеет как бы два центра симметрии, смещенных к его

окраине — в районе Отрадненского и Колванского структурных выступов близ западного ограничения синформы. По аналогии с Ветлужской синформой, можно предположить, что формирование Бузулукского овоида могло сопровождаться поворотом на некоторый угол около одного или двух (взаимодействующих?) центров вращения — Отрадненского и Колыванского.

3. Особенностью Бузулукского овоида является его относительно высокое структурное положение: комплексы пород вдоль его ограничений надвинуты на породы соседних структурных подразделений — Оренбургской синформы и Жигулевско-Пугачевской моноклинали.

Красноуфимский овоид расположен в восточной части ВУК в пределах известного Уфимского выступа (Уфимского амфитеатра) Русской платформы в междуречье Камы и Уфы и занимает центральное положение относительно протягивающегося в субмеридиональном направлении восточного ограничения кратона. Картина отражений в сечении коры по сейсмическому профилю ESRU-2003–2005 [Рыбалка и др., 2006] позволяет проследить продолжение овоида вплоть до Главного Уральского разлома (рис. 2.118, см. цв. вкл.). В региональных физических полях его контуры намечены изменением рисунка аномалий, которое указывает на наличие овального изометричного геологического объекта, обрамленного дугообразной структурой Чусовского пояса на севере, срезающего региональные структуры северо-восточного простирания на западе и меридионального простирания на юге и, в свою очередь срезанного линейными структурами Уральского орогена на востоке (см. прил. IV-2 и IV-3). В плане Красноуфимский овоид имеет форму почти правильного круга диаметром 450 км. Восточная часть овоида глубоко погружена и перекрыта фронтальными надвигами деформированных рифей-вендских толщ Башкирского антиклинория Западного Урала. В строении Башкирского антиклинория участвуют тектонические пластины, сложенные раннедокембрийскими породами (тараташский и александровский комплексы). Анализ геологических карт позволяет предполагать, что эти пластины принадлежат окраине ВУК и выведены к дневной поверхности по «ретронадвигам» восточного крыла Зилаирской синформы и западного крыла Уралтауской антиформы (соответственно в пределах Западно- и Центрально-Уральской мегазон) [Пучков и др., 2001].

Нам известна единственная скважина, достигшая локального поднятия фундамента в центральной части Красноуфимского овоида [Неволин, Лапинская, 1976] и вскрывшая «нерасчлененный гранитоидный комплекс AR-PR_1». Поскольку более ни одна из скважин не достигла фундамента, приходится судить о составе горных пород, слагающих Красноуфимский овоид, исключительно по геофизическим данным, на основании приблизительных оценок петрофизических характеристик предполагаемых структурно-вещественных комплексов.

Определенная трудность интерпретации поля силы тяжести связана с тем, что с возрастанием мощности низкоплотного осадочного чехла в пределах Предуральского прогиба и в области фронтальных надвигов Уральского орогена происходит снижение и нивелирование общего уровня значений Δg на дневной поверхности. Разделение отрицательных полей, связанных с повышенной мощностью осадков, и полей, уровень которых определяется размещением низкоплотных пород в пределах кристаллического фундамента, как правило, невозможно провести однозначно. В частности, меридиональная полоса пониженных значений Δg шириной порядка 200 км, которая протягивается от южной части Красноуфимского овоида на юг вдоль Урала вплоть до Прикаспийской впадины, определенно связана с повышенной мощностью осадочного чехла — максимально до 20 км [Левин и др., 2001; Шаргородский и др., 2004]. Расположенный севернее Верхнекамский овоид перекрыт чехлом меньшей мощности, — как правило, 5–10 км. Конфигурация изолиний Δg в пределах этого овоида скорее указывает на зависимость поля силы тяжести от состава пород фундамента. Напротив, рисунок значительно более контрастного магнитного поля, несомненно, определяется размещением пород различной намагниченности в фундаменте — в том числе и под мощной осадочной призмой Предуральского прогиба и надвиговым поясом Западно-Уральской мегазоны.

Центральная и северная части Красноуфимского овоида характеризуется невысокими положительными значениями поля силы тяжести. Контур, отвечающий этим значениям, протягивается в юго-восточном направлении. В магнитном поле ему отвечает поле интенсивных положительных аномалий. Широкая полоса, охватывающая юго-западную периферию овоида, и небольшая по площади область близ его северо-западного ограничения характеризуются пони-

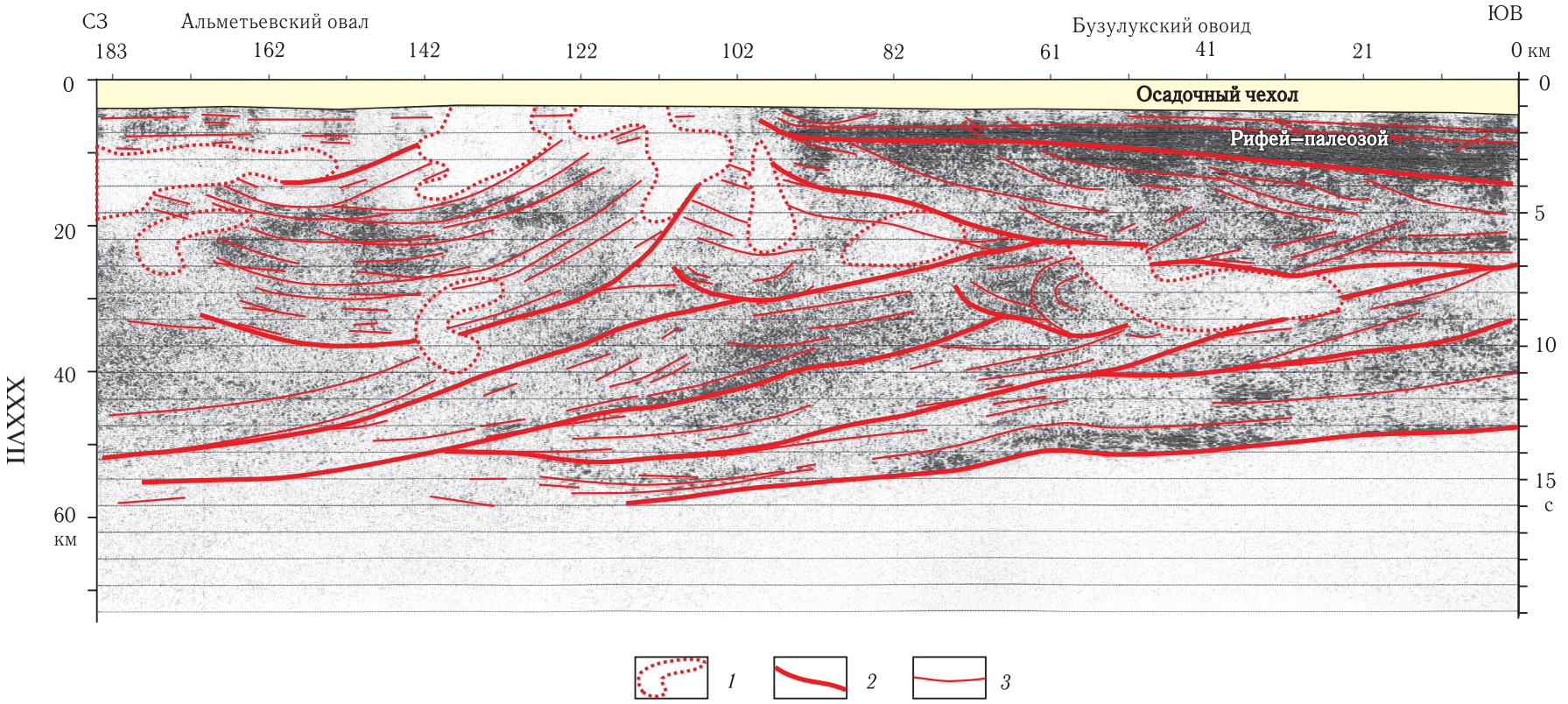


Рис. 2.118. Сейсмический образ юго-восточного крыла синформной структуры Альметьевского овала: увеличенный фрагмент временно́го сейсмического разреза по геотраверсу ТАТСЕЙС в интервале 0–183 км. Разрез заимствован из [Трофимов, 2006]

Разрез демонстрирует свидетельства синформного строения Альметьевского овала и сложное строение коромантийной границы. Отмечены границы: *1* — акустически прозрачных областей, связанных с гранитоидами Бакалинского комплекса, *2* — главные тектонические границы, *3* — границы структурных доменов

женными значениями и магнитного поля и поля силы тяжести (см. прил. IV-2 и IV-3).

Определенную помощь в оценке состава пород, участвующих в строении Красноуфимского овоида, оказало их сопоставление с неоархейским тараташским и палеопротерозойским(?) александровским комплексами в пределах Западно-Уральской мегазоны Уральского орогена. В частности, несколько смещенная к северу центральная часть овоида, как отмечено выше, характеризуется положительным гравитационным полем и интенсивными положительными магнитными аномалиями. Это указывает на преобладание в верхней части фундамента пород повышенной плотности и намагниченности при участии высокомагнитных пород.

Сходные петрофизические характеристики свойственны тараташскому гнейсо-гранулитовому комплексу с возрастом 2.7 млрд лет (плотность гранулитов достигает 2.83–2.90 г/см^3). В составе тараташского комплекса [Ленных, 1984] преобладают гиперстеновые плагиогнейсы (эндербиты), двупироксеновые кристаллические сланцы и амфиболиты, гиперстеновые габбродиориты и диориты (возможно, пластовые интрузии), бронзит-паргаситовые метаультрамафиты. Метаосадочные породы представлены высокоглиноземистыми гнейсами (с биотитом, гранатом, кордиеритом, силлиманитом, графитом), кварцитами, и пластовыми телами магнетитсодержащих пород (гиперстеновых кварцитов, магнетит-гиперстеновых пород, эвлизитов). С поздними стадиями гранулитового метаморфизма связаны жилы метасоматических эндербитов и чарнокитов. На уровне 1.8 млрд лет гранулиты испытали диафторез в амфиболитовой фации, сопровождавшийся гранитообразованием.

По набору пород и петрофизическим свойствам тараташский комплекс близок сулеевскому и отчасти нурлатскому комплексам ВУК. Вероятно, центральная область Красноуфимского овоида образована породами одного из этих комплексов или их сочетанием. Положительные магнитные аномалии значительной протяженности, вероятнее всего, отвечают телам габброидов или габбро-анортозитов, но могут также указывать на наличие магнетитсодержащих пород — характерного компонента сулееевского комплекса. С магнитными аномалиями в восточной части рассматриваемой области совпадают пониженные значения поля силы тяжести, что указывает на породы пониженной плотности, вероятнее всего, не достигающие поверхности фундамента. Это могут быть мигматиты и гранитоиды. На вероятное наличие пород эндербит-чарнокитовой серии указывают жилы эндербитов и чарнокитов, участвующие в составе тараташского комплекса.

Центральная область Красноуфимского овоида обрамляется дугообразной полосой отрицательных значений гравитационного и магнитного полей шириной 150–180 км. Близкими параметрами потенциальных полей характеризуется Саранская синформа в юго-западной части Токмовского овоида, выполненная мигматизированными породами амфиболитовой фации, отвечающими по составу мафитовым, кислым и метаосадочным гранулитам. Другим предположительным аналогом пород, слагающих эту полосу, могут быть александровский и уфалейский гнейсово-мигматитовые комплексы — подобно тараташскому комплексу они слагают тектонические пластины, также принадлежащие восточному крылу Красноуфимского овоида. Александровский комплекс образован породами амфиболитовой фации с реликтовыми гранулитовыми ассоциациями: плагиоклазовыми, в том числе, гранатсодержащими амфиболитами, гранат-жедритовыми, биотит-роговообманковыми плагиогнейсами, биотитовыми гнейсами и сланцами с гранатом, ставролитом, кианитом, силлиманитом, кварцитами, гранито-гнейсами, гнейсовидными гранитами и плагиогранитами. Зональный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций пород александровского комплекса имеет возраст порядка 2.1 млрд лет [Пыстин, 1984]. Сохранность гранулитовых ассоциаций подтверждается сходством цирконов из гнейсов александровского комплекса с гранулитовыми разновидностями цирконов из пород тараташского комплекса [Краснобаев, 1986]. Суммируя, можно предположить, что внешняя область Красноуфимского овоида сложена гранулитами, подвергшимися ретроградному метаморфизму и/или диафторезу с образованием пород амфиболито-гнейсового состава.

Особенности внутреннего строения овоида могут быть намечены лишь приблизительно. Синформное строение овоида предполагается по аналогии с более полно охарактеризованными структурами западной и центральной частей ВУК. Это предположение получило подтверждение благодаря отработке геотраверса ERSU-2003–2005. Геотраверс пересек северо-восточную часть овоида, достиг его приблизительного центра симметрии в районе г. Кунгур и очень не-

много продвинулся далее к юго-западу (см. рис. 2.118). Сейсмический образ коры овоида в сечении геотраверсом характеризуется отчетливым синформным строением. Синформная структура имеет сквозькоровую протяженность (как и в Токмовском овоиде). Судя по рисунку сейсмических отражений близ юго-западного конца геотраверса ERSU-2003–2005, ось симметрии синформной структуры овоида, в согласии с геологическим строением, реконструируемым на поверхности фундамента, проходит в районе г. Кунгур. В сечении геотраверсом ERSU-2003–2005 акустически прозрачная область в основании Красноуфимского овоида не наблюдается (см. рис. 2.118) [Рыбалка и др., 2006].

Конфигурация региональных геофизических полей позволяет в первом приближении выделить и ограничить синформные структуры более высокого порядка: смещенную к юго-западу относительно центра овоида ***Уфимскую синформу и Пермскую синформу***, занимающую преобладающую по площади центральную часть овоида и, по-видимому, тектонически перекрывающую Уфимскую синформу. Центральная область овоида, предположительно образованная мафитовыми гранулитами, возможно, представляет собой самостоятельный тектонический покров (синформу). Определенная согласованность размещения в пределах Уральского орогена тектонических пластин, образованных раннедокембрийскими породами, с конфигурацией и строением Красноуфимского овоида позволяет предполагать, что они принадлежат «задранному» восточному краю овоида, и само возникновение Уфимского амфитеатра и ретронадвигов в значительной степени предопределено строением раннедокембрийского фундамента.

Практически не нарушенное круговое ограничение Красноуфимского овоида свидетельствует о том, что деформации и перемещения обрамляющих его структур межовоидной области (Елабуга-Бондюжский и Чусовский пояса, Альметьевский овал) сколько-нибудь заметно не сказались на строении овоида. Напротив, структуры Чусовского и отчасти Елабуга-Бондюжского поясов определенно «облекают» овоид, а структуры Альметьевского овала частично срезаны границей Красноуфимского овоида. Эти особенности и аналогия с лучше охарактеризованными структурами ВУК позволяют предполагать, что краевые области овоида перемещены (надвинуты) на структуры обрамления. В то же время, контуру овоида отвечает относительно погруженная область фундамента платформы. Оценки глубины залегания поверхности фундамента, имеющей сложный рельеф, в контуре овоида оценивается в 5–15 км, тогда как мощность осадочного чехла в сопредельной с запада области не превышает 2 км [Шаргородский и др., 2004]. Это указывает на относительное погружение фундамента платформы в пределах овоида, сопровождавшееся преобразованием краевого надвига в листрический сброс. Растяжение, вероятнее всего, было связано с постраннедокембрийскими событиями, в частности, с формированием неопротерозойской пассивной окраины Восточно-Европейского кратона, развитием Камско-Бельского авлакогена и Предуральского прогиба.

Оренбургский овоид (см. прил. I-2, IV-1) предположительно выделен в юго-восточном «углу» ВУК. Мощность перекрывающего фундамент рифей-палеозойского осадочного комплекса в пределах Предуральского прогиба и надвигового ансамбля Западно-Уральской мегазоны составляет примерно 15 км [Левин и др., 2001; Шаргородский и др., 2004]. Поэтому сведения о строении фундамента в этой области крайне ограничены. Картина сейсмических отражений в сечении коры по профилю УРАЛСЕЙС [Левин и др., 2001; Савельев и др., 2001] позволяет проследить раннедокембрийский фундамент вплоть до погружающегося на восток Главного Уральского разлома и далее на восток, где породы ВУК выклиниваются под осевой частью Магнитогорского прогиба. В поле силы тяжести структуры погруженного фундамента не проявлены: рисунок изолиний Δg полностью определяется распределением пород осадочного комплекса. Напротив, магнитное поле, хотя и в «ослабленной» форме, отражает породы фундамента Предуральского прогиба (см. прил. VI-3 и IV-4) — изометричный характер структур и дифференцированность пород по магнитным свойствам. Рисунок изолиний региональных физических полей и морфология локальных структур Уральского орогена совместно с данными по профилю УРАЛСЕЙС позволяют наметить контур овального изометричного геологического объекта, имеющего около 300 км в диаметре, западная часть которого перекрыта надвинутой окраиной Бузулукского овоида. Белорецкий метаморфический комплекс на западном склоне Центрально-Уральского поднятия, вероятно, представляет собой выеденный к поверхности по системе «ретронадвигов» [Пучков, 2000] край овоида — подобно тараташскому и александров-

скому комплексам, представляющими собой окраину Красноуфимского овоида (см. выше).

Внутреннее строение северной части овоида охарактеризовано сечением по профилю УРАЛСЕЙС. Коро-мантийная граница постепенно погружается к востоку от 40 км близ западной границы овоида до 48–50 км под Магнитогорским прогибом. Сейсмический образ коры свидетельствует об относительно однородной отражательности всего разреза кристаллической коры мощностью около 30 км. Лишь в самой нижней части прослеживается область, насыщенная интенсивными отражениями, которую можно рассматривать в качестве «нижней коры». Отсутствие акустически прозрачного слоя в верхней части разреза коры и ровный характер границы кора–мантия, разорванной в единственном месте, позволяет соотносить наблюдаемый тип коры с корой Токмовского и Красноуфимского овоидов.

Верхнекамский овоид (см. прил. I-2, IV-1) расположен в верховьях Камы в северо-восточном «углу» ВУК. Западная треть овоида (до меридиана 54° в.д.) охарактеризована детальными петрофизическими картами ФГУ НПП «Аэрогеофизика», остальная часть — региональными геофизическим картами. Наиболее определенно Верхнекамский овоид выделяется и оконтуривается на карте магнитного поля, где ему соответствует положительная магнитная аномалия овально-округлой формы в плане (см. прил. IV-3 и IV-4). Северо-восточный диаметр аномалии равен 350 км, северо-западный — 300 км.

С юга, юго-запада и северо-востока Верхнекамская магнитная аномалия обрамляется полями отрицательных значений. Конфигурация отрицательтных полей независима от очертаний положительной аномалии, что свидетельствует о связи низких значений магнитного поля с размещением в коре низкомагнитных пород. Градиентные зоны, разделяющие области положительных и отрицательных значений, позволяют достаточно определенно провести границы овоида. Тот же объект менее отчетливо выделяется и в поле силы тяжести по конфигурации полей умеренных положительных значений Δg. В целом, Верхнекамский овоид достаточно определенно отделяется на картах физических полей от соседних тектонических структур: Верхневятского овала, Чусовского и Кажимского поясов и Тиманского орогена (между палеозойским Тиманским орогеном и Верхнекамским овоидом возможно также присутствие юго-восточного продолжения Кола-Мезеньского кратона). Специфика строения Верхнекамского овоида связана с пересекающим его вдоль субмеридиональной оси Кильмезским поясом, строение которого и соотношения со структурой овоида мы рассмотрим ниже. Кильмезский пояс делит овоид на два симметричных крыла: Западное и Восточное.

Глубинное строение Верхнекамского овоида не изучено. Соотнесение его с классом «овоидов» опирается на правильную округлую в плане форму и значительные размеры, сопоставимые с размерами Токмовского тектонотипа и Красноуфимского овоида, охарактеризованных данными о глубинном строении. Особенности региональных физических полей (повышенный уровень Δg и ΔT) в границах Верхнекамского овоида сопоставимы с особенностями физических полей в пределах Токмовского, Красноуфимского и Бузулукского овоидов.

Единичными скважинами охарактеризовано лишь Западное крыло Верхнекамского овоида. В пределах Восточного крыла фундамент вскрыт единственной скважиной. Поэтому, как и в случае Красноуфимского овоида, судить о составе горных пород Восточного крыла возможно только по геофизическим данным, на основании приблизительных оценок петрофизических характеристик предполагаемых структурно-вещественных комплексов. Преобладающая часть Западного крыла на карте петрофизических классов (см. прил. IV-8) образована породами повышенной намагниченности, повышенной и средней плотности (классы 4, 6), характерными для гранулитов нурлатского комплекса, которые вскрыты скважинами во внешней области Токмовского овоида. Судя по характеристикам региональных полей, Восточное крыло образовано аналогичным комплексом пород. Для южной части овоида характерны относительно пониженные значения Δg и соответственно петрофизические классы 13 и 15, характерные для эндербито-гнейсов Токмовского овоида. Между тем, снижение плотности пород при сохранении высокой намагниченности может быть результатом ретроградного метаморфизма в условиях амфиболитовой фации. Аналогичное изменение характера поля силы тяжести сохраняется в южном направлении и в границах Кильмезского пояса.

Скважина в поле повышенных значений плотности и намагниченности [Неволин, Лапинская, 1976] вскрыла породы гранулито-гнейсового комплекса. Породы повышенной плотности при невысокой намагниченности, вероятно, представ-

лены эндербито-гнейсами, мигматизированными эндербитами, эндербит-чарнокитами. Гранулиты, подвергшиеся ретроградному метаморфизму в условиях амфиболитовой фации представлены биотит-амфиболовыми плагиогнейсами и амфиболитами (*скв. Наримская*), характеризующимися относительно пониженной плотностью при сохранении высокой намагниченности. Небольшие тела плагиогранитов (вероятные аналоги свияжского комплекса) отвечают участкам пониженной плотности (*скв. Лойно*). Восточное крыло, по всей вероятности, образовано аналогичным комплексом пород (*скв. Гайны* — магнетит-амфибол-пироксеновые гнейсы).

Внутреннее строение Западного крыла охарактеризовано рисунком протяженных узких локальных аномалий намагниченности, расположенных концентрически и приблизительно следующих ограничениям овоида (см. прил. IV-7). Сечения плотностной и магнитной моделей согласовано свидетельствуют о центриклинальном погружении пород Западного крыла. Сравнение рисунка магнитных аномалий на региональной карте магнитного поля в пределах Западного и Восточного крыльев позволяет предполагать, что их внутреннее строение однотипно и симметрично относительно меридиональной оси овоида.

Выявленные особенности внутреннего строения и согласованность внутреннего структурного рисунка с внешними ограничениями овоида на северо- и юго-востоке позволяют предполагать далее, что его тектонические ограничения также характеризуются центриклинальным падением. В свою очередь, соотношения этих границ со структурами обрамления наиболее просто можно объяснить надвиганием краевых областей овоида на структуры обрамления. Особенно наглядна в этом аспекте граница на юго-востоке овоида с Чусовским поясом, образованная Обвинским надвигом. Структурный рисунок по обе стороны этой границы свидетельствует, что надвигание сопровождалось сжатием и раздавливанием Чусовской синформы и связанными с этими деформациями правосдвиговыми перемещениями вдоль Обвинского надвига. Небольшая территория на востоке овоида перекрыта надвинутым рифейско-палеозойским покровно-складчатым комплексом Западно-Уральской мегазоны. С увеличением мощности перекрывающего комплекса связано снижение уровня значений Δg.

Как было отмечено выше, особая специфика строения Верхнекамского овоида связана с пересекающим его вдоль субмеридиональной оси протяженным (длиной около 600 км при ширине, изменяющейся от 10–15 до 120 км) коленообразно изогнутым ***Кильмезским поясом*,** протягивающимся через бассейны среднего течения Вятки и истоки Камы. Пояс делит Верхнекамский овоид на два симметричных крыла: Западное и Восточное. Контуры этого пояса приблизительно совпадают с ограничениями северной ветви «Камско-Вятской линейной зоны» шириной около 100 км, выделявшейся ранее С.В. Богдановой [1986]. В региональных физических полях этот пояс настолько точно «вписан» в структуру Верхнекамского овоида, что выглядит его непосредственным продолжением, своеобразным «аппендиксом». Это особенно отчетливо демонстрируется рисунком изолиний магнитного поля и еще более четко — на картах эффективной намагниченности и локальных аномалий намагниченности Западного крыла овоида.

Менее отчетливо эти соотношения прочитываются на карте поля силы тяжести, а для Западного крыла — на петрофизических картах эффективной плотности и локальных аномалий плотности. Протяженные локальные аномалии плотности и намагниченности ориентированы согласно простиранию пояса, демонстрируя его линейную сильно сжатую внутреннюю структуру. Как было отмечено выше, для южной части Верхнекамского овоида характерны относительно пониженные значения Δg, аналогичное изменение поля силы тяжести сохраняется в южном направлении в границах Кильмезского пояса. Эта особенность свидетельствует о согласованном изменении вещественного состава пород рассматриваемых тектонических подразделений, которое, как следует из данных по бурению пород Кильмезского пояса, определяется снижением плотности пород в результате ретроградного метаморфизма в условиях амфиболитовой фации при сохранении высокой намагниченности. Ориентировка границ петрофизических объектов в сечениях трехмерных моделей свидетельствует в пользу синформного строения пояса, что в целом согласуется и с картиной сейсмических отражений по профилю ТАТСЕЙС, который пересекает южное окончание Кильмезского пояса.

Кильмезский пояс срезает под острым углом внутренние структурные элементы Восточного крыла и менее отчетливо — Западного крыла Верхнекамского овоида, что позволяет разграничить перечисленные структурные подразделения. Более четко отделяется от смежных структурных подразделений южная часть Кильмезского поя-

са (за пределами Верхнекамского овоида). Здесь на значительном протяжении с его границами связаны четкие градиентные зоны на картах региональных физических полей. Складчатая структура осложнена надвигами с вергентностью на восток и продольными разломами, вдоль которых локализованы тела гранитов, сопровождаемые мигматитами.

Данные о составе пород Кильмезского пояса ограничены краткими описаниями керна нескольких скважин, которые, тем не менее, удается достаточно успешно соотнести с различными участками пояса, используя геофизические и петрофизические карты. Северной ветви пояса соответствуют породы петрофизического класса 6 (мафитовые гранулиты), что согласуется с данными по *скв. в районе г. Кудымкар* [Неволин, Лапинская, 1976]. Южной ветви соответствуют классы 13 и 15 (эндербито-гнейсы и/или биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты, заместившие гранулиты на регрессивной стадии метаморфизма). *Скв. Ломок*, *Балезино и Глазов* вскрыли комплекс пород амфиболитовой фации (биотит-амфиболовые гнейсы с прослоями высокоплотных высокомагнитных амфиболитов). В поле гнейсов обособлены структурно согласные «овалы» низкоплотных пород, также характеризующихся повышенной намагниченностью. Протяженная полоса таких пород трассирует ось Кильмезского пояса. В *скв. Карсовай* в северной части этой полосы вскрыты плагиограниты, в *скв. Сюмси* в ее южной части — милонитизированные и катаклазированные мигматиты, образованные биотит-гранатовыми гнейсами и микроклиновыми гранитами плотностью от 2.61 до 2.70 см^3. Аналогичное по характеристикам геофизических полей овальное тело в северной части Кильмезского пояса, вскрытое *скв. Кочево*, образовано плагиогранитами и кварцевыми диоритами. Набор гранитоидных пород сходен с породами Бакалинского массива неоархейских гранитоидов, однако для корректной корреляции необходимы геохимические и геохронологические данные.

Из приведенного описания видно, что набор и пространственное распределение пород Верхнекамского овоида и Кильмезского пояса однотипны. Преобладающая по площади часть овоида и северная половина Кильмезского пояса, по-видимому, образованы гранулито-гнейсами, которые могут быть соотнесены с нурлатским комплексом. Южная часть овоида и протягивающаяся далее на юго-юго-запад сжатая синформа Кильмезского пояса преимущественно образованы переслаивающимися биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами.

Тщательная отрисовка границ Кильмезского пояса на основе карты локальных аномалий намагниченности свидетельствует о сложных соотношениях этого пояса со структурами обрамления. Юго-западное выклинивание пояса зажато между надвинутыми на него породами Токмовского овоида, Вятского пояса и Северо-Татарского овала. Северный отрезок пояса образует вложенную синформу во внутренней области Верхнекамского овоида. Наконец, в средней части Кильмезского пояса отмечается последовательное надвигание в восточном направлении: западная окраина Кильмезского пояса перекрыта надвинутыми породами Верхневятского овала, в свою очередь, Кильмезский пояс надвинут на структуры Елабуга-Бондюжского и Чусовского поясов. Морфология локальных структур указывает на участие правосдвиговой компоненты при тектонических перемещениях.

Представленная картина свидетельствует о двойственной позиции Кильмезского пояса в ряду тектонических структур ВУК. С одной стороны, его северная часть является одним из элементов строения Верхнекамского овоида. С другой стороны, южная ветвь Кильмезского пояса, несомненно, является одним из компонентов Межовоидной области. В пределах южной ветви, уже за пределами Верхнекамского овоида, Кильмезский пояс характеризуется более тесно сжатой внутренней структурой в сравнении с другими поясами Межовоидной области. Отсутствие изотопно-геохронологических данных исключает возможность корректной оценки возраста соответствующих деформаций. Из геологических соотношений следует, что современная структура пояса — результат сжимающих тектонических напряжений коллизионного типа. Результатом деформаций, вероятно, стало отделение (отслаивание) верхней части тектоностратиграфического разреза Верхнекамского овоида и его частичное выжимание за пределы овоида. Этот процесс сопровождался взаимным надвиганием–пододвиганием краевых зон Кильмезского пояса и сопредельных тектонических структур. Если гранитоиды, размещенные в осевой части Кильмезского пояса, действительно являются аналогами Бакалинского комплекса и соответственно были сформированы в конце неоархея, то и рассмотренные выше тектонические процессы завершились в течение неоархея, субсинхронно с процессами неоархейского диафтореза (метаморфизм М3), т.е. не позднее

2.59 млрд лет. Однако специфика Кильмезского пояса допускает и иную оценку: его формирование могло стать результатом более поздних коллизионных процессов, завершивших палеопротерозойский этап эволюции Восточно-Европейского кратона. На вероятность второго 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. Возможно также, что рассматриваемая тектоническая структура является суммарным результатом неоархейских и палеопротерозойских деформаций.

2.4.6.2. Межовоидная область

Межовоидная область в первом приближении имеет S-образную форму (см. прил. I-2 и IV-1). К юго-востоку от нее расположены Красноуфимский, Бузулукский и Оренбургский овоиды, к западу — Токмовский и к северу — Верхнекамский овоиды. Северная ветвь S-образной области образована Усовским поясом. Южная ветвь, протягивающаяся в западном направлении, образована Жигулевско-Пугачевской монолиналью, переходящей в узкий Тумско-Пензенский пояс северо-западного простирания. Субмеридиональная центральная часть Межовоидной области протяженностью около 800 км включает (с севера на юг) последовательность структур, которым мы дали название «межовоидных овалов» и «межовоидных поясов» (см. выше): Верхневятский овал, Вятский пояс, Кильмезский пояс, Северо-Татарский овал, Елабуга-Бондюжский пояс, Альметьевский овал. Особое место в этом ряду занимает Кильмезский пояс, южная часть которого принадлежит Межовоидной области, тогда как северная — скорее, является частью Верхнекамского овоида. Этот пояс охарактеризован выше, в разделе, посвященном описанию Верхнекамского овоида.

Верхневятский овал (см. прил. I-2 и IV-1) протяженностью с севера на юг 300 км расположен в северной части ВУК, в верховьях р. Вятка. Преобладающая по площади центральная часть овала отличается низким магнитным полем, которому отвечает комплекс низкомагнитных пород переменной, но в целом — повышенной плотности. Границы овала проведены по ограничениям контура низкомагнитных пород и по большей части маркируются градиентными зонами (см. прил. IV-3). Сечения трехмерной магнитной и плотностной моделей свидетельствуют, что эти границы характеризуются центриклинальным погружением (см. прил. IV-9–IV-11). Морфология границ позволяет заключить, что эти границы представляют собой надвиги, по которым краевые области Верхневятского овала перемещены поверх перекрывающих структур обрамления (Вятский овал, Верхнекамский овоид и Кильмезский пояс), чем определяется общее синформное строение Верхневятского овала. С северо-запада Верхневятский овал отделен от палеопротерозойских структур Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена Кажимским левосторонним сдвигом. Часть территории овала перекрыта палеопротерозойскими комплексами.

На петрофизической карте территории овала отвечают классы 23, 20, 10 — породы средней и повышенной плотности и пониженной намагниченности. Небольшие по размерам контуры в центральной части овала отвечают классу 28 — породы средней плотности и низкой намагниченности. Северная часть овала образована породами классов 5, 6 и 17, отличающихся намагниченностью среднего уровня. По материалам бурения, для всей территории овала характерны: мигматизированные биотит-плагиоклазовые, биотит-гранатовые, биотит-амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы и, изредка, амфиболиты, в том числе графитсодержащие (*скв. Рехино*, *Климковская*, *Лимоновская*, *Кинчинская*, *Фаленки*, *Воронье*, *Октябрьская*, *Кирс*, *Зиминская*), возникшие за счет гранулито-гнейсов нурлатского и/или миннибаевского комплексов в результате регрессивных минеральных реакций. Среди этих пород сохраняются участки с повышенной плотностью, не охарактеризованные данными бурения, — по-видимому, реликты гранулитов. В строении центральной части овала, сложенной низкомагнитными породами, участвуют гранатсодержащие плагиограниты и микроклиновые граниты (*скв. Рехино*), которые можно сопоставить с рахмановским комплексом. Судя по сечению плотностной модели, центральная часть овала имеет купольное строение.

Средневятский овал размещается в среднем течении р. Вятка (см. прил. I-2 и IV-1). На карте эффективной намагниченности пояс охарактеризован узкими контрастными аномалиями, на карте плотности — преимущественно полями

повышенных значений. Очень выразителен рисунок сближенных протяженных локальных аномалий намагниченности, коленообразно опоясывающих с юга и запада Верхневятский овал (см. прил. IV-7). Этот рисунок является главным признаком, позволяющим отграничить Верхневятский овал от сопредельных структур.

Согласно петрофизическим картам, в строении пояса участвуют два типа пород, чередующихся в разрезе: 1) высокомагнитные породы средней и повышенной плотности, классы 1, 4, 6, 12 и 2) высокоплотные и повышенной плотности породы низкой и умеренной намагниченности, классы 3, 20 и 25 (см. прил. IV-8). Породы первого типа представлены анортозитами (*скв. Чигирень-1 и Чигирень-4*) и биотит-гранат-пироксеновыми гранулито-гнейсами (*скв. Аркуль*). Второй тип представлен мигматитами и биотит-амфиболовыми гнейсами иногда гранатсодержащими (*скв. Верхошижемская*, *Косолаповская-45*), а также эндербитами (*скв. Косолаповская-Уржум*). Высокомагнитные гранулито-гнейсы, совмещенные с анортозитами (породы первого типа), могут принадлежать кинельскому или нурлатскому комплексу. Большая роль пород, подвергшихся регрессивному метаморфизму, скорее, указывает на относительно менее глубинный нурлатский комплекс. Сечения магнитной и плотностной моделей свидетельствуют о синформном строении пояса (см. прил. IV-9–IV-11, разрезы 10, 25). На Вятский пояс надвинута окраинная часть Верхневятского овала, а сам он, в свою очередь, надвинут на синформу Кильмезского пояса.

Северо-Татарский овал (см. прил. I-2 и IV-1) размещается в междуречье Вятки и Казанки, к северо-востоку от Казани. Он представляет собой сравнительно небольшую, субширотно ориентированную структуру овальных очертаний, протяженностью 200 и шириной 75 км, с оттянутым к югу западным окончанием. Главным признаком, указывающим на существование в этой части ВУК отдельного структурного подразделения, является достаточно четко ограниченное поле низких значений ΔT и соответствующая ему область низкомагнитных пород. Цепочки положительных аномалий намагниченности образуют изогнутые полосы, характеризующие внутреннюю структуру овала. Как правило, им соответствуют повышенные значения плотности. Локальные аномалии намагниченности и плотности пород согласно вписываются в овальную форму структуры. Плотностной и магнитный разрезы по профилю 10, пересекающему северное крыло овала (см. прил. VI-9–IV-11), согласовано свидетельствуют о наклоне этого крыла к югу в направлении осевой линии овала. Южное крыло овала расположено за пределами карт эффективной намагниченности и плотности, однако разрез по профилю ТАТСЕЙС позволяет сделать заключение о синформном строении овала в целом. С учетом этих данных, согласованный рисунок локальных аномалий намагниченности и плотности позволяет представить внутреннюю структуру овала в качестве последовательности двух или более синформно деформированных тектонических пластин.

На карте петрофизических классов Северо-Татарский овал преимущественно образован сочетанием классов 20 и 23 — породами пониженной намагниченности и средней и повышенной плотности. В центральной части структуры распространены особенно низконамагниченные породы, соответствующие классам 28 и 33 (см. прил. IV-8). Возможны два варианта интерпретации эффективных оценок петрофизических характеристик: 1) они могут указывать на преобладание кислых и/или метаосадочных гранулитов; 2) подобно Верхневятскому овалу эти характеристики могут указывать на гранулитовые породы, интенсивно преобразованные при регрессивном метаморфизме и мигматизированные. К сожалению, данные бурения практически не характеризуют центральную часть овала, где распространены породы наиболее низкой намагниченности.

Состав нижней пластины охарактеризован *скв. Малмыж и Кукмор*. Первая из них вскрыла мигматизированные биотит-пироксен-амфиболовые гнейсы. Параметрическая скважина *Кукмор-20010* [Хисамов и др., 2004] вскрыла фундамент на протяжении 870 м. В керне представлены тонко- и грубополосчатые и теневые мигматиты. Меланосома и скиалиты мафитовых пород (47–48% < SiO_2 < 55–56%) образованы двупироксеновыми кристаллическими сланцами, амфиболитами и меланократовыми гнейсами. Средний состав мигматитов сопоставляется с диоритами и кварцевыми диоритами (55–56% < < SiO_2 < 64–65%) и тоналит-гранитами (SiO_2 > > 64–65%). Лейкосома мигматитов образована плагиогранитами и микроклиновыми гранитами. Таким образом, нижняя пластина образована мафитовыми гранулитами (предположительно, нурлатского комплекса), мигматизированными и преобразованными при регрессивном метаморфизме.

Вышележащая пластина, породы которой отличаются особенно низкой намагниченностью,

по-видимому, образована более интенсивно диафторированными породами. В западной части пластины вскрыты частично измененные, мигматизированные двупироксеновые кристаллосланцы основного и среднего состава, переходящие в чарнокитоиды и перемежающиеся с биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, метаморфизованными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций умеренных и низких давлений (*скв. Казакларская*) [Ситдиков, Полянин, 1976].

Особый интерес своим необычным относительно других частей ВУК составом вызывает самая верхняя пластина. К ней приурочены относительно слабо метаморфизованные породы привятской и кукморской толщ, которые ранее сопоставлялись с неоархейскими комплексами пород ВУК [Постников, 1979, 2002; Богданова, 1986; Bogdanova, Gorbatschev, Garetsky, 2005].

Однако в силу соображений, изложенных ниже — в разделе, посвященном палеопротерозойским комплексам ВУК (см. ниже раздел 3.1.4), мы рассматриваем обе толщи качестве палеопротерозойских образований. По обрамлению Северо-Татарского овала размещены низкоплотные, низкомагнитные породы. Они могут быть сопоставлены с кварцевыми диоритами танайского комплекса (2.71 млрд лет [Постников, 2002]), вскрытыми в пределах этого контура *скв. Ципья-206*. В целом, согласно имеющимся данным, низкомагнитные комплексы пород Северо-Татарского овала, подобно породам, выполняющим Верхневятский овал, образованы гранулито-гнейсами нурлатского и/или миннибаевского комплексов, преобразованными в результате регрессивных минеральных реакций.

В сечении геотраверсом ТАТСЕЙС Северо-Татарский овал подстилается акустически прозрачной областью. Выходы этой области к поверхности фундамента совпадают с гранитоидами бакалинского и танайского комплексов. Ограничения синформной структуры овала на разрезе прослеживаются лишь фрагментарно, положение ее подошвы, достигающей глубины 15 км, частично замаскировано прозрачной областью. Совместные результаты интерпретации сейсмических и региональных геофизических материалов позволяют рассматривать Северо-Татарский овал в качестве синформной структуры, краевые зоны которой надвинуты на соседние структуры аналогичного типа. Внутренняя структура овала образована последовательностью вложенных друг в друга синформно деформированных тектонических пластин. Морфология тектонических границ свидетельствует о сдвиго-надвиговом типе перемещений, сопровождавшихся поворотом Северо-Татарского овала против часовой стрелки относительно расположенного южнее Елабуга-Бондюжского пояса.

Елабуга-Бондюжский пояс (см. прил. I-2 и IV-1) расположен в нижнем течении рек Камы и Вятки. Пояс дугообразной формы протяженностью 350–380 км при ширине 90–100 км протягивается преимущественно в северо-восточном направлении. Северный фрагмент дуги вытянут в меридиональном направлении. Линейная зона с аналогичным названием была выделена и охарактеризована С.В. Богдановой [1986] в южной части «Камско-Вятской линейной зоны I порядка». Пояс занимает пространство между Северо-Татарским и Альметьевским овалами. По сравнению с ними он характеризуется пониженными значениями поля силы тяжести. Уровень переменного магнитного поля в пределах Елабуга-Бондюжского пояса выше, чем в Северо-Татарским овалом и в целом сопоставим с магнитным полем в пределах Альметьевского овала. Особенно высокий уровень значений ΔT характерен для северо-восточного замыкания Елабуга-Бондюжского пояса.

Петрофизические карты охватывают лишь северо-восточную, меридиональную, ветвь пояса. Карты эффективных значений намагниченности и плотности согласованно демонстрируют отчетливую границу между Северо-Татарским овалом и Елабуга-Бондюжским поясом, которой отвечают резкие градиентные зоны на обеих картах (см. прил. IV-4 и IV-6). Региональные карты геофизических полей позволяют трассировать эту границу к юго-западу. Граница пояса с расположенным к юго-востоку Альметьевским овалом прочитывается по структурному рисунку магнитных аномалий, протягивающихся параллельно друг другу в северо-восточном направлении вдоль этой границы и затем расходящихся в противоположных направлениях: к северу в пределы Елабуга-Бондюжского пояса и к югу — в пределы Альметьевского овала (см. прил. IV-7).

Система надвигов юго-восточной вергентности по границе с Альметьевским овалом детально откартирована С.В. Богдановой [1986, рис. 13]. В свою очередь, юго-восточная граница Елабуга-Бондюжского пояса воспроизведена узкой впадиной между Северо- и Южно-Татарским сводами, выраженными в релье-

фе фундамента [Шаргородский и др., 2004]. Сейсмический образ коры по геотраверсу ТАТСЕЙС, пересекающему центральную часть Елабуга-Бондюжского пояса в интервале 300–380 км, свидетельствует, что пояс имеет синформное строение, основание синформы достигает глубины около 15 км (см. рис. 2.115). Этот вывод согласуется с упомянутой выше интерпретацией юго-восточной окраины пояса в качестве системы чешуй, надвинутых на расположенные южнее структуры Альметьевского овала [Богданова, 1986].

Судя по отрывочным сведениям, приведенным С.В. Богдановой, в строении юго-западной ветви пояса преобладают амфиболиты, амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы, представляющие собой регрессивно метаморфизованные (вплоть до уровня эпидот-амфиболитовой фации) основные гранулиты, среди которых встречаются метагабброиды и чарнокиты. С.В. Богданова указывает на известково-щелочную специфику этих пород, что, по ее мнению, свидетельствует об их «петрохимически полном тождестве» с гранулитами нурлатского и габбро-анортозитами туймазинского комплексов. Редкой сетью скважин вскрыты интрузивные тела габбро-анортозитов. Эти тела маркируются локальными магнитными аномалиями. На карте в монографии С.В. Богдановой [1986, рис. 13] габбро-анортозиты отнесены к туймазинскому комплексу и представлены в виде линзовидных тел северо-восточной ориентации. Мы несколько изменили рисовку этих тел в соответствии с иным представлением геологической структуры этого участка, который мы рассматриваем как центриклинальное замыкание синформной структуры Елабуга-Бондюжского пояса.

Северо-восточная часть пояса, как мы упоминали выше, охарактеризована петрофизическими картами. Краевая область близ северо-восточного замыкания пояса перекрыта мощным (5 км и более) осадочным выполнением Камско-Бельского авлакогена [Шаргородский и др., 2004]. Вследствие этого, область характеризуется очень низкими значениями Δg, которые создают ложный контур низкоплотных пород на карте эффективной плотности: положительные магнитные аномалии и соответствующая им область высокомагнитных пород протягиваются через границу этого контура. В целом, северо-восточному замыканию Елабуга-Бондюжского пояса отвечает концентрическая система вложенных овалов. Система образована (от внутреннего к внешнему овалу) породами (см. прил. IV-8): 1) средней плотности и намагниченности (классы 8 и 17); 2) средней плотности и повышенной намагниченности (классы 13 и 15); 3) средней и повышенной плотности и повышенной намагниченности (классы 4, 6 и 13); 4) средней, повышенной и высокой плотности и высокой намагниченности (классы 12, 1 и 2). Как следует из приведенного перечня и видно на картах (см. прил. IV-4, IV-6 и IV-8), краевая область пояса сложена высокомагнитными плотными породами, которые по направление к оси пояса последовательно сменяются породами меньшей плотности и намагниченности.

Эти оценки в целом согласуются с данными бурения, суммированными на карте С.В. Богдановой [1986, рис. 13]. В основании синформы среди амфиболитов, в том числе содержащих ромбический и моноклинный пироксены, и эндербитов (*скв. Вавож*, *Нылга*), размещены цепочки тел габбро-норитов и анортозитов (*скв. Ныненская*, *Архангельские-1 и -2*, *Грахово-Покровская*). Ретроградно метаморфизованные породы представлены мигматизированными биотит-гранатовыми, биотит-пироксен-амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, кварц-эпидот-амфибол-скаполитовыми породами (*скв. Вавож*, *Нылга*, *Грахово-Покровская*). В центральной части синформы преобладают граниты, плагиограниты, гранодиориты (*скв. Варди-Ятчинская*, *Козаховская*, *Акармурская*). Кроме того, дугообразные в плане тела гранитоидов северо-восточного простирания «вписаны» в складчато-надвиговую структуру пояса.

Набор пород более всего отвечает ретроградно метаморфизованным образованиям нурлатского комплекса. Уровень ретроградного метаморфизма, по-видимому, ниже, чем в пределах соседнего Северо-Татарского овала, где породы характеризуются исключительно низкой намагниченностью. Кроме того, породы, участвующие в строении Елабуга-Бондюжского пояса, в значительно большей степени насыщены интрузивными телами габбро-норитов и габбро-анортозитов. Обе особенности совместно указывают на относительно более глубинный характер всей горно-породной ассоциации Елабуга-Бондюжского пояса. Гранитоиды по составу, пространственным и структурным соотношениям следует относить к бакалинскому комплексу.

Как было отмечено выше, внутренняя структура Елабуга-Бондюжского пояса образована последовательностью синформно деформиро-

ванных тектонических чешуй. Северо-восточное центриклинальное замыкание пояса уверенно прочитывается на картах эффективной намагниченности и локальных аномалий намагниченности. В целом, пояс представляет собой сильно сжатую синформу с тектоническими чешуями юго-восточной вергентности, формирующими ее юго-восточное крыло. Морфология отдельных элементов тектонической структуры пояса указывает на участие правосдвиговой компоненты при надвигообразовании. Сечение пояса по профилю ТАТСЕЙС показывает, что подошва синформы располагается на глубине около 15 км. Выходящим на поверхность фундамента бакалинским гранитоидам отвечает акустически прозрачная область, достигающая глубины 20 км.

Чусовский пояс восток–северо-восточного простирания расположен между Верхнекамским и Красноуфимским овоидами (см. прил. I-2 и IV-1). Его длина превышает 400 км при ширине, меняющейся от 70 до 100 км. Как мы старались показать выше, Верхнекамский и Красноуфимский овоиды достаточно уверенно выделяются и оконтуриваются на картах региональных геофизических полей. В свою очередь, «зажатый» между ними Чусовский пояс характеризуется своеобразным рисунком чередующихся резко очерченных положительных и отрицательных магнитных аномалий, который также позволяет достаточно уверенно его ограничить (см .прил. IV-7). В плане магнитные аномалии имеют вид протяженных дугообразно изогнутых полос шириною от 30 до 50 км. Юго-западное замыкание пояса отчетливо очерчено этими аномалиями. По аналогии с более полно исследованными структурами ВУК можно предположить, что и в этом случае мы имеем дело с центриклинальным замыканием структуры синформного типа, образованной последовательностью тектонических пластин. Положительным магнитным аномалиям отвечают положительные аномалии поля силы тяжести близкой конфигурации, отрицательным магнитным аномалиям — отрицательные аномалии Δg. Северо-восточное продолжение пояса срезано Уральским орогеном. Синформно деформированная верхняя пластина, размещенная по оси северо-восточной половины пояса, характеризуется сочетанием отрицательной аномалии магнитного поля и умеренно положительной аномалии поля силы тяжести близкой конфигурации. Строение Чусовского пояса отличается незначительной асимметрией: осевая линия несколько смещена к его северной границе, юго-западное замыкание пояса «отогнуто» к югу.

Ограниченные данные бурения совместно с геофизическими характеристиками свидетельствуют о том, что в строении Чусовского пояса преобладают породы гранулито-гнейсовых комплексов. Нижняя пластина и последовательность пластин в средней части тектонострати-графического разреза образованы двупироксеновыми кристаллическими сланцами (*скв. Сива*) в сочетании с биотит-роговообманковыми и биотитовыми плагиогнейсами (*скв. Сектырская*, *Балезино*, *Кулиги* [Государственная геологическая карта... Лист О-38 (39), 1999]). В контурах этих пластин выделяются линзовидные участки аномально высокого магнитного поля, которые, вероятнее всего, отвечают телам мафит-ультрамафитов и/или габбро-анортозитов. Набор пород в целом (гранулито-гнейсы, неравномерно подвергшиеся регрессивному метаморфизму, мафит-ультрамафиты, габбро-анортозиты) отвечает нурлатскому комплексу, вмещающему интрузивные тела туймазинского и/или екатериновского комплексов. Вторая снизу пластина, для которой характерны пониженные значения ΔT и Δg, образована мигматизированными гиперстеновыми, биотит-гранатовыми, биотит-гранат-силлиманитовыми, биотит-роговообманковыми и биотитовыми плагиогнейсами. Гранитоидная составляющая мигматитов представлена гранат-содержащими плагиогранитами, микроклиновыми гранитами и чарнокитами (*скв. Красногорская* [Государственная геологическая карта... Лист О-38 (39), 1999]). Верхняя пластина в осевой части синформы охарактеризована только значениями региональных геофизических полей: повышенным уровнем Δg при отрицательных значениях ΔT. По аналогии с Верхневятским и Северо-Татарским овалами эта пластина, вероятно, образована гранулито-гнейсами, интенсивно переработанными на регрессивной стадии метаморфизма.

Морфология структурного рисунка и соответствующая ей кинематика правосторонних пограничных сдвиго-надвигов показывает, что формирование структуры пояса сопровождалось выжиманием, «растаскиванием» и межпластовым скольжением вещества. Интенсивные катаклаз и милонитизация пород зафиксированы во всех скважинах, расположенных близ северного ограничения Чусовского пояса (*скв. Сектырская*, *Балезино*, *Кулиги*, *Красногорская*).

Альметьевский овал (см. прил. I-2 и IV-1), который, согласно прежним представлениям, охва-

тывал северную половину Средневолжского овоида [Богданова, 1986]. Он расположен в междуречье Волги и низовьев Камы и в плане представляет собой вытянутую в северо-восточном направлении овальную структуру протяженностью 400 км по длинной оси и 160 км в поперечном северо-западном направлении. В основу наших представлений о строении Альметьевского овала положена «Схема геологического строения фундамента Волго-Уральской области» [Богданова, 1986, рис. 13]. На геолого-тектонической карте сохранены все основные контуры и ограничиваемые ими комплексы пород. Дугообразные надвиги в северо-восточном обрамлении Альметьевского овала также сохранены, однако получили новое толкование. Вместе с тем, многие тектонические нарушения и границы проведены практически заново. Отправной точкой при проведении почти каждой новой границы служили разломы и геологические контуры, показанные на исходной «Схеме». Картина была дополнена на основе региональных геофизических карт (см. прил. IV-2 и IV-3) с использованием опыта геологической интерпретации геофизических данных, приобретенного авторами в пределах обширной территории, охарактеризованной картами ФГУ НПП «Аэрогеофизика». Главные тектонические границы проведены преимущественно по зонам резких градиентов магнитного и гравитационного полей. Принципиально важное заключение о синформном характере рассматриваемой структуры, первоначально сделанное по аналогии с другими структурами ВУК, получило подтверждение в процессе геологической интерпретации сейсмического образа коры по геотраверсу ТАТСЕЙС (см. рис. 2.115–2.117).

В итоге вырисовывается следующая картина строения синформной структуры Альметьевского овала. Его главная по размеру и значению часть, охватывающая центр и северо-восточную окраину, образована системой вложенных овально-концентрических синформных структур (свидетельства центриклинального падения овальных в плане тектонических границ мы рассмотрим ниже). Центральная синформа сложена метаосадочными гранулитами миннибаевского комплекса (возраст метаморфизма — 2.71 млрд лет), мигматизированными с образованием гранатсодержащих гранитов рахмановского (ямашинского) комплекса (2.70 млрд лет) и практически не подвергшимися ретроградному метаморфизму. Центральная синформа подстилается эндербито-гнейсами и мафитовыми гранулитами нурлатского комплекса (возраст метаморфизма — 2.73 млрд лет), вмещающими согласные пластовые тела габброидов и ультрамафитов екатериновского и габбро-анортозитов туймазинского комплексов, подвергшихся гранулитовому метаморфизму М2 (2.62 млрд лет). Непосредственно к северу от центральной синформы среди нурлатских гранулито-гнейсов откартировано небольшое поле основных кристаллических сланцев с магнетит-гранат-гиперстеновыми кварцитами, получивших название сулеевского комплекса. Этот контур сопровождается интенсивной магнитной аномалией. У юго-западного ограничения синформы, выполненной нурлатскими гранулито-гнейсами, расположен Титовский массив эндербитов, охарактеризованный датой 2.71 млрд лет [Бибикова и др., 1994]. С его воздействием связывают проявления мигматизации и чарнокитизации по породам нурлатского комплекса [Неволин, Лапинская, 1976].

Породы юго-западной окраины Альметьевского овала, структурно подстилающие комплексы пород, охарактеризованные выше, значительно слабее охвачены данными бурения. Соотношения границ позволяют предполагать, что эта «окраина» в действительности отвечает самостоятельным синформам, «подстилающим» структуру собственно Альметьевского овала. В таком случае эти синформы следовало бы рассматривать как структурные подразделения Межовоидной области. Согласно С.В. Богдановой [1986], здесь распространены гранулито-гнейсы нурлатского комплекса. Поскольку для этого района характерны резко пониженные значения магнитного поля, то по аналогии с Верхневятским и Северо-Татарским овалами можно предположить, что эта часть тектоно-стратиграфического разреза выполнена породами, метаморфизованными преимущественно в условиях амфиболитовой фации. Низкая позиция в тектоностратиграфическом разрезе указывает на то, что мы, вероятнее всего, имеем дело с наложением амфиболитового метаморфизма на породы, ранее подвергшиеся метаморфизму гранулитовой фации.

Северо-восточный край Альметьевского овала занят обширным Бакалинским массивом гранитоидов (приблизительно 120×170 км, площадью около 1700 км^2), вскрытым более чем 230 скважинами. В геофизических полях массиву отвечают отрицательные аномалии поля силы тяжести в сочетании с контрастными аномалиями магнитного поля. В плане массив

имеет серповидную форму, «встроенную» в концентрическую структуру Альметьевского овала, узкими языками проникая в измененные гранулиты сулеевского и миннибаевского комплексов. Массив неоднороден по своему строению и составу и образован пространственно обособленными породами натровой диорит-плагиогранитной и калиевой гранитной серий [Богданова, 1986]. Плагиограниты слагают до 75% всей территории массива, образуя его фон. Они представлены чаще массивными и слабогнейсовидными разностями, а также входят в состав полосчатых и пятнистых мигматитов. Кварцевые диориты, гранодиориты и граниты образуют самостоятельные тела. Петрохимические и петрофизические особенности гранитоидов зависят от состава субстрата. Судя по сохранившимся реликтам, домигматитовый субстрат в северной части массива был представлен мафитовыми гранулитами и эндербитогнейсами сулеевского или нурлатского комплексов, в южной — метаосадочными гранулитами миннибаевского комплекса. Значительно преобладающие по объему породы натровой серии сформировались в неоархее, между 2.71 и 2.59 млрд лет. С учетом упоминавшейся выше датировки «Мензелинской гранодиорит-гранитной серии» [Постников, 2002] становление Бакалинского массива охватывало интервал от 2.71 до 2.59 млрд лет, возможно, — вплоть до начала палеопротерозоя, 2.46 млрд лет.

С образованием обширных полей мигматитов и гранитоидов Бакалинского массива связано формирование поздней метаморфической зональности (неоархейский метаморфизм М3). Ранней стадии метаморфического события М3, сопровождавшегося ограниченным гранитообразованием, отвечали условия фации гранатовых амфиболитов, зафиксированные в северной части Альметьевского овала: температура метаморфизма — не более 600°С, давления — 6–7 кбар. Более поздний метаморфизм фации куммингтонитовых амфиболитов (давления — менее 6 кбар) проявлен вдоль северного и восточного ограничений Альметьевского овала в тесной пространственной связи с размещением бакалинских гранитоидов.

Высказанные выше представления о синформном строении Альметьевского овала иллюстрируются также и строением его юго-восточной окраины, включающей последовательность взброшенных тектонических пластин, на которые разделен Туймазинский габбро-норит-анортозитовый массив. Пластины полого (менее 45°) погружаются на северо-запад к центру синформы [Богданова, 1986].

После опубликования материалов по геотраверсу ТАТСЕЙС [Трофимов, 2006], представления о синформном строении Альметьевского овала получили убедительное подтверждение (см. рис. 2.115–2.118). Все пересеченные геотраверсом тектонические границы в верхней части коры, как собственно ограничения Альметьевского овала, так и расположенные в его внутренней области, характеризуются центриклинальным падением. Оказалось возможным оценить также и некоторые количественные параметры структуры. Как видно на геолого-тектонической карте, Альметьевская синформа характеризуется заметной асимметрией: более широким северо-западным и более сжатым юго-восточным крылом (см. прил. I-2). Та же структурная особенность наблюдается и в сейсмическом образе коры в интервале 100–300 км по геотраверсу (см. рис. 2.115–2.118). Максимальная глубина размещения подошвы синформы на разрезе достигает 25 км. Необходимо учитывать, что геотраверс пересекает северо-западную часть Альметьевского овала в области воздымания шарнира синформной структуры. Следовательно, основание синформы в ее центральной части может располагаться существенно глубже. В разрезе коры выделяется пологая акустически прозрачная область мощностью 10–15, локально — до 20 км, полого поднимающаяся к юго-восточному концу геотраверса и достигающая поверхности фундамента в интервале 100–300 км — в границах Альметьевского овала, в поле развития бакалинских гранитоидов. Это дает право предполагать, что и остальная часть акустически прозрачной области коры образована гранитоидами бакалинского (или преимущественно бакалинского) типа.

Таким образом, Альметьевский овал представляет собой структуру, размещенную в верхней части современной коры. Соотношения с гранитоидами бакалинского комплекса свидетельствуют, что формирование овала в основном завершилось около 2.6 млрд лет назад. Бакалинские гранитоиды практически «вписались» в эту структуру, приспособившись к ее подошве в осевой части синформы.

Подведем итог этого раздела, посвященного одной из типоморфных структур Межовоидной области. Альметьевский овал синформного строе-

ния, размещенный сегодня в верхней части коры, характеризуется вытянутостью в северо-восточном направлении. Его размеры: 400 км по длинной оси и 160 км в поперечном северо-западном направлении. Подошва синформы достигает глубины 25 км. Юго-восточное крыло — несколько более крутое по сравнению с северо-западным. Альметьевский овал сложен тектоно-стратиграфической последовательностью синформно изогнутых пластин, образованных метавулканогенными, метаосадочными и метаинтрузивными гранулито-гнейсовыми комплексами. Формирование структурно-вещественных комплексов и структурное оформление Альметьевской синформы отвечает временному интервалу 2.74–2.59 млрд лет. В целом, формирование Альметьевской синформы можно представить в виде следующего сценария.

— 2.74–2.70 млрд лет — зарождение депрессии → быстрое погружение, сопровождавшееся заполнением вулканогенно-осадочной толщей, → распространение термального ореола на выполнение депрессии и высокоградный (до гранулитовой фации) метаморфизм → парциальное плавление пород, выполняющих депрессию, и снижение температур до уровня амфиболитовой фации;

— 2.62–2.59 млрд лет — внедрение габбро-анортозитовых магм в обстановке растяжения, разогревание вмещающих областей коры до температур гранулитовой фации → тектоническое сжатие и выдавливание выполнения синформы на ее «борта», парциальное плавление и формирование перемещенных гранитоидных расплавов → снижение температур до уровня амфиболитовой фации.

Разрыв между двумя импульсами термальной и тектонической активности составил примерно 100 млн лет. Вариации состава минеральных ассоциаций, отвечающих метаморфизму М1 и М2, свидетельствуют о размещении в краевых зонах синформы, т.е. в нижних членах тектоно-стратиграфической последовательности, пород, метаморфизованных в условиях более высоких давлений (большей глубинности) по сравнению с породами центральной части синформы, принадлежащими соответственно верхней части тектоностратиграфической последовательности. Минеральные ассоциации, отвечающие регрессивным минеральным преобразованиям М3, сосредоточены в краевой части синформы. Зональное распределение метаморфических парагенезисов свидетельствует о том, что структурное оформление синформы завершилось к концу неоархейской тектоно-термальной эволюции, т.е. около 2.59 млрд лет назад.

Жигулевско-Пугачевская моноклиналь расположена южнее Самарской Луки Волги (см. прил. I-2 и IV-1) в западном обрамлении Бузулукского овоида, и образует нижний (южный) разворот S-образной структуры Межовоидной области. На севере она срезается Кузнецко-Абдулинский зоной диафтореза, на юге — перекрыта отложениями Прикаспийской депрессии, на востоке — погружается под Бузулукскую синформу, на юго-западе — граничит с Тумско-Пензенским поясом. В поле силы тяжести Жигулевско-Пугачевская моноклиналь характеризуется относительно высокими положительными аномалиями субширотного простирания, плавно разворачивающимися к северо-западу, и низким магнитным полем. Внутреннее строение остается практически неизвестным. Лишь западная часть структуры охарактеризована сечениями трехмерных магнитной и плотностной моделей, которые свидетельствуют о моноклинальном наклоне границ петрофизических объектов (слоев?) в юг–юго-восточном направлении.

Жигулевско-Пугачевская моноклиналь сложена породами, которые С.В. Богданова [1986] относила к миннибаевскому комплексу, — мигматизированными биотит-гранатовыми и амфибол-пироксен-биотитовыми плагиогнейсами (*скв. Кикинская*, *Богородская*), сопровождающимися крупными телами автохтонных гранитоидов рахмановского комплекса (Рахмановский и Безенчукский массивы — плагиограниты, микропертитовые и микроклиновые граниты с гранатом — *скв. Рахмановского и Безенчукского участков*). В зонах более поздней динамометаморфической переработки сформированы калишпатовые гранулиты.

Тумско-Пензенский чешуйчато-складчатый пояс расположен в среднем течении Оки — серповидная в плане структура протяженностью около 400 км, обрамляющая Токмовский овоид с запада и юго-запада. Пояс не имеет четких ограничений на картах геофизических полей, равно как и на петрофизических картах. Поэтому его выделение и оконтуривание — результат последовательной отрисовки деталей тектонической структуры западного и юго-западного обрамления Токмовского овоида, сопоставления петрофизических характеристик отдельных участков пояса и анализ ориентировки границ плотностных и магнитных объектов в его пределах. Пояс крайне скудно охарактеризован данными бурения: две скважины, до-

стигшие фундамента в его пределах, вскрыли мигматизированные высокоглиноземистые плагиогнейсы гранулитовой или высокой амфиболитовой фации, которые можно рассматривать в качестве аналогов миннибаевского комплекса (*скв. Тума-1*, *Пачелма*).

Представления о вероятном составе пород в пределах остальной (преобладающей по площади) части пояса сформированы на базе оценок петрофизических параметров (см. прил. IV-8). В строении Тумского пояса преобладают породы повышенной и высокой плотности и намагниченности (классы 1, 2, 3, 25), значительную роль играют породы варьирующей плотности при средней и пониженной намагниченности (классы 20, 23, 10). Выделяются также породы средней плотности при повышенной и высокой намагниченности (классы 13 и 2). Породы третьего и отчасти первого типа сопоставляются с габбро-анортозитами Токмовского овоида и Вятского пояса, вскрытыми скважинами (*скв. Порецкая*, *Алатырская-2*, *Чигирень-1*, *-2 и -4*). Наиболее плотные породы преимущественно повышенной намагниченности, отмеченные в качестве первого типа, вероятнее всего, представляют собой мафитовые кристаллосланцы гранулитовой фации, подобные кристаллосланцам Ветлужской синформы Токмовского овоида, которые мы рассматриваем в качестве аналогов кинельского комплекса. Гранулиты включают небольшие тела высокомагнитных пород, возможно, метагабброидов — аналогов екатериновского комплекса [Государственная геологическая карта... Лист N-37 (38), 1999]. Породы со средними значениями петрофизических параметров, по аналогии с Ветлужской синформой, можно сопоставить с эндербито-гнейсами нурлатского типа. Верхние пластины во внутренней части пояса образованы чередованием мафитовых и метаосадочных гранулитов: биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовыми гнейсами со шпинелью, гранат-биотитовыми плагиогнейсами с силлиманитом (*скв. Пачелма*, *Тума-1*). Породы повышенной и высокой намагниченности при умеренной плотности, образующие небольшую пластину в северной части пояса, можно рассматривать в качестве аналога сулеевского комплекса.

Интерпретация петрофизических разрезов (см. прил. IV-9 и IV-10, разрезы 5, 6, 16) позволяет представить структуру пояса в виде последовательности чешуй, полого погружающихся на восток и северо-восток под Саранскую синформу. Внутри пластин сохраняются фрагменты сжатых складок, прорисовывающихся по контрастным линейным магнитным аномалиям, которые в региональном плане следуют внешнему контуру Тумско-Пензенского пояса.

2.4.7. Объемная модель глубинного строения Волго-Уральского кратона: сейсмические образы коры по геотраверсам ТАТСЕЙС, ESRU-2003–2005, УРАЛСЕЙС

Строение тектонических структур до глубины 15–20 км в пределах центральной и западной частей ВУК охарактеризовано сечениями трехмерных моделей распределения эффективной плотности и эффективной намагниченности. Геологическая интерпретация нескольких вертикальных сечений этих моделей была охарактеризована выше. Второй блок информации о глубинном строении ВУК образовали сейсмические образы коры и верхней мантии. Геотраверс ТАТСЕЙС [Трофимов, 2006] пересек с юго-востока на северо-запад значительную часть кратона. Сейсмические образы коры по геотраверсу не только создали основу для расшифровки региональной глубинной структуры ВУК, но и позволили надежно «связать» модели коры западной и юго-восточной частей кратона (Токмовский овоид, овалы и пояса Межовоидной области). Для выяснения глубинного строения Красноуфимского овоида, перекрытого отложениями Предуральского прогиба, важную роль сыграли данные по геотраверсу ERSU-2003–2005. Дополнительная информация была доставлена геотраверсом УРАЛСЕЙС.

Геотраверс ТАТСЕЙС пересекает центральную часть Волго-Уральского кратона преимущественно в северо-западном направлении (см. прил. I-2 и IV-1). Начало геотраверса расположено близ границы Бузулукского овоида. Строение юго-восточной части этого овоида охарактеризовано интервалом 0–60 км. Далее геотраверс следует через Межовоидную область. В интервале 60–300 км он пересекает Альметьевский овал. Далее следуют Елабуга-Бондюжский пояс (300–380 км) и Северо-Татарский овал (380–470 км). Синформа Вятского пояса пересечена в непосредственной близости от ее южного окончания (490–520 км). Подстилающая ее синформа Кильмезского пояса также захва-

чена в области своего выклинивания (470–490 и 520–530 км). В интервале 530–1000 км геотраверс пересек северную часть Ветлужской синформы — одну из наиболее значительных составных частей Токмовского овоида.

Разрез по геотраверсу ТАТСЕЙС (см. рис. 2.115) демонстрирует два принципиально различающихся типа коровых структур ВУК: первый — в пределах Токмовского овоида и второй — характерный для остальной части ВУК, пересеченной геотраверсом. Преобладающая часть Токмовского овоида занята Ветлужской синформой, 300–350 км в диаметре, прослеженной до коромантийной границы на глубине около 60 км. Как было показано выше, синформа сложена высокоплотными мафитовыми гранулитами, включающими тела габброидов и габбро-анортозитов. В основании «чаши» (интервал 650–880 км по профилю ТАТСЕЙС) близ коромантийного раздела размещена акустически прозрачная область нижней коры, которая, вероятнее всего, образована однородными мафит-ультрамафитами, полностью или частично преобразованными в породы повышенной плотности типа высокобарных гранулитов или высокотемпературных эклогитов.

Особую роль играет наклонно залегающий сквозькоровый Уреньский цилиндрический блок 75–90 км в диаметре в северо-западной части синформы, прослеженный от поверхности фундамента до основания коры. Крылья синформы образованы последовательностью пластин, облекающих Уреньский блок и надвинутых на структуры в обрамлении Токмовского овоида. Размещение и ориентировка сдвиговых перемещений, устанавливаемые по особенностям морфологии тектонических нарушений и соотношениям этих нарушений с локальными элементами складчатой структуры, а также особенности глубинного строения позволяют рассматривать систему «Уреньский блок — Ветлужская синформа» в качестве структуры вращения.

За пределами Токмовского овоида кора имеет трехярусное строение. До глубины около 20 км кора образована ансамблем выполненных мафитовыми гранулитами и кондалитами овальных в плане синформных структур, надвинутых друг на друга. Как было показано выше, синформное строение Северо-Татарского овала и Вятского пояса зафиксировано и в трехмерных петрофизических (по плотности и по намагниченности) моделях коры. Нижняя область коры мощностью ~35 км образована последовательностью тектонических пластин, погружающихся в направлении северо-западного окончания геотраверса и «проникающих» в мантию. Граница верхней и нижней коры «замещена» акустически прозрачной областью мощностью 10–20 км. При выходе к поверхности фундамента в интервале 100–300 км эта область представлена гранитоидами Бакалинского комплекса. Естественно предположить, что и в целом эта прозрачная область в верхней части разреза коры образована породами аналогичного типа, достигающими поверхности фундамента также и в отдельных участках интервала 300–430 км.

Геотраверс ERSU-2003–2005. Западный фрагмент составного геотраверса ERSU-2003–2005 [Рыбалка и др., 2006] пересекает северо-восточную часть Красноуфимского овоида (см. прил. I-2 и IV-1). Геотраверс, отработанный с целью изучения глубинного строения Урала, заканчивается близ г. Кунгур в районе, который можно рассматривать в качестве приблизительного центра симметрии Красноуфимского овоида. Картина сейсмических отражений позволяет охарактеризовать особенности глубинного строения Красноуфимского овоида лишь в первом приближении (см. рис. 2.119). Сейсмический образ коры в сечении геотраверсом характеризуется отчетливым синформным строением: чашеобразная структура имеет сквозькоровую протяженность. Судя по рисунку сейсмических отражений, ось симметрии овоида, в согласии с геологическим строением, реконструируемым на поверхности фундамента, расположена в районе г. Кунгур. В целом, как и Токмовский овоид, Красноуфимский овоид представляет собой чашеобразную структуру, основание которой достигает уровня коромантийной границы. Однако в отличие от Токмовского овоида, в сечении геотраверсом ERSU-2003–2005 акустически прозрачная область в основании «чаши» не наблюдается.

Геотраверс УРАЛСЕЙС. Как мы отмечали выше, картина сейсмических отражений в сечении коры по профилю УРАЛСЕЙС [Левин и др., 2001; Савельев и др., 2001] позволяет проследить раннедокембрийский фундамент вплоть до погружающегося на восток Главного Уральского разлома и далее на восток, где породы ВУК выклиниваются под осевой частью Магнитогорского прогиба. Фрагментарно наблюдаемый монотонный рисунок отражений в раннедокембрийской коре свидетельствует о пологом субпараллельном залегании структурных элементов, что может быть связано с размещением профиля в удалении от геометрического центра овоида. Вместе с тем, этот рисунок свидетельст-

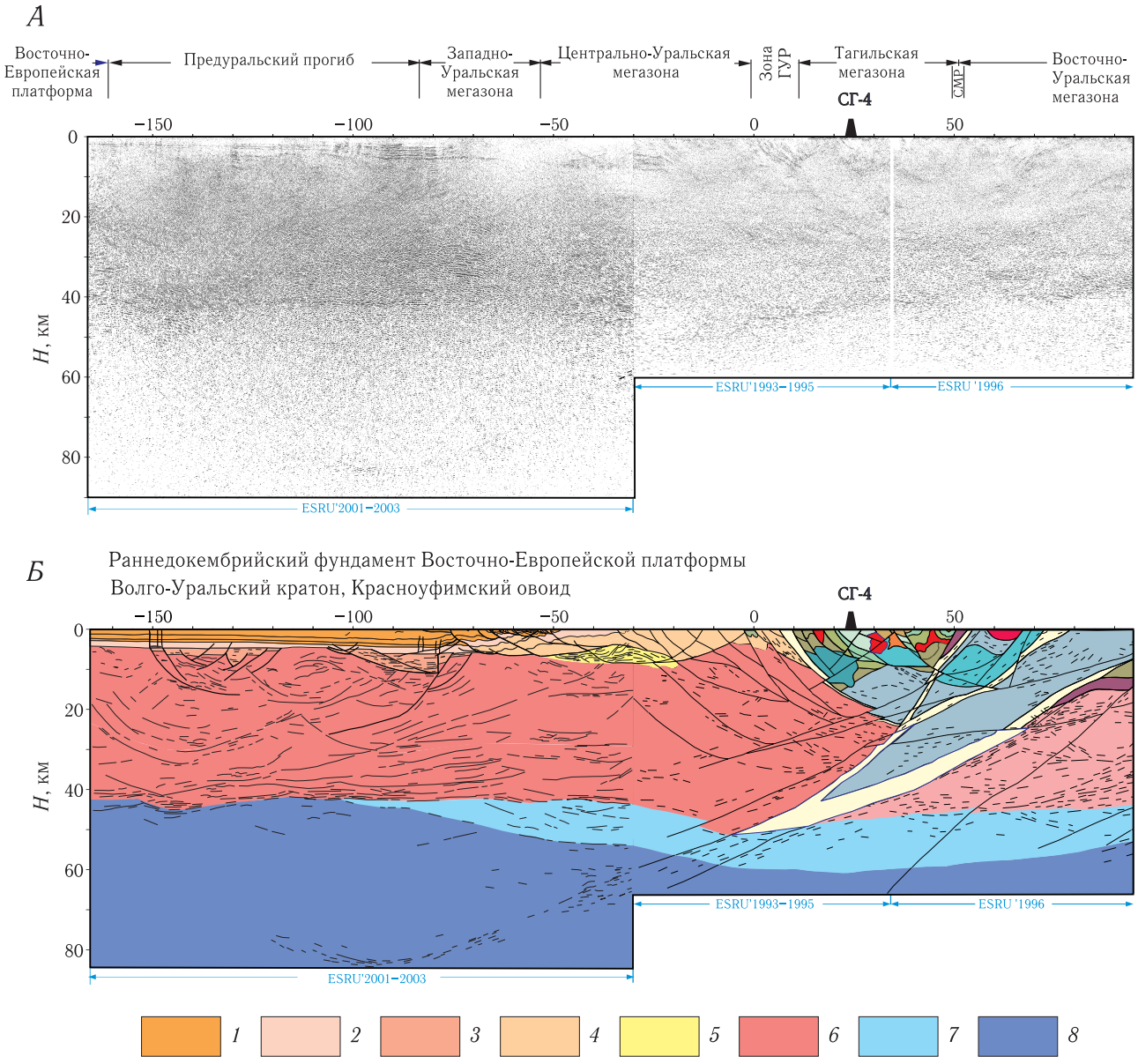


Рис. 2.119. Глубинное строение Красноуфимского овоида: фрагмент разреза по профилю ESRU-2003–2005. Размещение профиля показано на рис. 01. Модифицировано по [Рыбалка и др., 2006, рис. 27]

А — временно́й разрез ОГТ, *Б* — его интерпретация.

1–3 — осадочный чехол Восточно-Европейской платформы: *1* — девон–пермь, *2* — венд, *3* — рифей; *4* — рифейские образования Центрально-Уральской мегазоны; *5* — предполагаемые осадки чехла Восточно-Европейской платформы под аллохтонным комплексом; *6* — гранито-гнейсовые и гранулито-гнейсовые комплексы фундамента Восточно-Европейской платформы: *7* — коро-мантийный «слой»; *8* — верхняя мантия.

Условные обозначения комплексов, участвующих в строении Уральского орогена, представлены в [Рыбалка и др., 2006].

Принятые сокращения: ГУР — Главный Уральский разлом, СМР — Серовско-Маукский разлом, СГ-4 — Тагильская сверхглубокая скважина

вует о структурной однородности коры и отсутствии признаков расслоенности, характерной для Межовоидной зоны.

Объемная модель глубинного строения, объединяющая данные о геологическом строении ВУК на уровне поверхности фундамента и данные о глубинном строении приведена, на рис. 2.116 и 2.117. Сейсмические образы коры вдоль разрезов по профилям ERSU-2003–2005 и УРАЛСЕЙС в определенной степени близки образу коры Токмовского тектонотипа, но определенно отличаются от образа коры Межовоидной зоны. Характеристика глубинного строения главных типов тектонических подразделений ВУК — овоидов и структур Межовоидной зоны, совместно с данными о составе и истории метаморфических преобразований слагающих их пород, собственно говоря, и позволила сформулировать предложенные в начале данного раздела определения терминов «овоид» и «Межовоидная зона».

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, до 300–600 км в поперечнике, с основанием на уровне коромантийного раздела на глубинах до 60 км. Вероятно, для всех структур этого типа, как установлено на примере Токмовского овоида, характерно размещение пород повышенной плотности (мафит-ультрамафитов, полностью или частично преобразованных в высокобарные гранулиты и/или высокотемпературные эклогиты) в основании «чаши». Тектонические ограничения овоидов образованы коническими поверхностями взбросо-надвигов, по которым внешние части овоидов надвинуты на структуры обрамления.

Выделяются овоиды простого или сложного строения. Овоиды простого строения, Оренбургский и Верхнекамский, не включают сколько-нибудь значительные тектонические структуры более высоких порядков. Токмовский, Красноуфимский, Бузулукский овоиды характеризуются сложным строением. Они включают ряд овальных (преимущественно синформных, реже антиформных) или линейных структур более высокого порядка. В некоторых случаях морфология структурного рисунка указывает на сдвиго-надвиговый характер перемещений.

В строении овоидов, как это видно на примере Токмовского овоида, преобладают мафитовые комплексы пород вулканогенного или интрузивного происхождения, подвергшиеся гранулитовому метаморфизму. 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). Внутренняя расслоенность гранулито-гнейсовых комплексов в целом конформно вложена в чашеобразные структуры. Во внутренней области Токмовского овоида размещено веретенообразное тело сквозькоровой протяженности, образованное высокоплотными и высокомагнитными гранулитами в ассоциации с мафит-ультрамафитами (Уреньский блок), которое может рассматриваться в качестве «осецентрического» образования. В верхней части «чаши» размещаются овальные или вытянутые синформные структуры ограниченной протяженности на глубину, органично «встроенные» в генеральную структуру овоидов. Эти структуры образованы мигматизированными породами амфиболитовой (Саранская синформа Токмовского овоида), реже — гранулитовой (Бузулукский овоид) фации и гранитоидами. В большинстве случаев амфиболитовые парагенезисы, по-видимому, формировались на регрессивной ветви метаморфической эволюции — по мафитовым и/или метаосадочным гранулитам. Иногда же породы амфиболитовой фации являются результатом прогрессивного метаморфизма на умеренных глубинах при параметрах, не достигавших уровня гранулитовой фации. Откартировать площадное распределение этих соотношений при сегодняшнем уровне изученности невозможно.

Межовоидная область выполнена породами различных гранулито-гнейсовых комплексов, однако мафитовые гранулиты кинельского комплекса, предположительно наиболее глубинного, в ее строении, как правило, не участвуют. Мощность коры в ее пределах обычно не превышает 50 км. В пределах Межовоидной области выделяются овально-вытянутые синформные структуры двух типов: *межовоидные овалы* (Верхневятский, Северо-Татарский и Альметьевский), достигающие 200–300 км по длинной оси при отношении длины к ширине от 2:1 до 3:1 и *межовоидные пояса* (Усовский, Вятский, Кильмезский, Елабуга-Бондюжский и Тумско-Пензенский, а также Жигулевско-Пугачевская «моноклиналь») — протяженностью 300–400 км при отношении длины к ширине от 4:1 до 5:1. Структуры межовоидной области

имеют ограниченную вертикальную протяженность: в сечении профилем ТАТСЕЙС подошва наиболее крупного межовоидного овала достигает глубины 25 км. В разрезе коры структуры межовоидной области подстилаются или частично пересекаются акустически прозрачным «слоем», сложенным гранитоидами бакалинского типа. 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.

Как было отмечено выше, в первом приближении Межовоидная область имеет в плане S-образную форму. Верхняя ветвь S-образной области, 400 км длиной и от 70 до 100 км шириной, протягивающая в северо-восточном (СВ 55°) направлении, образована Усовским поясом. Южная ветвь западного направления шириной около 200 км образована Жигулевско-Пугачевской монолиналью, переходящей в узкий Тумско-Пензенский пояс северо-западного простирания. Субмеридиональная центральная часть протяженностью около 800 км при ширине 275–300 км включает (с севера на юг): Верхневятский овал, Вятский пояс, Кильмезский пояс, Северо-Татарский овал, Елабуга-Бондюжский пояс, Альметьевский овал. Особое место в этом ряду занимает Кильмезский пояс, южная часть которого принадлежит Межовоидной области, тогда как северная — скорее является частью Верхнекамского овоида. Примечательно закономерное изменение ориентировки структурных единиц центральной части Межовоидной области. Вятский пояс, Верхневятский овал, Кильмезский пояс, а также северо-восточное окончание Елабуга-Бондюжского пояса имеют субмеридиональное простирание, совпадающее с простиранием центральной части Межовоидной области; южнее Северо-Татарский и Альметьевский овалы и разделяющий их Елабуга-Бондюжский пояс ориентированы на СВ 55–65°, образуя угол 25–35° с субмеридиональным направлением центральной части Межовоидной области, закономерно дополняя ее S-образное начертание.

Границы структур Межовоидной области (межовоидных поясов и овалов) — тектонические, сдвиго-надвигового типа. Их соотношения между собой и со структурами овоидов характеризуются признаками взаимного надвигания–пододвигания. При этом пограничные зоны представляют собой узкие гребневидные антиформы. В некоторых случаях краевые области структур Межовоидной области имеют чешуйчато-надвиговое строение (Елабуга-Бондюжский пояс, Альметьевский овал). Горные породы в пределах Межовоидной области отличается определенным своеобразием вещественного состава. Отличительной особенностью является почти полное отсутствие мафитовых гранулитов, принадлежащих кинельскому и сулеевскому комплексам, а также метаосадочных гранулитов миннибаевского комплекса. Господствуют метавулканиты нурлатского комплекса, сопровождаемые телами габбро-анортозитов туймазинского и ультрабазитов чубовского комплексов. Для нурлатского комплекса характерна метаморфическая зональность от гранулитовой до амфиболитовой фации при преобладании последней. Среди гранитоидов наиболее обычны породы тоналит-тродьемитового состава (свияжский и бакалинский комплексы). Ими сложены массивы, которые в своем размещении и морфологии подчиняются внутренней структуре и внешним ограничениям межовоидных поясов и овалов и, как правило, сопровождаются мощными зонами мигматитов.

2.4.8. Возникновение, соотношения и эволюция главных структур и горно-породных ассоциаций Волго-Уральского кратона

Приведенная выше характеристика строения и состава главных структурных элементов и горно-породных ассоциаций позволяет обратиться к реконструкции условий и процессов возникновения и эволюции архейских тектонических структур ВУК, что предполагает обсуждение и интерпретацию ряда особенностей этих оригинальных образований, таких как: происхождение и последовательность формирования дометаморфических протолитов, условия и эволюция метаморфических процессов, структурная эволюция, соотношения процессов формирования протолитов, метаморфизма и структурообразования в пространстве и времени.

Происхождение и последовательность формирования метаморфических горных пород ВУК и их дометаморфических протолитов наиболее детально исследованы С.В. Богдановой [1986]. Двадцать лет, прошедшие после выхода в свет названной монографии, не принесли принципиально новой информации, исключение составили лишь новые геохронологические данные.

В то же время, обоснованное в данной работе новое представление о строении ВУК предполагает и определенную переоценку представлений о природе и эволюции породообразующих процессов. Следует напомнить, что авторы этого раздела были вынуждены отказаться от представления о «Средневолжском овоиде», введенном С.В. Богдановой, и отнести входившую в его состав Альметьевскую синформу к числу структур Межовоидной области, а Бузулукский «блок» — к типу овоидов. Соответственно новые геохронологические данные, многие из которых получены на образцах пород Альметьевской синформы, почти полностью сосредоточены в пределах Межовоидной области. Поэтому предложенные ниже возрастные оценки главных событий в эволюции неоархейских овоидов даны на основе предполагаемых корреляций с эволюцией Межовоидной области.

Формирование овоидов и структур Межовоидной области стало результатом *последовательности неоархейских тектоно-термальных событий*, полностью преобразовавших существовавшую к тому времени кору континентального типа с возрастом, по имеющимся оценкам, — 3.4–3.3, но не менее 3.1–3.0 млрд лет. Началу этой последовательности отвечает дата 2.74, завершению — 2.59 млрд лет (рис. 2.120, см. цв. вкл.).

Первый этап, 2.74–2.70 млрд лет. Начало тектоно-термальной эволюции *овоидов* связано с размещением в коре мафит-ультрамафитовых интрузивов и габбро-анортозитов (соответственно екатериновского и кстовского комплексов), которое указывает на андерплейтинг мантийных расплавов толеитовой серии и плавление нижней коры. Мафит-ультрамафитовый магматизм сопровождался интенсивным разогревом коры, результатом которого стал ранний гранулитовый метаморфизм древних и ювенильных пород (М1). Максимальные зафиксированные температуры, 940–950°С, указывают на интенсивный прогрев значительного глубинного интервала континентальной коры, что, в свою очередь, свидетельствует о мощном притоке мантийного тепла [Минц, 2007 а,б; Mints et al., 2007]. Мафит-ультрамафиты, размещенные в нижней коре, были преобразованы в высокобарные гранулиты и высокотемпературные эклогиты. Если реконструкция состава хотя бы части дометаморфических протолитов в качестве осадочно-вулканогенного комплекса, интрудированного когенетичными магмами, верна, то следует предположить, что уже в течение этого этапа эволюция овоидов включала накопление осадочно-вулканогенных толщ и их высокотемпературный метаморфизм.

Отсутствие признаков предшествующих или синхронных коллизионных процессов, отчетливо ареальный (с выделением нескольких центров) и крайне высокотемпературный характер процесса в целом находят наиболее общее объяснение в модели мантийного плюма. Ниже мы проанализируем возникающие вопросы более детально. Пока же подчеркнем, что главная или по крайней мере одна из главных особенностей рассматриваемой ситуации состоит в мощном проявлении высокотемпературного (гранулитового) метаморфизма, охватившего огромные области континентальной коры — площадью не менее 600 000 км^2 при толщине корового слоя, оказавшегося в условиях высокотемпературного метаморфизма, более 50 км. Последняя цифра характеризует современную мощность гранулито-гнейсовой раннедокембрийской коры ВУК, лишенной своей верхней части в результате более поздних процессов. Синхронное формирование группы овоидов, центры которых удалены один от другого на 400–600 км, позволяет предполагать функционирование крупного (> 1000 км в поперечнике) плюма, породившего серию вторичных (локальных) плюмов, непосредственно взаимодействовавших с корой ВУК.

Как было отмечено выше, структурные соотношения Ветлужской синформы и Уреньского блока позволяют реконструировать последовательный сдвиг чешуй Ветлужской синформы «в обход» Уреньского блока против часовой стрелки при частичном надвигании и перекрытии его поверхности. Эти соотношения позволяют предположить, что в процессе структурообразования Уреньский блок был повернут против часовой стрелки. При этом «чаша» Ветлужской синформы также вращалась против часовой стрелки, облекая Уреньский блок. Угол поворота можно оценить в высшей степени ориентировочно. Судя по конфигурации S-образных сдвигов и учитывая ограничения, накладываемые размещением Уреньского блока в краевой части синформы, можно сделать вывод, что угол поворота вряд ли мог превышать 10–15°.

Конформность вещественной расслоенности пород и морфологии локальных структурных элементов в краевой части Ветлужской синформы ее ограничениям, зафиксированная рисунком локальных аномалий намагниченности, также, вероятно, возникла в процессе поворота синформы в целом. Поскольку вещественная расслоенность зафиксирована в породах грану-

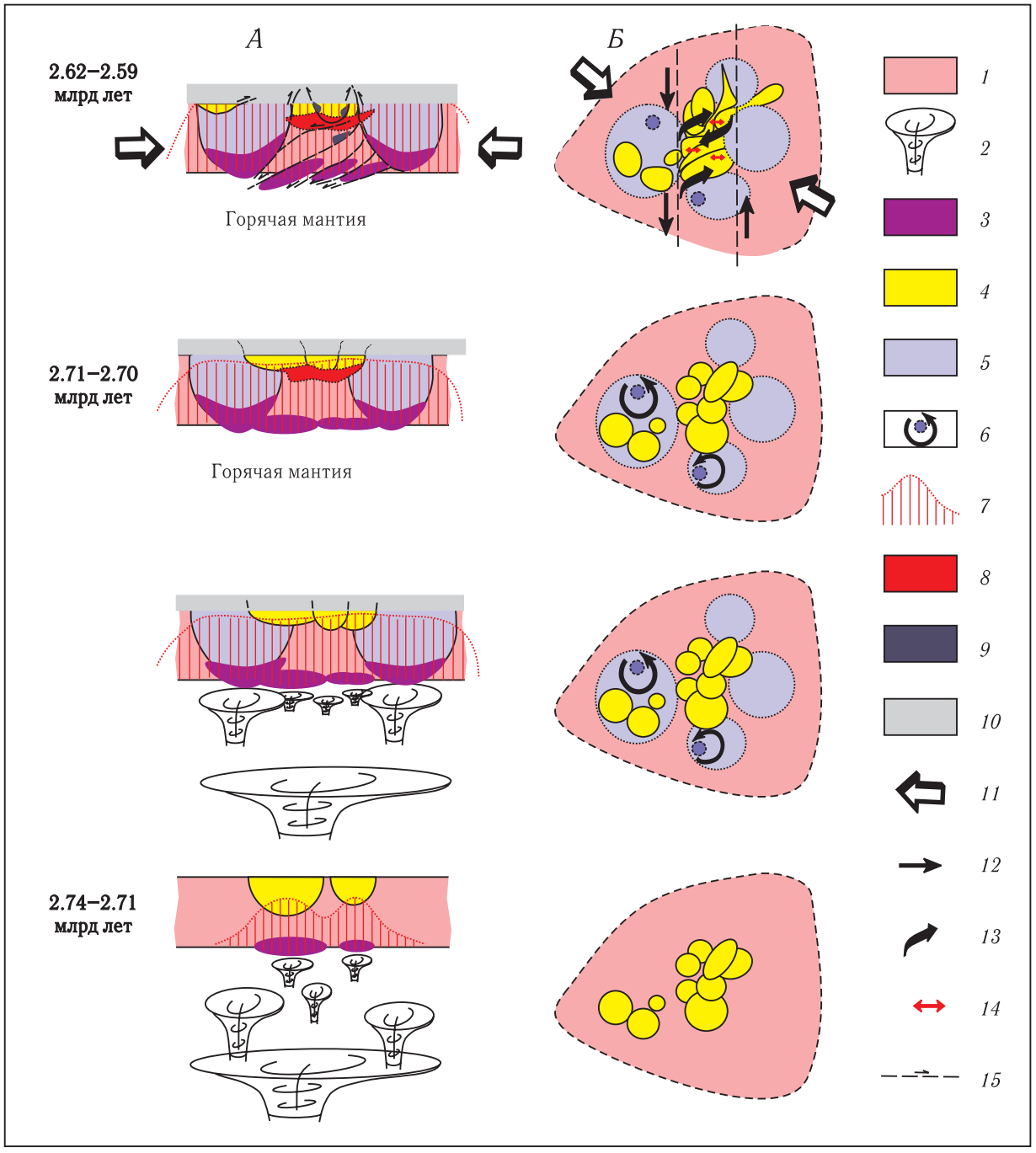


Рис. 2.120. Модель зарождения и эволюции неоархейского Волго-Уральского гранулито-гнейсового ареала (*А* — разрезы, *Б* — плановые изображения)

1 — мезоархейская континентальная кора (~3.1 млрд лет); *2* — мантийные плюмы разного порядка; *3* — мафит-ультрамафиты и габбро-анортозиты (1-я генерация), частично преобразованные в гранулиты и высокотемпературные эклогиты; *4* — вулканогенно-осадочное выполнение депрессий; *5* — овоиды, образованные сочетанием древних пород с ювенильными мафитовыми интрузивными телами и вулканитами; *6* — блоки глубинных пород, предполагаемые в качестве центров вращения овоидов (показано направление вращения); *7* — ареал высокотемпературного (гранулитового) и высокотемпературного (амфиболитового) метаморфизма; *8* — гранитоиды; *9* — мафит-ультрамафиты и габбро-анортозиты (2-я генерация); *10* — эродированная верхняя кора; *11* — тектонические напряжения; *12* — главные направления тектонического транспорта; *13* — ориентировка транстензионных деформаций в Межовоидной зоне; *14* — локальные области растяжения; *15* — сдвиго-надвиговые перемещения

литовой фации, следует сделать вывод о том, что рассматриваемые деформации развивались синхронно с высокотемпературным метаморфизмом, т.е. в условиях повышенной пластичности горных пород. Источник напряжений, реализовавшихся во вращении корового вещества, как и источник тепла, располагался в подстилающей мантии. Иными словами, если модель, предполагающая вращение эволюционирующего овоида, справедлива, следует, в свою очередь, предположить, что подъем горячего мантийного вещества, образующего вторичный плюм, сопровождался вращением этого вещества вокруг оси плюма [Филиппова и др., 2007а].

Модель взаимных перемещений Уреньского блока и Ветлужской синформы в процессе их совместного вращения представлена на рис. 2.121. Приближенная оценка скорости перемещения при повороте (вращении) Ветлужской синформы может быть получена в результате простых расчетов. При диаметре синформы 300 км, длительности процесса 30 млн лет (от 2.74 до 2.71 млрд лет) и угле поворота 10° линейная скорость перемещения вдоль внешнего ограничения Ветлужской синформы составит ~1 мм/год, что кажется достаточно приемлемым для внутриконтинентальных деформаций. Ниже мы вернемся к рассмотрению вероятных условий и причин этих деформаций и перемещений.

Сформировавшиеся в итоге процессов первого этапа овоиды — чашеобразные блоки, протягивавшиеся от поверхности до основания коры, как следует из их сохранности, обладали определенной устойчивостью относительно последовавших позднее тектоно-термальных событий. Устойчивости овоидов, очевидно, способствовали концентрическая структурная организация их внутреннего пространства и жесткость внешних ограничений, усиленная деформациями сдвигового характера.

В то самое время, когда формировались «чаши» овоидов, в пределах *Межовоидной области* происходили процессы того же типа, но, по-видимому, при несколько иных параметрах. Мы не располагаем необходимой информацией для того, чтобы корректно охарактеризовать особенности латеральных вариаций этих параметров. Косвенным указанием на несколько пониженный уровень температур в пределах Межовоидной области является преобладание в этой области на уровне поверхности фундамента пород амфиболитовой фации метаморфизма (прогрессивной и/или регрессивной стадии), тогда как овоиды образованы преимущественно породами гранулитовой фации. Кроме того, в пределах Межовоидной области широко распространены метаосадочные гранулито-гнейсы и метамагматиты нурлатского комплекса, которые, согласно С.В. Богдановой [1986], характеризуются известково-щелочной спецификой. Это скорее всего указывает на значительную контаминацию магм породами более древней континентальной ко-

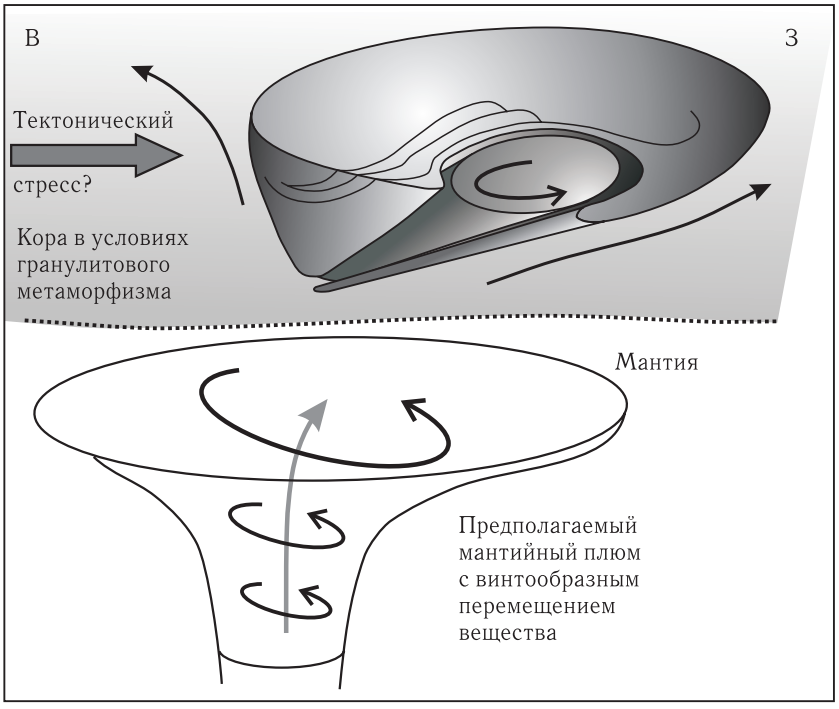


Рис. 2.121. Модель мантийного плюма с винтообразным перемещением вещества (интерпретация соотношений Уреньского блока и Ветлужской синформы) (по [Филиппова и др., 2007а])

ры. Отмеченные особенности свидетельствуют о меньшем уровне прогрева и замедленном продвижении мантийных расплавов в пределах Межовоидной области. Между тем, этот период эволюции Межовоидной области включает зарождение депрессий; их быстрое погружение (вероятно, вызванное утяжелением нижней коры, преобразованный в гранатовые гранулиты и эклогиты) и заполнение вулканогенно-осадочной толщей; распространение термального ореола на выполнение депрессий и высокотемпературный (до гранулитовой фации) метаморфизм и сопровождающее его парциальное плавление пород, выполняющих депрессию; затем — снижение температур и давлений до уровня амфиболитовой фации и вызванные этими изменениями процессы ретроградного метаморфизма, гранитообразования и мигматизации. Поскольку в современной структуре синформы, сформированные на месте прежних депрессий, не имеют «нижнекоровых корней», мы не располагаем даже косвенными указаниями на их происхождение. Можно лишь предполагать, что отдельные депрессии формировались под воздействием локальных (вторичных) плюмов меньшего размера и интенсивности в сравнении с плюмами — «родоначальниками» овоидов. Формирование депрессий, осложняющих строение овоидов (таких, как Саранская в пределах Токмовского овоида), по-видимому, протекало по аналогичному сценарию.

На высокий темп развития процесса в целом указывает весьма ограниченная общая продолжительность этапа — порядка 40 млн лет.

Второй этап, 2.62–2.59 млрд лет. Согласно С.В. Богдановой [1986], минеральные ассоциации амфиболитовой и гранулитовой фации *метаморфизма второго этапа*, *М2* (*поздний архейский метаморфизм*, по С.В. Богдановой), связаны с узкими субпараллельными линейными зонами, где наблюдается их наложение на предшествующий метаморфический комплекс. Асимметричный характер зональности М2 проявляется в пределах зон с преимущественным развитием ассоциаций гранулитовой фации в односторонней последовательной смене ассоциаций гранулитовой фации парагенезисами фации альмандиновых амфиболитов и далее вплоть до зоны формирования эндербитов, чарнокитов и гранитов. Связь позднего метаморфизма с перемещениями взбросо-надвигового типа подтверждается приуроченностью к тем же зонам интенсивного бластокатаклаза и пластического течения (повторной метаморфической переработки) раннего метаморфического комплекса. С теми же зонами связаны интрузии габбро-норитов и габбро-анортозитов туймазинского комплекса, внедрившихся после формирования раннего метаморфического комплекса (М1), но до наложения поздней метаморфической зональности (М2). Максимальные известные к настоящему времени оценки температур метаморфизма М2, 760–790°С, — значительно ниже в сравнении с температурами предшествующего этапа метаморфизма (напомним, М1 — 940–950°С).

В целом, развитие событий второго этапа можно представить в виде следующего сценария: внедрение габбро-анортозитовых магм в обстановке растяжения, разогревание вмещающих областей коры до температур гранулитовой фации → тектоническое сжатие и выдавливание выполнения синформы на ее «борта», парциальное плавление и формирование перемещенных гранитоидных расплавов → снижение температур до уровня амфиболитовой фации (2.62–2.59 млрд лет).

Разрыв между этими импульсами термальной и тектонической активности, соответствующими первому и второму этапам составил примерно 100 млн лет. Минеральные ассоциации, отвечающие регрессивным минеральным преобразованиям М3 сосредоточены в краевых частях синформ. Зональное распределение метаморфических парагенезисов свидетельствует о том, что структурное оформление (собственно возникновение синформ в их теперешнем виде) завершилось к концу неоархейской тектоно-термальной эволюции, т.е. около 2.59 млрд лет назад.

Третий этап, около 2.59 млрд лет. Третья группа событий, вероятно, отвечает по времени завершению предыдущего интервала. Термальная эволюция и формирование архейской тектонической структуры ВУК завершились коллизионным сжатием, результатом которого стали надвиго-поддвиговые дислокации вдоль границ овоидов и депрессий во внутренней области 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 этим этапом также связано тектоническое расслаивание коры Межовоидной области с образованием верхнего «слоя синформ» в верхней коре и нижнекорового слоя, образованного моноклинальной последовательностью погру-

жающихся в мантию тектонических пластин, разделенных «гранитным слоем» мощностью 10–20 км. Пограничное положение этого пологонаклонного слоя, очевидно, фиксирует размещение детачмента — тектонической поверхности срыва, отделившего синформные структуры верхней коры от их нижнекорового основания. Вероятно, расслаивание коры сопровождалось локальным падением давления, а возможно также, и провоцировало перераспределение флюидов, результатом чего стало парциальное выплавление гранитоидных магм бакалинского типа. Вместе с тем, начавшееся парциальное плавление могло облегчить и ускорить разделение верхней и нижней коры. Тектоническое сжатие в верхней коре, как отмечено выше, 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 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, которую мы уже отмечали ранее.

Тектонические процессы, завершившие неоархейскую эволюцию коры ВУК, сопровождались гранитообразованием и мигматизацией, свидетельствующими о декомпрессии, связанной с коллизионным скучиванием и быстрой эрозией утолщенной коры.

2.4.9. Плюмовая модель неоархейской тектоно-термальной эволюции коры ВУК

Как мы отмечали выше, ареальный и крайне высокотемпературный характер тектоно-термальных процессов при формировании неоархейской коры ВУК и отчетливая геометризация пространства с выделением нескольких концентрических областей активности находит наиболее общее объяснение в модели мантийного плюма. Гранулитовый метаморфизм охватил огромные области континентальной коры — площадью не менее 600 000 км^2 при толщине корового слоя, оказавшегося в условиях высокотемпературного метаморфизма, — более 50 км.

Модели мантийных плюмов были разработаны в частности для объяснения происхождения обширных областей внутриплитного магматизма. Вместе с тем, в рамках существующих моделей [Лобковский и др., 2004], где детально обсуждаются состав, происхождение и объемы магматических проявлений, пока не нашлось места для характеристики метаморфических процессов, которые *обязаны* сопутствовать интенсивному магматизму. Причина этого обстоятельства, по-видимому, кроется в том, что именно исследования малоэродированных фанерозойских (включая наиболее юные) областей магматизма инициировало возникновение и развитие упомянутых моделей. При этом наиболее эффектные проявления метаморфизма остались скрытыми в глубинах коры. В свою очередь, при обращении к древним кратонам мы оказываемся в наиболее благоприятных условиях для исследования глубинных процессов метаморфизма.

Согласно обобщению в работе Л.И. Лобковского с соавторами [2004], разнообразные проявления плюмового магматизма позволяют выделить «плюмы-долгожители», функционировавшие от ~75 до 150–200 млн лет, и «краткоживущие гиганты», активность которых охватывала всего лишь 1–10 млн лет. Первый импульс формирования неоархейской коры ВУК длительностью около 40 млн лет мог бы соответствовать плюму промежуточного ранга. Между тем, последовательность, включающая оба тектонотермальных события, охватывает интервал от 2.74 до 2.59 млрд лет продолжительностью порядка 150 млн лет, что соответствует активности «плюма-долгожителя».

Практически с тем же периодом времени, от ~2.75 до ~2.63 млрд лет, связано формирование абсолютного большинства неоархейских гранулито-гнейсовых комплексов Восточно-Европейского кратона (Карельский кратон — Варпаисярви, Суомуярви, Сиуруа и Чупинский пояса; Кольский кратон — Центрально-Кольский пояс; Курский кратон — Курско-Бесединский пояс). Расстояния между условными центрами областей распространения гранулито-гнейсовых комплексов в сегодняшней конфигурации Восточно-Европейского кратона составляют 1–1.5 тыс. км. Такие масштабы и длительность активного функционирования более всего отвечают понятию «суперплюм» [Лобковский и др., 2004 и ссылки в этой работе].

Еще более примечательно, что «суперплюмовое событие» с возрастом 2.75–2.70 млрд лет

зафиксировано и в глобальном масштабе. Это событие отмечено наиболее высоким приростом ювенильной континентальной коры за всю историю Земли. В частности, на это время (2.72 млрд лет) пришлось формирование мощной толщи базальтов серии Вентерсдорп на кратоне Каапвааль в Южной Африке [Condie, 2004 a,b].

Существующие модели возникновения и эволюции мантийных плюмов предполагают возможность дробления первоначально единой «струи» на многочисленные вторичные плюмы [Лобковский и др., 2004 и ссылки в этой работе]. Модель мантийных течений В.Д. Котелкина (личное сообщение) демонстрирует разделение исходного потока на группу вторичных грибообразных плюмов, располагающихся приблизительно вдоль кольцевого ограничения исходного плюма. Эти модели позволяют объяснить синхронное формирование группы чашеобразных структур коры с основанием на уровне коромантийного раздела — овоидов, центры которых удалены один от другого на 400–600 км, и быстро углублявшихся овальных депрессий в верхней коре Межовоидной области, заполнявшихся вулканогенно-осадочными толщами, функционированием крупного (> 1000 км в поперечнике) плюма, породившего серию вторичных (локальных) плюмов различного размера и интенсивности, непосредственно взаимодействовавших с корой ВУК.

Выше было показано, что особенности внутренней структуры чашеобразного Токмовского овоида, а по аналогии с ним — и некоторых других синформных структур ВУК, позволяют предполагать, что формирование этих структур в условиях гранулитового метаморфизма сопровождалось вращением синформного или чашеобразного блока. Было выдвинуто предположение, что соответствующие усилия могли быть заданы вращением вещества плюма в подстилающей мантии. Большинство существующих механико-математических моделей перемещения плюмов, вообще говоря, вполне «обходятся» без вращательных движений.

Одним из исключений является экспериментальная модель теплового плюма, охарактеризованная в работе Н.Л. Добрецова и А.Г. Кирдяшкина. В ходе экспериментального воспроизведе-

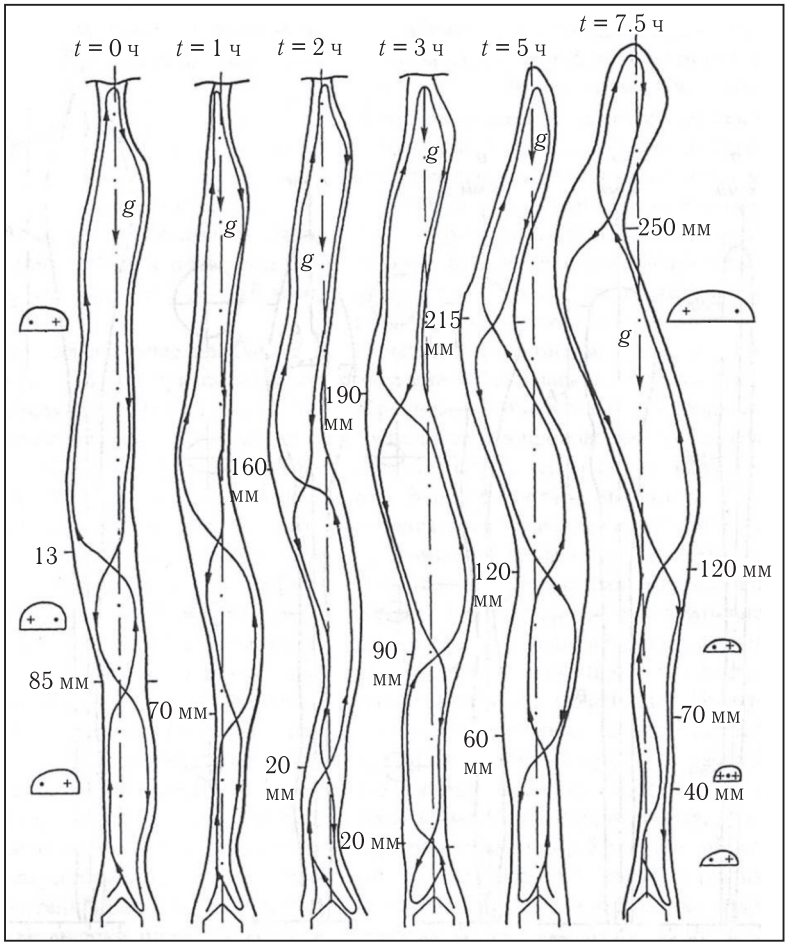


Рис. 2.122. Экспериментальная модель плюма с винтообразным перемещением вещества (по [Добрецов, Кирдяшкин, 1994])

Пояснения см. в тексте

ния плюмового потока было обнаружено, что при определенных условиях осе-симметричное состояние конвективного перемещения вещества потока (восходящее течение по оси канала и опускные течения в пограничном слое около стенок канала) нарушается: подъемное течение наблюдается у одной стенки, опускное — у другой. Поток по высоте разбивается на ячейки, длина которых в 2.5–4 раза больше диаметра канала. На границе ячеек наблюдается смещение потоков от одной стенки к другой и частичное их перемешивание. В результате канал представляет собой бегущую волну с винтовым вращением около вертикали, проходящей через источник нагрева. Амплитуда отклонения от оси составляет 1–2 диаметра и возрастает вверх по каналу (рис. 2.122).

Как полагают авторы эксперимента, винтообразные перемещения при функционировании плюма могут с течением времени отражаться на поверхности круговыми и S-образными или петлеобразными структурами [Добрецов, Кирдяшкин, 1994 и ссылки в этой работе]. Обнаружение аналогичных структур в пределах изученной территории ВУК (см. выше) позволяет рассматривать «вращающиеся мантийные плюмы» в качестве достаточно правдоподобной первопричины формирования овоидов и синформных структур Межовоидной области. Примечательно, что, как в эксперименте, где нарушена осевая симметрия и в любом горизонтальном срезе ось вращения располагается сбоку относительно «бегущей волны», так и в структуре Токмовского овоида, ось вращения (Уреньский веретенообразный блок) смещена к краю овоида.

2.4.10. Взаимосвязи между тектоническими структурами Волго-Уральского кратона и размещением месторождений углеводородов Волго-Уральской провинции

Интерес исследователей к строению кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции вполне закономерен. Он постоянно подпитывается надеждами на выявление дополнительных критериев прогноза новых месторождений углеводородов, опирающихся либо на структурную взаимозависимость фундамента и чехла, либо на выявление источников углеводородов в породах фундамента или в подстилающей мантии, либо, наконец, на обнаружение областей фундамента с благоприятными коллекторскими свойствами, которые позволят прогнозировать размещение залежей углеводородов непосредственно в породах фундамента.

А.В. Постников отмечал «...приуроченность зон нефтегазонакопления... к областям развития в фундаменте высокоглиноземистых графитоносных комплексов» [Постников, 2002, с. 37]. Между тем, 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 «овально-концентрическими взбросо-надвиговыми». Они отчетливо наследуют размещение и конфигурацию главных тектонических структур, сформированных к концу архея.

Пространственные взаимосвязи залежей в «овально-концентрических взбросо-надвиговых» структурах чехла с главными элементами тектонических структур фундамента можно легко продемонстрировать как на основе карты тектонического районирования фундамента (рис. 2.123, см. цв. вкл.), так и пользуясь объемной моделью коры (см. рис. 2.116 и 2.117). 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 новые представления о строении раннедокембрийской коры ВУК позволяют наметить новые направления прогнозно-поисковых работ в регионе.

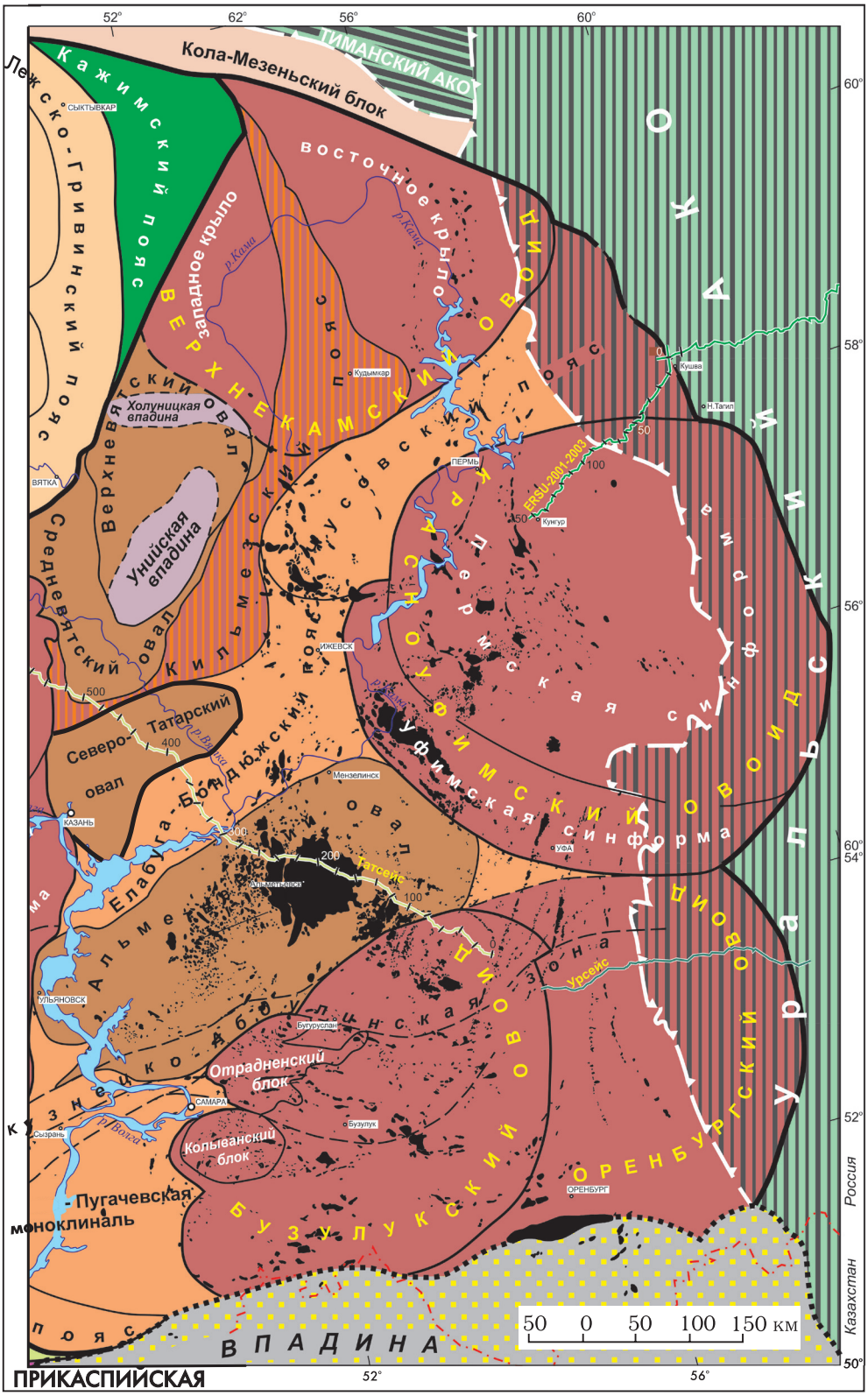


Рис. 2.123. Размещение залежей углеводородов в пределах Волго-Уральской нефтегазоносной провинции относительно структур раннедокембрийского фундамента (на основе фрагмента Карты тектонического районирования, представленной в прил. VI-1). Залежи углеводородов показаны черным

Пояснения см. в тексте

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 первый

Редактор *И.М. Ерофеева*
Дизайн и компьютерная верстка *Е.Ю. Ерофеева*

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