

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологический институт Российской академии наук (ГИН РАН)

На правах рукописи

БАЛУЕВ Александр Сергеевич

**КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ
СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В НЕОГЕЕ:
ГЕОЛОГИЯ, ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ, СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ**

Специальность: 25.00.01 – общая и региональная геология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

доктора геолого-минералогических наук

Научный консультант д.г.-м.н. М.Г.Леонов

Москва – 2013

Общая характеристика работы.....	4
Введение.....	12
1. Некоторые вопросы тектонической терминологии.....	12
2. Особенности проявления континентального рифтинга на Восточно-Европейской платформе и основные проблемы его изучения.....	15
Глава I. Геологическое строение севера Восточно-Европейской платформы.....	20
I.1. Фундамент Восточно-Европейской платформы. Балтийский щит.....	22
1.1. Карельский массив.....	25
1.2. Кольский массив.....	27
1.3. Лапландско-Беломорский подвижный пояс.....	29
1.4. Проторифтогенные палеопротерозойские пояса (вулканогенно-осадочная формация).....	36
1.5. Фундамент Мезенской синеклизы.....	40
I.2. Русская плита Восточно-Европейской платформы.....	41
2.1. Палеорифтовая система Белого моря.....	41
2.1.1. Строение рифтовых зон палеорифтовой системы Белого моря.....	44
2.1.2. Литолого-стратиграфическая характеристика грабенового выполнения рифтовой системы Белого моря и перекрывающих их комплексов.....	64
2.1.3. Строение земной коры РСБМ по геофизическим данным.....	79
Выводы.....	82
2.2. Строение плитного комплекса Севера Восточно-Европейской платформы (Мезенская синеклиза).....	84
2.3. Строение северной перикратонной области ВЕП.....	87
Глава II. Внутриплитный магматизм северной части Восточно-Европейской платформы в Неогее.....	96
II.1. Рифейско-вендский этап магматизма.....	96
1.1. Проявления позднедокембрийского магматизма в зоне Онежско-Кандалакшского палеорифта.....	96
<i>Флюидизаты юго-восточного Беломорья</i>	101
1.2. Проявления позднедокембрийского магматизма на Мурманском блоке Балтийского щита.....	120
II.2. Среднепалеозойский этап магматизма.....	123
2.1. Структурная позиция проявлений внутриплитного магматизма в девоне...	123
2.1.1. Щелочно-ультраосновной магматизм Онежско-Кандалакшского палеорифта.....	125
2.1.2. Беломорский дайковый пояс.....	127
2.1.3. Архангельская алмазоносная провинция.....	135
2.1.4. Магматизм Хибино-Контозерской тектонической зоны.....	137
2.2. Зональность проявлений среднепалеозойского щелочного магматизма РСБМ.....	145
Выводы к главе II.....	151
Глава III. Структуры земной коры северного обрамления Восточно-Европейской платформы (Западно-Арктическая платформа).....	154
III.1. Свальбардская (Баренцевская) плита.....	157
III.2. Тимано-Печорская плита.....	162
III.3. Канино-Тиманский складчатый пояс.....	165

Выводы к главе III.....	168
Глава IV. Современная тектоника рифтовой системы Белого моря.....	170
Выводы к главе IV.....	184
Глава V. Основные этапы тектонической эволюции северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы.....	186
V.1. Архейский этап.....	186
V.2. Палеопротерозойский этап.....	188
V.3. Средне-позднерифейский этап.....	191
V.4. Венд-кембрийский этап.....	197
V.5. Среднепалеозойский этап.....	200
V.6. Позднекайнозойский (современный) этап.....	203
Выводы к главе V.....	207
Глава VI. Континентальный рифтогенез на Восточно-Европейской платформе и место палеорифтовой системы Белого моря в авлакогенной сети платформы.....	212
Глава VII. Геологическое строение и геодинамика современных континентальных рифтовых систем.....	223
VII.1. Байкальская рифтовая зона.....	223
1.1. Общая характеристика Байкальской рифтовой зоны.....	224
1.2. Строение фундамента Байкальской рифтовой зоны.....	226
1.3. Неотектоника и строение Байкальской рифтовой зоны.....	226
1.4. Магматизм Байкальской рифтовой зоны.....	244
1.5. Глубинное строение Байкальской рифтовой зоны.....	245
1.6. Сейсмичность Байкальской рифтовой зоны.....	249
1.7. Геодинамика Байкальской рифтовой зоны.....	250
1.8. Некоторые особенности тектоники Байкальской рифтовой зоны.....	254
VII.2. Восточно-Африканская рифтовая система.....	259
2.1. Рифтовая система Карру.....	259
2.2. Восточно-Африканская кайнозойская рифтовая система.....	263
2.3. О двух типах раскола континентов.....	275
Глава VIII. Сравнительная тектоника РСБМ и других систем континентального рифтинга.....	278
Заключение.....	290
Литература.....	292

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность проведенных исследований. За последнее время накопился обширный геологический и геофизический материал по северной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП), который нуждался в обобщении и анализе. Уже в новом веке были проведены значительные объемы комплексных геофизических исследований (сейсмическое профилирование, сопровождаемое гравимагнитной съемкой) акваторий Белого и южной части Баренцева морей (ОАО МАГЭ) и в наземной части Европейского Севера России в пределах Мезенской синеклизы (ПГО «Спецгеофизика»), а также полевые исследования и в пределах северо-восточной части Балтийского щита и в юго-восточного Беломорья, в которых принимал непосредственное участие и автор данной работы.

В связи с этим в Геологическом институте РАН совместно с ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (МАГЭ) под руководством автора предлагаемой диссертационной работы были составлены и изданы «Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1500000 и Объяснительная записка к ней [Балуев и др., 2012].

Интерпретация новых материалов, которые были получены в результате морских исследований, сразу обозначила ряд проблем в изучении земной коры Севера ВЕП, главной из которых являлась корреляция строения земной коры морской акватории и суши. Новые данные заставили пересмотреть саму структуру рифейских авлакогенов северной части Восточно-Европейской платформы и поставить вопрос не только о том, чем вызван здесь континентальный рифтогенез, но и об определении его роли в тектонической эволюции рифейской пассивной окраины древнего континента Балтика – раннедокембрийского остова современной платформы. Сформировавшиеся в рифее рифтовые структуры во многом определили дальнейшую эволюцию северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы вплоть до настоящего времени. Решению этих проблем и посвящено настоящее исследование. Кроме того, в последние два десятилетия интерес к этому региону возрос, прежде всего, с необходимостью оценки нефтегазоносности рифейских отложений, выполняющих рифтогенные прогибы. Этим и определяется актуальность диссертационной работы.

В исследуемую территорию входят северная часть эпикарельской Восточно-Европейской платформы и примыкающая к ней южная часть эпибайкальской (эпикадомской по [Пучков, 2003]) Западно-Арктической платформы (рис. 1). В строении Восточно-Европейской платформы выделяется раннедокембрийский кристаллический фундамент, обнажающийся на дневной поверхности в виде Балтийского щита, рифейский

доплитный комплекс осадочного чехла, выполняющий грабеновые структуры, и верхневендский-фанерозойский плитный комплекс осадочного чехла, выполняющий Мезенскую синеклизу.

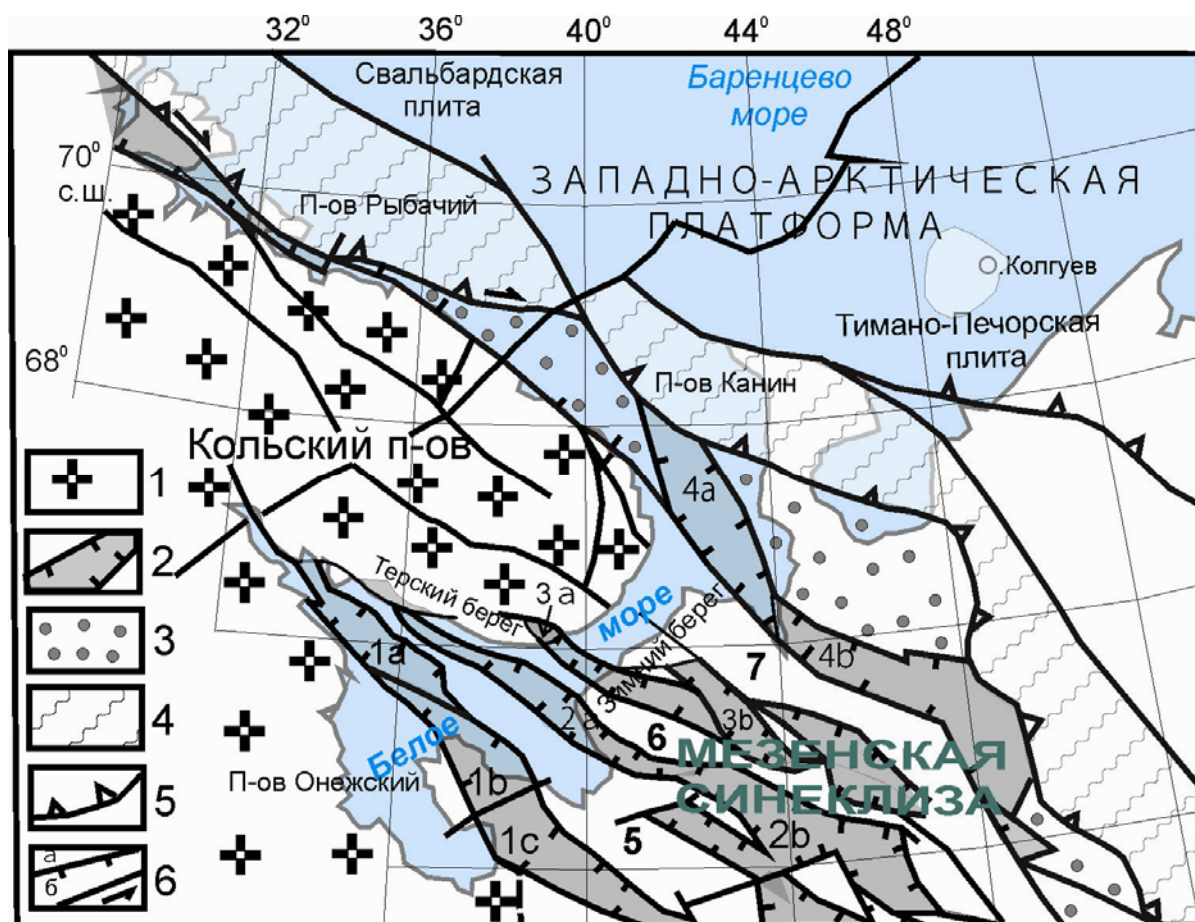


Рис. 1. Схема тектоники площади исследований: 1 – Балтийский щит; 2 – рифейские палеорифты; 3 – Притиманский прогиб; 4 – Тимано-Варангерский пояс байкалид (кадомид, тиманид); 5 – конвергентный шов; 6 – сбросы (а) и сдвиги (б). Цифры на схеме: 1 – Онежско-Кандалакшский палеорифт: грабены 1а – Кандалакшский, 1б – Центральный, 1с – Онежский; 2 – Керецко-Пинежский палеорифт: грабены 2а – Керецкий, 2б – Пинежский, 3 – Чапомо-Лешуконский палеорифт: грабены 3а – Чапомский, 3б – Лешуконский; 4 – Мезенский палеорифт: 4а – Понойская впадина, 4б – Усть-Мезенский грабен; выступы фундамента: 5 – Архангельский, 6 – Товский, 7 – Кулойский.

В составе Западно-Арктической платформы в пределах исследуемой территории выделяются Свальбардская (Баренцевоморская) плита с гренвилльским фундаментом и Тимано-Печорская плита с байкальским (кадомским) фундаментом, обнажающимся на Канинской гряде и Тимане. Комплекс основания Западно-Арктической платформы перекрывает палеозой-мезозойский осадочный чехол, содержащий в средней части в пределах Восточно-Баренцевского трога вулканиты основного состава пермо-триасового возраста.

Цель и задачи исследования. Главная цель исследований – изучение процессов, сыгравших ведущую роль в формировании грабеновых структур в северо-восточном

сегменте Восточно-Европейской платформы и в акватории Белого моря, показать их значение в формировании пассивной окраины континента в неопротерозойской истории Земли на примере описания геологического строения и тектонической эволюции палеорифтовой системы Белого моря (РСБМ), а также провести ее сравнительный анализ с современными рифтовыми системами с целью реконструкции строения погребенных рифтогенных структур.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Изучение строения рифейских структур, погребенных под осадочным чехлом платформы или скрытых водами Белого и Баренцева морей на основе синтеза всех новейших данных по геологическому строению и тектонике северной части Восточно-Европейской платформы, включая данные комплексных геолого-геофизических исследований в акватории Белого моря, полученные в последние годы, новые и старые данные наземных исследований этой территории.
2. Определение причин возникновения континентального рифтинга в рифее в северо-восточном сегменте Восточно-Европейского кратона.
3. Определение характера сочленения рифтогенной окраины ВЕП со Свальбардской и Тимано-Печорской плитами, входящими в состав Западно-Арктической платформы (ЗАП).
4. Определение структурной приуроченности проявлений внутриплитного магматизма к зонам динамического влияния палеорифтовой системы Белого моря.
5. Изучение основных этапов тектонической эволюции литосферы северо-восточной рифейской пассивной окраины ВЕП и определение геодинамических режимов, характерных для каждого из этих этапов.
6. Исследование современных тектонических процессов в пределах северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы, связанных с неотектонической активизацией палеорифтовых структур.
7. С целью реконструкции строения погребенных рифтогенных структур северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы провести их сравнительный анализ с современными рифтовыми системами, в частности, с Байкальской рифтовой зоной и Восточно-Африканской рифтовой системой.

Фактический материал и вклад автора. Фактический материал, положенный в основу работы можно разделить на три группы. В первую из них входит фактический материал, собранный автором в ходе личных исследований в течение многих лет в Беломорском регионе – на Балтийском щите, в юго-восточном Беломорье, на северном побережье Кольского полуострова и на островах Белого моря, где автор работал в составе

полевых отрядов НПО «Аэрогеология» (1978, 1984-1990 гг.), Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН (1995-2003 гг.) и Геологического института РАН (по наст. время). В составе НПО «Аэрогеология» автор занимался космогеологическим картированием северной части Восточно-Европейской платформы, а также руководил тематическими работами по составлению карты современной геодинамики Байкальской рифтовой зоны м-ба 1:1000000 с использованием материалов дистанционного зондирования (1991-1997 гг.). Результаты работ по Байкальской рифтовой зоне также вошли частично в диссертационную работу в качестве сравнительного материала. В составе институтов РАН работы проводились в рамках исследований лабораторий Структурного анализа (рук. В.М.Моралев и А.С.Балуев) и Тектоники консолидированной коры (рук. М.Г.Леонов), Программ ОНЗ РАН № 14 и № 9, а также по тематике проектов РФФИ (гранты №№ 00-05-64492а, 01-05-64190а, 06-05-64848а, 09-05-00812а, в трех из которых автор был руководителем) и научной школы НШ-748.2006.5 и НШ-651.2008.5. При полевых исследованиях проводились детальное геологическое картирование узловых участков, структурно-кинематический и морфоструктурный анализы, особое внимание уделялось структурному положению проявлений внутриплитного магматизма в пределах зон динамического влияния рифтогенных структур с отбором проб на петрогеохимические анализы и абсолютный возраст. Нами изучались структурное положение проявлений магматизма в рифей-вендское и среднепалеозойское время, их пространственная и возможная генетическая связь с процессами континентального рифтогенеза, происходившими в северо-восточном сегменте ВЕП [Балуев, 2006; Балуев и др., 2000, 2003, 2005, 2009, 2010, 2012; Балуев, Моралев, 2001; Балуев, Терехов, 2006; Моралев и др., 1998, 2002а,б; Пржиялговский и др., 1996, 2008; Терехов и др., 2011, 2012].

Вторая группа фактического материала включает в себя результаты комплексных геолого-геофизических исследований акваторий Белого и южной части Баренцева морей, проведенных ОАО «Морской арктической геологоразведочной экспедицией» (МАГЭ), с которой был заключен договор о научном сотрудничестве с 2006 г. с целью составления «Тектонической карты Белого моря и прилегающих территорий» в масштабе 1:1500000. Сюда входят сейсмогеологические разрезы по морским профилям МОВ ОГТ и НСАП, сопровождаемые измерениями магнитного и гравитационного полей, интерпретация которых легла в основу изучения строения рифтогенных структур в пределах акватории. Автор являлся руководителем и основным исполнителем работ по составлению «Тектонической карты Белого моря...» и Объяснительной записки к ней.

И третья группа включает в себя результаты анализа литературных и фондовых материалов, опубликованных геологических, тектонических и геофизических карт и

разрезом земной коры Севера Восточно-Европейской платформы и Западно-Арктического шельфа, данных бурения, датировок абсолютных возрастов горных пород и т.п., которые сопоставлялись и коррелировались с авторскими наблюдениями, а также материалов по строению и тектонике Байкальской рифтовой зоне, Восточно-Африканской рифтовой системе и других областей континентального рифтогенеза.

Научная новизна. Впервые дана подробная характеристика строения всей палеорифтовой системы Белого моря (РСБМ), погружающейся под Мезенскую синеклизу ВЕП, с учетом новых данных комплексных геолого-геофизических исследований, проведенных в акватории Белого и южной части Баренцева морей, а также наземных исследований, в том числе и авторских. На этой основе построена геодинамическая модель эволюции палеорифтовой системы от среднего рифея до наших дней, показана ведущая роль процессов континентального рифтогенеза в формировании пассивной окраины континентальной плиты. Показана и обоснована структурная приуроченность проявлений среднепалеозойского щелочного и щелочно-ультраосновного внутриплитного магматизма к зонам динамического влияния РСБМ и к зоне пропагации в пределы Балтийского щита Восточно-Баренцевского рифтогенного трога. Впервые проведено сравнение тектоники древней, фактически погребенной под платформенным чехлом, рифтовой системы Белого моря с современными Байкальской рифтовой зоной и Восточно-Африканской рифтовой системой, а также с палеозойско-мезозойской рифтовой системой Карру, что показало близость их строения, несмотря на различные причины их возникновения и формирования.

Практическая значимость работы. Изложенные в диссертации и публикациях автора результаты исследований легли в основу создания «Тектонической карты Белого моря и прилегающих территорий» в масштабе 1:1 500 000 и Объяснительной записки к ней, которые являются крупным обобщением всего существующего материала по геологическому строению и тектонической эволюции северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы, и могут служить основой для регионального прогнозирования месторождений полезных ископаемых, в т.ч. и углеводородов. «Тектоническая карта Белого моря...» и Объяснительная записка к ней могут служить также учебным пособием для студентов и аспирантов, интересующихся геологией и тектоникой материковой и прилегающей к ней морской территории Европейского Севера России.

Основные защищаемые положения

1. Реконструировано строение палеорифтовой системы Белого моря, представляющей собой единый структурно-парагенетический ансамбль рифтовых структур в пределах Мезенской синеклизы, Балтийского щита и акватории Белого моря на основе использования комплекса современных геолого-геофизических методов.
2. Составлена модель строения палеорифтовой системы Белого моря, в основу которой положено выделение ряда крупных листрических сбросов, выполаживающихся к единому внутрикоровому разделу, идентифицируемому с детайчментом, присущего многим континентальным рифтам и пассивным окраинам континентов деструктивного типа.
3. Составлена модель тектонической эволюции РСБМ, в которой выделены 4 основные этапа рифтогенеза: (1) 1,3-1,2 млрд. лет обусловлен формированием рифейской континентальной окраины Балтики в связи с распадом суперконтинента Палеопангеи и новообразованием океанской коры рифейского палеоокеана; (2) в позднем рифее импульс растяжения тиманской окраины Балтики связан с распадом Родинии и раскрытием палеоокеана Япетус; (3) девонская реактивация палеорифтовой системы связана с закрытием палеоокеана Япетус и одновременным заложением Восточно-Баренцевского рифтогенного трога. На этом этапе возросло плюм-литосферное взаимодействие, выразившееся в проявлении своеобразного внутриплитного магматизма в пределах области динамического влияния рифтогенных структур; (4) современный (позднекайнозойский) – образование современных тектонических впадин Белого моря, наследующих рифейские рифты, связывается с раскрытием Североатлантического и Арктического океанов.
4. Несмотря на сходство основных элементов строения, главная отличительная особенность РСБМ от других авлакогенов Восточно-Европейской платформы, заключается в несравнимо большем масштабе проявления процессов рифтогенеза, длительном и многоэтапном развитии рифтовой системы на протяжении 1,3 млрд. лет, что обусловлено ее постоянным окраинно-континентальным положением.
5. Сравнительный анализ тектоники палеорифтовой системы Белого моря с современными континентальными рифтовыми системами показал принципиальное сходство их строения: наличие протяженных глубоких трогов, сегментация грабенов и полуграбенов, разделенных перемычками, являвшимися зонами аккомодации со сменой полярности по простиранию рифтовой зоны, смещение рифта относительно мантийного выступа, существование полого падающего

сброса (детачмента) и др., что подтверждает рифтогенную природу авлакогенов северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы.

Апробация результатов работы и публикации. Результаты исследований автора по теме диссертации отражены в 105 публикациях (в том числе 1 коллективная монография, 1 тектоническая карта, 18 статей в рецензируемых журналах, 3 статьи в сборниках).

Материалы исследований докладывались на международных и всероссийских научных конференциях и совещаниях: ежегодных тектонических совещаниях (Москва МГУ, 1999, 2000, 2001, 2002, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010), конференциях по морской геологии «Геология морей и океанов» (Москва, ИО РАН, 2005, 2007, 2009, 2011), «Тектоника литосферных плит им. Л.П.Зоненшайна» (Москва, 1993, 1995, 2001), «Байкал - природная лаборатория для исследования изменений окружающей среды» (Иркутск, 1994), «Структурные парагенезы и их ансамбли» (Москва, 1997), «Методы изучения, строение и мониторинг литосферы» (Новосибирск, 1998), «Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия» (Петрозаводск, 1999), на XIII и XV Геологических съездах республики Коми (Сыктывкар, 1999, 2009 гг.), «Рифтинг во внутриконтинентальной обстановке: Байкальская рифтовая система и другие континентальные рифты» (Иркутск, 1999), «Рифты литосферы: эволюция, тектоника, магматические, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые» (Екатеринбург, 2002), «Экология северных регионов России. Проблемы, прогноз ситуации, пути развития, решения» (Архангельск, 2002), «Металлогения докембрийских щитов» (Киев, 2002), «Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков» (Москва, 2002), «Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы» (Иркутск, 2003), «Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере» (Сыктывкар, 2005), «Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды» (Иркутск, 2007), «Северные территории России: проблемы и перспективы развития. (Архангельск, 2008), «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными» (Петрозаводск, 2008), «Кайнозойский континентальный рифтогенез» (Иркутск, 2010), «Современное состояние наук о Земле» (Москва, 2011) и др.

Объем и структура работы. Диссертационная работа состоит из общей характеристики работы, введения, 8 глав, заключения и списка цитируемой литературы. В общей характеристике работы обосновывается актуальность темы диссертации и основные проблемы, решаемые в работе, ее цели и задачи, а также основные защищаемые положения. Во введении разбираются некоторые дискуссионные вопросы тектонической терминологии, употребляемой в диссертационной работе, особенности проявления континентального рифтинга на Восточно-Европейской платформе и основные проблемы

его изучения. В первых четырех главах приводится монографическое описание геологического строения и магматизма северного сегмента ВЕП и ее северо-восточного обрамления с учетом новых данных. В пятой главе описаны основные этапы тектонической эволюции северо-восточного сегмента ВЕП. В шестой главе приводится краткий обзор проявления континентального рифтинга на ВЕП и место РСБМ в авлакогенной сети ВЕП. В седьмой и восьмой главах приведены краткие описания геологического строения некоторых мезозой-кайнозойских рифтовых систем и сравнительный анализ последних с РСБМ. Работа содержит 332 страниц текста, 119 рисунков и 7 таблиц. Список литературы содержит наименований

Благодарности. Диссертационная работа подготовлена в Лаборатории тектоники консолидированной коры Геологического института РАН при благожелательной поддержке ее заведующего М.Г.Леонова, который являлся научным консультантом автора, за что автор ему искренне благодарен. Особую признательность хотел бы выразить безвременно ушедшим чл.-кор. РАН Н.А.Богданову† и чл.-кор. РАЕН В.М.Моралеву†, которые являлись первыми вдохновителями этой работы.

Автор благодарен своим коллегам по лаборатории тектоники консолидированной коры и других лабораторий Геологического института М.З.Глуховскому, Д.С.Зыкову, С.Ю.Колодяжному, Н.Б.Кузнецову, Е.Н.Терехову, Е.С.Пржиялговскому, Т.Ф.Щербаковой за сотрудничество и постоянную поддержку,

Эта работа рождалась в тесном сотрудничестве с коллегами из ОАО Морской арктической геологоразведочной экспедиции (МАГЭ) В.А.Журавлевым и С.И.Шкарубо и Института геологии Карельского НЦ РАН А.И.Слабунова и Н.В.Шарова, за что автор им глубоко признателен. Весьма полезным было общение и сотрудничество в области континентального рифтогенеза с В.Г.Казьминым† (Институт океанологии РАН), академиком М.И.Кузьминым (Институт геохимии СО РАН, Иркутск), К.Г.Леви, В.А.Саньковым, А.И.Мельниковым (Институт земной коры СО РАН, Иркутск), за что автор им выражает свои признательность и благодарность.

На протяжении многих лет автор чувствовал моральную поддержку своих коллег и старших товарищей Н.И.Филатовой и В.Д.Чехович, за что им также весьма признателен. Автор благодарен за помощь в оформлении диссертации Л.Ф.Сергачевой. Автор признателен академикам РАН М.А.Федонкину и Ю.Г.Леонову за внимание и поддержку работы в период ее написания.

ВВЕДЕНИЕ

1. Некоторые вопросы тектонической терминологии

В представляемой работе широко используются термины «авлакоген», «палеорифт», «рифт», «грабен», «трог», поэтому необходимо дать им трактовку в понимании автора. Термин «авлакоген» от греческого *aulax* – борозда, введенный Н.С.Шатским [Шатский, 1955], был предложен первоначально для описания узких вытянутых впадин, которые протягиваются через платформу из входящих углов, обращенных к примыкающим крупным прогибам или горным поясам, возникшим на месте геосинклинали. Он рассматривал их как систему краевых поперечных структур древних платформ, и их появление генетически связывал с крупными прогибами, в которые они переходят, т.е. авлакоген может перейти в синеклизу. После принятия теории тектоники плит термины «авлакоген» и «палеорифт» рассматриваются как синонимы [Гарецкий, 1995; Ю.Леонов, 2001]. По определению А.М.С.Шенгёра: «авлакоген определяется как рифт, который образовался в связи с событием раскрытия океана, открывается в океан или в горный пояс (который возник в результате закрытия прежнего океана) и протягивается вглубь платформы. Авлакогены существовали во все эпохи истории Земли...» [Структурная геология..., 1990, т. 1, с. 9].

В свою очередь, рифты – это протяженные, ограниченные разломами, удлиненные грабены и трог, под которыми за счет происходящего при формировании этих структур растяжения мощность литосферы оказывается уменьшенной [Шенгёр, Натальин, 2009]. Рифты образуются почти во всех тектонических обстановках (в том числе и над мантийными плюмами) и на всех стадиях вильсоновского цикла открытия и закрытия океана. Образование рифтов обычно сопровождается вулканической деятельностью.

Разделение и классификация рифтогенных структур всегда являлись предметом дискуссий, а их общепринятой единой классификации до сих пор не выработано. Проблемой рифтов (современных и древних) много и успешно занимались отечественные геологи, в частности Н.С.Шатский, А.А.Богданов, Р.Н.Валеев, Е.Е.Милановский, Р.Г.Гарецкий, Л.Ф.Грачев, Л.П.Зоненшайн, В.Г.Казьмин, Н.А.Логачев, Ю.А.Зорин, В.Д.Мац, К.Г.Леви, С.И.Шерман, В.А.Саньков, С.Л.Костюченко, Ю.Г.Леонов, В.Г.Николаев, Т.Н.Хераскова, Н.П.Чамов и др., и многие из них рассматривали условия формирования рифтов с позиций теории тектоники плит. Однако попытки их классификации с этой позиции были рассмотрены в основном зарубежными исследователями, и, в частности, одной из таких работ является книга А.М.Д.Шенгёра и Б.А.Натальина «Рифты мира» [2009], где авторы предлагают довольно стройную, с нашей

точки зрения, классификацию всех рифтовых структур Земли, известных на сегодняшний день (рис. 1.1).

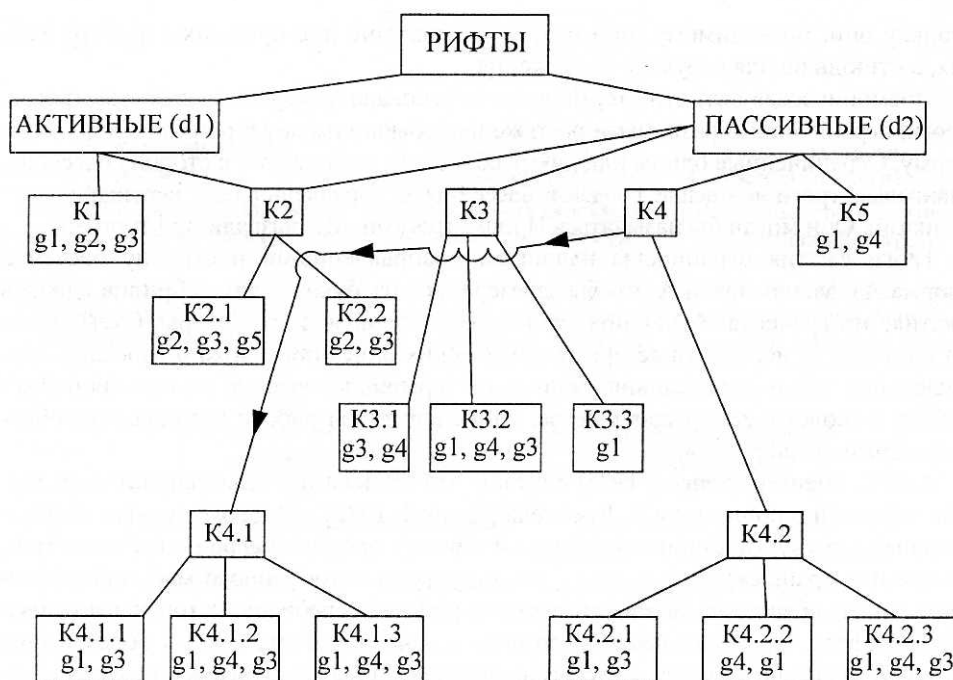


Рис. 2. Классификация рифтов [Шенгёр, Натальин, 2009]. Кинематические: (K1) – внутриплитные рифты, (K2) – рифты, связанные с расходящимися границами плит, (K2.1) – рифты, формирующиеся после эпизода сводообразования, (K2.2) – рифты, формирующиеся без дорифтового сводообразования, (K3) – рифты, формирующиеся в ассоциации с консервативными границами плит, (K3.1) – консервативные границы растяжения, (K3.2) – пул-апарт бассейны, располагающиеся вдоль консервативных границ, (K3.3) – сфеночазмы, (K4) – рифты, формирующиеся вместе с границами сходящихся плит, (K4.1) – рифты связанные с зонами субдукции, (K4.1.1) – рифты, связанные с дугами растяжения, (K4.1.2) – рифты, связанные с нейтральными дугами, (K4.1.3) – рифты, связанные с дугами сжатия, (K4.2) – рифты, связанные с зонами столкновения континентов, (K4.2.1) – импактогены, (K4.2.2) – рифты, формирующиеся вдоль внутриконтинентальных поясов схождения, (K4.2.3) – рифтовые бассейны мозаичного (глыбового) типа, (K5) – рифты тройных сочленений. Геометрические: (g1) – одиночные рифты, (g2) – «рифтовые звезды», (g3) – рифтовые цепи, (g4) – рифтовые группы, (g5) – сети рифтов.

Эта классификация, названная по имени автора «классификацией Шенгёра», включает в себя динамическую (генетическую) классификацию рифтов – «активный рифтинг» и «пассивный рифтинг», геометрическую и кинематическую классификации рифтов. Особый интерес вызывает толкование авторами термина «тафроген». По их мнению, для лучшего понимания тектонических режимов, вызывающих рифтообразование, было бы полезно рассматривать рифты в рамках тафрогенов – областей интенсивного растяжения, где многие рифты и грабены выступают как результат генерального утонения литосферы.

«Тафрогены – это структуры литосферного масштаба, сформированные обычно из связанной системы рифтов и грабенов, которые растягивают литосферу. Развивающаяся

тафрогения в конечном счете ведет к образованию океана и может называться талассогенией (таласса по гречески означает море). Если процесс тафрогении останавливается до образования океана (т.е. до перехода в талассогению), происходит погружение суши, и образуются большие бассейны, перекрывающие тафрогены» [Шенгёр, Натальин, 2009, с. 11]. К типичным тафрогенам относятся рифтовая система Провинции бассейнов и хребтов, Восточно-Африканская рифтовая система и, как будет показано ниже, к древнему аналогу этого типа структур земной коры можно отнести палеорифтовую систему Белого моря, представляющую собой систему субпараллельных рифтогенных желобов в кристаллическом фундаменте платформы, вытянутых вдоль ее северо-восточного края и погружающихся к юго-востоку от Балтийского щита под чехол Мезенской синеклизы. Однако А.М.Д.Шенгёр отнес каждую из структур этой палеорифтовой системы к внутриплитным рифтам «активного» рифтообразования (d1-k1), что объясняется, видимо, разобренным описанием этих структур разными авторами в использованных им первоисточниках. Как будет показано ниже, палеорифты Беломорской системы по классификации Шенгёра можно отнести к группе рифтов консервативной границы растяжения плиты (K3.1 g4) или часть из них – к пул-апарт бассейнам, располагающимся вдоль консервативной границы плиты (K.3.2 g4) (см. рис. 1.1).

В то же время Т.Н.Хераскова с соавторами [Хераскова и др., 2007] считают, что морфологический термин «авлакоген», предложенный Н.С.Шатским, включает в себя структуры разного генезиса и возраста, и при этом далеко не все их можно относить к рифтогенным. Эти структуры выполнены различными по строению и обстановкам формирования отложениями, возникшими под воздействием различных геодинамических факторов. Авторы выделяют четыре основных генетических типа структур, выполненных отложениями рифея-нижнего венда на территории ВЕП: 1. Грабен-синклинали, генетически связанные с процессами орогенеза и относительными смещениями крупных блоков фундамента с преобладанием напряжений сжатия (Пашско-Ладужский авлакоген и в основании Кандалакшско-Двинского авлакогена). 2. Односторонние грабены, генетически связанные с процессами растяжения и формирования листрических сбросов в процессе становления деструктивной континентальной окраины (все грабены, погруженные в Мезенской синеклизе). 3. Континентальные рифты (Кандалакшско-Двинский и Пачелмский авлакогены, ранневендские структуры Волыни). 4. Присдвиговые структуры растяжения (транстенсивные), генетически связанные с коллизией и орогенезом (Среднерусский и Серноводско-Абдулинский авлакогены). Однако такое разделение авлакогенов представляется не всегда оправданным, т.к. некоторые структуры по ряду признаков можно отнести сразу к двум, а то и трем типам, как, например,

структуры палеорифтовой системы Белого моря, которые можно отнести ко второму и третьему типу одновременно.

Нужно отметить, что служивший когда-то предметом дискуссии вопрос об идентичности современных и древних рифтов давно решен положительно, при этом термины «авлакоген» и «палеорифт» рассматриваются как синонимы [Гарецкий, 1995; Леонов Ю., 2001]. На сегодняшний день существует достаточно большое количество работ, посвященных сравнению морфологических, структурных, формационных и других особенностей рифтов разного возраста, включая современные, доказывающих их формирование в сходных геодинамических условиях и с близкой последовательностью этапов развития [Гарецкий и др., 1988; Леонов Ю., 2001; Осадочные бассейны..., 2004 и др.]. Автор данной работы придерживается точки зрения, что авлакогены Восточно-Европейской платформы имеют рифтогенную природу, хотя зародился каждый из них, вероятно, в разных геодинамических обстановках (разнообразие таких обстановок наглядно демонстрирует выше приведенная классификация рифтов по Шенгёру). Таким образом, термины «авлакоген» и «палеорифт» рассматриваются в работе как *синонимы*. В отношении термина «рифт» для данной работы принято следующее определение: «Рифты представляют линейно вытянутые структуры и системы структур (продолжающих или кулисообразно подставляющих друг друга, ветвящихся и т.д.), представленные грабенами (разной морфологии и кинематики) и сдвиговыми структурами типа пул-апарт, образовавшимися в обстановке растяжения (грабены) либо транстенсии и транспрессии (структуры пул-апарт). ... Главным диагностическим признаком рифта является тектоническая структура и геодинамический режим, в котором она сформировалась» [Осадочные бассейны..., 2004, с. 45].

2. Особенности проявления континентального рифтинга на Восточно-Европейской платформе и основные проблемы его изучения

На Восточно-Европейской платформе рифейская эпоха отмечена масштабным развитием процессов континентального рифтогенеза и связанными с ним проявлениями внутриплитного магматизма. Обычно выделяли две главные эпохи рифтогенеза на ВЕП, которым соответствуют и два крупных этапа проявления внутриплитного магматизма – позднепротерозойский (рифей-венд) и среднепалеозойский (средний девон–начало карбона) [Грачев и др., 1994; Милановский, 1983]. Рифейская эпоха рифтогенеза была активнее и масштабнее: площадь, занятая авлакогенами, и объемы сформированных вулкано-плутонических комплексов были существенно большими, чем в среднем палеозое.

Однако в неопротерозойское время можно выделить, по крайней мере, четыре самостоятельных периода рифтогенеза: в раннем рифее (Абдулинский, Оренбургский, Пачелмский, Пашско-Ладожский и Овручский палеорифты; см. рис. 6.1), в среднем рифее (палеорифтовая система Белого моря и ряд более мелких грабенов к западу от нее, а также, вероятно, Балтийско-Ботническая палеорифтовая система), в позднем рифее (Среднерусская система палеорифтов, Московский палеорифт) и в раннем венде (структуры Волыно-Подоллии с проявлениями траппового магматизма – «рассеянный рифтинг») [Балуев, Моралев, 2001]. Эти проявления континентального рифтинга, вероятно, отражают моменты перестроек плитной кинематики во время различных эпизодов тектонической истории – взаимодействие континентальных плит при распаде и сборе суперконтинентов, изменение направления дрейфа плиты ВЕП и ее вращение, плюм-литосферное взаимодействие, а также нельзя исключать и влияния космических факторов, таких как изменения скорости вращения Земли, наклона оси ее вращения и т.п.

Одной из важных проблем континентального рифтогенеза на Восточно-Европейской платформе является определение длительности рифтогенеза в рифее. Как отмечено в работах [Ю.Леонов, 2001; Никишин и др., 1997], вряд ли в то время процессы рифтогенеза кардинально отличались по длительности и скорости от современных рифтов, длительность формирования которых определяется в типичных случаях в 20-35 до 50 млн. лет. Об этом свидетельствует материал по рифтовой системе Мидконтинента на Северо-Американской платформе. Рифт Мидконтинента заложен на коре архейско-раннепротерозойского возраста. Формирование рифта, датированное уран-свинцовым методом по возрасту накопления синрифтовой вулканогенно-осадочной толщи и пострифтовых осадочных отложений, заключено в интервале от 1109 до 1087 млн. лет, т.е. имеет длительность около 20 млн. лет. Это соответствует длительности формирования позднекайнозойских рифтов и устраняет всякие сомнения в их идентичности по этому признаку [Ю.Леонов, 2001].

Хотя время проявлений рифтовых фаз точно не установлено (в абсолютной геохронологии), данные изотопных датировок магматических пород, ассоциирующих с палеорифтовыми структурами на платформе, позволяют думать, что на фоне продолжительности рифея в один миллиард лет временные интервалы между проявлениями рифтогенеза на ВЕП составляли примерно 100-200 млн. лет. Такой же порядок цифр составляет и интервал времени (160-200 млн. лет), фиксируемый между последним рифтогенезом авлакогенной стадии развития платформы и среднепалеозойской эпохой рифтогенеза, проявившегося уже на плитной стадии развития.

В то же время определения возрастов синрифтовых образований РСБМ укладываются в интервал средний рифей – венд, который охватывает примерно 700 млн. лет. Очевидно, что погружение рифтовых грабенов происходило в виде импульсов в несколько миллионов или десятки миллионов лет, которые соответствовали импульсам растяжения земной коры краевой части Восточно-Европейского кратона в ходе его геодинамической истории. Как отмечается в работе [Осадочные бассейны..., 2004], формирование рифта длится ровно столько, сколько действуют вызывающие его условия, а именно обстановка растяжения в сочетании, очевидно, с определенными свойствами литосферы. При крупных – глобального масштаба процессах необходимые условия могут существовать или возобновляться в одной и той же области на протяжении значительного интервала времени, и в этом случае рифтообразование складывается из двух или более отдельных фаз. Этой особенностью, в частности обладают рифты начальных стадий развития пассивных окраин континентов атлантического типа, формирование которых связано с грандиозным процессом распада континентов. Установлено, что рифтогенез пассивных окраин отличается большей длительностью и более сложной историей по сравнению с «обычными» континентальными рифтами [Осадочные бассейны..., 2004].

Однако, несмотря на то, что строение фактически погребенной под мощным платформенным чехлом палеорифтовой системы Белого моря к настоящему моменту изучено довольно детально, существует проблема времени заложения этой системы. Среднерифейский возраст синрифтовых терригенных образований, выполняющих нижнюю часть грабенов, датируется на сейсмических профилях, в основном, по положению в разрезе, а в обнаженных выходах на поверхность (Терский берег Кольского п-ова) – по определениям К-Аг методом, проведенных в 70-х годах прошлого столетия, которые в настоящее время многими исследователями считаются некорректными, хотя других определений пока нет (или нам они не известны). Существуют также точка зрения как о раннерифейском заложении РСБМ [Хераскова и др., 2007], так и о позднерифейском [Гарецкий, 2007; Чамов, 2013].

Примечательно, что развитие континентального рифтогенеза и связанного с ним магматизма происходило именно в те периоды (средний рифей и средний палеозой), когда плита ВЕП в ходе своего дрейфа находилась в пределах экваториального "горячего пояса" Земли ($\pm 35^\circ$), в котором концентрировалась основная масса мантийных плюмов планеты [Глуховский и др., 1994; Глуховский, Моралев, 1998], что могло явиться причиной проявления глубинного (мантийного) магматизма. Результаты петрологических исследований показали [Арзамасцев и др., 1998, 2009; Махоткин и др., 1997], что

изотопные тренды среднепалеозойских пород щелочной и щелочно-ультраосновной формаций в пределах Беломорской рифтовой системы образовались из обогащенного источника, который обычно рассматривается как главный изотопный резервуар магматических расплавов, генерируемых мантийными плюмами.

Рифейский рифтогенез в значительной степени predetermined впоследствии регенерацию и развитие палеозойских рифтовых систем и связанных с ним процессов внутриплитного магматизма в периоды растяжения литосферы ВЕП. В свою очередь устанавливается довольно четкое влияние раннепротерозойских мегаструктур фундамента платформы на местоположение рифей-вендских и более поздних грабенов (авлакогенов). В частности, установлена приуроченность крупнейших систем рифей-вендских палеорифтов (авлакогенов) – Среднерусской (с подставляющей ее на юго-западе Вольно-Оршанской впадиной) и Пачелмской – к главным сутурам и зонам сочленения крупных элементов раннепротерозойского фундамента ВЕП. Такого рода сутуры разделяют три крупнейших сегмента фундамента платформы: Фенноскандию, Сарматию и Волго-Уралию, объединившихся в единое целое, т.е. образовавших единую литосферную плиту в раннем протерозое [Bogdanova et al., 1996].

В рифее в каждом из периодов рифтогенез возникал на разных участках платформы, а не охватывал всю ее территорию одновременно. Очевидно, что и причины, его вызывающие, были в каждом случае различны, но при этом, в конечном счете, все сводилось к возникновению на отдельных участках континентальной плиты геодинамических режимов трансенсии и/или транспрессии. Высказываются несколько точек зрения (моделей) на причины, приводящие к смене геодинамических режимов и внутриплитному тектогенезу на Восточно-Европейской платформе в позднем докембрии. В одном случае привлекается модель асимметричных незамкнутых конвективных ячеек с продольным субгоризонтальным течением материала и многоярусной конвекции [Леонов М., 2001]. Литосферные плиты при латеральном перемещении последовательно попадали то в условия сдвига с растяжением (над ячейкой), то в условия сдвига со сжатием (между ячейками). В процессе рифтинга происходил отток вещества из-под рифтов и синеклиз в область антеклиз и щитов.

Другая модель рифтогенеза рассматривает влияние ротационного фактора при вращении древней континентальной плиты Восточно-Европейского кратона (Балтика) по или против часовой стрелки при изменении направления ее дрейфа, вызывавшего в различных ее сегментах режимы сжатия и растяжения литосферы [Балуев, Моралев, 2001; Балуев и др., 2000; Колодяжный, 2003] и, как следствие этого, вращение отдельных блоков фундамента плиты и заложение Беломорской рифтовой системы [Колодяжный,

2003]. Еще один механизм континентального рифтогенеза в центральной части платформы описан в работах [Осадочные бассейны..., 2004; Чамов и др., 2003], где главной причиной формирования Среднерусского авлакогена в позднем рифее считается распад в условиях трансенсии выраженного в рельефе корового кряжа с утолщенной, но реологически расслоенной корой, возникшего в результате коллизии геоблоков цоколя платформы 1,8-1,75 млрд. лет назад.

Для северо-восточного сегмента ВЕП процессы континентального рифтогенеза связываются автором с распадом древнего суперконтинента Палеопангеи (Колумбии) и в данном случае рифтовая система Белого моря представляется как рифтовая система пассивной окраины континента, которая в процессе своего развития превращается в рифтогенный периконтинентальный осадочный бассейн. Наиболее масштабный континентальный рифтогенез обычно связан с расколом континента при растяжении континентальной литосферы, причиной которого могут служить конвективные течения в мантии. В одних случаях это приводит к полному разрыву континентальной коры и переходу континентального рифта в океанический и к возможному возникновению спрединга. В другом случае процесс формирования рифта может остановиться на стадии континентального рифта. В обоих случаях возможно развитие континентальных рифтов с интенсивной магматической активностью или амагматических рифтов (м. б. с крайне незначительным проявлением магматизма). Установлено, что развитие амагматических рифтов приводит к образованию пассивных окраин с сильно утоненной континентальной корой, подстилаемой мантийными частично серпентинизированными породами [Казьмин, Бяков, 1997]. Как будет показано ниже, древним аналогом такой амагматичной рифтовой системы на Восточно-Европейской платформе может служить палеорифтовая система Белого моря, заложенная в позднем докембрии вдоль северо-восточной (в современных румбах) пассивной окраины древнего континента Балтика. В условиях отсутствия или малого количества магматического материала пассивная окраина формируется только за счет растяжения континентальной литосферы и ее утонения в несколько раз.

Нами изучалось строение палеорифтовой системы Белого моря на основе данных геолого-геофизических исследований последних лет территории северо-восточного сегмента ВЕП, включая область ее сочленения с Западно-Арктической платформой. Исследования этой палеорифтовой системы позволили выявить особенности строения погребенных рифтовых структур и их эволюции в пространстве и во времени вплоть до современного этапа развития, и на этой основе предложить новую геодинамическую модель тектонической эволюции северо-восточной окраины Восточно-Европейского кратона.

Глава I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В настоящей главе дается монографическое описание геологического строения северной части Восточно-Европейской платформы с учетом данных, полученных в результате геолого-геофизических исследований последних лет в пределах акватории Белого моря и прилегающих территорий. В строении Восточно-Европейской платформы выделяется раннедокембрийский кристаллический фундамент, обнажающийся на дневной поверхности в виде Балтийского щита, рифейский доплитный комплекс осадочного чехла, выполняющий грабеновые структуры, и верхневендский-фанерозойский плитный комплекс осадочного чехла, выполняющий Мезенскую синеклизу.

Идея о существовании в пределах юго-восточного обрамления Балтийского щита прогибов фундамента была впервые выдвинута Л.Я.Харитоновым в 1955 г. [Харитонов, 1955]. Согласно его выводам, Кандалакшко-Онежская синклиальная структура выделялась на основе анализа и сопоставления мощностей терригенных рифейских отложений Кандалакшского залива и Онежского полуострова Белого моря с особенностями структуры Балтийского щита. При этом отмечалось ярко выраженное северо-западное простирание и пологое падение крыльев прогиба, не превышающее 10° . По данным стратиграфического анализа возраст образования структуры оценивался в интервале от верхнего протерозоя до верхнего девона. Опираясь на интерпретацию материалов аэромагнитной съемки, Р.А.Гафаров (1963) охарактеризовал прогиб как Онего-Кандалакшскую синклиаль. В работах В.Н.Зандера [Зандер, 1972; Зандер и др., 1967] эта структура представлялась в несколько иных очертаниях и, на этот раз, как Кандалакшский грабен (авлакоген). Уточнение контуров производилось им по данным геофизических исследований, прежде всего аэромагнитных съемок. Глубина залегания фундамента при этом была оценена в 3 км. Отмечалась также унаследованность простирания и приуроченность основных структурных элементов к зонам глубинных разломов дорифейского заложения.

В результате анализа данных бурения, аэромагнитной и гравиметрической съемок А.А.Константиновским (1977) были уточнены параметры структуры, подчеркнута сегментированное строение Онежско-Кандалакшского грабена и выделены три впадины: Онежская, Центральная и Кандалакшская. Уточнение данных о морфологии разрывных нарушений, стратиграфии и магматизме региона позволило ему сделать вывод о рифтовой природе грабена и о возможности сопоставления глубинного магматизма палеорифта с таковым современных рифтовых зон, хотя при этом отмечалась оторванность времени внедрения магм от эпохи формирования грабена.

Р.Н.Валеев (1978) рассматривает эту структуру как Кандалакшко-Двинский авлакоген, расчлененный на ряд сегментов (Северо-Кандалакшский, Кандалакшский, Яренгский, Северо-Двинский и Нижнетойменский) системой поперечных сдвигов, устанавливаемых по плановым смещениям магнитных аномалий, отвечающим вторичным деформациям магнитных тел. Образование Кандалакшского залива рассматривается им как фаза возрождения рифейского грабена в новейшее время. Наряду с Кандалакшко-Двинским Р.Н.Валеев описывает и Керецко-Лешуконский авлакоген, отделенный от первого Архангельским горстом. В его пределах выделены Керецкий, Полтинский, Лешуконский и Усть-Вачергинский сегменты.

Такое понятие как система Беломорского рифта, или Беломорская рифтовая система (наряду с Баренцевоморской) было введено в 1992 г. М.И.Добрыниной, куда она включила Кандалакшский грабен в акватории Белого моря, Онего-Двинский и Керецко-Лешуконский авлакогены на Русской плите. По ее мнению, здесь имеет место разделение на двое Кандалакшской ветви палеорифта при «обтекании» ею Архангельского поднятия. Комплексный анализ геофизических полей региона, различных сейсмических исследований и данных глубокого бурения, приведенный в работе, использовался для выяснения роли рифтогенеза в образовании описываемой структуры. При сопоставлении рифейских рифтовых зон с современными отмечалось отсутствие под первыми выступа аномальной мантии, выраженного обычно на глубинных сейсмических разрезах и в физических полях современных рифтов, что объясняется сглаживанием мантийных неоднородностей с течением времени [Добрынина, 1992].

В последние два десятилетия интерес к Северу Восточно-Европейской платформы связан, прежде всего, с возможной нефтегазоносностью рифейских отложений, выполняющих рифтогенные прогибы. Традиционно эта территория рассматривалась как площадь развития континентального рифтогенеза в рифее, который предшествовал началу общего прогибания и формирования осадочного чехла Мезенской синеклизы. До последнего времени считалось, что в систему входят три палеорифта (с юго-запада на северо-восток): Онежско-Кандалакшский (Кандалакшко-Двинский), Керецко-Лешуконский и Баренцевоморский. Однако, новые данные, полученные при комплексных геолого-геофизических исследованиях акватории Белого моря, проведенных ОАО Морской арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ) в последние годы [Казанин и др., 2006; Журавлев, 2007], а также результаты наземных исследований территории Беломорья последних лет [Аплонов и др., 2006] значительно меняют сложившиеся представления о строении земной коры этого региона. Согласно новым данным, палеорифтовая система Белого моря, простирающаяся вдоль края Восточно-

Европейской платформы, состоит из четырех субпараллельных рифтовых зон (ветвей): Онежско-Кандалакшской (Кандалакшско-Двинской), Керецко-Пинежской, Чапомо-Лешуконской и Понойско-Мезенской (Баренцевоморской), разделенных соответственно Архангельским, Товским и Кулойско-Мезенским выступами кристаллического фундамента [Балуев и др., 2009а] (рис. 1.1).

Полученные в последние годы результаты исследований по глубинному строению земной коры и магматизму севера ВЕП, палеогеодинамические реконструкции, а также материалы наших исследований структурных особенностей и магматизма северной части ВЕП позволили дополнить существующие представления о строении и тектонической эволюции палеорифтовой системы Белого моря и связанного с ней магматизма, что и является предметом обсуждения в данной работе.

I.1. ФУНДАМЕНТ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Балтийский щит

Принято считать [Константиновский, 1977; Добрынина, 1994; Объяснительная записка..., 1996], что палеорифтовая система Белого моря заложилась в среднем рифее на раннедокембрийском консолидированном основании Восточно-Европейского кратона, которое в настоящее время обнажается на дневной поверхности в виде Балтийского щита и погружается от него к востоку и юго-востоку под платформенный чехол в Мезенскую синеклизу. Своим северо-западным концом Онежско-Кандалакшский палеорифт раскалывает восточную часть Балтийского щита, а Баренцевоморский (Мезенский) обрамляет последний с севера и северо-востока. Обе палеорифтовые зоны заложены вдоль дорифейских разломов северо-западного простирания, ограничивающих Кольский полуостров с юга и севера.

Кроме того, Онежско-Кандалакшский палеорифт, являясь краевой и в то же время одной из основных структур РСБМ, заложился вдоль оси раннепротерозойского Лапландско-Беломорского подвижного пояса. Пространственно Онежско-Кандалакшский палеорифт приурочен к юго-восточному фрагменту Лапландского гранулитового пояса, обнажающегося на северо-восточном побережье Кандалакшского залива. Можно думать, что так же, как и на других древних платформах [Долгинов, Д'Альмейда, 2002; Божко, 2006], пространственную локализацию Онежско-Кандалакшской палеорифтовой зоны предопределила древняя линейная зона чарнокит-гранулитового пояса. Возможно, что последний являлся ослабленной зоной древней литосферы, по которой происходили ее рифтогенные разрывы в обстановке регионального растяжения земной коры [Балуев,

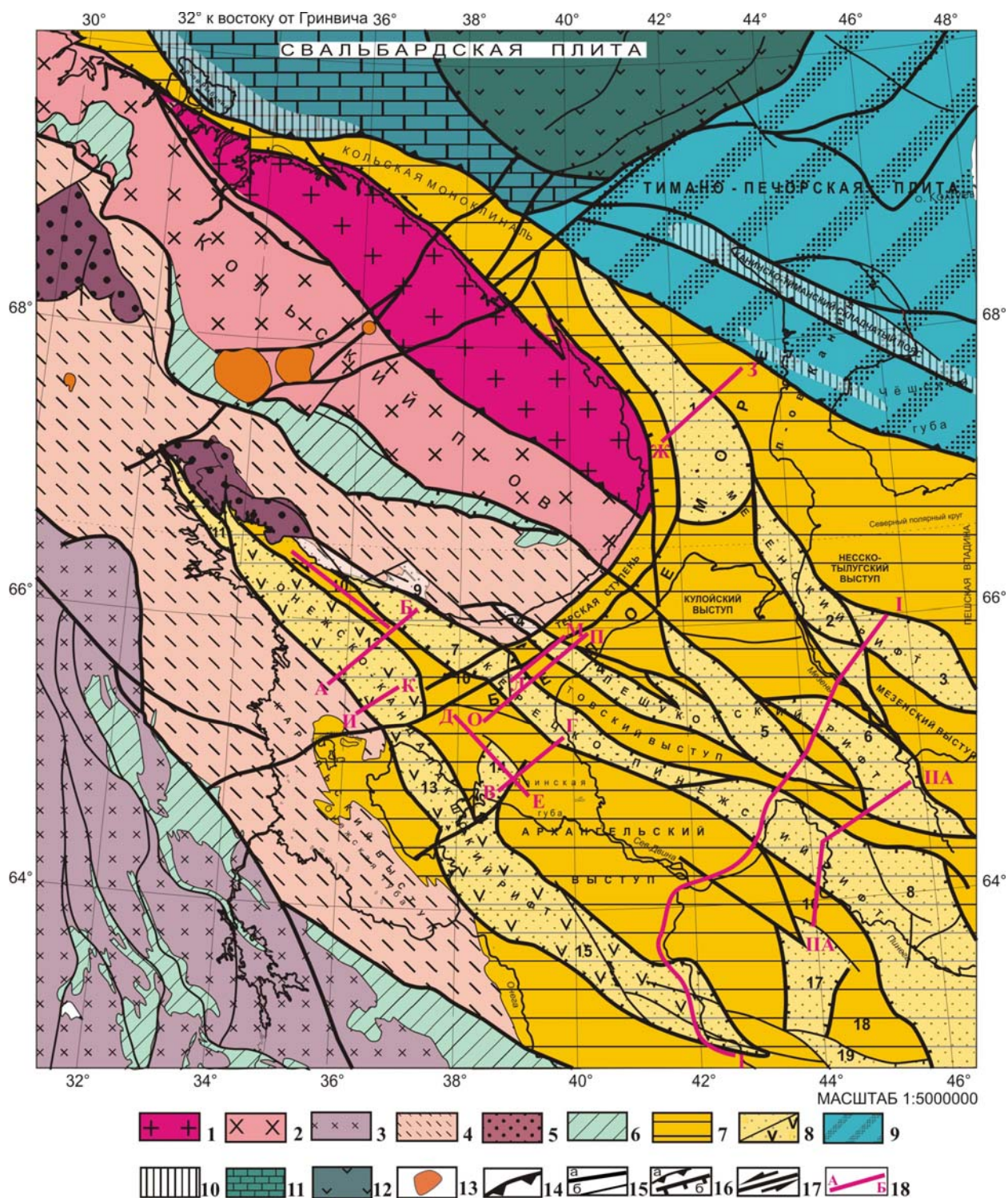


Рис. 1.1. Схема тектонического районирования северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. Восточно-Европейский кратон, Балтийский щит (1-6): 1-2 – Кольский массив неoarхейской консолидации: 1 – Мурманский блок, 2 – Центрально-Кольский блок; 3 – Карельский массив неoarхейской консолидации; 4-5 – Лапландско-Беломорский подвижный пояс палеопротерозойской консолидации: 4 – Беломорский пояс, 5 – Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс; 6 – проторифтогенные палеопротерозойские пояса; 7 – плитная часть кратона (Мезенская синеклиза); 8 – рифтогенные грабены, выполненные терригенными (а) и вулканогенно-осадочными (б) образованиями рифея. Западно-Арктическая платформа (9-12): 9-10 – Тимано-Печорская плита: 9 – с фундаментом байкальской консолидации, 10 – складчатые рифейско-вендские образования; 11-12 – Свальбардская плита: 11 – с фундаментом гренвилльской консолидации, 12 – Южная впадина Восточно-Баренцевого рифтогенного трога; 13 – проявления среднепалеозойского магматизма (массивы ультраосновного-щелочного комплекса, 380-360 млн. лет); 14 – конвергентная граница

литосферных плит; 15-17 – разломы: 15 – а) разломные зоны, ограничивающие крупные структуры земной коры, б) прочие разломы; 16 – а) взбросы, надвиги, б) сбросы; 17 – сдвиги; 18 – сейсмогеологические профили, приведенные в работе. Цифры на карте – основные структурные элементы рельефа фундамента: грабены: 1 – Понойский, 2 – Усть-Мезенский, 3 – Сафоновский, 4 – Чапомский, 5 – Лешуконский, 6 – Азопольский, 7 – Керецкий, 8 – Пинежский, 11 – Колвицкий, 12 – Кандалакшский, 13 – Центральный, 14 – Унский, 15 – Онежский, 17 – Покшеньгский, 19 – Северо-Двинский. Выступы: 9 – Варзугская моноклиналь, 10 – Оленицкий вал, 16 – Выйский выступ, 18 – Юльский выступ.

Терехов, 2007]. Из выше сказанного очевидно, что существует определенная связь структур раннедокембрийского кристаллического фундамента с последующими процессами континентального рифтогенеза. В связи с этим ниже приводится описание основных структур восточной части Балтийского щита.

Балтийский щит занимает значительную часть описываемой площади (см. рис. 1.1), где он выступает в роли жесткой глыбы среди позднедокембрийских и фанерозойских образований. Его слагают тектонические комплексы, которые, продолжаясь на территорию плитной части платформы, во многом предопределяли и эволюцию чехла. На территории Балтийского щита выделяются три геоструктурные провинции, различающиеся по времени и условиям формирования: Карело-Кольская, Свеккофеннская и Дальсландская. В работе рассматривается восточная часть Балтийского щита, представленного комплексами Карело-Кольской провинции.

Тектоно-магматическая активность этого домена фиксируется по крайней мере с середины архея до конца палеопротерозоя, то есть в интервале 3,3–1,7 млрд. лет. Выразилась она в формировании нескольких генераций архейских тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) ассоциаций и зеленокаменных поясов [Чекулаев и др., 1997], а также в накоплении палеопротерозойских образований Карельского цикла (2,6-1,7 млрд. лет), включающих рифтовые, островодужные, океанические (?) и протоплатформенные комплексы, разнообразные интрузии [Магматизм., 1995]. Рубежом завершения этой активности можно считать время формирования постскладчатых интрузий с возрастом 1,8-1,7 млрд. лет, широко развитых на этой территории. Это граниты Лицко-Арагубского и Стрельнинского комплекса, а также лампрофиры, лампроиты, щелочные габбро, преимущественно приуроченные к Лапландско-Беломорскому подвижному поясу. Хотя и позже в этом регионе отмечались магматические проявления (рапакиви в позднем протерозое и щелочные интрузии в палеозое), но они не сопровождались региональными метаморфическими событиями. В пределах этой провинции выделяется две субпровинции или массива – Карельский и Кольский – и расположенный между ними Лапландско-Беломорский гранулитогнейсовый подвижный пояс (ЛБПП) (см. рис. 1.1).

1.1. Карельский массив

Карельский массив в рамках описываемой территории представлен только своей восточной частью. Это типичная для архея гранит-зеленокаменная область, которая на 80% сложена породами ТТГ формации (серыми гнейсами) и супракристалльными породами архейских зеленокаменных поясов. На архейском фундаменте с угловым несогласием залегают палеопротерозойские образования карельской формации.

Формирование гранито-гнейсов ТТГ серии происходило в период 3,2-2,7 млрд. лет. Эти лейкократовые породы (66-79% SiO_2) обогащены глиноземом ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$) с преобладанием Na_2O над K_2O и обеднены Rb, Ba, Nb, Zr, Ti. Все они имеют фракционированное распределение РЗЭ, а геохимические особенности позволяют связывать их происхождение с плавлением метаморфизованных гранатосодержащих основных пород или с повторным плавлением более ранних пород этой серии (Чекулаев и др., 1997). В период 3,2-3,1 млрд. лет были сформированы «сиалические ядра» - наиболее древние структуры щита. Это Водлозерский блок и отдельные глыбы в Финляндии, но большая часть формации ТТГ была сформирована в период 3,0-2,83 млрд. лет.

Другим компонентом Карельского массива являются архейские зеленокаменные пояса, одновозрастные с ТТГ серией. Они представлены узкими клинообразными синформами, размером от первых сотен метров до первых десятков километров. Вулканыты, слагающие большую часть разреза этих поясов, часто имеют деплетированный мантийный источник и в основном представлены толеитовыми базальтами и коматиитами [Вревский и др., 2003].

В отношении тектоники Карельского массива в последние годы высказываются идеи объемной подвижности земной коры массива [Леонов, Колодяжный, 2002; Колодяжный, 2006]. М.Г.Леоновым (2008) детально рассмотрены различные структурно-тектонические ансамбли, развитые на территории Карельского массива: зоны сплющивания и нагнетания, зоны осепродольного течения, оттока и диссипативного сдвига. Являясь сложными структурными парагенезами, все они располагаются закономерно относительно друг друга и образуют единый парагенетический ансамбль первого порядка, характеризующий внутреннюю структуру и кинематику Карельского массива (рис. 1.2). Этот ансамбль отвечает объемному сдвиговому течению, происходившему в режимах транспрессии и транстенсии со сдвиго-надвиговой кинематикой [Леонов М., 2008]. Как считает большинство исследователей, основной структурный план массива был сформирован к концу раннего протерозоя в результате свеко-карельского (или карельского) тектогенеза в интервале 1,8-1,7 млрд. лет.

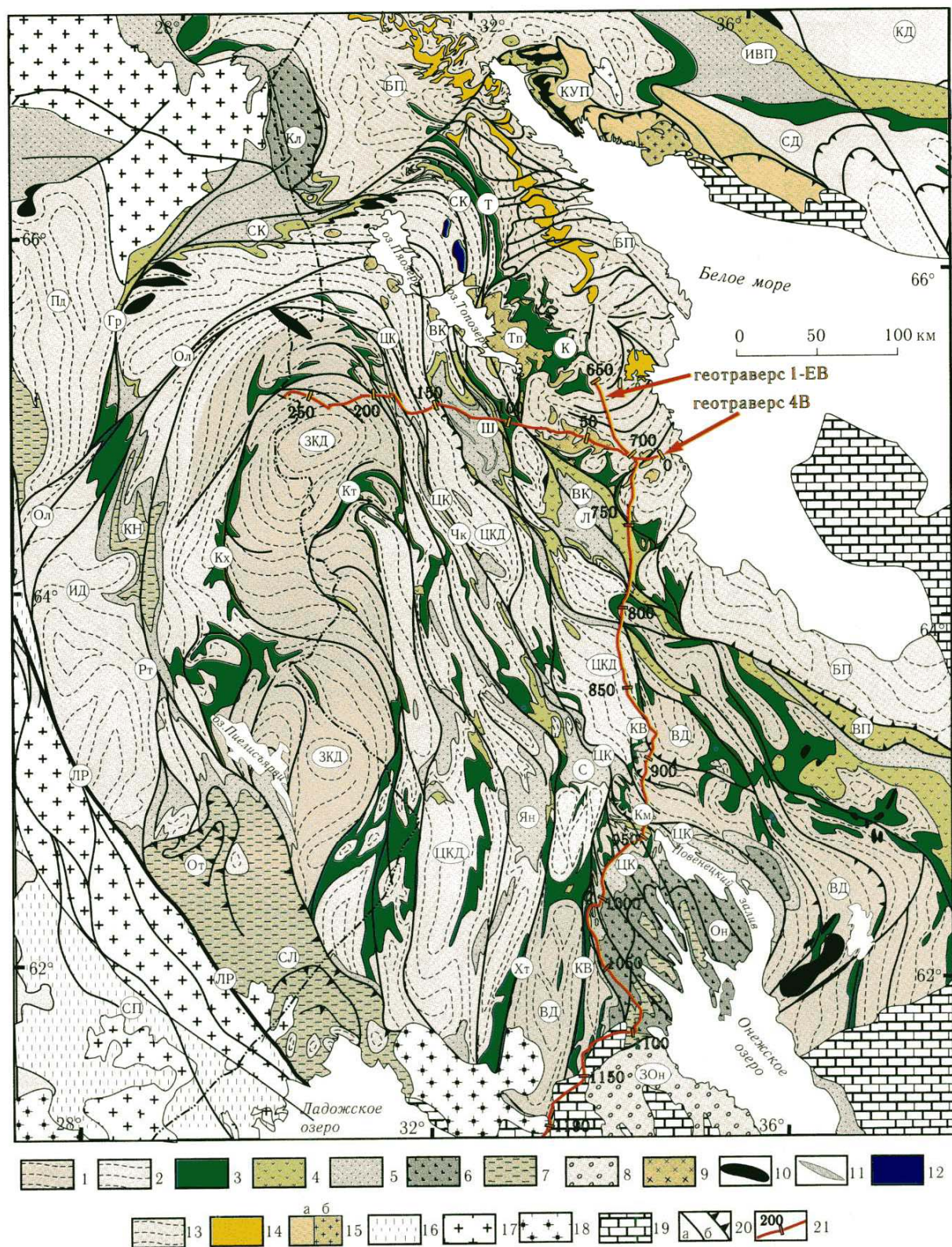


Рис. 1.2. Схема геологического строения Карельского массива и его обрамления (по С.Ю.Колодяжному, 2006). 1-12 – комплексы Карельского массива: 1, 2 – гнейсограниты комплекса основания с возрастом более 3 млрд. лет (1) и менее 3 млрд. лет (2); 3 – лопийские зеленокаменные пояса; 4-8 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы: 4 – андезитов-базальты сумия и конгломераты сариолия, 5 – осадочные породы и трапповые базальты ятулия, 6 – сланцы, базальты людиковия, 7 – флишиидные осадки калевия, 8 – молласоидные осадки вепсия, 9, 10 – интрузии сумийского возраста: гранитоиды (9) и расслоенные мафит-ультрамафитовые массивы (10), 11 – мафит-ультрамафитовые тела (ятулий-людиковий?), 12 – щелочные габброиды; 13-15 – комплексы Беломорско-Лапландского пояса: 13 – амфиболито-

гнейсовые ассоциации, 14 – глиноземистые гнейсы, 15 – гранулиты (а) и граниты (б); 16, 17 – комплексы *Свекофеннского пояса*: 16 – вулканогенно-осадочные образования, 17 – гранитоиды; 18 – анорогенные граниты рапакиви; 19 – отложения рифейско-фанерозойского чехла; 20 – зоны вязких нарушений со сдвиговой (а) и взбросо-надвиговой (б) кинематикой. 21 – линии геотраверсов (сейсмопрофилей) 1-ЕВ и 4В.

1.2. Кольский массив

Кольский массив имеет гетерогенное строение и в его пределах выделяется несколько архейских структур, которые в современной литературе часто называют террейнами [Балаганский и др., 1998]. Это Мурманский и Центрально-Кольский блоки, массив Инари, Кейвский синклинорий.

Мурманский блок (или Мурманский микроконтинент по [Минц и др., 2010]) обнажается вдоль Баренцевоморского побережья Кольского полуострова и представляет собой линейно вытянутый в северо-западном направлении блок архейской коры протяженностью около 600 км и шириной 60-70 км. По геофизическим материалам прослеживается продолжение этого блока в пределах акватории Баренцева моря под чехлом осадочных пород еще примерно на 50 км, так что полная ширина может достигать 110-120 км. Мурманский блок сложен массивными гранитоидами. На большей части Мурманского блока встречаются породы с признаками гранулитового метаморфизма. Это эндербит-чарнокитовые более или менее массивные породы, слагающие участки среди гранито-гнейсов ТТГ формации. Кроме этого встречаются и основные кристаллосланцы, слагающие небольшие скиалиты как среди гранито-гнейсов, так и среди чарно-эндербитов. В восточной части Мурманского блока, а также в Пурначском блоке гранулиты не обнаружены и они сложены однообразными гранито-гнейсами ТТГ формации.

Мурманский блок по своему составу и особенно структуре принципиально отличается от других частей Балтийского щита, что, вероятно, связано с его пограничным положением. Структурный рисунок Мурманского блока отражает тенденцию горизонтального перемещения горных масс в виде плито-потока. В его пределах выделяется большое количество пологих структурных элементов, которые можно рассматривать или как надвиги или как боковое ограничение чашеобразных синформ. В них же выделяются различные по размеру купольные структуры, в которых субгоризонтальная тектоническая расслоенность наложена на более древнюю метаморфическую полосчатость. Можно определенно говорить о постдевонском перемещении блока в юго-восточном направлении, при этом боковыми его ограничениями являлись разлом Карпинского и зона Колмозеро-Воронья.

Глубинное строение этого блока изучено сейсморазведкой только на северо-западе и севере – на Кольско-Канинской моноклинали, где поверхность М выделена на глубине 38-40 км, а мощность верхней коры составляет 16-20 км [Строение литосферы..., 2005, Государственная геологическая..., 2000]. Судя по геофизическим данным, его структуры на востоке слагают фундамент Понойского перикратонного прогиба, выделенного в Воронке Белого моря, и, возможно, служат основанием складчатых сооружений Лудоватомысского и Канинского валов.

Центрально-Кольский блок имеет сложное строение. В его пределах выделяется множество овальных или куполоподобных структур, сложенных гранито-гнейсами, а пространство между ними выполнено полосчатыми комплексами, в которых важную роль играют железистые кварциты и высокоглиноземистые гнейсы, метаморфизованные в гранулитовой фации умеренных давлений (кольский тип гранулитов) [Другова и др., 1972]. Формация ТТГ (ядерные структуры) имеет более древние возраста: (3,0 млрд. лет), чем гранулиты [Баянова и др., 2002]. Эта область характеризуется пониженной мощностью земной коры – 36-38 км (рис.1.3). Мощность верхней коры минимальна в восточной части Кольского блока и в районе Горла Белого моря (10-12 км). Такая характеристика глубинного строения в значительной мере условна, поскольку в восточной части Кольского полуострова надежные данные глубинной сейсморазведки имеются только по профилю ГСЗ – Кварц (Мурманск-Кызыл) [Егоркин, 1991]. -

Вдоль контакта Центрально-Кольского и Мурманского блоков, известного в литературе как тектоническая зона *Колмозеро-Воронья* или *Титовско-Поросозерская шовная зона*, выделяется полоса архейских зеленокаменных поясов. Степень их переработки значительно выше, чем в Карелии. Наиболее детально изучен Урагубский зеленокаменный пояс, в котором впервые для Кольского полуострова были описаны архейские коматиитовые разрезы с возрастом 2.9-2.8 млрд. лет. [Смолькин, 1992]. В их составе выделяются коматиит-толеитовая, базальт-андезит-дацитовая и две терригенные ассоциации. Все они имеют тектонические контакты и совмещены друг с другом в процессе неоархейской коллизии [Минц и др., 1996].

В центральной части Кольского полуострова в пределах Центрально-Кольского блока расположена Кейвская структура, сложенная позднеархейскими вулканитами. Преимущественно кислый состав вулканитов и чашеподобная форма этой структуры в корне отличаются от большинства карельских щелевидных зеленокаменных поясов, заполненных лавами основного-ультраосновного состава, но по возрасту (2,85 млрд. лет), составу, характеру метаморфизма слагающих пород эта структура может быть отнесена к

типу архейских зеленокаменных поясов. К границам Кейвской структуры приурочены массивы щелочных гранитов. Это одна из крупнейших в мире провинций подобных пород. Ранее они считались протерозойскими или даже палеозойскими, но в последние годы по ним получены архейские возраста [Баянова и др., 2002].

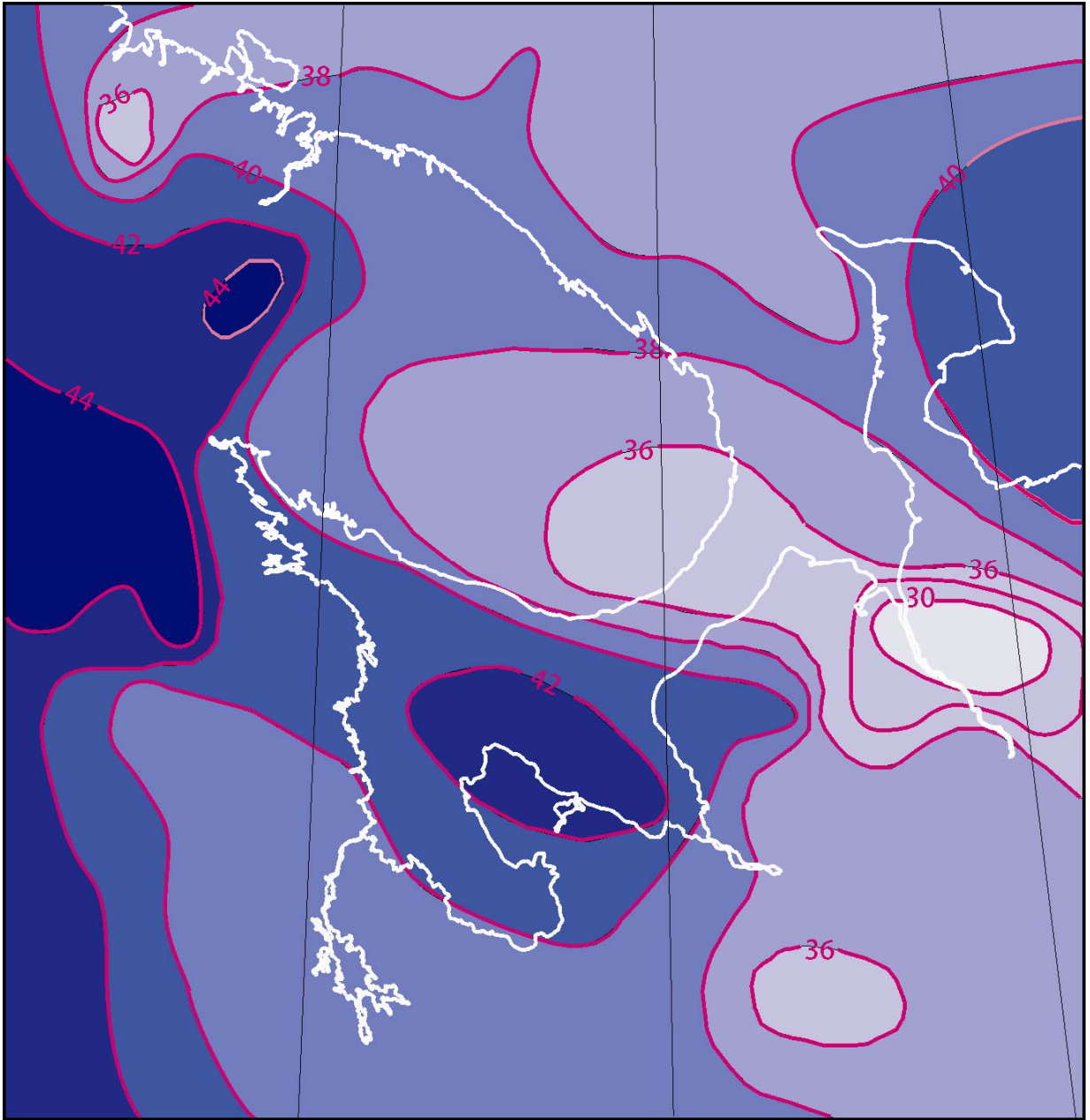


Рис. 1.3. Схема рельефа поверхности Мохо Беломорского региона (по Н.В.Шарову [Слабунов и др., 2010]).

1.3. Лапландско-Беломорский подвижный пояс

Лапландско-Беломорский подвижный пояс (ЛБПП) расположен между Карельским и Кольским массивами (см. рис. 21) и принципиально отличается по многим признакам от

слагающих их архейских и палеопротерозойских комплексов пород. Среди пород ЛБПП неизвестно образований с достоверными реликтами вулканогенно-осадочной природы, а это значит, что или породы были столь изменены, что полностью утратили все признаки поверхностного происхождения, или они изначально были образованы в результате процессов андерплейтинга, то есть никогда до этого не были на поверхности.

В строении ЛБПП принимают участие две структуры: Лапландский и Беломорский пояса, эволюция которых во многом различна, но их объединяет то, что они долгое время находились на глубине в зоне пластичных деформаций и вышли к поверхности почти одновременно на рубеже 1,75-1,7 млрд. лет после того, как значительная часть палеопротерозойских комплексов Свекофеннской и Карело-Кольской провинций была уже образована.

Беломорский пояс сложен преимущественно породами одноименного комплекса, которые подвергались интенсивным структурно-вещественным преобразованиям, находясь в составе корневых зон карелид [Терехов, 2007], а также при эксгумации, но архейский возраст их протолита устанавливается довольно определенно. Амфиболиты и гнейсы имеют возраст 3,0-2,8 млрд. лет [Щербакова, 1988; Бибикина и др., 1999], однако большая часть протолитов Беломорского пояса образовалась в интервале 2,9-2,6 млрд. лет, синхронно с гранит-зеленокаменным комплексом Карельского массива. Гранулитовый метаморфизм, реликты которого встречаются в основном в западной части пояса, происходил 2,75-2,7 млрд. лет назад [Лобач-Жученко и др. 1993, 1995]. В последние годы все поля стратиграфических подразделений стали интерпретировать как покровы [Миллер, Милькевич, 2005], а тектонику архейского этапа как аккреционно-коллизивную [Лобач-Жученко и др., 1998; Слабунов, 2008]. Поэтому многие исследователи склоняются к мысли, что современная структура беломорид представляет собой пакет тектонических пластин, где стратиграфическое расчленение вообще неуместно. При этом весьма значительная часть пород пояса образовалась в палеопротерозое. Прежде всего, это друзиты с возрастом 2,45 – 2,1 млрд. лет, которые являются комагматитами карельских вулканитов основного состава и расслоенных интрузий. Они слагают многочисленные бескорневые интрузивные массивы каплевидной формы, и реже имеют формы дайкоподобных тел. Кислые магматические породы с возрастом 2,45 млрд. лет, представленные чарнокит-эндербитами и порфиробластическими гранитами, также, вероятно, являясь комагматами кварцевых порфиров, широко развиты в пределах Карельского массива. В пределах Беломорского пояса известно также большое количество пегматитов мусковитовой и мусковит-редкометальной формаций (более 10 000 тел). Одновременно с образованием пегматитов (1,95-1,75 млрд. лет) было сформировано

множество метасоматитов, которые не всегда удастся выделить из разреза беломорской серии архейского возраста [Гродницкий, 1998]. Важно отметить, что к началу протерозоя его породы находились в условиях средней коры. Существенные структурно-вещественные преобразования беломорского комплекса произошли при эксгумации его пород в интервале 1,9-1,75 млрд. лет. Помимо пегматитов мусковитовой и редкометалльно-мусковитовой формации были образованы большие объемы основных и кислых метасоматитов, в том числе корундсодержащих, а также бластомилонитов и ортотектитов с положительной Eu аномалией, образовавшихся на начальной стадии процессов растяжения при декомпрессионном выбросе восстановленных флюидов [Терехов, 2007]. Отличительной структурной особенностью этого этапа явилось формирование лежачих складок, куполоподобных структур и мощной зоны рассланцевания (детачмента). Последняя падает под карелиды, и она контролировала эксгумацию пород ЛБПШ. Плоскость детачмента не является единым разделом: это сложно построенная зона тектонического скольжения с широким развитием бластомилонитов и разнообразных метасоматитов. Мощность этой зоны достигает многих сотен метров, и в северной Карелии она выделяется в качестве «переходного» комплекса [Колодяжный, 2006].

Лапландские гранулиты слагают две структуры, фактически разделяющие Беломорский пояс на северо-восточную и юго-западную части: собственно Лапландский пояс длиной около 400 км и Кандалакша-Колвицкий массив размером 80×40 км. Лапландский пояс с внешней стороны дуги (ЮЗ крыло) ограничен надвигом, а СВ крыло пояса представляет собой сбросо-сдвиг. Лапландский пояс на 70% сложен кислыми гранулитами, которые являются или метаосадочными породами, или бластомилонитами по гранито-гнейсам и частично по более основным породам. Основные гранулиты слагают тела интрузивного облика и по составу меняются от чарнокитов до норитов, реже ультрабазитов. По возрасту и составу (2,0-1,9 млрд.лет) они комагматичны вулканитам, габбро и гранитам, развитым в Карасйокском и Печенгском палеотрогах и блоке Инари. Со всех сторон гранулитовый комплекс окаймлен гранатовыми амфиболитами – тектоно-метасоматическими образованиями. К ним приурочены тела субщелочных гранитов – индикаторов обстановки растяжения [Терехов, Левицкий, 1995].

В Кандалакшско-Колвицком массиве встречаются более глубинные и более древние разности основных гранулитов по сравнению с Лапландским поясом, часть их протолитов безусловно имеет архейский возраст [Каулина, Богданова, 2000; Фонарев, 2004]. В виде вязкой протрузии они были эксгумированы на уровень хрупких деформаций несколько раньше, чем в Лапландском поясе. Важнейшим компонентом массива являются

анортозиты и эклогитоподобные породы (2,45 млрд.лет), синхронные друзитам, расслоенным интрузиям и вулканитам.

Северо-восточная часть ЛБПП (Южно-Кольский блок) прослеживается вдоль юго-восточного побережья Кольского полуострова на Зимний берег и далее на юго-восток по линейным отрицательным аномалиям гравитационного и магнитного полей (рис. 1.4). В верхней коре Южно-Кольского блока (кристаллическое основание Керещко-Пинежского грабена) выявлены крупные, слабомагнитные, низкой плотности комплексы пород, нижние кромки которых расположены на глубинах 12-13 км. По характерным отрицательным аномалиям потенциальных полей эти комплексы прослеживаются из акватории на Терское побережье, где в плане совпадают с зоной развития позднеархейских мигматит- и анатектит-гранитов. Мощность земной коры в пределах Южно-Кольского блока оценивается в 38-40 км.

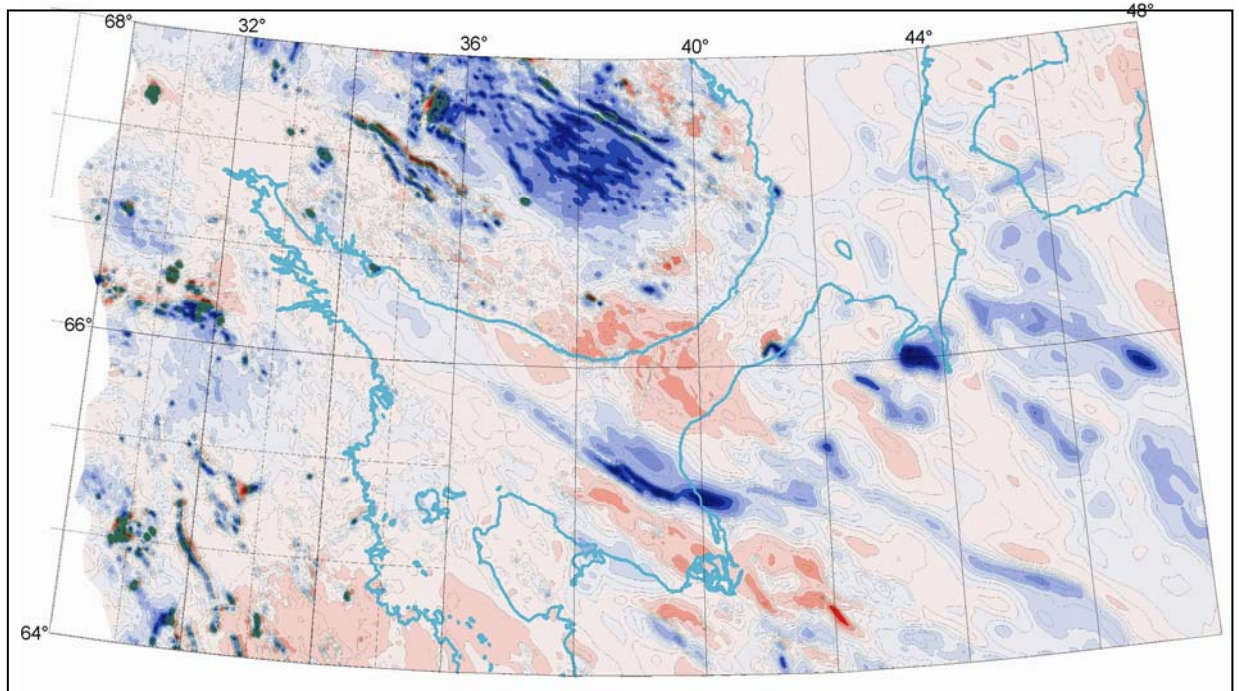


Рис. 1.4. Карта аномального магнитного поля Беломорского региона. Положительные аномалии синих оттенков, отрицательные – красных.

Юго-западная часть Беломорского пояса характеризуется повышенной плотностью, намагниченностью и малой мощностью верхней коры, сложенной архейскими складчато-метаморфическими образованиями. Беломорский пояс в целом характеризуется нормальной мощностью коры 39-41 км (см. рис. 1.3).

Характерной особенностью ЛБПП является то, что внутри и по его краям широко развиты пологие структуры, образованные пластами контрастных по составу метаморфических пород, которые прослеживаются на десятки, а иногда и сотни

километров. Это гранатовые и сланцеватые амфиболиты, плагиомигматиты, кианитсодержащие породы, гранат-клинопироксеновые (эклогитоподобные) породы, основные и кислые гранулиты. Необычной является и выдержанность этих пластов по простиранию структур, чем они принципиально отличаются от разрезов архейских и палеопротерозойских зеленокаменных поясов. Хорошо выраженная расслоенность пород ЛБПП явилась поводом для создания стратиграфических шкал деления архейской беломорской и протерозойской лапландской серий. Поэтому при геологических съемках этого региона, в развитие идей стратификации раннего докембрия, было выделено множество свит [Чуйкина,1975; Беляев,1971], которые до сих пор существуют в геологических построениях.

На профиле МОВ ОГТ, выполненном ОАО МАГЭ в акватории Белого моря, отчетливо виден слоистый разрез образований раннего докембрия, на которых с резким угловым несогласием залегают субплатформенные породы рифея (рис.1.5). Флексурный изгиб слоистой толщи на глубине около 4000 мс, связанный с поднятием, вероятно, отражает пластичное течение горных масс. Мощность слоистой толщи пород раннего протерозоя (?) на юго-востоке представленного фрагмента превышает 15 км.

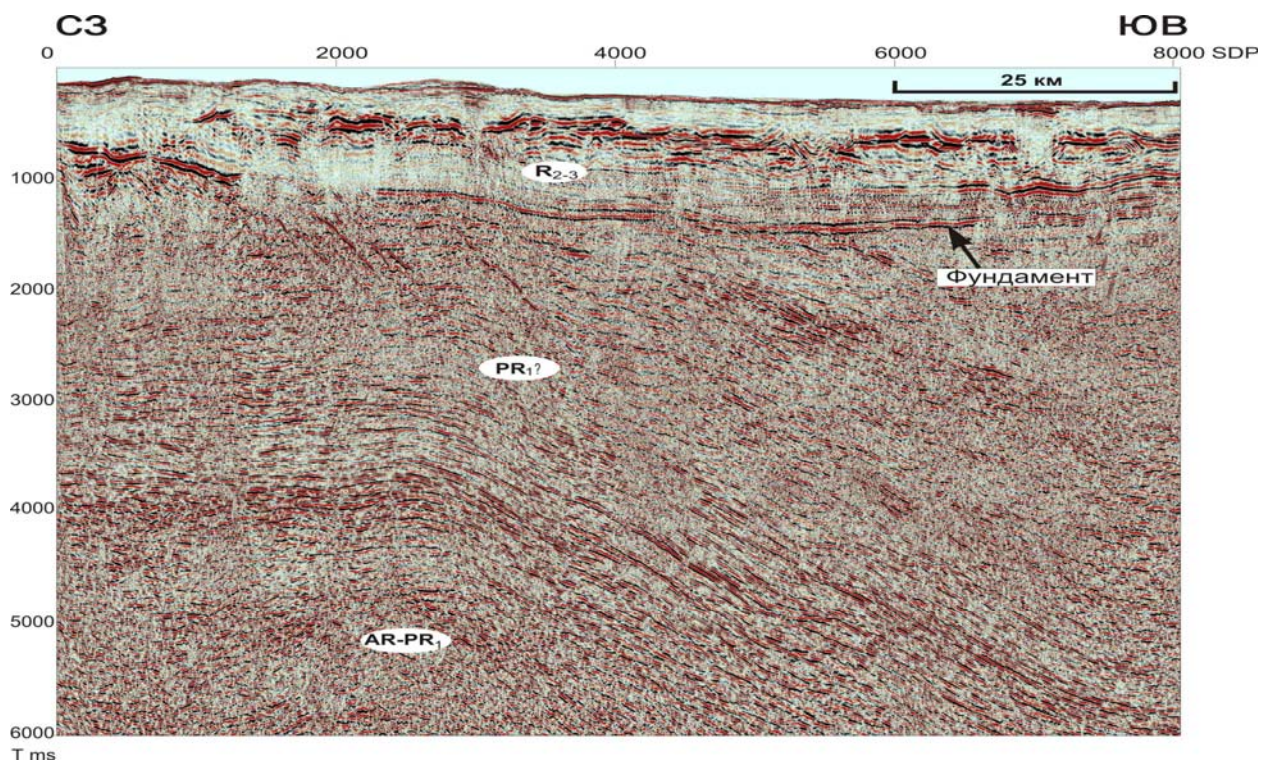


Рис. 1.5. Фрагмент сейсмогеологического разреза на морском профиле МОВ ОГТ вблизи п-ова Турий [Балуев и др., 2012]. Местоположение профиля см. на рис. 2.1 и 2.6.

На п-ове Турий в 10 км к северо-западу от начала профиля эти породы, по-видимому, выходят на поверхность. Здесь они представлены умбинским эндербит-

чарнокитовым и гранулитовым комплексами. Таким образом, видимая на поверхности расслоенность и выдержанность по простираанию пластов пород раннего докембрия находит выразительное подтверждение в сейсмозаписи.

В настоящее время внутренние и внешние границы ЛБПП на территории Балтийского щита трактуются весьма неоднозначно, тем не менее все исследователи единодушно протягивают эту структуру на юго-восток под чехол Русской плиты, где положение этих границ становится ещё более неопределенным. Однако именно эти границы во-многом определяют тектоническое районирование фундамента Русской плиты. Надо отметить, что представления о форме и местоположении этих границ в значительной мере субъективны и зависят от взглядов исследователей на общую тектонику региона. Более или менее однозначно граница ЛБПП с Карельским массивом выделяется на отрезке р.Онега – оз.Топозеро. К контакту приурочены мощные пачки бластомилонитов, развитых по породам как ЛБПП, так и Карельского массива (зона детачмента).

Важнейшим признаком разделения пород гранитогнейсового облика ЛБПП от окружающих их аналогичных по составу комплексов Карельского и Кольского массивов является отсутствие на их площади бескорневых тел друзитов. Комагматы друзитов – расслоенные интрузии и различные дайки с возрастом 2,45-2,5 млрд. лет – широко развиты на площади этих массивов и маркируют условия хрупких деформаций, тогда как друзиты, наоборот, формировались в зоне пластичных деформаций. Таким образом, именно ареал развития друзитовых массивов наилучшим образом подчеркивает площадь развития пород, находившихся в раннем палеопротерозое в зоне пластичных деформаций, то есть в пределах беломорского пояса. Однако некоторые друзитовые массивы несут в себе признаки и расслоенных интрузий (Ковдозерский массив), поэтому граница ЛБПП к СЗ от оз. Топозера не столь однозначна, как на предыдущем отрезке, и здесь выделяется несколько параллельных тектонических зон, разделяющих эти структуры. Северо-восточная граница ЛБПП в целом соответствует южной границе исчезновения супракрустальных пород в южном крыле Печенга-Имандра-Варзугской палеотроговой системы. К этой границе приурочен крупнейший на Кольском полуострове анортозитовый массив Главного хребта.

Принципиальное значение имеет тектоническое районирование юго-восточной части Кольского полуострова, так как именно эта часть пространственно соприкасается с той плитной частью платформы, где расположена Архангельская кимберлитовая провинция. Относительно тектонического районирования ЮВ части Кольского полуострова существует несколько точек зрения, но надо отметить, что каких-либо

серьезных доводов для обоснования той или иной концепции тектонического районирования этой площади не существует. К этому блоку (Терско-Зимнегорский блок) приурочены крупная положительная гравитационная и отрицательная магнитная аномалии. Такое взаимоотношение аномальных полей, не характерное для рассматриваемой области в целом, является отличительной чертой этого блока. Он, видимо, сложен более плотными породами нижней части гранито-гнейсового основания. Характер аномальных полей и результаты бурения говорят о том, что вещественные комплексы этого блока прослеживаются в юго-восточном направлении через Горло Белого моря на Зимний берег, где слагают выступы фундамента и, возможно, северный борт Керецкого грабена. Следует отметить, что в пределах блока на Терском и Зимнем берегах выявлены трубки мелилититов, а также алмазоносных кимберлитов и лампроитов. Мощность земной коры в пределах Терско-Зимнегорского блока увеличивается в восточном направлении от 36 км на Кольском п-ове до 40 км на Зимнем берегу (см. рис. 1.3). Результаты работ на профиле 3-АР в Горле Белого моря говорят о том, что верхняя часть коры блока утонена (мощность менее 10 км) и отличается высокой скоростью сейсмических волн (6,34 км/сек).

Факт наличия слюдяного месторождения (Стрельнинское) позволило коррелировать данный регион с Беломорским поясом [Макиевский, Николаева, 1966], тогда как наличие гранулитов и особого вида амфиболитов позволило выделить здесь особую структуру архейского возраста – Нотозерский блок [Беляев, 1980]. В конце 90-х годов получила распространение террейновая модель [Балаганский и др., 1998], согласно которой большая часть этого региона представлена Стрельнинским террейном с относительно молодой (2,0-1,9 млрд. лет) ювенильной корой, формирование которой связано с эволюцией палеопротерозойского «Кольского» океана.

На схеме тектонического районирования (см. рис. 1.1) южное побережье Кольского полуострова (Терско Зимнегорский блок) показано в составе ЛБПП по следующим соображениям. На большей части этой структуры никаких реликтов супракрустальных пород архей-палеопротерозойского возраста не известно, то есть до рубежа 1,75 млрд. лет – времени проявления постскладчатых интрузий – породы этой структуры не были на поверхности. Здесь встречаются друзиты (р-он устья р. Варзуга) и гранулиты, аналогичные гранулитам западной толщи Беломорского комплекса (междуречье р. Чапома и р. Пулонга). Поэтому эта часть не может рассматриваться как фрагмент гранит-зеленокаменной области, то есть быть древним архейским кратоном. Такой вывод особенно важен для понимания закономерностей алмазоносности территории.

Южная часть Кольского п-ова характеризуется линейными отрицательными аномалиями гравитационного и магнитного полей. В аномальных полях его структура прослеживается на протяжении нескольких сотен километров от юго-восточного побережья Кольского полуострова в акваторию Белого моря и на Зимний берег и далее на юго-восток. На эту часть Беломорского пояса накладываются структуры Керецко-Пинежского грабена, выполненного породами рифея мощностью до 7 км [Хераскова и др., 2006]. Его фундамент на Кольском полуострове и Зимнем берегу сложен мигматит-анатектит-гранитами и гранитогнейсами архея, частично переработанными в раннем протерозое [Самсонов и др., 2008]. На профиле ГСЗ Онега–Чешская губа (Агат-4) Керецко-Пинежскому грабену соответствуют поднятия границы М (до 36 км) и нижнекоровых горизонтов; в подошве верхней коры появляются высокоскоростные линзы. Мощность верхней части консолидированной коры составляет 18-20 км. Данные петрогеохимических и изотопных исследований свидетельствуют о том, что Терский блок, вероятно, был подвержен тектоно-термальной переработке в палеопротерозое и относится к Беломорскому подвижному поясу [Самсонов и др., 2008].

1.4. Проторифтогенные палеопротерозойские пояса (вулканогенно-осадочная формация)

Палеопротерозойские или карельские образования с возрастом 2,5-1,65 млрд. лет широко развиты в пределах Карело-Кольской провинции. Карельский супракрустальный комплекс подразделяется на несколько горизонтов: сумий, сариолий, ятулий, людиковий, калевий и вепсий. Протерозойские зеленокаменные пояса отличаются от архейских линейностью, исчезновением бимодальной ассоциации «серых гнейсов», появлением красноцветов, конгломератов в основании разреза и широким развитием карбонатных пород. Образования карельского комплекса слагают на архейском гранито-гнейсовом основании (фундаменте) характерные троговые структуры, которые сконцентрированы в двух главных полосах или «ветвях карелид» [Харитонов, 1966]. Это Пасвик-Печенга-Имандра-Варзугская-Усть-Понойская (северная) структура, почти непрерывно протягивающаяся на 800 км в пределах Кольского массива, и Восточно-Карельская (южная) структура, в которую входят отдельные разобщенные трогии: Шомбозерский, Лехтинский, Ветреного Пояса (см. рис.2.1). Протяженность этой структуры более 1000 км. Западнее их расположена другая группа подобных трогов: Выгозерский, Чирко-Кемский, Сегозерский, Медвежьегорский, Селецкий.

Особенностью карельских трогов является асимметричность их строения, что выражается в форме структур, наращивании их разреза с юга на север в Восточно-Карельской структуре, а в Печенгско-Имандра-Варзугской системе – в противоположном

направлении. Асимметрия трогов не только выражается во внутреннем их строении, но и подчеркивается различным строением их бортовых ограничений. Так, в северной ветви карелид её северный борт подстилается плитой, сложенной гранито-гнейсами архейского фундамента, а южный характеризуется утонением гранитного слоя и обилием кольцевых структур. Стратиграфические границы в северной ветви протягиваются на десятки и сотни км, тогда как в южной картина принципиально иная: отдельные участки распространения раннепротерозойских образований разобщены, а их внутренняя структура крайне сложна и противоречива. Схема стратиграфической корреляции Печенгско-Имандра-Варзугской зоны карелид, разработанная еще в 50-60-х годах [Загородный и др., 1964] остается прежней, что нельзя сказать про южную ветвь, стратиграфическая схема которой претерпела существенные изменения. Так, породы свиты Ветреного пояса считались позднекарельскими с возрастом 2,0-1,9 млрд. лет, но потом оказалось, что они являются раннекарельскими. Вулканогенно-осадочные образования сумия, как выяснилось, начинают разрез карельского цикла и залегают в нижних частях разреза таких структур как Ветренный Пояс, Имандра-Варзугская, Лехтинская. Основная масса сумийских датировок получена для коматиитов свиты Ветреного пояса Sm-Nd методом: 2448 ± 42 , 2429 ± 99 , 2398 ± 29 млн. лет [Пухтель и др., 1991]. Разрез сумия сложен двумя контрастными ассоциациями вулканических пород: коматиит-базальтовой и риолитовой. Высокомагнезиальные основные вулканы сумия по характерному «обогащенному» спектру РЗЭ резко отличны от архейских коматиитов с хондритовым типом распределения [Смолькин, 1992]. Подобные кардинальные изменения составов архейских и протерозойских коматиитов отмечаются для всех докембрийских регионов, и связывается это с поступлением в кору обогащенного материала мантии [Гирнис и др., 1987; Терехов, Ефремова, 2005]. В то же время кислые породы сумия по характеру РЗЭ наследуют составы позднеархейских гранитоидов (IV группа ТТГ) по [Чекулаев и др., 1997], что свидетельствует об анатектическом их происхождении.

Формация зеленых полимиктовых конгломератов Карелии, получивших название сариолийских [Гилярова, 1974], дала название комплексу пород, который находится в тесной ассоциации с сумийскими вулканитами. Структурные взаимоотношения этих толщ часто неоднозначные, поэтому долгое время в ходу был термин сумий-сариолий, но сейчас появились датировки, позволяющие охарактеризовать начало сариолия. Так, считается, что возраст циркона 2405 ± 10 млн. лет [Silvennoinen, 1992] из галек кварцевых порфиров базальных конгломератов района Куусамо восточной Финляндии, можно рассматривать как время начала формирования сариолийских образований [Балашов,

1995]. Возраст андезито-базальтов – первой свиты Печенгской структуры, ассоциирующихся с конгломератами сариолия, равен 2,35-2,3 млрд. лет [Смолькин, 1992].

Термин «ятулий» имеет наибольшую известность, так как с ним связаны образования, которые, по мнению многих исследователей, начинали разрез протоплатформенного чехла древних щитов [Салоп, 1973]. Для ятулия не характерны вулканы, образовавшиеся при плавлении обогащенной мантии, зато появляется большое количество вулканитов, связанных с декомпрессионным плавлением истощенной мантии и кислой коры. В результате этого процесса образовалось большое количество базальтового расплава толеитового состава и риолитов. Продукты этого магматизма развиты на Кольском полуострове в составе Печенгской и Имандра-Варзугской структур и в Карелии. Толеитовый вулканизм повсеместно ассоциируется с ятулийскими конгломератами и кварцитами [Негруца, 1989]. Причем очевидна зональность в распространении этих осадочных пород. Если на Кольском полуострове они слагают маломощные горизонты, то в Карелии и Финляндии их мощность соизмерима, а иногда выше, чем у вулканитов. Поэтому исторически выделяются два типа разреза ятулия: Кольский с преобладанием вулканитов и Карельский с преобладанием осадочных пород [Хейсканен, 1980]. Ассоциация кварцитов и конгломератов, олицетворяющих континентальные обстановки, с базальтовым вулканизмом напоминает океанические условия, а ее природа во многом остается неясной.

Следующим, более молодым подкомплексом карелид является людиковый, образования которого также расположены в пределах карельских трогов и в целом наследуют ятулийские структуры. В пределах этого подкомплекса выделяются заонежский (2,1-2,05 млрд. лет) и суйсарский горизонты (2,05-1,95 млрд. лет). Для заонежского горизонта характерно повсеместное развитие углеродсодержащих пород: шунгитов и черных сланцев, филлитов. В последние годы источник углерода для этих пород связывается с мантийным дыханием Земли [Галдобина, 2001], но геодинамическое положение углеродсодержащих пород, за редким исключением [Минц и др., 1996], не обсуждается. В суйсарском горизонте преобладают вулканиты двух принципиально различных геохимических серий: толеитовые базальты океанического типа (MORB) и ферробазальты, обогащенные РЗЭ, происхождение которых связывается с мантийным плюмом [Смолькин, 1992; Куликов и др., 1999].

Образования калевия и вепсия наследуют в общих чертах раннекарельские структуры, но, тем не менее, залегают на них с резким угловым несогласием. В Кольской субпровинции образования этого возраста слагают южную часть Печенгской и Имандра-Варзугской структур. Некоторые разрезы этих структур интерпретируются как молассы

[Melezhik, Sturt, 1994], но в большей мере молассовый облик имеют породы из троговых структур – Кителя и Каутокейна, где они представлены достаточно мощными кварцитами формации Ланио и Кумпу [Tuiski, Laajoki, 1990]. К молассе можно относить и красноцветы Онежской мульды [Светов и др., 1990].

Имандра-Варзугская межблоковая грабен-синклиналь (вулcano-тектоническая рифтогенная депрессия по [Грачеву, 1987]) выделяется интенсивными линейными положительными аномалиями потенциальных полей северо-западного простирания и представлена вулканогенно-осадочным типом разреза. Судя по характеру аномальных полей, распространение вещественных комплексов этой структуры ограничивается Кольским полуостровом. Имандра-Варзугская рифтогенная депрессия отделяет Центрально-Кольский блок от Беломорского подвижного пояса. В результате интерпретации данных электроразведки установлено падение в южном направлении на глубину до 10 км пород северо-западной части Имандра-Варзугской структуры [Строение литосферы..., 2005]. Общее юго-западное падение пород подтверждается и для юго-восточной ее периклинали: по результатам трансформаций гравитационного поля, центр масс структуры смещается с глубиной к юго-западу. Зона высоких градиентов гравитационного поля, резко ограничивающих структуру на северо-востоке, и относительно слабоградиентное поле на юге свидетельствуют об асимметричной форме Имандра-Варзугского рифта. Глубинный разлом, приуроченный к его северной границе, прослеживается на профиле ГСЗ «Кварц» до мантии и образует уступ на уровне нижнекоровых границ. Проторифтовая зона характеризуется утоненной корой (36 км). В центральной части рифта выделена зона повышенной электропроводности, предположительно связанная с присутствием графитовых сланцев и сульфидной минерализации [Строение литосферы..., 1992, 2005].

Геодинамическая позиция этих карельских «сланцевых» структур является дискуссионной. Если на начальной стадии исследований их рассматривали как простые субплатформенные структуры [Гилярова, 1974] или даже как эрозионно-тектонические останцы единой площади протоплатформенного чехла [Хейсканен, 1980], то впоследствии их стали считать сутурами Кольского [Marker, 1985] и Северо-Карельского океанов [Минц и др., 1996]. Однако в последние годы увеличивается число сторонников пулл-аппартной модели происхождения этих структур [Морозов, 1999; Колодяжный, 2002]. Согласно этой модели, карельские образования никогда не являлись чехлом архейской протоплатформы, но и не были крупными субокеаническими бассейнами, а изначально были небольшими трогами в крупных сдвиговых зонах. Причем в каждой троговой структуре формировался

свой осадочно-вулканогенный разрез, который в общих чертах сопоставлялся с другими разрезами, но имел и свои индивидуальные особенности.

Модель формирования структур карелия по механизму типа пул-аппарта позволяет отказаться от широко развитых представлений о первично-площадном развитии карельского протоплатформенного чехла. Несмотря на то, что структурный рисунок карелид хорошо объясним с позиции развития сдвигов, в момент образования карельских трогов Лапландско-Беломорского пояса как такового еще не существовало на поверхности, а протолиты их пород находились на глубинах 25-45 км. И только по мере эволюции СЗ сдвигов и открытия троговых структур карелия глубинные породы воздымались к поверхности [Терехов, 2007].

1.5. Фундамент Мезенской синеклизы.

По характеру геофизических полей трудно судить о составе пород, слагающих фундамент Мезенской синеклизы. Кристаллический фундамент вскрыт только на Архангельском выступе (скв. Кузнечиха), несколькими скважинами на Зимнем берегу и одной скважиной Ценогорская-1 на глубине 2433 м на Мезенском горсте. По результатам бурения и характеру аномалий магнитного поля можно проследить продолжение в юго-восточном направлении архейских реоморфизованных образований Балтийского щита под осадочным чехлом Русской плиты.

Анализ карт геофизических полей показывает, что поднятиям фундамента в области развития венд-палеозойского чехла Мезенской синеклизы, как правило, соответствуют локальные положительные аномалии гравитационного и локальные экстремумы магнитного полей. Эта закономерность нарушается в районе Мезенского гравитационного максимума. По-видимому, здесь локальные положительные аномалии соответствуют гипербазитовым телам, проникающим высоко в верхние части земной коры, что подтверждают и данные сейсморазведки [Костюченко, 1995; Костюченко, Романюк, 1997; Сейсмогеологическая..., 1998; Строение литосферы..., 2005]. В геофизических полях отмечается продолжение под осадочным чехлом архейских кристаллических пород Мурманского геоблока Балтийского щита. В Воронке Белого моря на профилях МОВ ОГТ наблюдается их контакт с байкальским складчатым фундаментом тиманид.

1.2. РУССКАЯ ПЛИТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Плитная часть северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы (Русская плита) представляет собой область погружения кристаллического фундамента от Балтийского щита на восток и юго-восток в Мезенскую синеклизу, которая с северо-востока и востока ограничена складчатыми рифейскими сооружениями Канинско-Тиманского пояса. В то же время в рельефе поверхности фундамента ярко выражен рифтовый этап эволюции платформы. По градиентным зонам поверхности фундамента обозначаются разломные ограничения рифтогенных желобов, выполненных синрифтовым комплексом терригенных и вулканогенно-осадочных образований среднего-верхнего рифея, местами обнажающихся по краю щита (Терский берег, п-ов Средний, о.Кильдин). Таким образом, в рельефе кристаллического фундамента северо-восточного сегмента ВЕП выделяется система рифтогенных желобов, получивших название рифтовой системы Белого моря (РСБМ) [Балуев и др., 2002], которые от Белого моря погружаются к юго-востоку под чехол Мезенской синеклизы (рис.1.6). В эту систему рифтовых зон входят Онежско-Кандалакшский (Кандалакшско-Двинский по [Валеев, 1978]), Керецко-Пинежский, Чапомско-Лешуконский и Мезенский (Баренцевоморский по [Добрынина, 1992]) палеорифты, разделенные выступами кристаллического фундамента – Архангельским, Товским и Кулойским с Мезенским. В основном же все рифейские грабены перекрыты либо венд-палеозойским платформенным чехлом (Мезенская синеклиза), либо водами современных бассейнов Белого и Баренцева морей. Существующие различия в строении блоков земной коры плитной части платформы находят отражение в структуре аномальных физических полей.

2.1. Палеорифтовая система Белого моря

Традиционно этот регион рассматривался как область развития континентального рифтогенеза в рифее, который предшествовал началу общего прогибания и формирования осадочного чехла Мезенской синеклизы и Тимано-Печорского бассейна. В пределах Мезенской синеклизы рифтогенные грабены фактически представляют собой единую систему субпараллельных зон, несколько расходящихся веером к северо-западу. С юго-востока палеорифтовая система Белого моря, общая протяженность которой достигает более 1000 км при ширине от 300 до 500 км, ограничена поперечным к ней Котласским грабеном, являющимся северо-восточным окончанием Среднерусского авлакогена – стержневой структуры Центральнорусской трансплатформенной зоны. С северо-востока систему палеорифтов Беломорского региона перекрывает краевой шов Тимано-Варангерской системы байкалид.

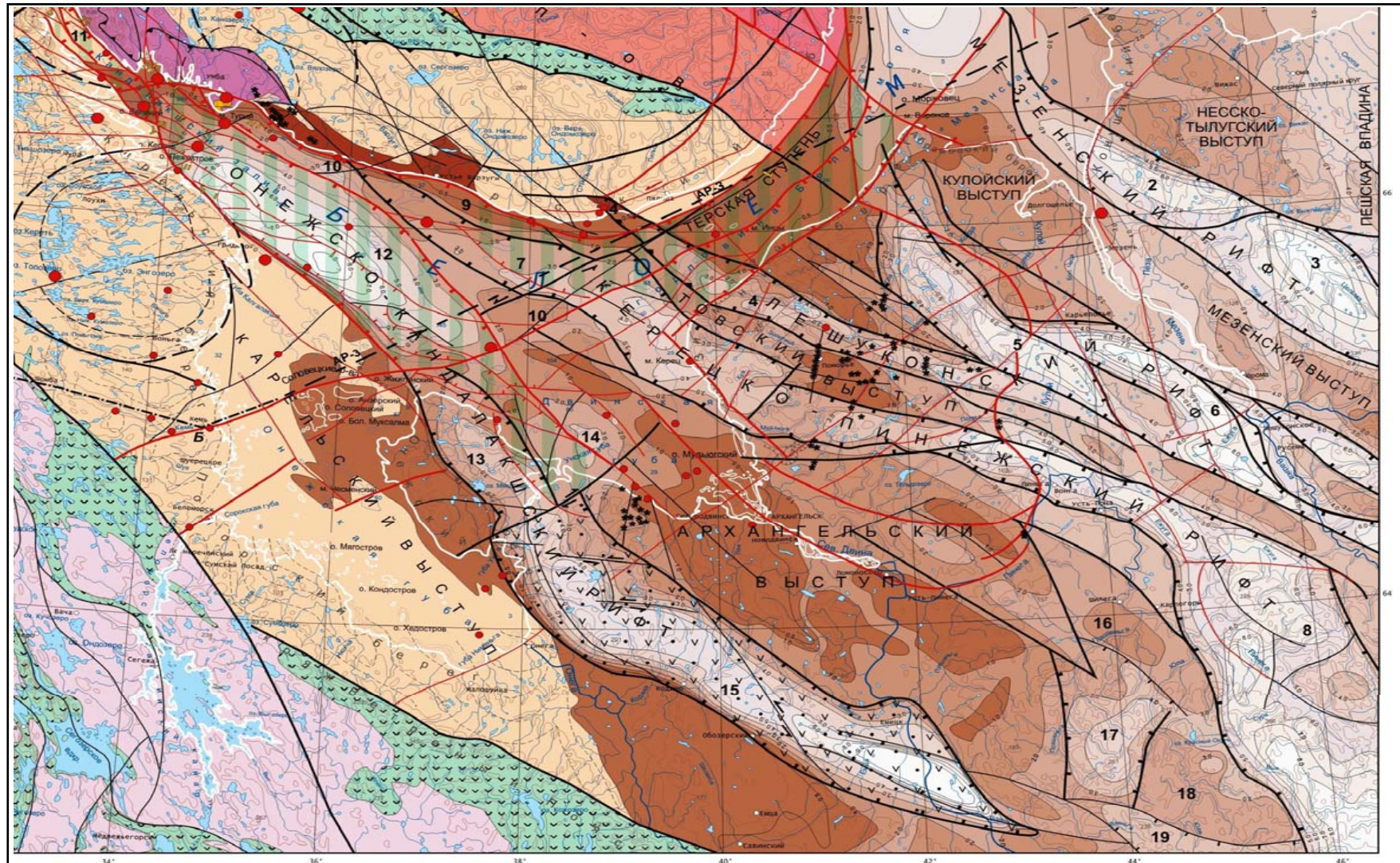


Рис. 1.6. Фрагмент «Тектонической карты Белого моря и прилегающих территорий» м-ба 1:1500000 [Тектоническая..., 2010], демонстрирующий строение палеорифтовой системы Белого моря. Условные обозначения на сл. стр.

У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКИЙ КРАТОН

Балтийский щит

1. Кольский массив неархейской консолидации
 -  Мурманский блок
 -  Центрально-Кольский блок
2. Карельский массив неархейской консолидации
 - 
3. Лапландско-Беломорский подвижный пояс палеопротерозойской консолидации
 -  Беломорский пояс
 -  Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс
4. Проторифтогенные палеопротерозойские пояса (вулканогенно-осадочная формация)
 - 

Плитная часть кратона (Русская плита)

Синрифтовый комплекс терригенных образований среднего-позднего рифея, выходящих на поверхность



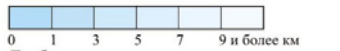
Глубина залегания кристаллического фундамента раннедевонской консолидации

ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКАЯ ПЛАТФОРМА

Тимано-Печорская плита

с фундаментом байкальской консолидации (0,6±0,1 млрд.лет)

Выходы пород байкальского складчатого основания на поверхность



Глубина залегания складчатого основания

Свальбардская плита

с фундаментом гренвилльской консолидации (0,9±0,1 млрд.лет)



Глубина залегания складчатого основания

Востоно-Баренцевский рифтогенный трог



Изопахиты: Глубины залегания акустического основания

МАГМАТИЧЕСКИЕ ВНУТРИПЛИТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ


Вулканогенно-осадочный комплекс рифтовых впадин (покровных базальтов, долеритов и вулканокластических пород) (1200 млн.лет)



Баренцевоморский комплекс долеритовых силлов и даек позднего рифея (975-1000 млн.лет)



Среднепалеозойский магматизм (380-360 млн. лет).

 Массивы и тела ультраосновного - щелочного комплекса пород

1. Дайки щелочных пород



2. Трубки взрыва

3. Кимберлитовые трубки алмазоносные



Долеритовые дайки неизмененные

Интрузии, выявленные по гравимагнитным полям в пределах морской акватории:



Основного состава



Кислого состава



Щелочного состава

СТРУКТУРНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Структурные линии



Конвергентная граница литосферных плит

Разломы (черные - древние, красные - активизированные на неотектоническом этапе):



а) крупные разломы, ограничивающие крупные структуры земной коры, б) прочие разломы



а - взбросы, надвиги



б - сбросы



Сдвиги



Титовско-Поросозерская шовная зона



Кольцевые и дуговые разломы

ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Изогипсы (в км) раннедевонской консолидации кристаллического фундамента



Изогипсы (в км) гетерогенного фундамента в пределах баренцевоморского шельфа



Изогипсы (в км) опорного горизонта (волжский ярус) на шельфе



Области современного грабенообразования



Эпицентры землетрясений:

а - более 3-х баллов,

б - менее 3-х баллов

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ РЕЛЬЕФА ФУНДАМЕНТА:

Грабены:

- 1 - Понойский, 2 - Усть-Мезенский,
- 3 - Сафоновский, 4 - Чапомский,
- 5 - Лешуконский, 6 - Азопольский,
- 7 - Керецкий, 8 - Пинежский,
- 11 - Колвицкий, 12 - Кандалакшский,
- 13 - Центральный, 14 - Унский,
- 15 - Онежский, 17 - Покшеньгский,
- 19 - Северо-Двинский

Выступы:

- 9 - Варзугская моноклираль,
- 10 - Оленицкий вал, 16 - Выйский выступ,
- 18 - Юльский выступ.

Особенности гипсометрии кристаллического фундамента показывают, что его поверхность весьма интенсивно расчленена дизъюнктивными нарушениями, и поэтому основными тектоническими элементами являются горсты и грабены. Амплитуды смещений по разломам (в основном сбросам) достигают 2,5-4 км и более [Аплонов и др., 2006].

2.1.1. Строение рифтовых зон палеорифтовой системы Белого моря

Онежско-Кандалакшский (Кандалакшско-Двинский) палеорифт, являясь крайним юго-западным членом рифтовой системы, по своему строению делится (в пределах площади карты) на три основных сегмента: Кандалакшский грабен в акватории Белого моря, Центральная и Онежская (Юго-Восточная) впадины и ряд менее крупных впадин (см. рис. 1.6). Протяженность Кандалакшского грабена около 220 км при ширине 60 км и глубине погружения фундамента до 8 км. В Центральном грабене эти параметры равны соответственно 100, 35 и 3 км, а в Онежском – 300, 60 и свыше 8 км глубины в юго-восточной части впадины.

Несмотря на то, что в настоящее время сохранилась лишь нижняя часть рифта (верхняя его часть вместе с "плечами" срезана эрозией), по некоторым признакам можно реконструировать определенные особенности строения Онежско-Кандалакшского палеорифта, отмечаемые в современных (кайнозойских) континентальных рифтовых зонах, таких как Байкальской или Восточно-Африканской [Зоненшайн и др., 1992; Казьмин, Бяков, 1997]. Каждый из сегментов Онежско-Кандалакшского палеорифта представляет собой полуграбен с переменной полярностью, где главный граничный сброс имеет вогнутую форму. В Кандалакшском сегменте юго-западный крутой борт рифтовой впадины является главным граничным сбросом, а северо-восточный борт – более пологий (рис. 1.8). Последним обстоятельством объясняется сохранение на Терском берегу Кольского п-ова рифейских терригенных образований (терская и турьинская свиты), выполняющих рифт. В Центральном сегменте главный граничный сброс ограничивает полуграбен с северо-востока, а в Онежском сегменте – с юго-запада. Центральную и Онежскую рифтогенные впадины разделяет перемычка в виде коленообразного уступа с признаками правостороннего сдвига [Константиновский, 1977]. Кандалакшский и Центральный грабены имеют кулисообразное сочленение по разделяющей их узкой косой перемычке субширотного простирания. Эти междувадинные перемычки, представляющие собой выступы кристаллического фундамента, играли в свое время, видимо, роль зон аккомодации, т.е. зон приспособления и переноса растяжения с одного отрезка рифтовой зоны на другой. Таким образом, главный граничный сброс рифта в

зонах аккомодации "перескакивает" с одного его борта на другой, так же, как это отмечается в рифтогенных грабенах Восточно-Африканской рифтовой системы [Дельво, 1992].

На северо-западном окончании рифтовой зоны выделяется наиболее молодой сегмент рифтовой структуры – Колвицкий, занимающий крайнюю северо-западную часть Кандалакшского залива, который сформировался как грабеновая структура, вероятно, в конце кайнозоя [Балуев и др., 2000; Балуев и др., 2009б].

Кандалакшский грабен пространственно связан с бассейном Белого моря, поэтому структура грабена описана по результатам морских комплексных геофизических исследований, проведенных в последние годы ОАО «Морской арктической геологоразведочной экспедицией» (МАГЭ) в акватории Белого моря (рис. 1.7) [Журавлев и др., 2005ф, Журавлев, 2007; Казанин и др., 2006].

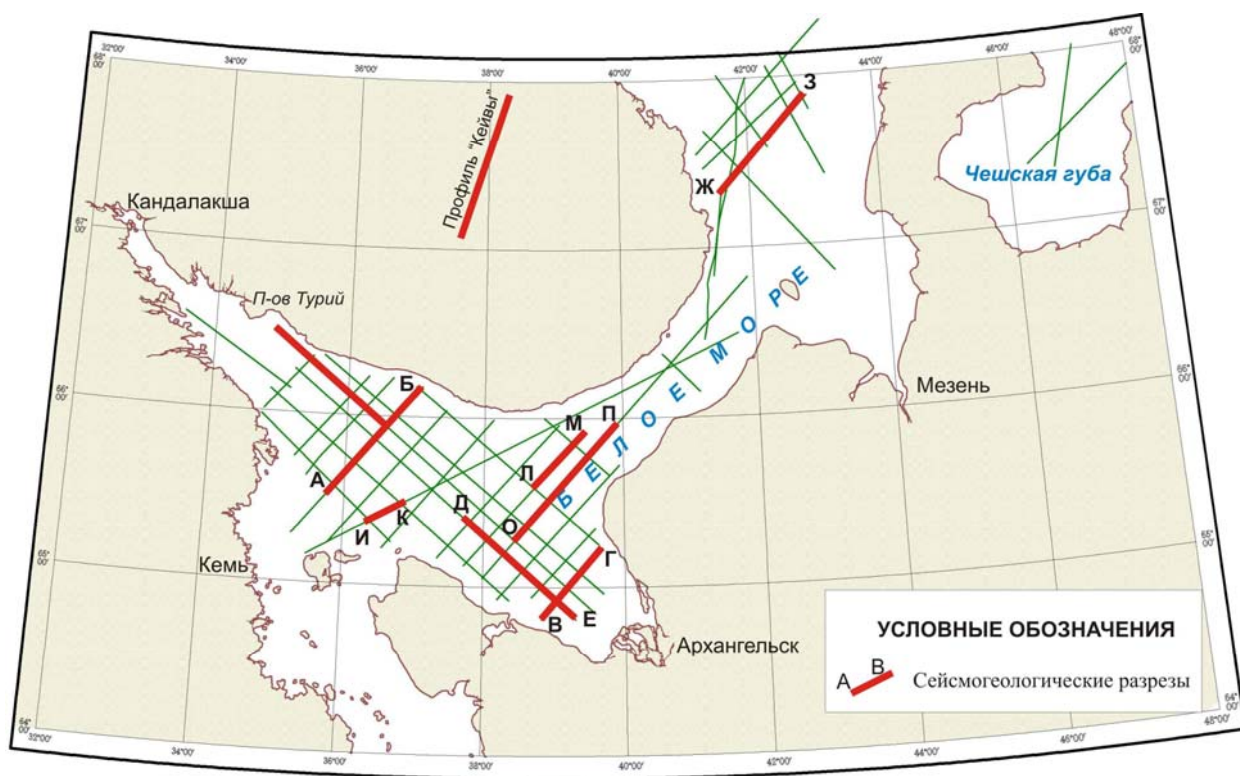


Рис. 1.7. Схема профилей МОВ ОГТ, выполненных ОАО МАГЭ в Белом море и в Чешской губе Баренцева моря [Балуев и др., 2012]. Красным выделены профили, приведенные в работе.

Кандалакшский грабен имеет асимметричное строение, его крутой юго-западный борт представлен сбросом амплитудой до 8 км, выполаживающимся с глубиной (рис. 1.8). Граница сброса, отчетливо выраженная в рельефе дна, уверенно прослеживается МОВ ОГТ и в потенциальных полях (по зоне высоких градиентов) в виде дуги от Карельского берега до Онежского полуострова. На карте графиков магнитного поля выделяются интенсивные положительные линейные аномалии, прослеживающиеся из Двинского в Кандалакшский

залив Белого моря (рис. 1.9). В северо-западном направлении уменьшается амплитуда аномалий, отдельные аномалии сливаются в единую широкую полосу, что указывает на погружение их источников. Оценки глубины залегания верхних кромок магнитоактивных тел показывают, что в центральной части грабена они расположены на глубинах 3-4 км. Расчеты верхних кромок послужили основанием для первоначального представления о глубине самого прогиба [Зандер, 1960ф; Зандер и др., 1967]. Как показали результаты сейсморазведочных работ ОАО МАГЭ, глубина Кандалакшского грабена – 8-9 км – в два раза превышает эти оценки (см. рис. 1.6 и 1.8). Следовательно, магнитные тела располагаются внутри рифейской осадочной толщи и могут свидетельствовать о проявлениях магматизма, скорее всего, основного состава. Это подтверждается и данными сейсморазведки [Журавлев, 2007].

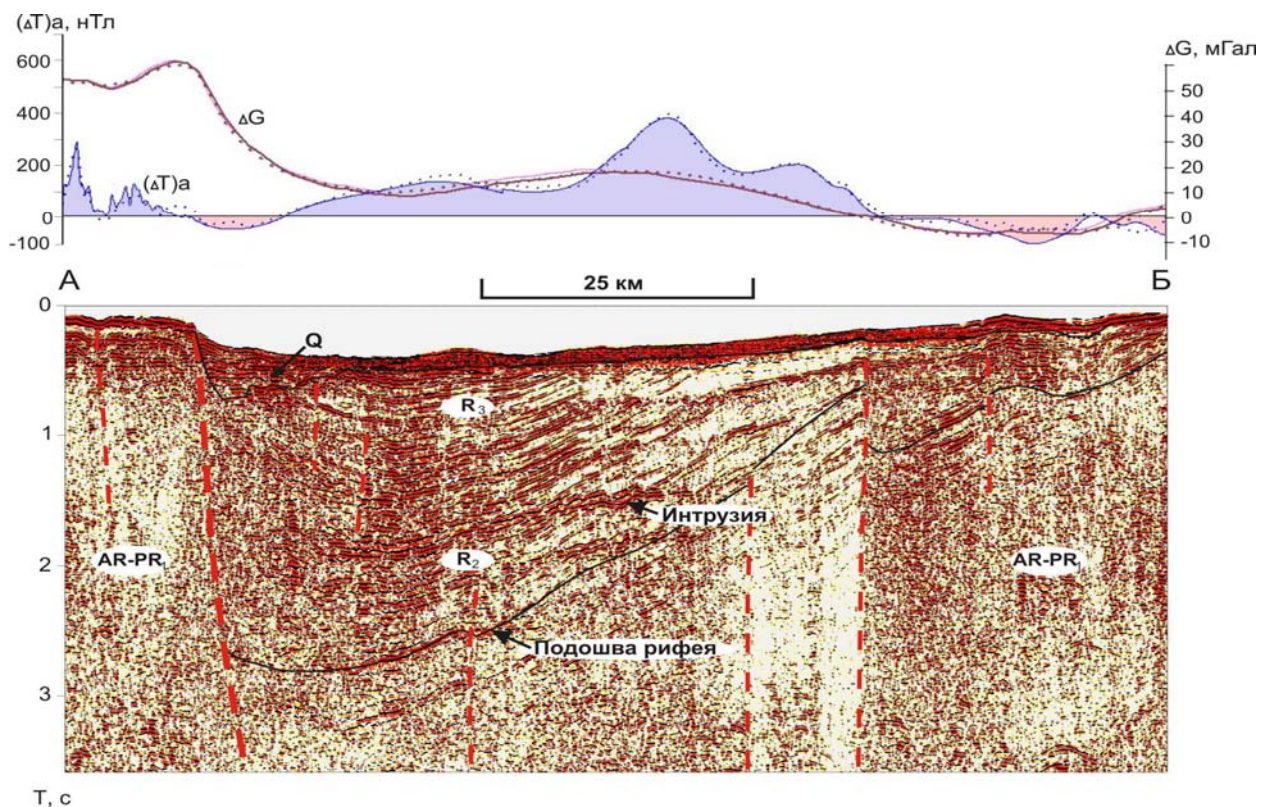


Рис. 1.8. Геолого-геофизический разрез по профилю МОВ ОГТ 200310 через Кандалакшский грабен [Балуев и др., 2012]. Осветленная вертикальная зона в волновом поле фундамента интерпретируется как зона глубинного разлома, по которой могла подниматься магма, внедрившаяся в осадочную толщу рифта. Местоположение профиля см. на рис. 1.1 и 1.7.

Пологий северо-восточный борт грабена осложнен сбросами и взбросо-надвигами, главный из которых представлен *Оленицким валом*. Валу соответствует приподнятый и надвинутый блок кристаллического фундамента, прослеживающийся на акватории в виде узкой полосы положительных гравитационных и отрицательных магнитных аномалий (рис. 1.9). Этот вал разделяет Кандалакшский и северо-западное акваториальное

продолжение Керецкого грабена. На юго-востоке Кандалакшский грабен сопрягается с *Архангельским выступом* фундамента по серии сдвиго-надвигов северо-восточного и субширотного простирания. Южнее Кандалакшский грабен граничит с *Центральной впадиной*, которая значительно уступает по своим параметрам и Кандалакшскому и Онежскому грабенам (см. выше). *Онежский грабен* вытянут от Онежского полуострова до устья р. Ваеньга, впадающей в Сев. Двину. Грабен состоит из ряда глубоких депрессий, в которых поверхность фундамента расположена на отметках от 2 до 8 км с мощностью рифейских отложений, составляющей, как правило, 3-4 км и более.

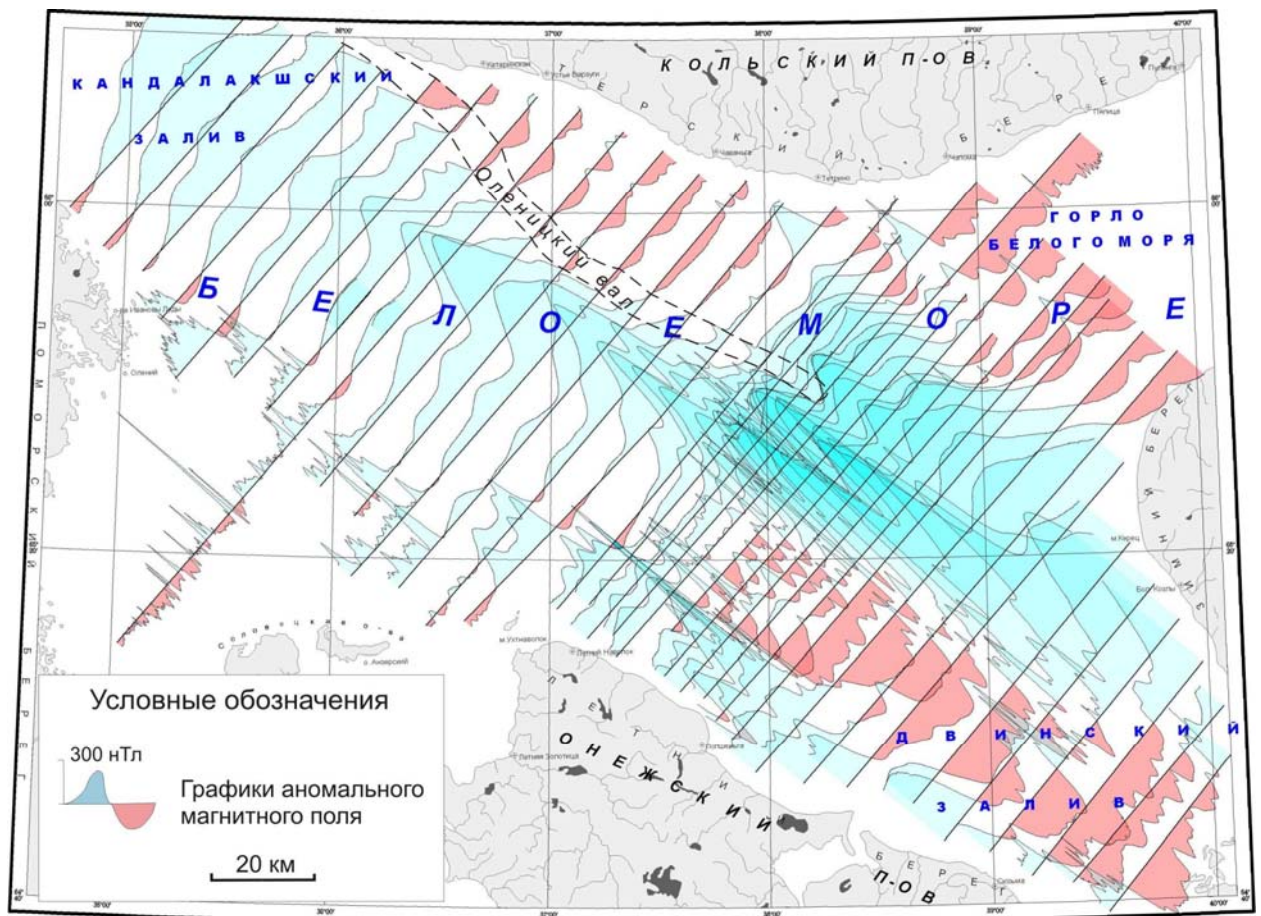


Рис. 1.9. Карта графиков аномального магнитного поля юго-восточной части Белого моря [Балуев и др., 2012].

По данным регионального профиля МОГТ I-I (рис. 1.10, 1.11), пересекающего практически всю палеорифтовую систему в пределах Мезенской синеклизы в одной из впадин, расположенной на юго-востоке, зафиксирована узкая (10-15 км) и, видимо, непротяженная глубокая «щель» с мощностью рифея, возможно, до 10 км. Основную часть столь большой мощности составляют, скорее всего, среднерифейские толщи [Апლოнов и др., 2006]. Онежский грабен, как и Кандалакшский, имеет асимметричное

строение: его юго- западный борт крутой, а северо-восточный – пологий, осложненный серией сбросов, по которым рифейские отложения ступенчато погружаются.

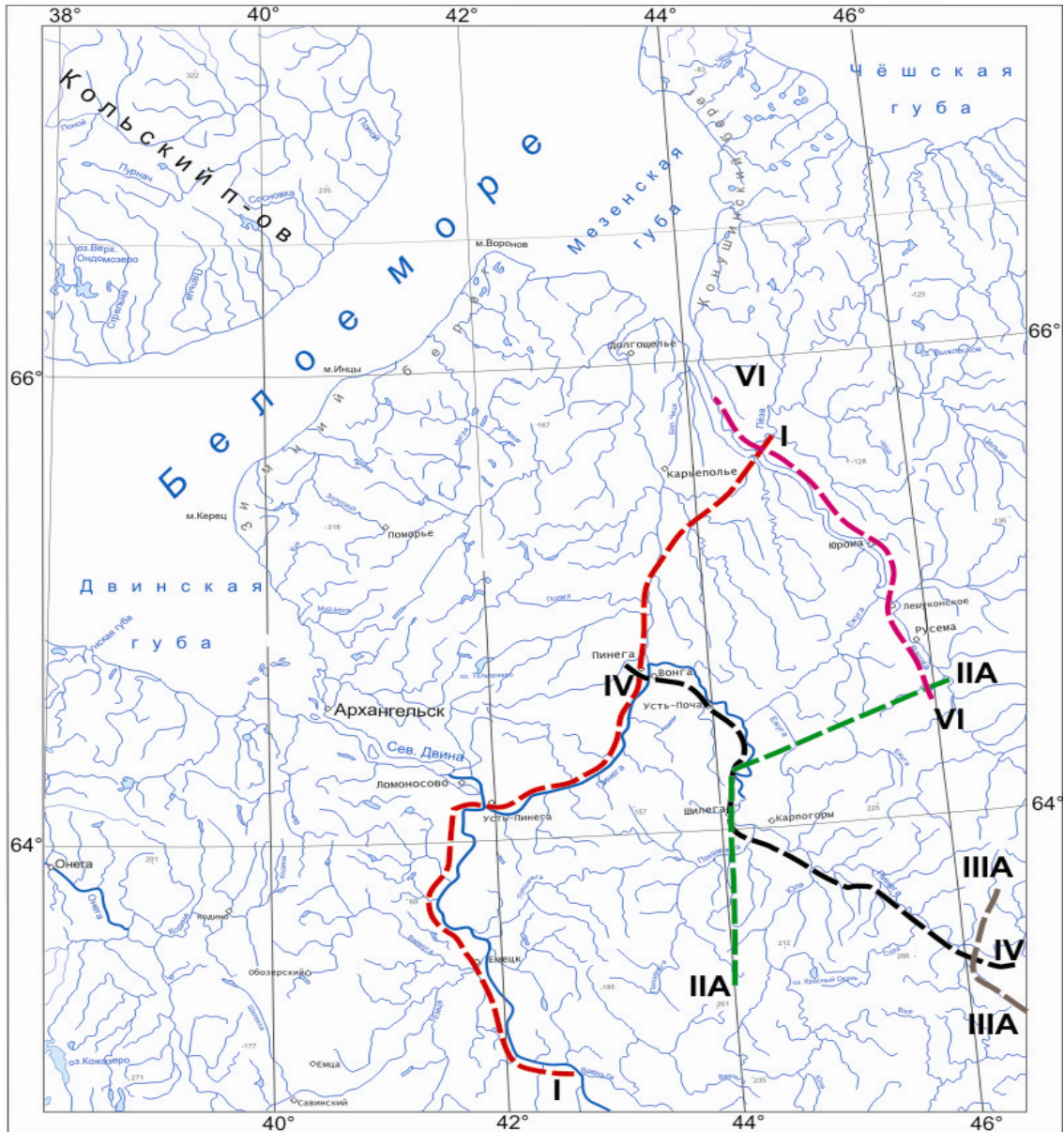


Рис. 1.10. Схема расположения региональных сейсмических профилей МОГТ, выполненных ФГУ НПП «Спецгеофизика» в 1999-2004 гг.

На северо-западном замыкании Кандалакшского грабена расположен еще один относительно небольшой сегмент рифтовой структуры протяженностью около 80 км – *Колвицкий* [Балуев и др., 2000]. Сегмент отделен от основного грабена косою межвпадинной перемычкой, выраженной подводной грядой кристаллического фундамента, выступающего местами над водной поверхностью в виде островов Средние Луды. Этот сегмент представляет собой мелководную (до 70 м) северо-западную часть Кандалакшского залива с многочисленными островками, сложенными породами фундамента. Установлено [Балуев и др., 2009б], что островная гряда архипелага Средние

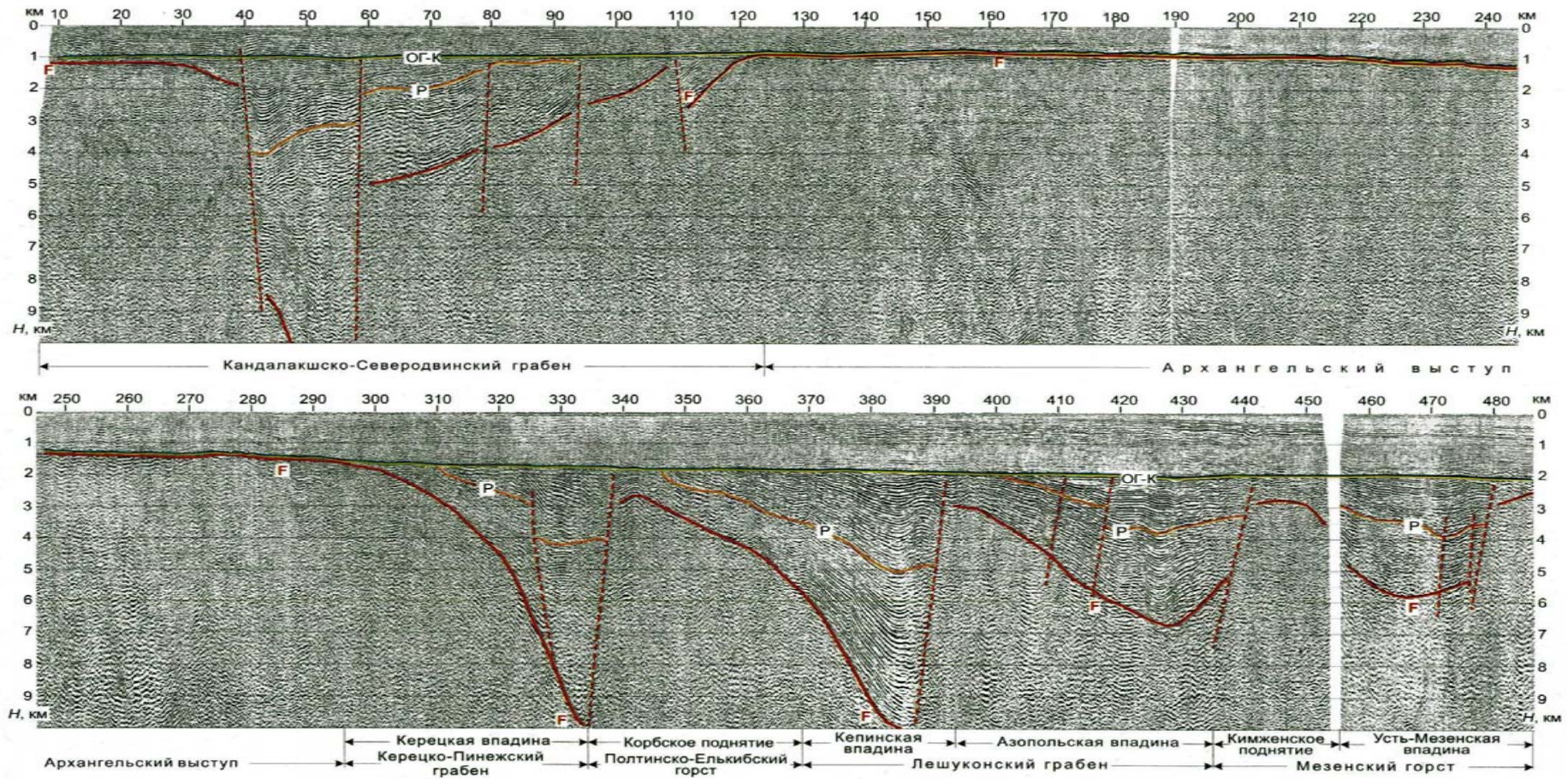


Рис. 1.11. Глубинный сейсмический разрез ОГТ по региональному профилю I через Мезенскую синеклизу (по [Аплонов и др., 2006]). Сейсмические реперы: достоверные – ОГ-7 – кровля венда, ОГ-К – кровля рифея; менее достоверные – P – граница рифтовой и пострифтовой частей рифейского разреза, F – кровля фундамента; F₀ – четко выраженный репер, отвечающий либо кровле фундамента, либо кровле верхнерифейской карбонатной толщи. В подписях под профилями: нижний ряд – дизъюнктивные структуры фундамента, верхний ряд – пликативные структуры рифейских отложений. Местоположение профиля см. на рис. 1.1 и 1.10.

Луды, сложенная анортозитами Колвицкого массива, является межвпадинной перемычкой, разделяющей два молодых (современных) грабена: Кандалакшский, наследующий древнюю рифейскую впадину, и Колвицкий и представляет собой зону аккомодации тектонических напряжений (рис. 1.12). Северо-восточный крутой склон межвпадинной перемычки, являющийся, по всей видимости, древним, но активизированным листрическим сбросом, ограничивает распространение к западу рифейских терригенных образований, выполняющих Кандалакшский грабен. Современная тектоника Кандалакшского грабена будет описана ниже в соответствующем разделе.

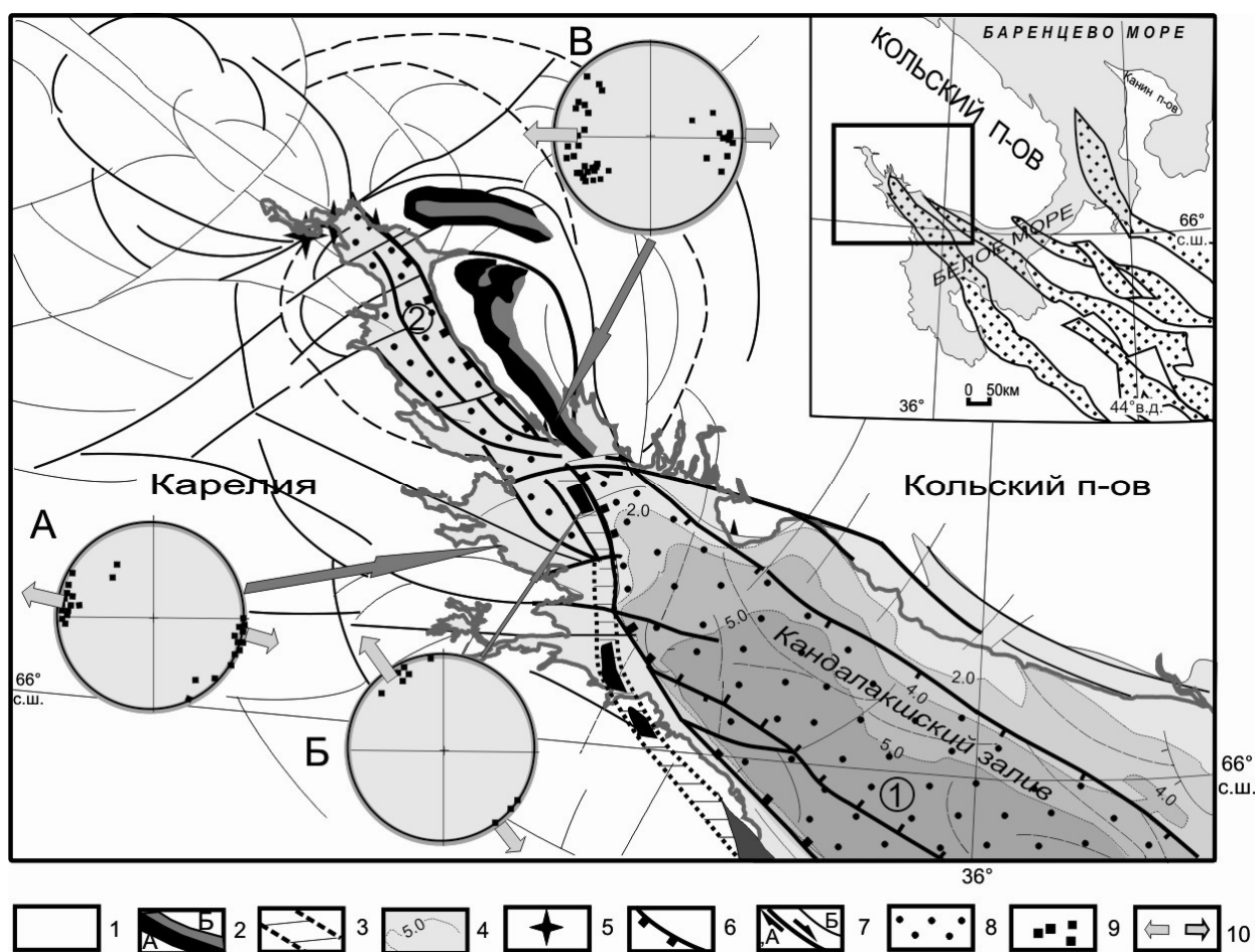


Рис.1.12. Тектоническая схема северо-западной части Онежско-Кандалакшского палеорифта. 1 – раннедокембрийские нерасчлененные образования Балтийского щита; 2 – Колвицкий массив (2,45 млрд. лет) и его аналоги: А – анортозиты, Б – эклогитоподобные породы; 3 – предполагаемая зона трассирования глубинных образований вдоль главного сброса палеорифта; 4 – синрифтовые терригенные образования среднего рифея и их мощность в км; 5 – поля щелочных даек девонского возраста; 6 – сбросы, 7 – сдвиги (А) и прочие разломы (Б); 8 – площадь развития современных грабенов; 9 – положение полюсов плоскостей даек на стереограмме (нижняя полусфера); 10 – ориентировка осей тектонических напряжений растяжения в момент внедрения даек. Стереограммы полей щелочных даек: А – Кузокоцкого, Б – Средних Луд, В – Качинного. Цифры в кружках – грабены: 1 – Кандалакшский, 2 – Колвицкий. На врезке – положение участка тектонической схемы в системе палеорифтов Белого моря.

Вопрос о подновлении рифейских грабенов в палеозое и, соответственно, появлении в это время зоны аккомодации, остается открытым. На сейсмическом разрезе МОВ ОГТ, пересекающем Кандалакшский грабен, вдоль юго-западного крутого борта современной впадины между рифейским и четвертичным сейсмокомплексами на глубине около 300 м выделяется толща, возраст и происхождение которой в разное время авторами интерпретировался по-разному. В работах [Журавлев, 2007, Тарасов, Шлыкова, 2006] этот сейсмокомплекс обозначен как возможная палеозой-кайнозойская толща осадков. С учетом полученных новых геофизических данных (НСАП, МОГТ) предполагается четвертичный возраст этой толщи (рис. 1.8, 4.7) [Журавлев и др., 2008, 2009ф]. Главным же свидетельством среднепалеозойской активизации палеорифта остаются проявления щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма в пределах зоны его динамического влияния.

Керецко-Пинежский палеорифт, в состав которого входят Керецкий и Пинежский грабены, протягивается от Балтийского щита в юго-восточном направлении параллельно Онежско-Кандалакшскому палеорифту (см. рис. 1.6). Структура Керецко-Пинежского палеорифта уверенно прослеживается линейным минимумом силы тяжести. *Керецкий грабен* с глубиной фундамента до 4 км расположен в пределах бассейна Белого моря и на юго-западе граничит с Кандалакшским грабеном и Архангельским выступом фундамента. Граница проходит по *Беломорской шовной зоне*, выраженной положительной интенсивной магнитной аномалией, которая прослеживается в акватории от п-ва Турий на юго-восток в сторону Зимнего берега (см. рис. 1.9). Юго-западный крутой борт Керецкого грабена прижат к *Оленицкому валу*, северный – пологий, представлен *Варзугской моноклиной*, северо-восточный выражен крутым уступом *Товского выступа* кристаллического фундамента (рис. 1.13). Варзугская моноклинал занимает прибрежную часть бассейна и Терского берега Кольского полуострова, где обнажаются терригенные образования терской свиты среднего рифея. Ее структуры по ступенчатым сбросам погружаются на юго-запад. Несмотря на то, что в Керецком грабене в пределах бассейна Белого моря глубина погружения фундамента относительно небольшая, в региональном поле силы тяжести эта структура выражена наиболее отчетливо зоной отрицательных значений.

К Двинско-Зимнебережной части Керецкого грабена приурочена крупная положительная аномалия магнитного поля. Характер магнитного поля свидетельствует о том, что источники магнитных аномалий погружаются по мере погружения кристаллического основания (см. рис. 1.9), что, вероятно, свидетельствует о наличии в рифтогенной осадочной толще магматических тел основного состава. Это подтверждается

наличием ярких отражений вблизи подошвы рифейской толщи (см. рис. 1.13). Судя по тому, что в Кандалакшском грабене в средней части разреза фиксируются подобные аномалии волнового поля, а в Онежском грабене бурением вскрыты магматические образования солозерской свиты позднерифейского возраста, можно предположить тот же возраст и для магматических тел в Керецком грабене. Наибольшая мощность позднепротерозойских осадочных образований в Керецком грабене в пределах акватории Белого моря составляет 4 км. Мощность верхней части консолидированной коры 10-15 км. Мощность земной коры в пределах палеорифта оценивается в 38-40 км.

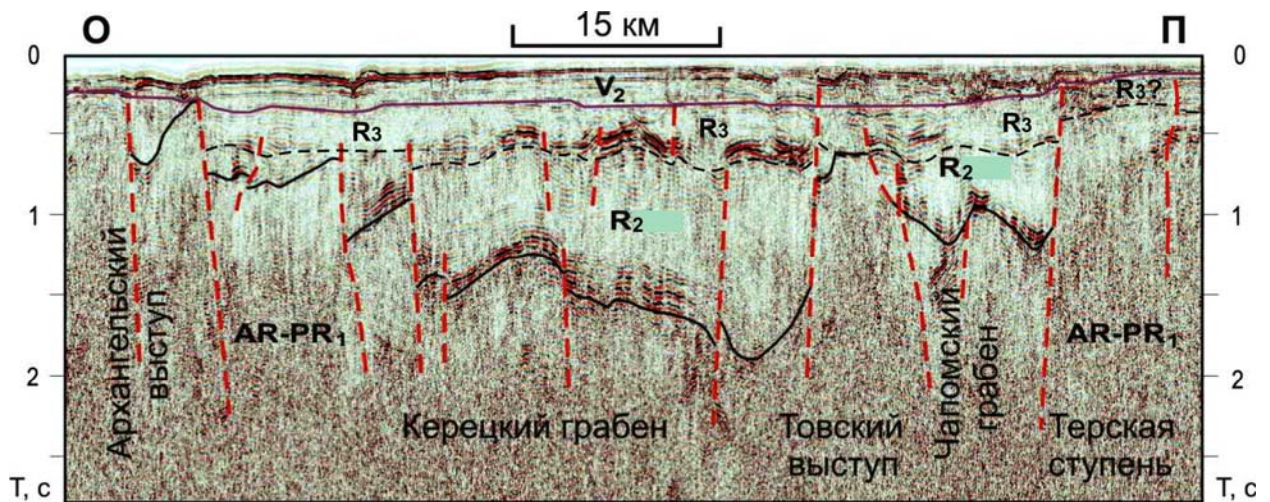


Рис. 1.13. Фрагмент сейсмогеологического разреза по профилю 0711 МОВ ОГТ, секций Керецкий и Чапомский грабены и разделяющий их Товский выступ. Положение профиля см. на рис. 1.1 и 1.7.

У Горла Белого моря наблюдается левостороннее смещение оси Керецкого грабена вдоль тектонической зоны. Эта зона субпараллельных разломов северо-восточного простирания прослеживается в акватории Белого моря от Соловецких островов вдоль пролива Горло к полуострову Канин. На Зимнем берегу она известна как *Архангельская тектоническая зона* [Государственная геологическая ..., 2004].

По простиранию к юго-востоку Керецкий грабен смыкается через Золотицкое поднятие с Пинежским, который фактически является самым крупным в рифтовой системе Белого моря, состоящей из нескольких глубоких депрессий (в некоторых из них фундамент погружен более чем на 8 км). Протяженность Пинежского грабена достигает 500 км при ширине 40-80 км. С юго-запада он ограничен Архангельским выступом кристаллического фундамента, а с северо-востока – узкой грядой Товского выступа фундамента, отделяющего его от Чапомо-Лешуконского палеорифта (см. рис. 1.13).

Обращает на себя внимание тот факт, что по простиранию Керецко-Пинежской рифтовой зоны грабены меняют свою полярность, т.е. в пределах акватории Белого моря

на сейсмическом профиле АБ (рис. 1.8, правая часть) Керецкий полуграбен имеет юго-западный крутой борт, а северо-восточный – пологий, к юго-востоку на профиле ОП (рис.1.13) этот же полуграбен имеет уже северо-восточный крутой борт с максимальным погружением под ним. Еще юго-восточнее, в пределах Мезенской синеклизы, Керецкий полуграбен этого рифта на профиле I-I (см. рис. 1.11) имеет такой же северо-восточный крутой борт, а на профиле II-A (рис. 1.14), расположенном еще юго-восточнее и практически параллельном профилю I-I, крутой борт Пинежского полуграбена расположен уже с юго-запада. Таким образом, можно предполагать существование между полуграбенами с разной полярностью зон аккомодации в виде межграбеновых перемычек по аналогии со строением современных рифтовых структур.

Архангельский выступ, разделяющий Онежско-Кандалакшский и Керецко-Пинежский палеорифты, является наиболее крупной из положительных структур РСБМ. В плане он представляет собой поднятие овальной формы, вытянутое в северо-западном направлении примерно на 400 км при ширине около 130 км. Апикальная часть его поверхности находится на глубине 0,5 км (район устья Сев. Двины и Двинской губы), в остальной части поверхность выступа имеет бугристый рельеф с минимальными отметками на поднятиях 1 км. Северо-западная часть Архангельского выступа, расположенная в пределах акватории Белого моря, по данным МОВ ОГТ, представляет собой систему разноуровневых линейных блоков северо-западного простирания, нарушенных поперечными разломами северо-восточного и субмеридионального направлений. Последние определяют структурный план наложенного на поверхность выступа *Унского прогиба*, глубина которого не превышает 3 км. Осадочное выполнение Унского прогиба представляет собой гофрированную, осложненную дизъюнктивами, толщу предположительно верхнерифейского возраста (рис. 1.15, 1.17). Формирование этих дислокаций вызвано, вероятно, возникновением в какой-то период тангенциального поля тектонических напряжений с вектором, ориентированным на юго-восток со стороны Балтийского щита, при этом Архангельский выступ мог играть роль упора (индентора) [Зыков и др., 2008].

Линейные структуры горста, ступенчато погружающиеся в Онежский и Керецкий грабены, представлены листрическими сбросами. Запрокинутые уступообразные края горста (рис. 1.15) определяют кинематику (листрических?) сбросов, либо свидетельствуют о более быстром погружении его центральной части [Журавлев, 2007]. Юго-восточнее, между Онежским и Пинежским грабенами, амплитуда сбросов, ограничивающих Архангельский выступ, достигает 8 км и более.

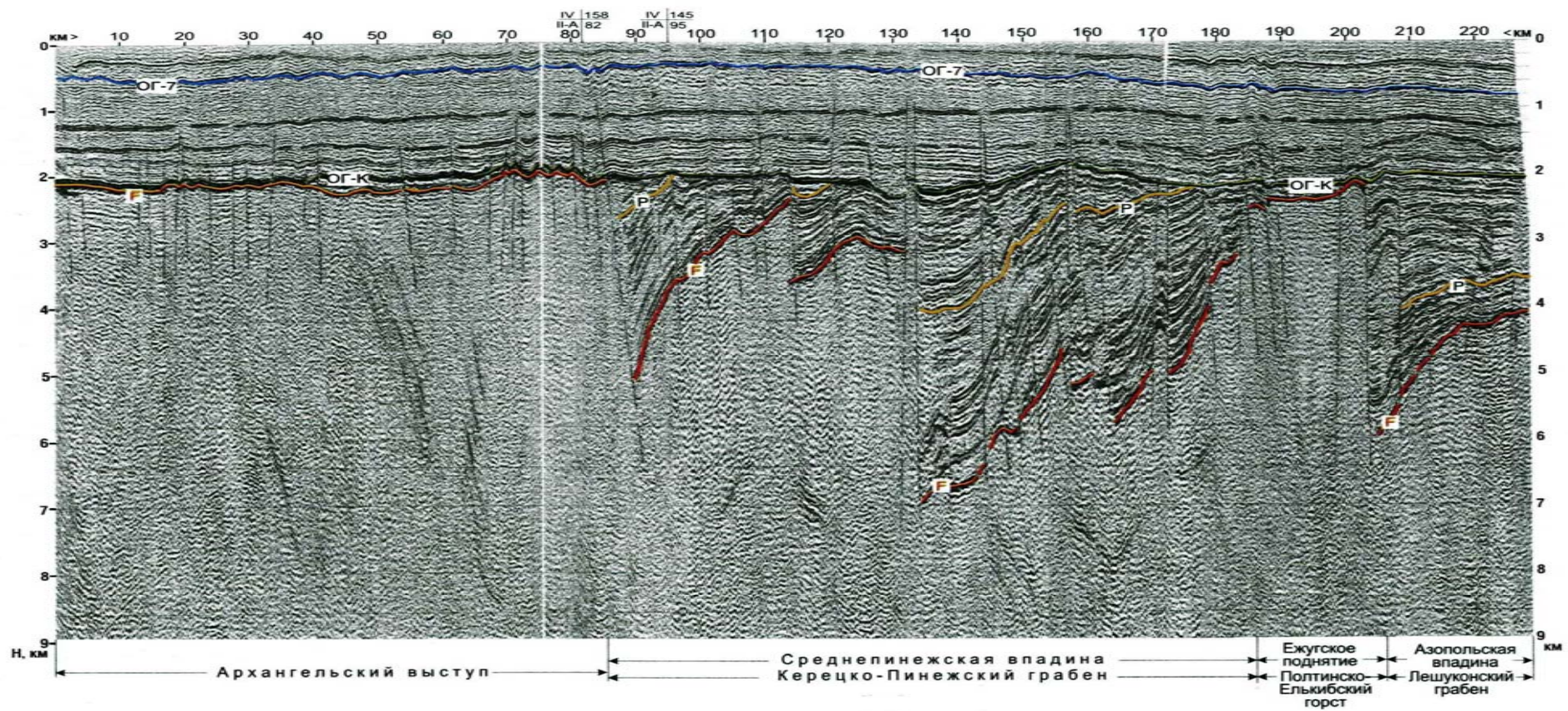


Рис. 1.14. Глубинный сейсмический разрез ОГТ по региональному профилю П-А через Мезенскую синеклизу (по [Аплонов и др., 2006]). Условные обозначения см рис. 1.11. Положение профиля см. на рис. 1.1 и 1.10.

Лешуконский (Чапомо-Лешуконский) палеорифт – осевая часть Беломорской рифтовой системы – расположен на северо-западе Мезенской синеклизы. Рифт выражен в рельефе кристаллического фундамента двумя основными впадинами, кулисообразно сочленяющимися друг с другом: собственно Лешуконской (Кепинской по [Аглонов и др., 2006]) и к юго-востоку от нее Азопольской (рис. 1.17).

Протяженность Лешуконского грабена составляет не менее 550 км, а ширина обычно от 50 до 60 км. Глубина погружения фундамента в Лешуконской впадине, вероятно, до 10

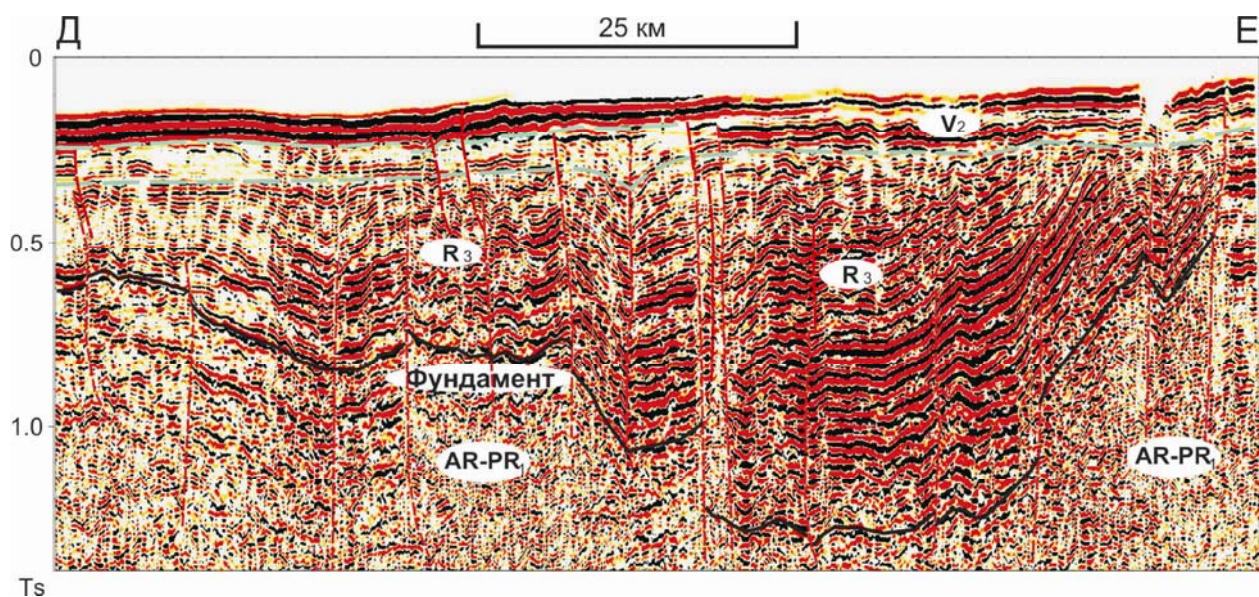


Рис. 1.15. Сейсмогеологический разрез Унского прогиба. Юго-восточный фрагмент профиля МОВ ОГТ 200339. Местоположение профиля см. на рис. 1.1 и 1.7.

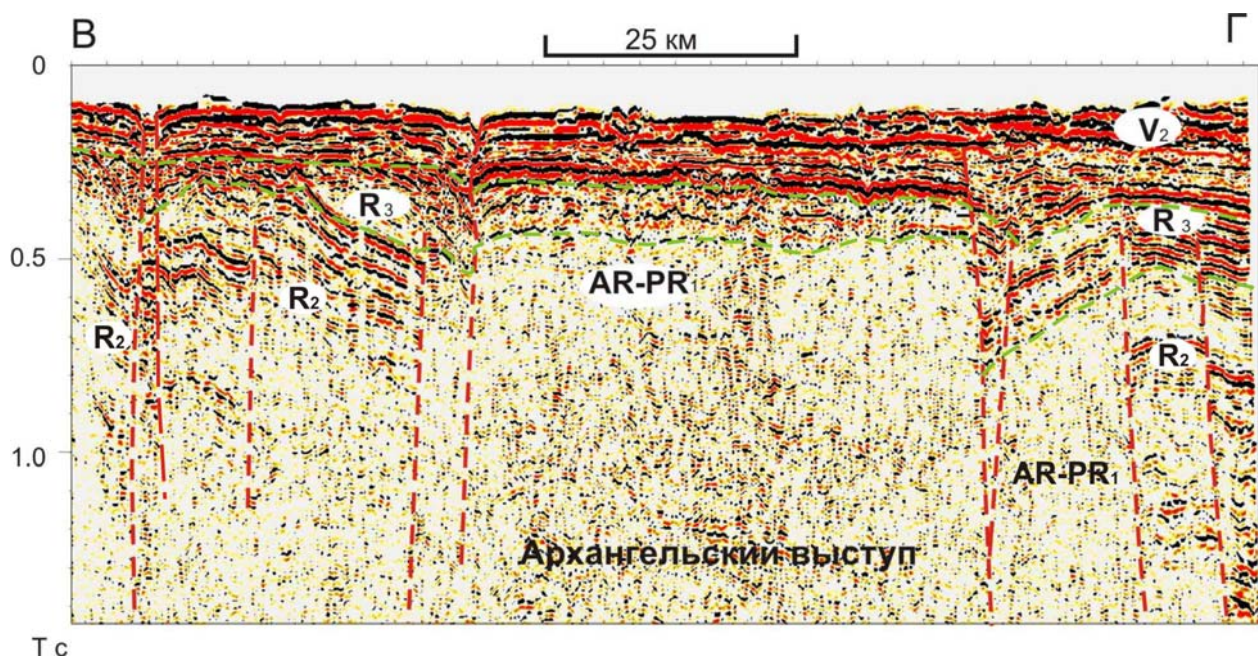


Рис. 1.16. Профиль МОВ ОГТ 200312, пересекающий Архангельский выступ. Местоположение профиля см. на рис. 1.1 и 1.7.

км, а в Азопольской превышает 7 км [Аглонов и др., 2006]. Лешуконский грабен характеризуется низкоградиентными, преимущественно отрицательными аномалиями потенциальных полей. Только на северо-западе, где на профиле ГСЗ под Лешуконским грабеном отмечено утонение коры до 35 км, уровень гравитационного и магнитного полей возрастает. Здесь, в подкоровой части, горизонты мантии характеризуются увеличенной скоростью P^M волн (8.4 км/с) [Строение литосферы..., 2005].

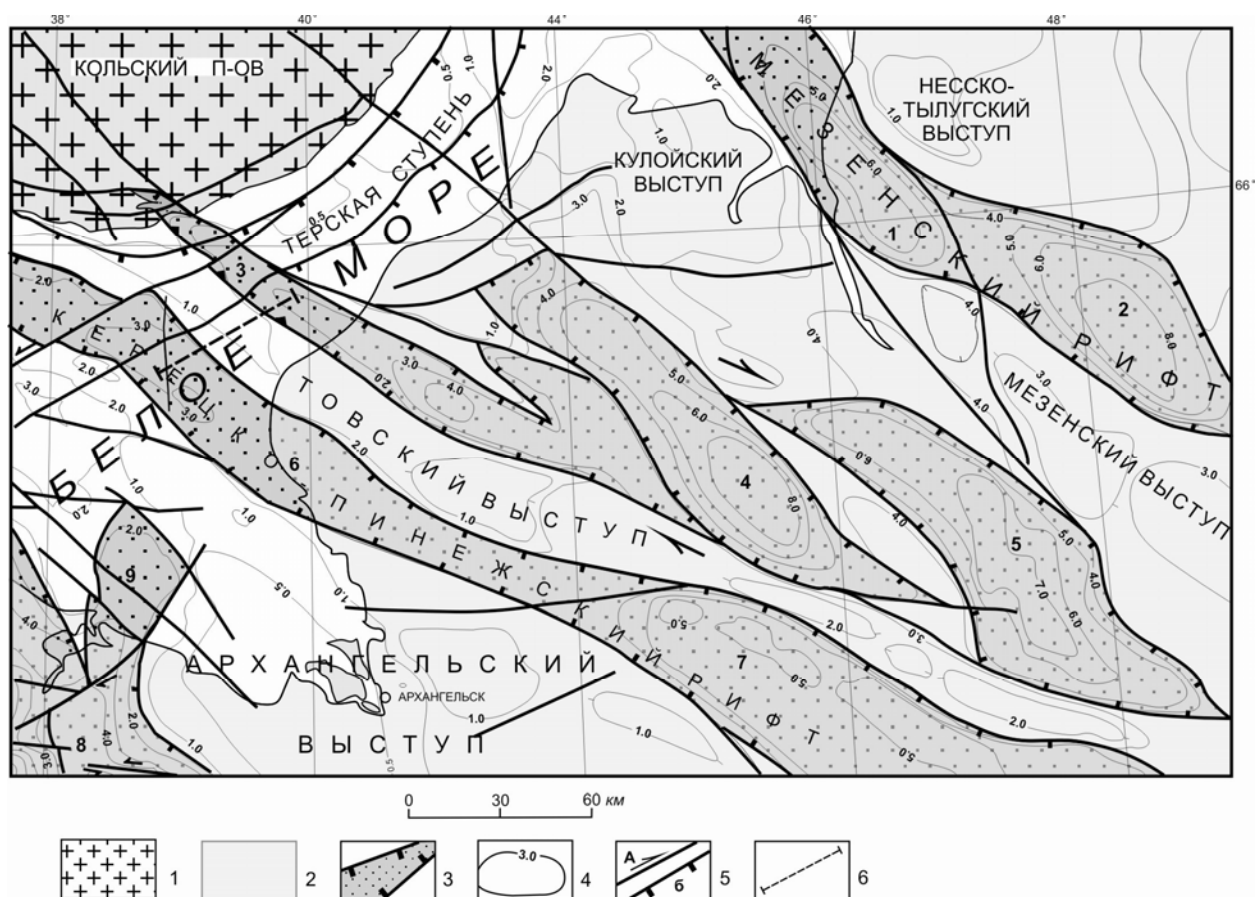


Рис. 1.17. Тектоническая схема центральной части палеорифтовой системы Белого моря: 1 – Балтийский щит; 2 – площадь развития платформенного чехла; 3 – рифтогенные грабены; 4 – изолинии рельефа поверхности кристаллического фундамента (в км); 5 – разломы: а – сдвиги, б – сбросы; 6 – линия фрагмента сейсмоакустического профиля 200615, изображенного на рис. 4. Цифры на схеме – грабены: 1 – Усть-Мезенский, 2 – Сафоновский, 3 – Чапомский, 4 – Лешуконский, 5 – Азопольский, 6 – Керецкий, 7 – Пинежский, 8 – Онежский грабен Онежско-Кандалакшского палеорифта, 9 – Унский.

Впадины имеют разломные ограничения, асимметричны и выполнены терригенными образованиями рифейского возраста. В Лешуконской впадине эти отложения по данным сеймостратиграфии подразделяются на средне- и верхнерифейские пострифтовые мощностью до 2,5-3 км и нижележащие среднерифейские рифтовые мощностью, видимо, до 5-6 км. В Азопольской впадине максимальная мощность чехла достигает 6,5-7 км, из которых рифейские отложения составляют 4,5-5 км, в том числе пострифтовые едва ли больше 2 км. С юго-запада Лешуконский палеорифт ограничен

Товским выступом фундамента, а с северо-востока – Кулойским и Мезенским выступами. В то же время вдоль северо-восточного края Товского выступа в рельефе фундамента зафиксирован [Гипсометрическая карта..., 2001] узкий (20-25 км) и протяженный желоб с глубиной погружения фундамента до 4 км в средней части, примыкающий кулисообразно своим юго-восточным концом к Лешуконскому грабену, а к северо-западу достигающий побережья пролива Горло Белого моря.

На противоположном берегу пролива Горло, на юго-восточном побережье Кольского полуострова в низовьях р. Чапомы расположен Чапомский грабен, представляющий собой небольшую по размерам (20×10 км) впадину в архейском кристаллическом фундаменте, выполненную терригенными образованиями чапомской свиты позднерифейского возраста. Чапомский грабен имеет асимметричное строение: распространение рифейских осадочных пород резко ограничивается с северо-востока сбросом северо-западного простирания, а западное ограничение впадины имеет более сложную в плане форму с субширотными маломощными языками песчаников и конгломератов, несогласно залегающими на гранито-гнейсах. Максимальные мощности отложений чапомской свиты, разрез которой почти непрерывно вскрыт в долине р. Чапома, отмечаются в осевой части грабена и вдоль его северо-восточного борта, достигая 300 м.

Сеть разломов, развивавшихся, по всей видимости, конседиментационно, усложнялась в процессе формирования осадочного чехла, что привело к дроблению рифейских отложений на блоки, для которых фиксируются смещения относительно друг друга с элементами вращения и с резкими изменениями наклона пластов, что может свидетельствовать о листрическом характере разломов (рис. 1.18).

Разломы, разделяющие блоки рифейских отложений, выражены зонами катаклаза мощностью 1-2 м с подворотом слоев, будинажем прослоев песчаников и гравелитов, гофрированной складчатостью аргиллитов, многочисленными зеркалами скольжения по мелким дуговым трещинам. В обнажениях отмечаются сбросовые смещения до нескольких метров, хотя для разно наклонных блоков можно предполагать и существенно большие амплитуды. Таким образом, Чапомский грабен несет в себе признаки рифтогенной структуры, сформировавшейся в процессе континентального рифтогенеза в позднерифейское время.

Данные геолого-геофизических исследований в акватории пролива Горло Белого моря, проведенных ОАО МАГЭ [Балуев и др., 2009а], свидетельствуют о существовании грабенообразных структур на юго-восточном продолжении Чапомского грабена. Профиль МОВ ОГТ АР-3, пересекающий бассейн Белого моря в северо-восточном направлении от

северной оконечности Соловецких островов через пролив Горло (рис.1.19), зафиксировал в 20 км к ЮВ от грабена его продолжение, представляющее собой погружение фундамента более чем на 3 км с крутым северо-восточным бортом и пологим юго-западным, осложненным двумя наклонными блоками. С юго-запада Чапомский грабен ограничивает Товский выступ, отделяющий его от Керецкого грабена, а с северо-востока он ограничен Терской ступенью, переходящей севернее в Кулойский выступ.

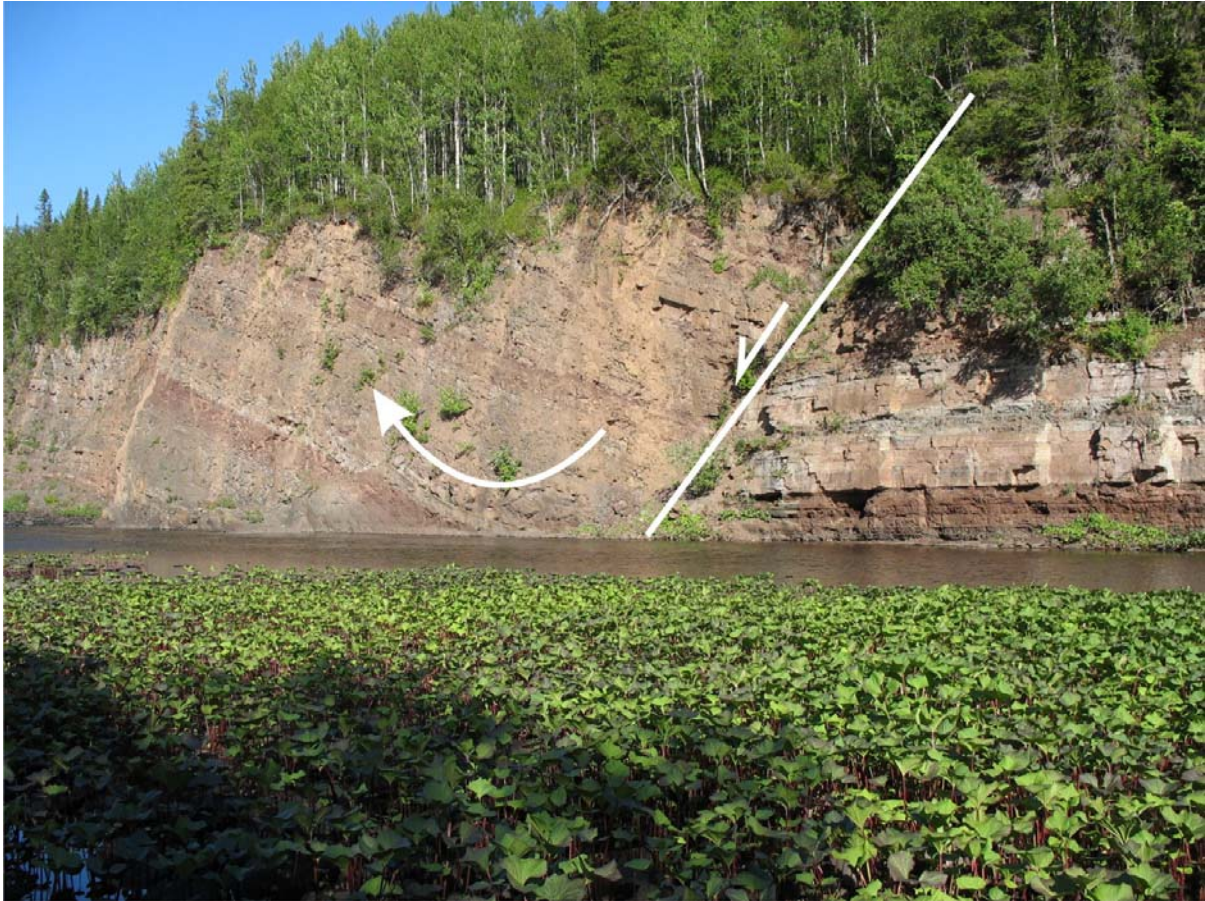


Рис. 1.18. Блоки терригенной толщи верхнего рифея, выполняющих Чапомский грабен, смещены друг относительно друга с элементами вращения. Среднее течение р. Чапомы, Кольский полуостров. Фото Е.С.Пржиялговского.

На сейсмическом разрезе в толще, выполняющей Чапомский грабен, выделяются два седиментационных комплекса, так же как и в остальных грабенах рифтовой системы Белого моря (рис. 1.20). Нижний выполняет грабен и соответствует, вероятно, среднерифейским отложениям, а верхний нивелирует рельеф фундамента и соответствует верхнерифейским отложениям, которые фактически обнажаются на юго-восточном побережье Кольского полуострова. Следует отметить, что по данным сейсмического профилирования терригенная толща, выполняющая грабены, местами дислоцирована, формируя пологие складки, оси которых ориентированы преимущественно вдоль простирания грабенов. В северо-восточной части разреза наблюдаются даже структуры

надвигового характера (см. рис. 1.20), которые свидетельствуют о воздействии сжимающих напряжений со стороны, скорее всего, тиманид. Происхождение этих дислокаций пока неясно, возможно генетически они связаны с процессами рифтогенеза.

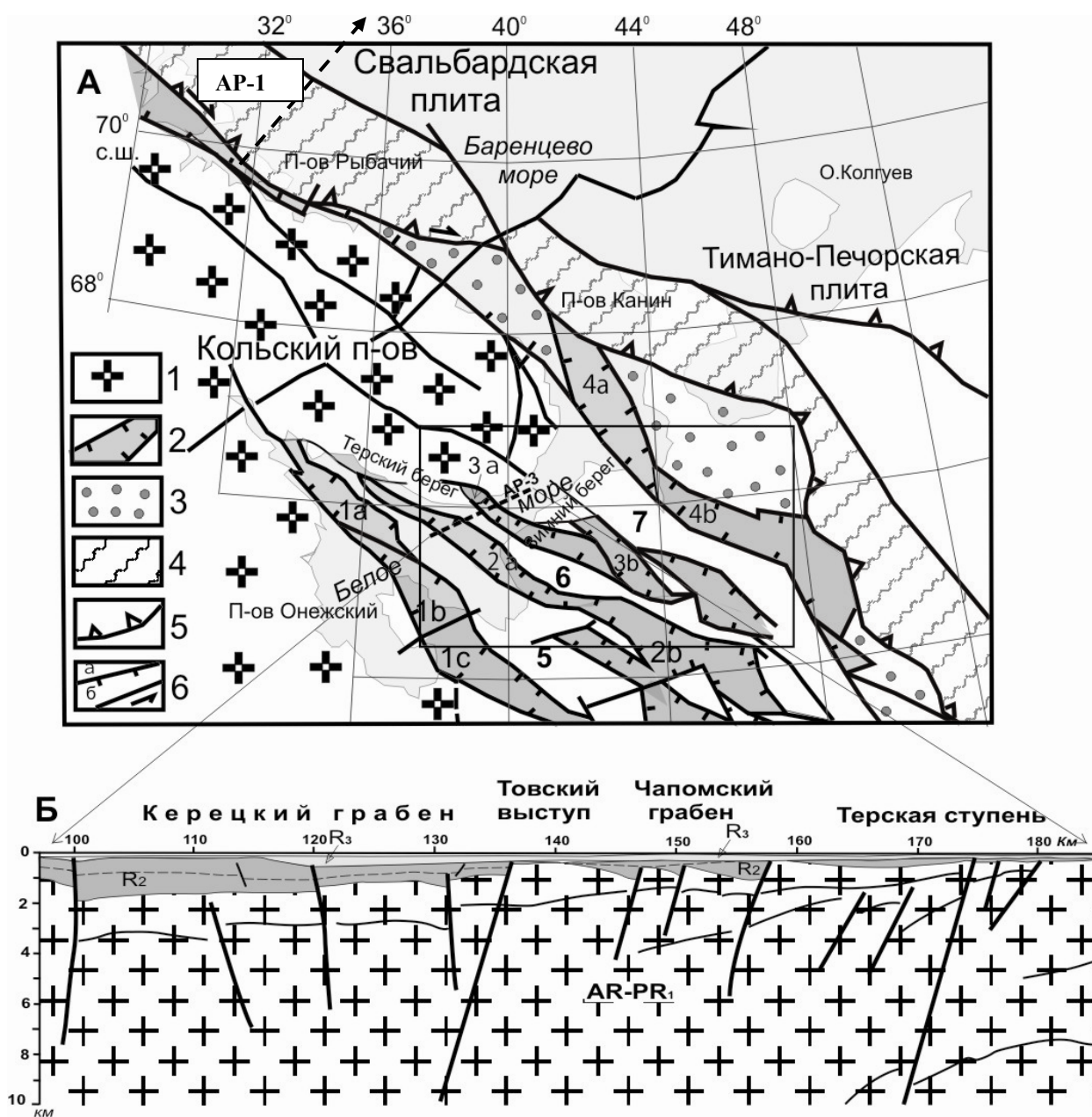


Рис. 1.19. А. Схема тектоники Беломорского региона: 1 – Балтийский щит; 2 – рифейские палеорифты; 3 – Притиманский прогиб; 4 – Тимано-Варангерский пояс байкалид; 5 – конвергентный шов; 6 – сбросы (а) и сдвиги (б). Цифры на схеме: 1 – Онежско-Кандалакшский палеорифт: грабены 1а – Кандалакшский, 1б – Центральный, 1с – Онежский; 2 – Керецко-Пинежский палеорифт: грабены 2а – Керецкий, 2б – Пинежский, 3 – Чапомо-Лешуконский палеорифт: грабены 3а – Чапомский, 3б – Лешуконский; 4 – Мезенский палеорифт: 4а – Понойская впадина, 4б – Усть-Мезенский грабен; выступы фундамента: 5 – Архангельский, 6 – Товский, 7 – Кулойский. Прямоугольником показан контур рис. 1.17. Пунктирной стрелкой показано положение сейсмического профиля AP-1, отображенного на рис. 1.22.

Б. Фрагмент сейсмогеологического разреза верхней части земной коры вдоль опорного профиля МОВ ОГТ АР-3. Местоположение профиля см. на схеме тектоники (А).

Со стороны Зимнего берега Белого моря к зафиксированному сейсмическим профилем продолжению Чапомского грабена подходит хорошо выраженное в рельефе кристаллического фундамента западное ответвление Лешуконского грабена в виде довольно узкого, но протяженного желоба. Таким образом, согласно новым данным, Чапомский грабен протягивается в юго-восточном направлении на расстояние около 200 км через пролив Горло до кулисообразного сочленения его с Лешуконским грабеном, являясь фактически одним из сегментов Лешуконского палеорифта. На Кольском полуострове, который представляет собой высоко поднятый блок фундамента платформы, обнажается всего лишь его северо-западная оконечность и, вероятно, верхняя часть разреза грабенового выполнения.

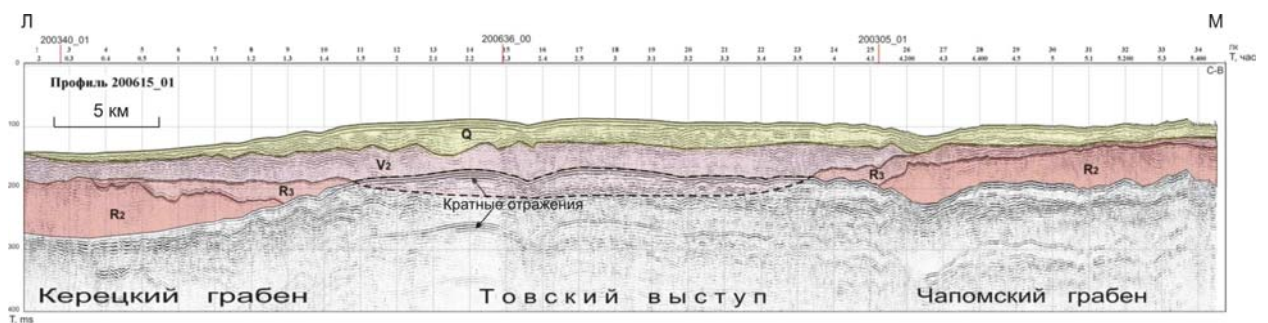


Рис. 1.20. Фрагмент сейсмогеологического разреза по профилю 200615 НСАП, секций Керецкий и Чапомский грабены и разделяющий их Товский выступ. Положение профиля см. на рис. 1.1 и 1.7.

Чтобы подчеркнуть единство этой палеорифтовой зоны, имеет смысл называть ее «Чапома-Лешуконским палеорифтом» в отличие от традиционного «Керецко-Лешуконского», тем более что, как оказалось, Керецкий грабен, переходящий к юго-востоку в Пинежский грабен (см. рис. 1.6 и 1.17), никак не соприкасается с Лешуконским т.к. отделен от него Товским выступом кристаллического фундамента, представляющего собой относительно узкую (20-30 км) гряду, вытянутую от юго-восточного побережья Кольского полуострова примерно на 450 км в юго-восточном направлении.

Кулисообразное расположение рифтогенных впадин Чапома-Лешуконского палеорифта, сама форма собственно Лешуконской и Азопольской впадин (пулл-апарт) предполагает их заложение и развитие в режиме транстенсии с элементами правостороннего сдвига вдоль крутых северо-восточных бортов грабенов. Такой режим лучше всего согласуется с действием внешних сил, т.е. с пассивным рифтингом [Ю.Леонов, 2001], который мог возникнуть при вращении древней континентальной плиты Балтика против часовой стрелки во время распада суперконтинента Палеопангея в среднерифейское время [Балуев, 2006], когда северо-восточная (в современных румбах) пассивная окраина плиты испытывала косое растяжение.

Мезенский (Баренцевоморский) палеорифт, в состав которого входят Понойская, Усть-Мезенская и Сафоновская впадины, протягивается субпараллельно Лешуконскому палеорифту к северо-востоку от него. Их разделяют Кулойский и Мезенский выступы фундамента. К северо-западу от Понойской впадины, по данным сейсмопрофилирования баренцевоморского шельфа, намечается продолжение этой рифтовой зоны, которое перекрыто надвиговыми структурами Тимано-Варангерской системы байкалид и палеозойским чехлом Кольско-Канинской моноклинали [Митрофанов и др., 2004].

Усть-Мезенский грабен представляет собой довольно узкую (около 30 км) впадину, вытянутую в юго-восточном направлении примерно на 120-140 км. Фундамент в ней погружен на 6 км. Северо-восточный борт, примыкающий к Несско-Тылугскому выступу, более крутой, а юго-западный, примыкающий к Кулойскому выступу, пологий. На юго-востоке Усть-Мезенский грабен через седловину в фундаменте, который здесь залегает на глубине менее 4 км, примыкает к *Сафоновскому грабену*. Последний прослеживается на 90-100 км при ширине 45-50 км, глубина погружения фундамента в нем превышает 8 км. С юга его ограничивает Мезенский выступ фундамента, который разделяет Сафоновский и Азопольский грабены. С севера Сафоновский грабен ограничен Несско-Тылугским выступом, а к северо-восточной границе грабена примыкает *Пёшская впадина*, выделенная по материалам КМПВ на побережье Чёшской губы [Аплов и др., 2006]. В пределах этой структуры, размеры которой составляют 130×90 км, отметки залегания поверхности фундамента увеличиваются в северо-восточном направлении от -2,5 - 3,0 км до -8,0 - 10,0 км.

Понойская впадина с глубиной погруженного фундамента более 8 км выявлена недавно сейсмическим профилированием в Воронке Белого моря на продолжении Усть-Мезенской впадины (рис.1.21) [Журавлев, 2007]. Наблюдаемое смещение продольной оси Понойской впадины относительно оси Усть-Мезенского грабена может быть обусловлено правосторонними сдвигами блоков вдоль Архангельской тектонической зоны, фиксируемой по простирацию пролива Горло Белого моря, либо огибанием Мезенским палеорифтом жесткого ядра в составе фундамента (см. рис. 1.6).

На юге впадину ограничивает Кулойский выступ. На юго-востоке Понойская впадина сопрягается с Усть-Мезенским грабеном через систему мелких поперечных горстов и грабенов, контролируемых Архангельской тектонической зоной. На востоке впадина ограничена *Несско-Тылугским (Чижским) выступом*. Выступ образовался, по-видимому, на рубеже среднего и позднего рифея, а впоследствии вошел в полосу форланда при формировании структур *Канинско-Тиманского складчато-надвигового пояса*. Выступ прослеживается с п-ова Канин на акваторию Воронки Белого моря. Вблизи

меридиана 42° его структуры выклиниваются, и Понойская впадина смыкается с узким Шойнинским прогибом, который зажат между Несско-Тылугским выступом и *Валом Мысов Лудоватых*. Здесь по крупной надвиговой зоне (*Западно-Тиманский разлом*) проходит граница между Русской плитой и Канинско-Тиманским мегавалом. На северо-восточном склоне *Кольско-Канинской моноклинали*, вблизи полуострова Святой Нос, Понойская впадина замыкается в зоне разломов северо-восточного простирания, которая является продолжением в пределы акватории Баренцевоморского шельфа Хибино-Контозерской тектонической зоны. Здесь же прерывается и акваториальное продолжение структур Канинско-Тиманского пояса, расположенных параллельно оси впадины [Баренцевская..., 1988; Журавлев, 2007].

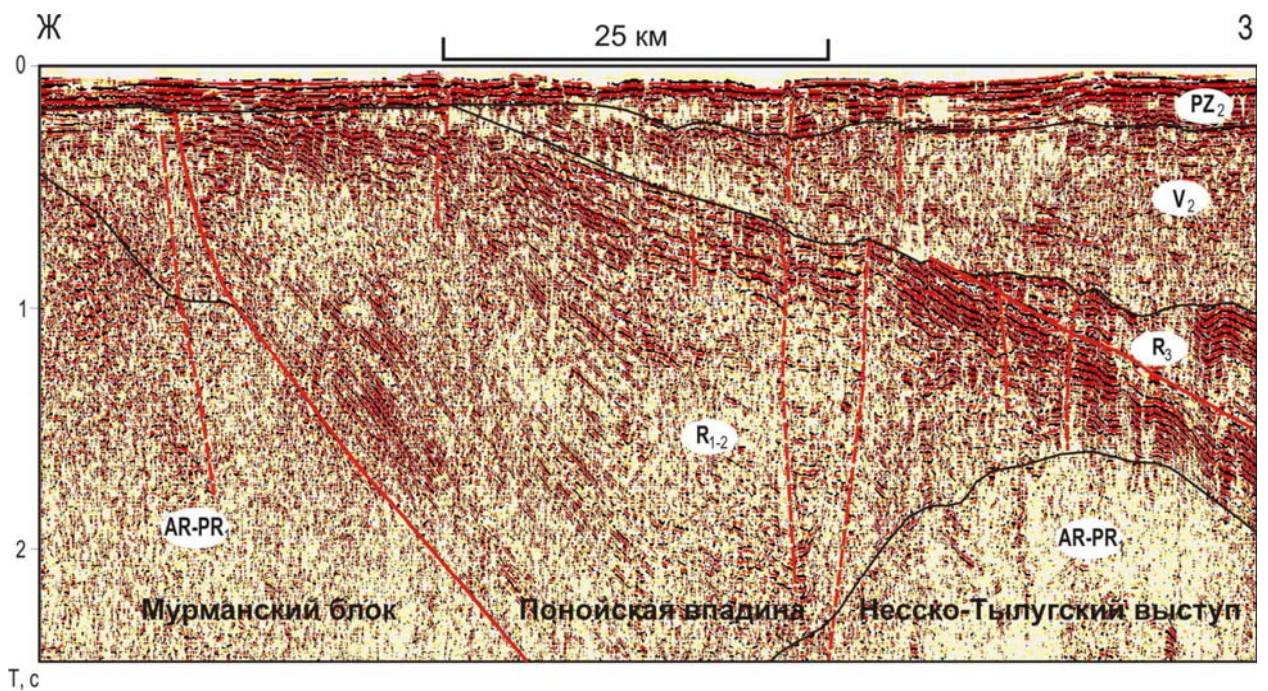


Рис. 1.21. Сейсмогеологический разрез по линии профиля МОВ ОГТ 200301 через Понойскую впадину. Положение профиля см. на рис.1.7.

Однако материалы сейсмического профилирования дают основание полагать, что Мезенский (Баренцевоморский) палеорифт имеет свое продолжение в пределах акватории и далее к северо-западу вдоль баренцевоморского побережья. По данным ГСЗ, в области перикратонного опускания фундамента на севере ВЕП выявлен рифейский грабен, который протягивается из Предтиманского прогиба через Горло Белого моря вдоль побережья Кольского полуострова до мыса Нордкапп на северо-западе [Сейсмогеологическая модель...,1998; Митрофанов и др., 1999; Симонов и др., 2002]. Сейчас уже не вызывает сомнений факт существования системы глубоких рифейских грабенов, по меньшей мере, в северной части Мезенской синеклизы и в районе пролива

Горло Белого моря. Вдоль Тиманской сутуры прослеживаются асимметричные Сафоновская и Пешская впадины, представляющие собой единую зону прогибания, ступенчато погружающуюся под Тиман. Краевой шов Тимано-Варангерской системы байкалид (Тролльфиорд-Рыбачий-Канин и Западно-Тиманский разломы), по геофизическим данным, имеет характер крупного надвига, по которому рифейские метаморфические комплексы байкалид на десятки километров надвинуты на свои платформенные аналоги в области перикратонного опускания Русской плиты. И таким образом, северо-восточный борт прогиба перекрыт аллохтонными чешуями рифейских толщ Тимана. Образования комплекса тиманид, погребенные под отложениями осадочного чехла Тимано-Печорской и Свальбардской (Баренцевоморской) эпибайкальских плит, обнажаются на полуостровах Средний, Рыбачий и Варангер, в нескольких выступах прибрежной зоны Кольского полуострова, на полуострове Канин и на Тимане.

Между описанными выше Понойской впадиной на юго-востоке и грабеном полуострова Средний на северо-западе в пределах Ивановской губы и нижнего течения р.Ивановка в кристаллическом фундаменте существует небольшой узкий (2-3 км) грабен, простирающийся примерно на 15 км в северо-западном направлении субпараллельно разлому Карпинского. Грабен выполнен толщей терригенных осадков, полого падающей (до 10°) на северо-восток. Осадочные породы прорваны серией крупных (до 40 м мощностью) долеритовых даек северо-восточного простирания и полого залегающей интрузией (силлом) среднезернистых долеритов с ороговикованием в экзоконтактных зонах мощностью 50-60 см. Примечательно, что в пределах Ивановской губы осадочные породы сохранились лишь вблизи прорывающих их интрузий, в остальных частях они, видимо, были эродированы.

У полуострова Святой Нос выход таких же осадочных образований с прослоем конгломератов в основании представляет собой приразломный клин также северо-западного простирания. По всей видимости, эти две структуры являются реликтами небольших грабенов-сателлитов Баренцевоморской рифтовой зоны, простирающейся в акватории Баренцева моря вдоль побережья Кольского п-ова. Образование таких структур (или, как их еще образно называют, «защербов») связывают с проявлением трансензионного режима во время формирования крупных зон континентального рифтогенеза, как, например, в Байкальской рифтовой зоне.

2.1.2. Литолого-стратиграфическая характеристика грабенового выполнения рифтовой системы Белого моря и перекрывающих их комплексов

На дорифтовом фундаменте в рифтовых впадинах залегают отложения рифея (синрифтовый комплекс), которые в пределах плитной части платформы (Мезенской синеклизы) несогласно перекрываются синеклизным и плитным комплексами. Общее погружение всех отложений направлено в сторону Тиманского складчатого сооружения, надвинутого на край Восточно-Европейской платформы.

Синрифтовый комплекс

Все впадины палеорифтовой системы Белого моря выполнены терригенными осадками, часто красноцветными, среднего и верхнего рифея, которые развиты в акватории Белого моря, а на поверхности прослеживаются почти по всему южному и частично восточному побережью Кольского полуострова.

Онежско-Кандалакшский и Керецко-Пинежский палеорифты. Кандалакшский и Керецкий грабены практически полностью расположены в пределах акватории Белого моря, и об их заполнении можно судить лишь по северо-восточному пологому борту Керецкого грабена, обнажающегося на поверхности вдоль южного побережья Кольского полуострова, а также по данным сейсмостратиграфического профилирования акватории. Обнажения рифейских образований (рис 1.22) наблюдаются от мыса Турий до р.Русинга на востоке, т.е. на протяжении 300 км. На ГГК-1000 (2004) выходящие на дочетвертичную поверхность рифейские образования выделены в оленицкую серию. На побережье серия образована терской, чапомской и турьинской свитами. Общая мощность рифейских толщ в акватории Белого моря оценивается в 3000-8000 м, известная мощность оленицкой серии на побережье превышает 715 м [ГГК..., 2004].

Наиболее проблематично положение турьинской свиты серых кварцитовидных песчаников, фенитизированных на контакте со щелочной интрузией Турьего полуострова. Сероцветные, хорошо сортированные кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники этой свиты залегают трансгрессивно на нижнепротерозойских гранодиоритах и, вероятно, по разному контактируют с терской свитой. В песчаниках турьинской свиты обнаружены редкие микрофоссилии: *Kildinella hyperboreica* Tim., *Leiosphaeridia densum* (Tim.), *Osillatorites* sp. Возможно, эти образования соответствуют низам среднего рифея или нижнему рифею [Рагозина, Степкин, 1979]. Песчаники турьинской свиты местами интенсивно дислоцированы, при этом характер складок не позволяет однозначно связывать их с внедрением щелочного массива. Проявление складчатости, не характерной для других рифейских толщ палеорифтовой системы Белого моря, ставит под сомнение

позднепротерозойский возраст этой свиты, которая может оказаться аналогом какой-то части карельского комплекса [Коноплева, 1979].



Рис. 1.22. Выход толщи терских песчаников на южном берегу Кольского п-ова. Фото автора.

Терригенные отложения терской свиты, распространенные на южном побережье Кольского полуострова и выполняющие грабены Онежско-Кандалакшского и Керецко-Пинежского палеорифтов, представляют собой преимущественно красноцветные осадки, представленные плохо сортированными песчаниками с прослоями глинисто-алевролитовых пород (см. рис. 1.22). На большей части территории отложения терской свиты трансгрессивно перекрывают различные породы архея, среди которых преобладают амфиболовые и слюдяные гнейсы и мигматиты.

В основании терригенной толщи залегает пачка базальных конгломератов (р.Кица – рис. 1.23, руч. Кашкаранский, скв. № 12 – дер. Моисеево) . Для всего разреза характерен коричневый с различными оттенками цвет пород, общая горизонтальная и близкая к ней слоистость с моноклиальным падением 5-10° на юго-запад в сторону моря (см. рис 1.22). Характерными особенностями пород терской свиты являются многочисленные трещины усыхания, знаки ряби, отпечатки дождевых капель, иероглифы и проблематичные образования, напоминающие следы жизнедеятельности мелких аннелидоморфных

организмов (рис. 1.24 и 1.25), а также диагенетические пятнистые текстуры (текстуры «оглиения») (рис. 1.26).

В разрезе терской свиты устанавливается закономерная смена пород в пачках снизу вверх от грубообломочных к тонкозернистым. Разрез свиты представляет собой два крупных трансгрессивных ритма, один из которых осложнен в основании ритмами низшего порядка. Накопление красноцветных терригенных осадков происходило в условиях медленного погружения бассейна, которое иногда прерывалось в результате неоднократного возобновления тектонических движений, что привело к образованию крупных ритмов. Накопление осадков происходило в спокойной тектонической обстановке, когда на фоне медленного непрерывного погружения морского дна наблюдались лишь незначительные колебания его, зафиксированные в ритмичном строении нижних горизонтов нижней пачки. Судя по общей мощности разреза на суше, составляющей около 700 м, и по выдержанности мощностей нижней части свиты, трансгрессия занимала значительно большую территорию, чем та, на которой в настоящее время фиксируются песчаники.



Рис. 1.23. Базальные конгломераты терской свиты на р Кица. Фото Е.Терехова.

Формировались песчаники терской свиты в условиях мелководного бассейна, о чем свидетельствуют наличие многочисленных прослоев косослоистых песчаников и знаков ряби, ориентировка галек и гравия в конгломератах и многие другие признаки. В мелководных условиях при блоковом строении фундамента в процессе осадконакопления были возможны незначительные локальные перерывы в отложениях песчаников, которые отражены

в разрезе наличием маломощных слоев и линз конгломератов с галькой и гравием



Рис. 1.24. Текстуры в глинистых породах терской свиты, похожие и на трещины усыхания и на следы роющих организмов. Фото Е.М.Гурвич



Рис. 1.25. Текстура, от которой открешиваются и палеонтологи и литологи. Палеонтологи говорят, что это связано с водорослевыми матами. Фото Е.М.Гурвич



Рис. 1.26. Диагенетические пятнистые текстуры отбеливания (структуры «оглиения») в рифейских красноцветных песчаниках терской свиты. Фото Е.М.Гурвич

алевролитов. Плохая окатанность и сортировка обломочного материала, наличие в разрезе обломков подстилающих пород и их составных частей, легко подвергающихся процессам выветривания, свидетельствуют о близости формирования свиты и области сноса.

Возраст терской свиты до настоящего времени остается дискуссионным. Он интерпретировался в широком интервале – от иотния до девона [Геология СССР, 1958]. В последние годы стратиграфическое положение терской свиты устанавливается по соотношению с раннепротерозойскими гранитоидами, на которых они залегают, и с позднедевонскими интрузиями щелочных пород, которые секут красноцветные песчаники.

В результате палинологических и микропалеонтологических исследований терские песчаники были отнесены к позднерифейскому возрасту. Органические остатки представлены немногочисленными микрофоссилиями, отнесенными к следующим видам: *Leiosphaeridia densum* (Tim.), *Kildinella sinica* Tim., *Trematospaeridium holtedahlii* Tim., *Leiominuscula minuta* Naum [Рагозина, Степкин, 1979]. Возраст слюдисто-глинистого цемента алевролитов красноцветной толщи терской свиты, распространенной на южном побережье Кольского п-ова (Терский берег) и выполняющей Керецкий и Кандалакшский грабены, по К-Аг-методу составляет 1263 ± 40 и 1080 ± 40 млн. лет [Коноплева, 1979]. Вероятнее всего, осадки терской свиты трансгрессивно «выплескиваются» на плечо

Керецкого рифтогенного прогиба, а породы более низких уровней разреза рифея скрыты в глубокой части прогиба.

В Керецком грабене на Зимнем берегу бурением вскрыта мощная толща красноцветных разномерных песчаников, сходных с рифейскими отложениями Кандалакшского грабена [Якобсон и др., 1991]. Мощность рифейских отложений в Керецком грабене в целом оценивается в 1,5-2,0 км [Аплов и др., 2006], а в Белом море до 4 км [Балуев и др., 2012].

Как отмечалось выше, все впадины палеорифтовой системы Белого моря выполнены терригенными осадками, часто красноцветными, и лишь в разрезе рифея Онежского грабена на глубине более 620 м вскрыты бурением покровы базальтов, долеритов и вулканокластических пород солонзерской свиты (рис. 1.27), для которых первоначально был определен К-Аг возраст 1300 млн. лет [Константиновский, 1977]. Впоследствии время накопления базальтов солонзерской толщи было пересмотрено в сторону уменьшения по Sm-Nd датировкам до 667 ± 31 млн. лет, что соответствует пограничным горизонтам верхнего рифея-нижнего венда [Носова и др., 2006]. Нижележащая часть разреза заполняющих Онежский грабен отложений мощностью более 4 км остается неизвестной, но очевидно, что стратиграфически нижележащие горизонты должны быть более древнего возраста.

В пределах бассейна Белого моря по данным сейсмического профилирования осадочный чехол разделяется на два структурных этажа [Журавлев, 2007; Журавлев, Шипилов, 2007]. *Нижний структурный* этаж представлен синрифтовыми отложениями рифейского возраста, максимальная мощность которых в Кандалакшском грабене достигает 8 км. В рифейской толще, по условиям ее залегания и характеру сейсмической записи, выделяется два комплекса. Нижний выполняет грабены, а верхний, нивелируя рельеф фундамента, отличается более регулярной и ярко выраженной волновой картиной (см. рис. 1.8, 1.13, 1.15, 1.16). Рифейские образования Кандалакшского грабена по характеру сейсмической записи напоминают разрез нижнего седиментационного комплекса Понойской впадины (см. рис. 1.8 и 1.21). Смена характера сейсмической записи отражает, по-видимому, изменения условий осадконакопления и литологического состава пород. Отчетливая слоистость, характерная для обоих комплексов, свидетельствует о слабом метаморфизме рифейской толщи. Таким образом, в сейсмической записи рифейской толщи, выполняющей грабены в пределах акватории Белого моря, отчетливо отражается два этапа рифтогенеза при формировании РСБМ.

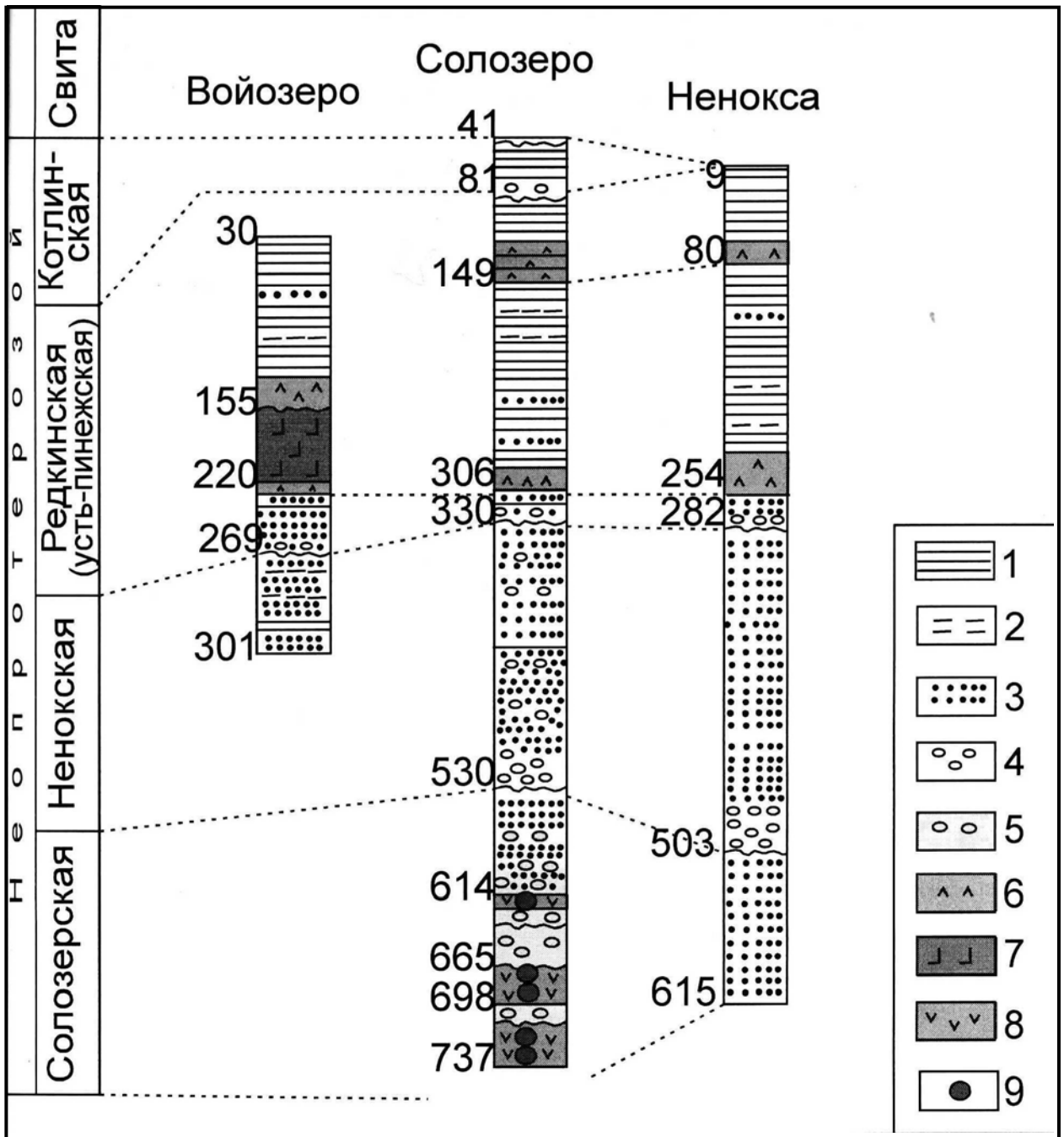


Рис. 1.27. Разрезы скважин Онежского грабена, по [Станковский и др., 1977]. 1 – аргиллиты, 2 – алевролиты, 3 – песчаники, 4 – гравелиты, конгломераты, 5 – туфопесчаники, 6 – туфы, туффиты, 7 – кварцевые долериты, 8 – долериты, базальты, 9 – места отбора проб для изотопных исследований [Носова и др., 2006, 2008].

Характерные аномалии волнового и потенциальных полей предполагают внутри рифейской толщи грабена наличие магматогенных образований, аналогичных породам толеит-базальтовой формации (долериты, базальты и их туфы), вскрытых бурением в рифейской толще на Онежском полуострове. Однако анализ волновой картины сейсмического профиля, пересекающего Кандалакшский грабен, приводит к выводу о том, что внедрение магмы в осадочную толщу грабена и формирование межпластовых тел (или потоков?) происходили примерно в средней части разреза, т.е. значительно позже начала

грабенообразования. Долериты и базальты солончужской свиты в Онежском грабене также относятся к верхней части разреза грабенового выполнения. Очевидно, что нижележащая 3-4 километровая толща имеет значительно более древний возраст, чем время проявления магматизма.

Для осадочных образований рифея характерны пликтивно-дизъюнктивные постседиментационные деформации. Породы, выполняющие центральную часть Кандалакшского грабена, деформированы в пологие складки. Оси складок параллельны продольной оси грабена. Наблюдается увеличение деформаций слоев в направлении Кандалакшского берега и Горла Белого моря, особенно в пределах Архангельской тектонической зоны.

В Керецком грабене в разрезе рифея выделяются два седиментационных комплекса. Верхний, по-видимому, позднерифейский, отличающийся яркими отражениями, полого залегает на эрозионной поверхности нижнего седиментационного комплекса. Нижний более дислоцирован, вероятно метаморфизован и представлен вулканогенно-осадочными образованиями среднего рифея. Осадки верхнего рифея перекрывают уступы и Архангельского горста [Журавлев, 2007] (см. рис. 1.16 и 1.20).

Лешуконский и Мезенский палеорифты. Эти структуры расположены преимущественно в пределах Мезенской синеклизы, за исключением Чапомского грабена, выходящего на поверхность на юго-восточном побережье Кольского полуострова. Чапомский грабен, являющийся, как было показано выше, северо-восточным замыканием Лешуконского (Чапомо-Лешуконского) палеорифта, выполнен терригенными образованиями чапомской свиты позднерифейского возраста. Впоследствии эти образования были отнесены к самой верхней алевролитовой пачке разреза терской свиты, породы которой распространены вдоль южного побережья Кольского полуострова и выполняют грабены Онежско-Кандалакшского и Керецко-Пинежского палеорифтов. В составе терригенной толщи Чапомского грабена преобладают пестроцветные алевролитовые и глинистые породы с хлорит-карбонатным цементом. Накопление осадков чапомской свиты происходило в условиях мелководного морского бассейна в обстановке непрерывного погружения дна при незначительных его колебаниях, зафиксированных в ритмичном строении толщи. В ней был выделен разнообразный комплекс акритарх хорошей сохранности, включающий наряду с верхнерифейскими отдельные типично вендские формы. Аналогичный верхнерифейский комплекс акритарх установлен в пачке переслаивания алевролитов и черных аргиллитов скв. Усть-Няфтинской (инт. 2050-2607 м), пробуренной в Усть-Мезенской рифтогенной впадине

[Коноплева, 1979]. По всем признакам чапомская свита коррелируется и с няфтинской свитой (верхи верхнего рифея) из Средне-Няфтинской скважины № 21.

Наиболее полно осадочная толща рифея представлена в Понойской впадине (см. рис. 1.21). Сейсмическая характеристика ее разреза в целом соответствует описанию толщ рифея в грабенах рифтовой системы Белого моря, выделенных на суше вдоль профиля МОГТ-I (см. рис. 1.11) [Аплонов и др., 2006]. Стратификация рифейских отложений выполнена по разрезам Усть-Няфтинской и Средне-Няфтинской параметрических скважин (рис. 1.27). По аналогии можно предположить, что нижний седиментационный комплекс Понойской впадины соответствует отложениям раннего(?)-среднего рифея, а верхний – позднему рифею. В других грабенах рифтовой системы между этими комплексами отмечается перерыв в осадконакоплении продолжительностью 150-300 (?) млн. лет [Журавлев, Шипилов, 2007]. В отличие от них, в Понойской впадине такого длительного перерыва не наблюдается.

На территории Мезенского бассейна, по данным бурения и сейсморазведки, рифейские отложения распространены практически повсеместно. Их отсутствие установлено лишь в районе Архангельска, на Зимнем берегу Белого моря и в центральной части бассейна на двух небольших участках – в среднем течении р. Мезени и в нижнем течении р. Пинеги. На всей площади распространения породы рифейского возраста перекрыты осадочной толщей венда, в основном верхней его частью.

В рифтовых зонах Мезенского синеклизы выделяются отложения, представленные средним и верхним рифеем. Достаточно полное описание образований, выполняющих палеорифтовые грабены Мезенского бассейна, приведено в работах [Сапожников и др., 2003; Хераскова и др., 2006; Аплонов и др., 2006]. Первые две работы основаны на данных регионального сейсмического профиля I-I протяженностью 460 км (см. рис 1.10 и 1.11), пересекающего в субмеридиональном направлении основные тектонические элементы синеклизы – Онежский, Пинежский, Кепинский (Лешуконский), Азопольский, Усть-Мезенский грабены и разделяющие их выступы фундамента. Корреляция сейсмических данных проводилась по стратифицированным разрезам глубоких скважин Усть-Няфтинской Г-1 и Средне-Няфтинской Г-21, расположенных вблизи профиля и вскрывших 2,3 км рифейских образований (рис. 1.28). В верхней части рифейских отложений выделены два крупных цикла проградационного осадконакопления. Нижний, в объеме вашкинской, пезской и, вероятно, дорогорской свит (сейсмофаций), датируется как среднерифейский. По радиометрическим определениям возраст пезской свиты не моложе 1050-1100 млн. лет. Перекрывающий его цикл, в объеме лешуконской, няфтинской и уфтюгской свит, относятся к верхней половине позднего рифея. Перерыв в

осадконакопления между верхним и нижним циклами оценивается в 150-300 млн. лет [Сапожников и др., 2003].

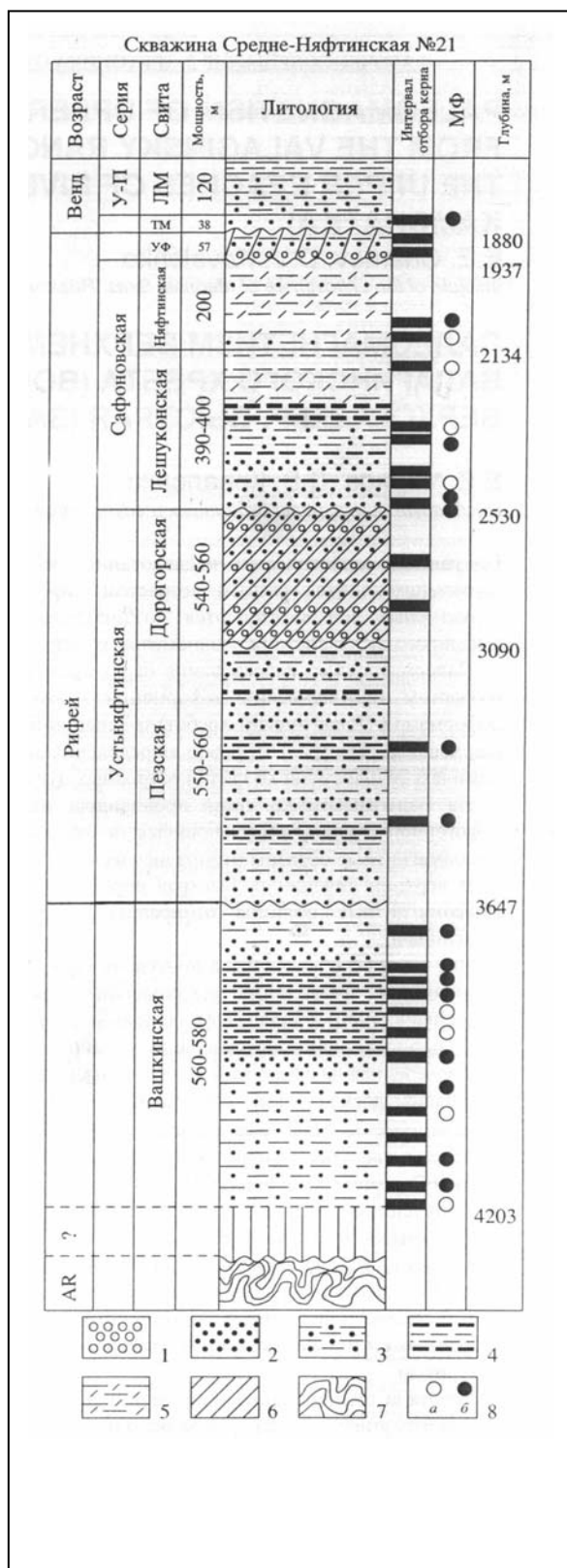


Рис. 1.28. Разрез рифейских отложений Мезенской впадины, вскрытый скважиной Средне-Няфтинской № 21 [Вейс и др., 2004]. 1 – гравелиты; 2 – разнозернистые песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – глинистые известняки и доломиты; 6 – красноцветные толщи; 7 – породы раннедокембрийского фундамента; 8 – интервалы разреза (выборки проб), отобранные на микрофитологический анализ: а – лишенные микрофоссилий, б – включающие находки микрофоссилий. УФ – Уфтюгская свита; ТМ – тамецкая свита; ЛМ – лямницкая свита; У-П – усть-пинежская серия; МФ – микрофоссилии

Как отмечают Р.Б.Сапожников с соавторами [2003], в самых глубоких впадинах – Онежской и Лешуконской (Кепинской) – фиксируется наиболее древний сейсмостратиграфический комплекс А (рис. 1.29), условно датируемый ранним рифеем, который является синрифтовым на первом этапе рифтогенеза. По рисунку волнового поля процесс седиментации на первом этапе представляется как латеральное (боковое) наращивание осадков вдоль бортов грабена (заполнение впадины дельтовыми отложениями) при процессах раздвижения земной коры. По всей видимости, Т.Н.Хераскова с соавторами [2006] именно этот комплекс (обозначенный как сейсмостратиграфический комплекс "Г") предлагает сопоставить с нижней подсвитой солонзерской свиты, а также с отложениями салминской свиты нижнего рифея Пажско-

Ладожского авлакогена. Однако, после получения новых датировок вулканитов солонзерской свиты (Sm-Nd датировкам до 667 ± 31 млн. лет, что соответствует пограничным горизонтам верхнего рифея-нижнего венда) стало очевидно, что

сопоставление с последней самого нижнего сейсмостратиграфического комплекса Онежско-Кандалакшского палеорифта становится неуместным. Т.Н.Хераскова предполагает, что накопление этого комплекса связано с начальной эпохой формирования проточехла континента Балтика в конце раннего протерозоя – первой половины раннего рифея.

Перекрывающий нижний комплекс А сейсмостратиграфический комплекс Б также выделен лишь в пределах Онежского и Лешуконского грабенов (см. рис. 1.29) [Сапожников и др., 2003]. Характер записи его подошвенного горизонта указывает на то, что он начал формироваться на эрозионной поверхности. Характер внутреннего рисунка волнового поля в грабенах позволил представить процесс осадконакопления как заполнение интенсивно прогибающегося бассейна дельтовыми отложениями, слои которых заканчиваются у перекрывающей их горизонтальной поверхности. Увеличение мощности отложений в осевых частях грабенов и интенсивное сокращение мощности на бортах связываются с быстрым опусканием дна бассейна в процессе раздвига земной коры на втором этапе рифтогенеза.

Вышележащий сейсмостратиграфический комплекс В выделяется уже во всех грабенах (см. рис. 1.29) [Сапожников и др., 2003]. На их бортах отмечается конседиментационное утонение отдельных пластов. Отражения от подстилающих пластов заканчиваются у базальной поверхности по форме кровельного прилегания (несогласия), что позволяет выделить третий этап рифтогенеза и датировать его средним рифеем.

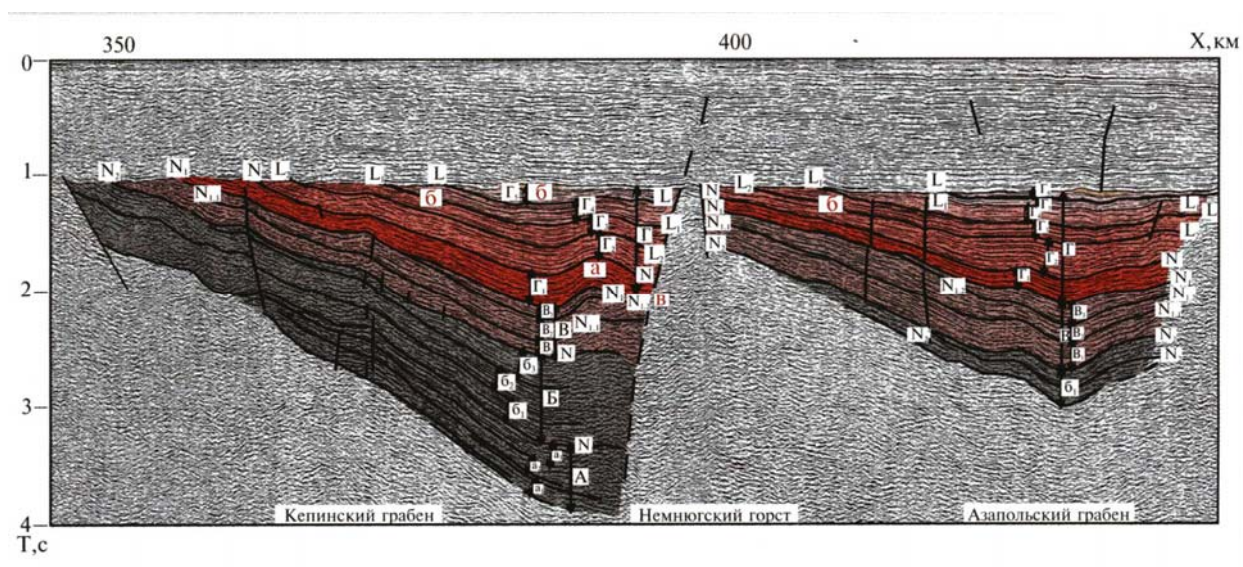


Рис. 1.29. Фрагмент сейсмостратиграфического профиля через Лешуконский палеорифт. Сейсмостратиграфическое расчленение рифейских отложений (по [Сапожникову и др., 2003]). В разрезе рифейских грабенов по профилю I снизу вверх обособлены 4 сейсмостратиграфических комплекса – А, Б, В, Г.

По наблюдаемому конседиментационному утонению пластов вверх по восстанию склона и по внутреннему рисунку волнового поля предполагается достаточно интенсивное заполнение осадками эпиконтинентального бассейна. Авторы работы [Хераскова и др., 2006] объединяют комплексы Б и В в сеймостратиграфический комплекс “II”, предполагая для него возраст конец раннего рифея-средний рифей. Нижняя граница определяется несогласным налеганием на сеймостратиграфический комплекс “I”, верхняя – палеонтологическими данными. В Усть-Мезенском грабене в разрезе, вскрытом скважиной Среднеяфтинской-21, выше кровли комплекса “II”, представленного вашкинской свитой, наблюдается смена биот среднерифейских микрофоссилий верхнерифейскими [Вейс и др., 2004]. Фациальный состав пород, выполняющих грабены, свидетельствует об условиях трансгрессии мелководного бассейна в пределы краевой части Восточно-Европейского кратона в среднерифейское время, а находки акритарх указывают на морской тип этого бассейна [Вейс и др., 2004].

Сеймостратиграфический комплекс Г (см. рис. 1.29) [Сапожников и др., 2003] (по [Хераскова и др., 2006] – «сеймостратиграфический комплекс “III”») занимает наиболее верхнее структурное положение в разрезах доплитного комплекса. Он распространен во всех палеорифтовых впадинах, а местами залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте, образуя сплошной чехол. Отложения верхней части рифея общей мощностью более 2,5 км вскрыты бурением и представлены в основном морскими и прибрежно-морскими сероцветными и пестроцветными породами, иногда содержащими прослой карбонатов. Характерным для этого сеймокомплекса является выдержанность мощности составляющих его стратиграфических подразделений как в осевых частях грабенов, так и на их пологих бортах. Это позволило предположить, что комплекс “III” фиксирует этап пострифтового прогибания, его отложения выходят далеко за пределы авлакогенов и когда-то слагали палеоплатформенный чехол [Хераскова и др., 2006]. Предполагается, что этап формирования палеоплатформенного чехла соответствует времени существования эпигренвильского суперконтинента Родиния, в состав которого входил континент Балтика.

Таким образом, согласно точке зрения выше приведенных авторов [Сапожников и др., 2003; Хераскова и др., 2006], процессы континентального рифтогенеза в северо-восточной части Восточно-Европейского кратона (Балтики) протекали с конца раннего рифея практически до позднего рифея, а в позднем рифее с интервалом в 150-300 млн. лет начал формироваться пострифтовый чехол Родинии. Учитывая то, что рифтовая система формировалась вдоль края палеоконтинента Балтика, рифтогенез в данном случае можно определить как рифтогенез пассивной окраины континента, который отличается большей

длительностью и более сложной историей по сравнению с «обычными» континентальными рифтами [Осадочные бассейны..., 2004].

Тем не менее, отнесение самой нижней толщи синрифтовых образований к нижнему рифею в данном случае является чисто умозрительным без привлечения каких-либо достоверных данных. В результате следует признать, что определение возраста синрифтовых образований палеорифтовой системы Белого моря до настоящего времени остается нерешенной проблемой и, в частности, время начала развития процессов рифтогенеза. Данные датирования синрифтовых терригенных образований по валовым пробам калий-аргоновым методом 60-70 гг. в настоящее время не вызывают доверия, а полученные недавно переопределения возраста базальтов солозерской свиты из Онежского грабена Sm-Nd методом (667 ± 31 млн. лет) значительно омолодили наши былые представления о процессах, протекавших в Онежско-Кандалакшском палеорифте, тем более, что в самом Кандалакшском грабене на сейсмических профилях в волновых полях отчетливо проявляются аномалии, интерпретируемые как силлы или лавовые потоки, возраст которых, скорее всего, соответствует солозерским базальтам.

Позднерифейские образования, кроме рифтовых впадин, встречены и на горстовых участках, где они представлены преимущественно косослоистыми пестроокрашенными песчаными разностями пород, имеющими, по-видимому, аллювиальный генезис. Мощность отложений верхнего рифея колеблется от нескольких метров в пределах поднятий до более чем 3 км в грабенах [Аплонов и др., 2006].

Следует отметить, что корреляция синрифтовых образований в пределах рифтовой системы Белого моря (рис. 1.30) позволяет наметить некоторую тенденцию к омоложению возраста формирования палеорифтовых зон от внутренних частей кратона (Онежско-Кандалакшская зона) к его окраине (Баренцевоморская зона) [Балуев, 2006; Балуев и др., 2012]. Этот вывод подтверждают сейсмические материалы, в частности, по региональному профилю МОГТ I-I. Здесь с запада на восток прослеживается омоложение верхней части рифейского разреза под четко выраженным региональным несогласием между рифеем и вендом. С.Л.Костюченко с соавторами [Костюченко и др., 2006] предлагают следующую схему эволюции палеорифтовой системы Белого моря (рис. 1.31), демонстрирующую поступательное образование грабенов со смещением с юго-запада на северо-восток на основании сейсмостратиграфического расчленения отложений полуграбенов, выполненного Р.Б.Сапожниковым [Сапожников и др., 2003] (см. рис.1.28). Как уже отмечалось, рифтогенные грабены выполнены рифейскими мелководно-морскими терригенными отложениями, среди которых выделяется несколько седиментационных пачек. В основании каждой пачки распознаются сейсмофации

прилегания, маркирующие активную стадию грабенообразования с разломной тектоникой, а в верхней части располагаются параллельные сейсмofации, свидетельствующие о площадном морском осадконакоплении. В самых глубоких впадинах – Онежской и Лешуконской (Кепинской) – фиксируются четыре пачки (А, В, С и D), в Азопольской (Кимженской) – три пачки (В, С и D), а в Усть-Мезенской только две верхние (С и D) (рис. 1.32).

Геохроно-логическая шкала (млн.лет)	Рифтовая система Белого моря					Варангер-Тиманский пояс байкалид	
	Онежско-Кандалакшская рифтовая зона		Чапома-Лешуконская рифтовая зона	Баренцевоморская рифтовая зона			
	Кандалакшский грабен	Онежский грабен		Мезенский грабен	Баренцево-морский грабен		
570		Валдайская серия		Устьпинежская серия			
650	Венд	Ненёкская свита	Чапомская свита		Волоковая серия		
	Поздний рифей R ₃ (карагавий)	Солозерская свита 667±31	Лешуконская свита	Сафоновская серия	Кильдинская серия	Канинская	
		<i>Перерыв в осадконакоплении в 150-300(?) млн лет</i>					
1050		?		Устьяфтинская серия	+ + ?		
	Средний рифей R ₂ (иогний)	1080±40 Терская свита	?	Вашкинская свита 1190-1080	+ + +	Рыбачинская, песчовореченская, барминская серии	
1350		1263±40			+ + +	1126±50	
		+ + R ₁ ?	+ + R ₁ ?	+ + +	+ + +		
		AR-PR ₁	+ + + AR-PR ₁	+ + + AR-PR ₁	AR-PR ₁		

Рис. 1.30. Схема корреляции синрифтовых отложений в грабенах рифтовой системы Белого моря [Балуев и др., 2012].

По всей видимости, палеорифты РСБМ формировались поступательно со смещением с юго-запада на северо-восток и связаны с растяжением края литосферной плиты Балтика – древнего остова Восточно-Европейского кратона – в северо-восточном (в современных румбах) направлении. Неоднократные этапы грабенообразования сменялись более спокойными периодами площадного седиментогенеза. В предвендское время, по всей видимости, произошел подъем этой территории, вызвавший ее эрозию.

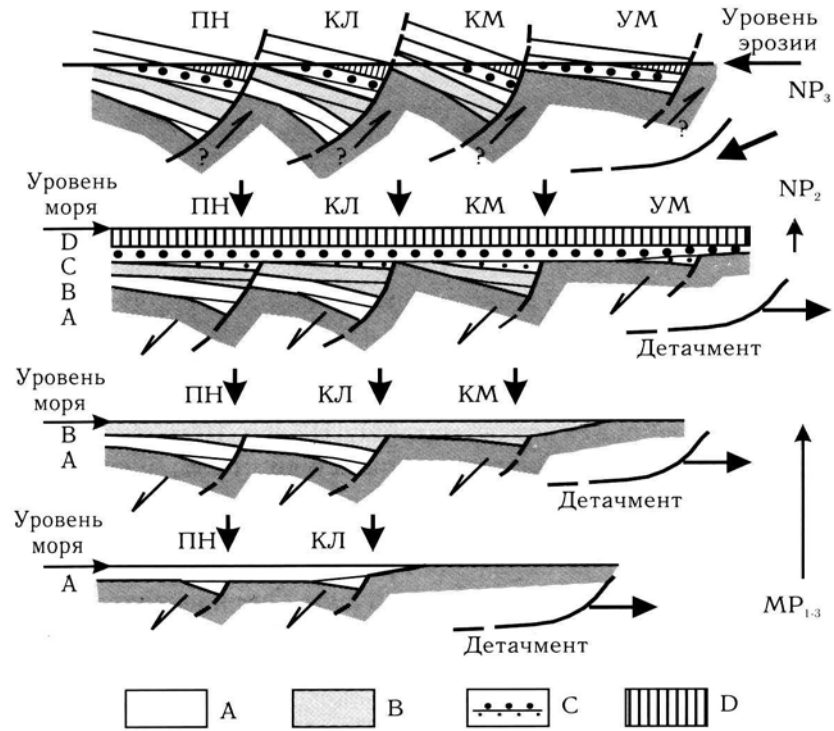


Рис. 1.31. Схема эволюции палеорифтовой системы Белого моря [Костюченко и др., 2006]. Грабены: ПН – Пинежский, КЛ – Кулойский (Кепинский), КМ – Кимженский (Азопольский), УМ – Усть-Мезенский. MP_{1-3} и NP_2 – подразделения рифея, NP_3 – венд. Индексы А, В, С и D соответствуют сеймопачкам на рис. 2.29.

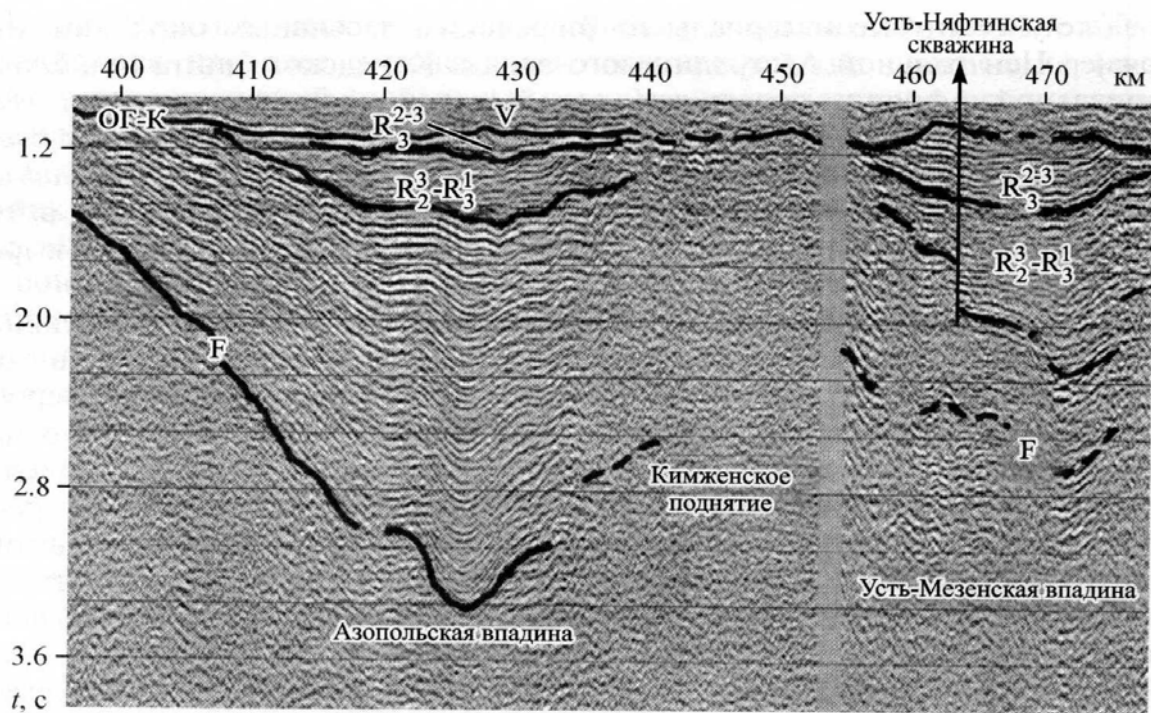


Рис. 1.32. Фрагмент временного разреза северо-восточной части профиля МОГТ-1, показывающий «омоложение» рифейского разреза с юго-запада на северо-восток в Мезенском бассейне [Апლოнов и др., 2006].

2.1.3. Структура земной коры РСБМ по геофизическим данным.

В рельефе поверхности Мохо Онежско-Кандалакшский палеорифт практически не выражен: граница Мохо под ним фиксируется на глубине 40-42 км (см. рис. 1.3). Однако к северо-востоку она довольно резко (на расстоянии 50 км) воздымается до глубины 36-37 км [Булин и др., 1992]. Такая асимметрия мантийного выступа относительно оси рифта характерна и для кайнозойских рифтов с пологим сквозьлитосферным разломом. О существовании подобного раздела (детачмента), падающего под блок Кольского полуострова и выполаживающегося на уровне границы между верхней и нижней корой, свидетельствуют и данные сейсмического профиля МОВ-ОГТ, проходящего меридионально через г. Кандалакшу (рис. 1.33) [Андреев, Миллер, 1999; Минц и др., 2010].

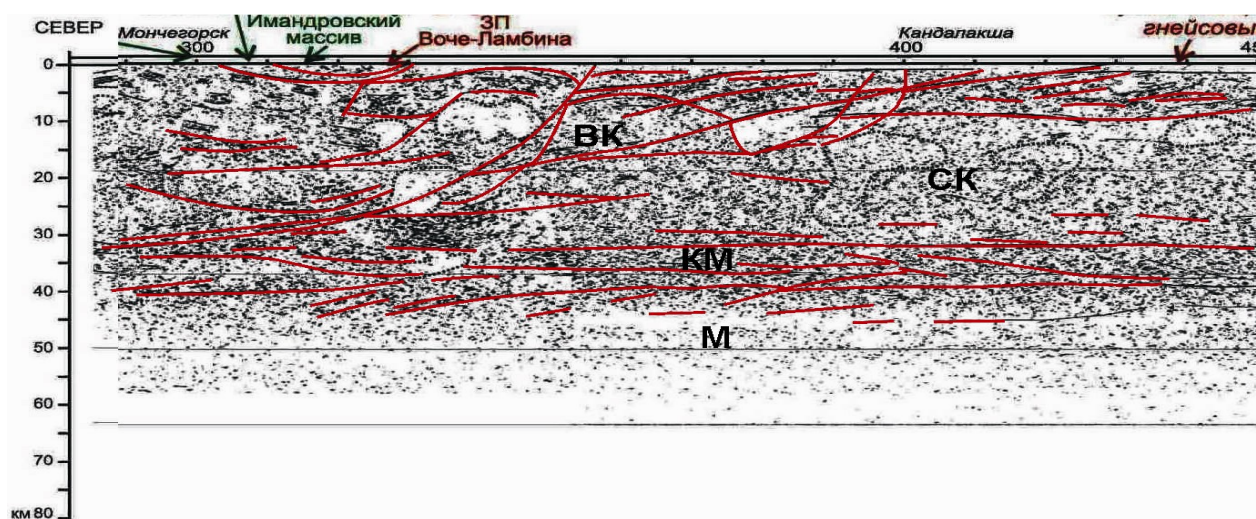


Рис. 1.33. Фрагмент сейсмического образа коры по профилю МОГТ 1-ЕВ, 290-450 км (по [Минц и др., 2010] с незначительными добавлениями). На фоне расслоенной верхней коры в районе г. Кандалакши на разрезе наблюдается серия разломов листрического характера, падающих на север под Кольский п-ов и выполаживающихся на уровне 15-17 км. ВК – верхняя кора, СК – средняя кора, КМ – коро-мантийная граница, М – мантия.

Под Керецким грабеном граница Мохо располагается на глубине 40 км, но к северо-востоку она воздымается: под Лешуконским грабеном мощность коры достигает 34 км, а под Мезенским в районе Мезенского гравитационного максимума – 30 км [Костюченко, Романюк, 1997]. Таким образом, под Лешуконским и Мезенским палеорифтами фиксируется мантийный выступ, который, по сути, является юго-восточным продолжением выступа мантии под Кольским геоблоком Балтийского щита. В средней коре (12-15 км) по сейсмоплотностным характеристикам устанавливается раздел, выделяющий «аллохтонную» пластину в верхней части консолидированной коры Мезенской синеклизы. Скорее всего, этот раздел выходит на поверхность в виде

листрического сброса, ограничивающего Онежско-Кандалакшский рифт с юго-запада в качестве главного магистрального разлома, фиксирующегося на профиле МОВ-ОГТ в районе г. Кандалакши. Между «аллохтоном» и нижележащей средней корой под Мезенским выступом обособляется высокоплотная (около $3,0 \text{ г/см}^3$) и высокоскоростная ($7,0 \text{ км/сек}$) линза протяженностью около 80 км при мощности 6-7 км, которая интерпретировалась [Костюченко, Романюк, 1997] как скопление основной магмы, т.е. как магматическая камера. Трехмерным сейсмоплотностным моделированием установлено, что вклад этого линзообразного формирования в Мезенский гравитационный максимум достигает порядка 50%.

Данные глубинной сейсморазведки и две крупные положительные гравитационные аномалии в Воронке Белого моря и в устье р. Мезень – Мезенский и Конушенский гравитационные максимумы – свидетельствуют о том, что в северо-западной части Мезенской синеклизы земная кора утонена. Здесь сейсморазведкой зафиксирована наименьшая на Русской плите глубина залегания поверхности М – 27-30 км [Костюченко, 1995]. Предполагается, что утонение коры связано с внедрением мантийных диапиров [Сейсмогеологическая..., 1998]. На глубине 12-22 км выделяется зона пониженных (на $0,1-0,3 \text{ км/с}$) скоростей. Там, где наблюдается резкий подъем нижних границ коры появляются тела с повышенной скоростью сейсмических волн, которые также проявляются и в положительных аномалиях магнитного поля. В районе гравитационных максимумов мощность верхней коры сокращена до 8-12 км.

Глубинное строение рифтовой системы Белого моря отражает блок-диаграмма, демонстрирующая глубинное строение земной коры палеорифтовой системы Белого моря, построенная с использованием [Тектонической карты..., 2010] на рис. 1.34.

Подводя итог описанию строения палеорифтовой системы Белого моря можно констатировать следующее:

1. В рельефе кристаллического фундамента северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы существует система линейно вытянутых рифтогенных трогов, образующих субпараллельные палеорифтовые зоны, простирающиеся вдоль северо-восточного края платформы. В отличие от предшествующих построений в северо-восточном сегменте ВЕП по данным геолого-геофизических исследований последних лет выделяются 4 рифтовые зоны (ветви): Онежско-Кандалакшская, Керецко-Пинежская, Чапома-Лешуконская и Понойско-Мезенская (Баренцевоморская).

2. Асимметричное строение большинства рифтогенных грабенов (полуграбенов), их кулисообразное расположение и смена полярности полуграбенов по простиранию предполагает листрический характер формирующих их главных (магистральных) сбросов.

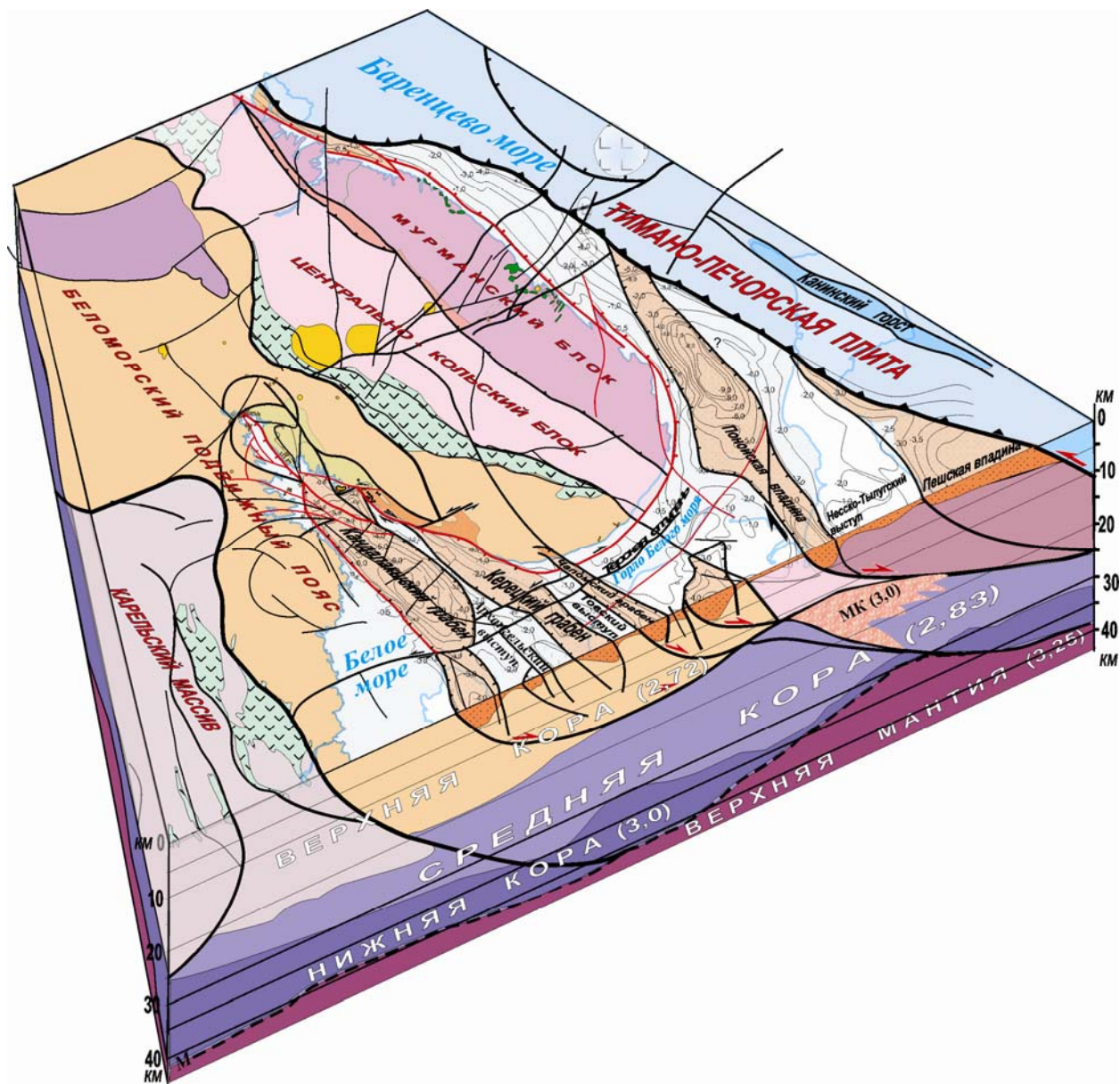


Рис. 1.34. Блок-диаграмма, демонстрирующая глубинное строение земной коры палеорифтовой системы Белого моря, построенная с использованием [Тектонической карты..., 2010]. Условные обозначения см. на рис. 2.6. МК – магматическая камера основных пород.

4. Корреляция синрифтовых образований в пределах РСБМ позволяет наметить тенденцию к омоложению возраста формирования палеорифтовых зон от внутренних частей кратона (Онежско-Кандалакшская зона) к его окраине (Баренцевоморская зона).

5. Фиксируемый по геофизическим данным внутрикоровый (12-15 км) раздел, выделяющий так называемую [Костюченко, Романюк, 1997] «аллохтонную» пластину в

верхней части консолидированной коры Мезенской синеклизы, по всей видимости, разделяет хрупкую верхнюю кору и пластичную нижнюю. Краевой магистральный сброс Онежско-Кандалакшского палеорифта выполаживается на глубине к внутрикоровому разделу, игравшего роль детачмента, по которому мог происходить срыв и растяжение земной коры по модели «простого сдвига».

6. В подошве земной коры фиксируется асимметрично расположенный по отношению к Онежско-Кандалакшскому рифту мантийный выступ и сокращение мощности консолидированной коры северо-восточной части палеорифтовой системы Белого моря до 26-30 км.

Выводы.

На основании вышеприведенных данных можно сделать следующие **выводы**:

1. Морфологическое единство палеорифтовых зон, отчетливо выраженное в структуре рельефа поверхности кристаллического фундамента северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы, близкий интервал времени (средний-поздний рифей) заполнения рифтогенных грабенов и их формирование в сходных геодинамических условиях позволяют рассматривать эти рифтовые структуры как единый структурно-парагенетический ансамбль, образовавшийся в условиях горизонтального растяжения края континентальной плиты [Балуев, 2006]. Таким образом, палеорифтовая система Белого моря представляет собой типичный *тафроген* – структуру литосферного масштаба, сформированную из связанной системы рифтов и грабенов при растяжении литосферы.

2. На сейсмической записи рифейской толщи, выполняющей грабены в пределах акватории Белого моря, также как и в пределах Мезенской синеклизы, отчетливо отражаются два основных этапа рифтогенеза, разделенные значительным перерывом: среднерифейский активного грабенообразования, и позднерифейский площадного морского осадконакопления при одновременном погружении края платформы и углублении грабенов.

3. Палеорифты РСБМ формировались поступательно со смещением с юго-запада (Онежско-Кандалакшская зона) на северо-восток (Баренцевоморская зона) и связаны с растяжением края литосферной плиты Балтика – древнего остова Восточно-Европейского кратона – в северо-восточном (в современных румбах) направлении. Таким образом, рифтинг в рифейское время в северо-восточном сегменте ВЕП имел диффузный характер с проградационным образованием зон растяжения (рифтов), в результате чего на краю палеоконтинента Балтика сформировался периконтинентальный осадочный бассейн

пассивной окраины, представлявший собой систему субпараллельных рифтовых зон. Неоднократные этапы грабенообразования сменялись более спокойными периодами площадного седиментогенеза.

4. Учитывая то, что рифтовая система Белого моря формировалась вдоль края палеоконтинента Балтика, рифтогенез в данном случае можно определить как рифтогенез пассивной окраины континента, который отличается большей длительностью и более сложной историей по сравнению с «обычными» континентальными рифтами; по классификации Шенгёра палеорифты Беломорской системы можно отнести к группе рифтов консервативной границы растяжения плиты (К3.1 g4) или часть из них – к пул-апарт бассейнам, располагающимся вдоль консервативной границы плиты (К.3.2 g4) (см. рис. 1.1).

Таким образом, на основании выше сказанного сформулированы первые два защищаемых положения:

- 1. Реконструировано строение палеорифтовой системы Белого моря, представляющей собой единый структурно-парагенетический ансамбль рифтовых структур в пределах Мезенской синеклизы, Балтийского щита и акватории Белого моря на основе использования комплекса современных геолого-геофизических методов.*
- 2. Составлена модель строения палеорифтовой системы Белого моря, в основу которой положено выделение ряда крупных литрических сбросов, выполаживающихся к единому внутрикоровому разделу, идентифицируемому с детальчментом, присущего многим континентальным рифтам и пассивным окраинам континентов деструктивного типа.*

2.2. Стрoение плитного комплекса Севера Восточно-Европейской платформы (Мезенская синеклиза)

Мезенская синеклиза сформировалась над системой палеорифтов (рифейских авлакогенов), возникших за счет растяжения земной коры на континентальной окраине Восточно-Европейской платформы. Рифты представлены системой субпараллельных грабенообразных прогибов, описанных выше. Северо-восточная часть Мезенской синеклизы рассматривается как перикратонная часть Восточно-Европейской платформы (Притиманский перикратон) [Егоркин, 1991; Сейсмогеологическая..., 1998]. В пределах Мезенской синеклизы платформенный чехол, который перекрывает палеорифтовую систему Белого моря, делится на два комплекса – синеклизный и плитный [Гаврилов и др., 2000].

Синеклизный комплекс. Отложения синеклизного комплекса, плащеобразно перекрывающие рифтогенные структуры в материковой части Русской плиты, развиты преимущественно в пределах Мезенской синеклизы и залегают трансгрессивно с видимым несогласием на размытой поверхности рифея и кристаллического основания. Они представлены терригенными образованиями верхнего венда и нижнего кембрия(?).

Образования вендского комплекса обнажаются вдоль восточного края Балтийского щита в долинах рек, «прорезающих» Онежскую гряду (рр. Лямца, Пурнема), западную часть Двинского уступа (рр. Нижма, Агма, Сюзьма и др.) и западную часть Беломорско-Кулойского плато (рр. Золотица, Торожма), а также в обрывах Онежского, Летнего и Зимнего берегов Белого моря. На северо-востоке, востоке и юго-востоке вендские отложения погружаются на значительную глубину под палеозойские отложения Мезенской синеклизы.

В юго-восточном Беломорье мощность глинисто-песчаных отложений вендского комплекса, залегающих почти горизонтально, достигает 550 м. U-Pb возраст цирконов из вулканических туфов в основании верховской свиты этого комплекса равен 558 ± 1 млн. лет, а цирконов из туфов в основании зимнегорской свиты, перекрывающей верховскую, равен $555 \pm 0,3$ млн. лет [Гражданкин, 2003; Маслов и др., 2008]. Верхневендские отложения слагают осадочную призму, которая достигает максимальных мощностей (более 1500 м) на северо-восточной окраине Восточно-Европейской платформы, вдоль зоны сочленения с Тимано-Печорской областью. Согласно схеме стратиграфии докембрийских отложений Юго-Восточного Беломорья, к вендскому комплексу была отнесена падунская свита, занимающая его верхнюю часть. Возраст падунской свиты не определен, но не исключена вероятность того, что в ее состав включены породы кембрийского возраста, которые установлены в этом регионе по материалам скважин

[Гражданкин, 2003]. В пределах Мезенской синеклизы венд-кембрийские (?) образования выклиниваются на склонах Балтийского щита в западной и северной ее частях, на юге граница распространения комплекса контролируется Сысольским сводом, на северо-востоке выклинивание происходит по подножию Тимана [Гаврилов и др., 2000].

В пределах бассейна Белого моря по данным сейсмического профилирования выделяется верхний структурный этаж, который с резким угловым несогласием плащеобразно перекрывает глубоко эродированную, с развитой корой выветривания (мощностью до первых десятков метров) поверхность нижнего структурного этажа и фундамента. Мощность верхнего структурного этажа увеличивается в восточном направлении и достигает 2500 м в Шойнинском прогибе. Он разделяется на три седиментационных комплекса: верхневендский, средне-верхнепалеозойский и четвертичный, из которых два последних относятся уже к плитному комплексу.

Отложения вендского возраста распространены в восточной части акватории Белого моря и перекрывают рифейские образования. Породы этого комплекса отсутствуют в Кандалакшском грабене, вблизи побережья Кольского полуострова и достигают мощности 1500 м в северо-восточной части Понойской впадины [Журавлев, 2007].

Плитный комплекс. До недавнего времени считалось, что между началом накопления плитного комплекса и завершением отложений синеклизного в северной части Восточно-Европейской платформы существовал значительный перерыв в осадконакоплении в 150-160 млн. лет [Гаврилов и др., 2000]. В пределах бассейна Белого моря к плитному комплексу относятся отложения среднего-верхнего палеозоя (девона, карбона и перми), которые отмечаются только в Воронке Белого моря, где их мощность не превышает 300 м.

В пределах Мезенской синеклизы, как и в смежных областях платформы, к плитному комплексу относятся терригенные образования среднего и верхнего девона и каменноугольные-нижнепермские карбонатно-сульфатные породы. Генезис красноцветов верхней перми-триаса связан с орогенными движениями на Урале. Венчают весь разрез плитного комплекса маломощные континентально-морские осадки юры, мела, антропогена. Четвертичные осадки перекрывают эродированную поверхность разновозрастных пород осадочного чехла и фундамента. Мощность четвертичных отложений достигает 200 м и определяется, в основном, по глубине палеоврезов и мощности моренных образований.

Однако результаты детального изучения ксенолитов из кимберлитовых трубок Архангельской алмазонасной провинции (ААП) [Мальков, 2009] могут свидетельствовать

о существовании здесь в раннем и среднем палеозое северо-восточного «залива» шельфового моря палеоокеана Япетус. Это подтверждается присутствием «провалившихся» ксенолитов и «плавающих рифов» кембрийских, ордовикских, силурийских, ниже- и среднедевонских осадочных пород с сохранившейся фауной и флорой в кимберлитах. Уникальные слоистые мегаксенолиты палеозойских (Є3-D2) терригенно-карбонатных пород мощностью 148 м обнаружены в трубках Кепинского поля Зимнебережного района, что позволяет приближенно оценить время внедрения кимберлитов (поздний девон), былую мощность осадочного чехла (до 148 м) и величину эрозионного среза этих трубок. До начала среднекарбоновой морской трансгрессии все девонские отложения Кулой-Пинежского блока ААП были уже полностью денудированы. В то же время уцелевшие приповерхностные раструбы многих кимберлитовых трубок Золотицкого поля заполнены туфогенно-осадочными отложениями турнейского возраста значительной (до 170 м) мощности. Это свидетельствует о том, что трубки были захоронены в первозданном виде под визейскими отложениями [Мальков, 2009].

Следует также отметить, что по результатам интерпретации данных высокоточной аэромагнитной съемки в осадочном чехле восточной части Мезенской синеклизы предполагается наличие магматических пород основного состава, формирующих позднепалеозойскую – раннетриасовую (?) Мезенскую трапповую провинцию, состоящую из дайкового пояса шириной до 200 и длиной свыше 500 км и трапповых полей, а также ранне-среднерифейское Локчимское трапповое поле [Буш, 2013, в печати].

2.3. Строение северной перикратонной области ВЕП

Перикратонная область северного сегмента Восточно-Европейской платформы протягивается полосой вдоль Мурманского берега Кольского полуострова по акватории Баренцева моря и Воронки Белого моря и ограничена с юго-запада современным сбросом разлома (линеамента) Карпинского. Ее северо-восточное ограничение представляет собой трансрегиональную границу платформ и выражено взбросо-сдвиговой зоной Тролляфьорд-Рыбачий-Канин, продолжающейся к юго-востоку уже в виде Западно-Тиманского разлома. Зона сбросов разлома Карпинского, проходящего по северному краю Кольского полуострова, является фактически границей между Балтийским щитом и перикратонной областью ВЕП. Она четко выражена тектонической ступенью, вдоль которой поверхность кристаллического архейского основания ступенчато погружается к северу и северо-востоку под покров позднепротерозойских – верхнерифейских и вендских (?) – и фанерозойских осадочных образований, относимых к осадочному чехлу платформы.

Зона линеамента Тролляфьорд-Рыбачий-Канин является границей ВЕП и Западно-Арктической платформы (Баренцевская или Свальбардская плита), которая проявлена взбросом на перешейке между п-овами Средний и Рыбачий и в юго-восточной части п-ва Рыбачий и отчетливо прослеживается в потенциальных полях (рис. 1.35) в юго-восточном направлении в акватории Баренцева моря через п-ов Канин и далее, где переходит в Западно-Тиманский глубинный разлом. К северо-западу эта зона прослеживается на п-ове Варангер.

На южном борту Южно-Баренцевской впадины по моноклинальному погружению фанерозойских осадков у Кольского п-ова выделяется *Кольская моноклираль*. К северу от п-ова Канин расположена *Коргинская моноклираль* (ступень). Обе они объединяются в *Кольско-Канинскую моноклираль*. Область развития моноклиальной зоны на шельфе Баренцева моря показана на структурно-тектонической схеме докембрийского фундамента, составленной в ходе производственных исследований ОАО МАГЭ в 2008-2011 гг. (рис. 1.36). По характеру сейсмической записи волновое поле основания Кольско-Канинской моноклинали разделяется на два структурных этажа – кристаллический фундамент и промежуточный комплекс [Кириллова-Покровская, Дьяченко, 2011]. Последний выполнен слабо деформированными рифейскими толщами. Сейсмостратиграфические облики рифейских толщ довольно уверенно опознаются на морских разрезах (рис. 1.37). В волновом поле разреза «суша-море» видно, что рифейские комплексы выполняют грабен, в наиболее погруженной части которого их мощность достигает 11-16 км, что сопоставимо с мощностью палеозойско-мезозойского осадочного

чехла в Восточно-Баренцевском рифтогенном троге. При погружении в Южнобаренцевскую впадину наблюдается плавное уменьшение мощности рифейских толщ вплоть до полного их выклинивания за счет среза его верхних отделов (см. рис. 1.37)

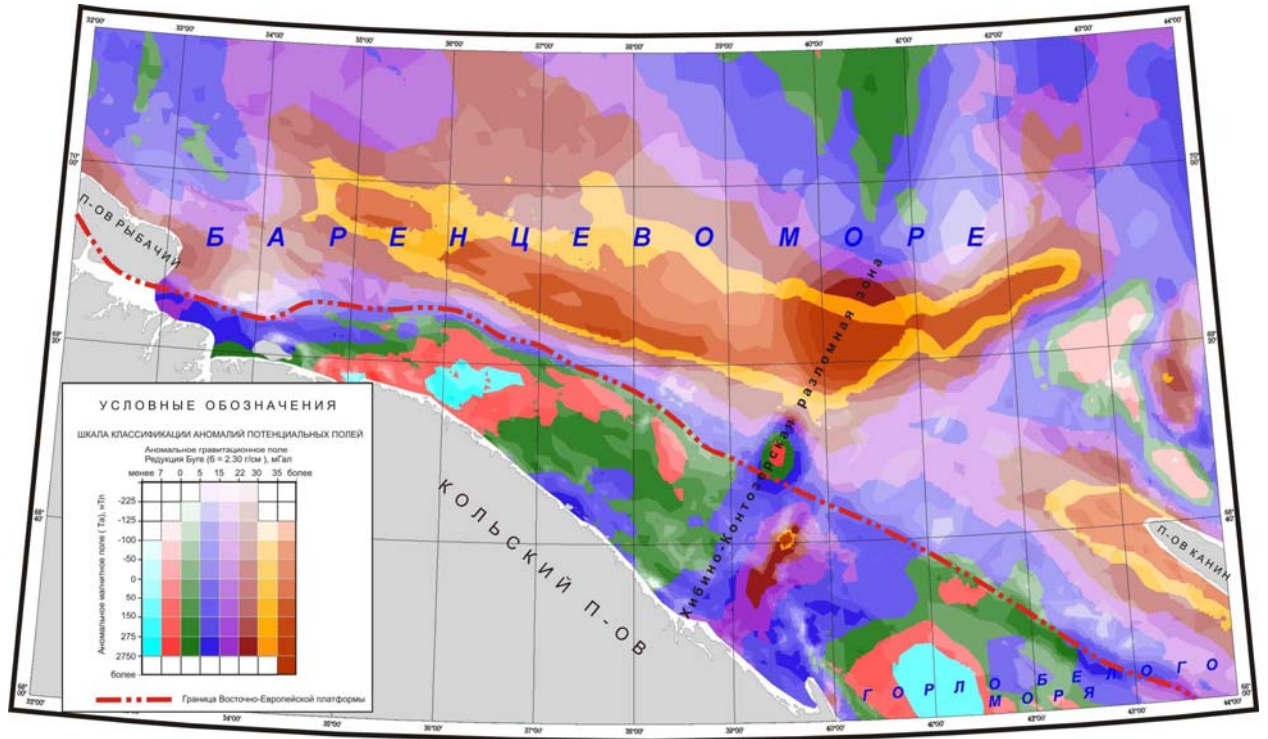


Рис. 1.35. Кластерный анализ аномалий потенциальных полей южной части Баренцева моря, Кольско-Канинская моноклинали [Журавлев и др., 2003ф].

Внешняя часть перикратонной области характеризуется большой мощностью (до 5-6 км) венд-фанерозойских осадков и высокими значениями граничной скорости продольных волн вдоль поверхности М ($8,2 - 8,4$ км/с) [Сейсмогеологическая..., 1998]. Она захватывает Несско-Тылугский выступ кристаллического основания, Понойскую и Пешскую впадины, являющиеся составной частью Предтиманского прогиба. Локальные максимумы потенциальных полей, приуроченные к центру Пешской впадины, свидетельствуют о возможной насыщенности разреза магматическими образованиями и о повышенной проницаемости коры. Подтверждением служат результаты бурения Нижнепешской скважины, где в разрезе девона на глубине около 2,5 км вскрыты два тела долеритов общей мощностью более 450 м. В северо-восточной части Пешской впадины, примыкающей к Канинскому геоблоку, предполагается двухъярусное строение фундамента (внизу – кристаллический архей-раннепротерозойский, сверху – складчатый позднепротерозойский). Сама впадина выполнена субплатформенными образованиями позднего протерозоя и осадочными породами палеозойского возраста мощностью около 5

км. По данным сейсмоплотностного моделирования, суммарная мощность осадочного чехла в Пешской впадине достигает 10 км.

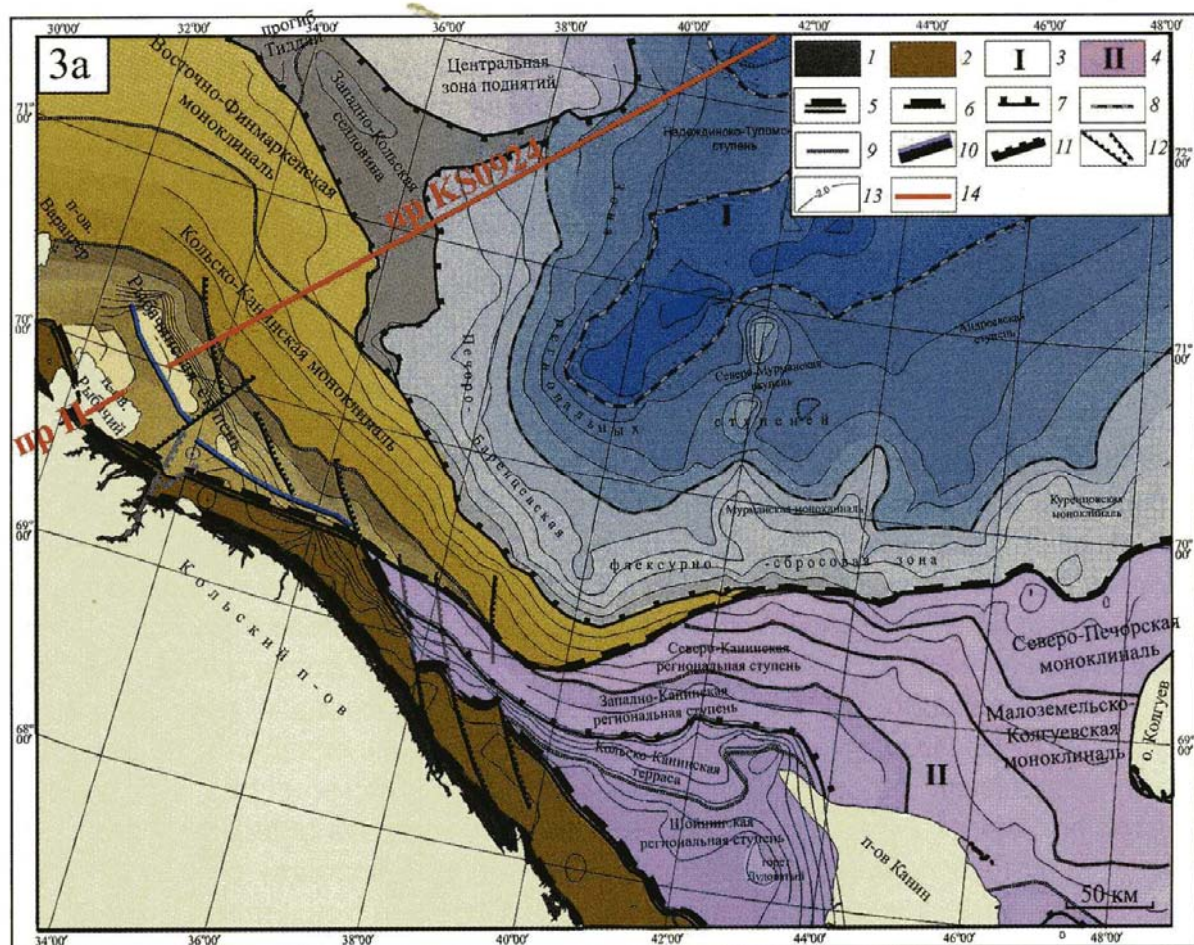


Рис. 1.36. Структурно-тектоническая схема поверхности гетерогенного фундамента юго-западной части Баренцева моря (по [Кириллова-Покровская, Дьяченко, 2011]). Восточно-Европейская платформа: 1 – Балтийский щит; 2 – Северо-Кольская перикратонная область. Западно-Арктическая платформа: 3 – Баренцевская (Свальбардская) плита; 4 – Тимано-Печорская плита. Границы структур: 5 – трансрегиональных, 6 – региональных, 7 – надпорядковых, 8 – I порядка, 9 – II порядка. Разрывные нарушения: 10 – типа надвигов на суше и в акватории, 11 – сбросо-сдвиги, 12 – сбросы; 13 – изогипсы ОГ VI, сечение 1,0 км, 14 – сейсмогеологические разрезы.

В восточной части региональным минимумом силы тяжести выделяется Предтиманский краевой прогиб. Судя по форме этой аномалии, ось прогиба имеет «тиманское» простирание, дискордантное по отношению к основным структурам Мезенской синеклизы и линейным аномалиям магнитного поля, для которых характерно «канинское» простирание. Разворот на 20-30 градусов Тимано-Канинских структур и соответствующих им магнитных и гравитационных аномалий происходит в районе Чешской губы. Такое взаимоотношение структурных элементов соответствует пострифейским геодинамическим условиям в регионе и предполагает заложение

Канинских структур на жестком Мурманском архейском блоке, а формирование надвигов Тимана на менее жестком, подверженном рифейскому рифтогенезу, основании восточного края Мезенской синеклизы.

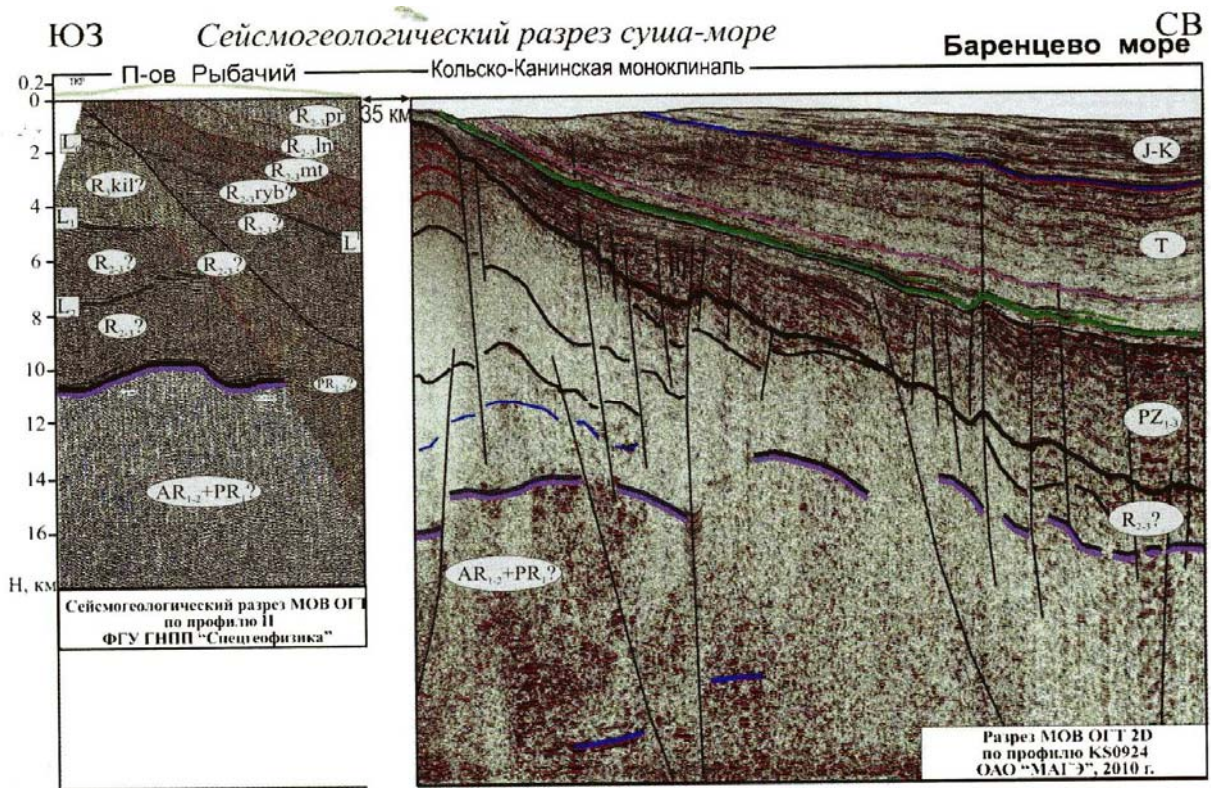


Рис. 1.37. Кольско-Канинская моноклинали (по [Кириллова-Покровская, Дьяченко, 2011]). Положение профилей см. рис. 2.36.

По данным МОВ ОГТ [Верба и др., 2001; Митрофанов и др., 2004; Симонов и др., 2002], в пределах п-ова Средний и акватории Мурманского побережья выделяется грабенообразная структура, которая в тектоническом отношении принадлежит южному борту позднепротерозойского палеорифта, ось которого проходит примерно в 100-120 км параллельно берегу. Эти данные свидетельствуют о развитии в прибрежной зоне Кольского полуострова перикратонного прогиба, имеющего рифтогенную природу и выполненного мощной толщей рифейских отложений (рис.1.38).

В то же время следует отметить, что не всегда результаты интерпретации данных сейсмического профилирования соответствуют реальности, как это случилось для северного обрамления Балтийского щита. Здесь в северной части полуострова Средний в 2004-2006 гг. была пробурена скважина П-1 на глубину 4500 м. По данным сейсмического профилирования, мощность рифейской осадочной толщи здесь разными авторами интерпретировалась от 6 км [Митрофанов и др., 2004] до 8-12 км [Симонов и др., 2002]. Однако по данным бурения, кристаллические породы фундамента были встречены на

глубине 1,1 км [Куликов и др., 2007], что соответствует верхнему горизонтальному разделу сейсмокомплекса (рис. 1.39).

Образования, слагающие п-ов Средний, представлены отложениями двух серий [Степкин, 1980] – верхнерифейской кильдинской и вендской волоковой. Кильдинская серия сложена аркозовыми, глауконитовыми, кварцитовидными песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, иногда пестроцветными с примесью карбонатного материала. На о-ве Кильдин в основании серии залегают несколько пластов доломитов с верхнерифейскими строматолитами. Волоковая серия, с разрывом перекрывающая кильдинскую, представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками и аргиллитами.

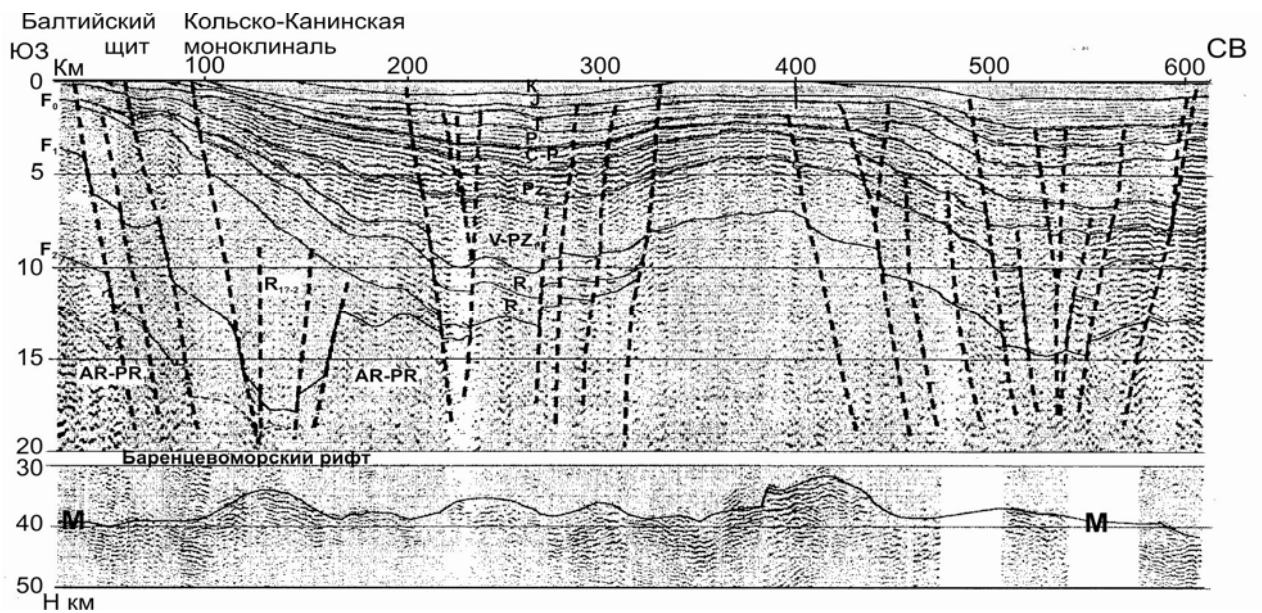


Рис. 1.38. Сводный динамический глубинный разрез по профилю AP-1: Н=0-20 км – по данным ОГТ, Н=30-50 км – по данным ГСЗ: по [Верба и др., 2001]. F₀₋₂ – главные сейсмостратиграфические границы, разделяющие фундамент, синрифтовые образования и перекрывающую их толщу Кольско-Канинской моноклинали. Местоположение профиля см. на рис. 1.14 А.

Общая мощность кильдинской серии, согласно [Любцов, Предовский, 1998], составляет 1430 м и волоковой серии – 450 м. Осадочные породы, слагающие п-ов Средний, образуют моноклинали с общим падением на СВ под углом до 10-12°. Пликативные дислокации представляют собой пологие складки размерами в сотни метров-первые километры с углами падения крыльев до 10-15°. Контакт с гранитами Мурманского блока – стратиграфический. Однако, как отмечается в [Митрофанов и др., 2004], наблюдаемые образования кильдинской серии слагают наиболее позднюю толщу, заполняющую прогиб, и трансгрессивно распространяются за его пределы. Породы более низких уровней разреза рифея скрыты в глубокой части грабена.

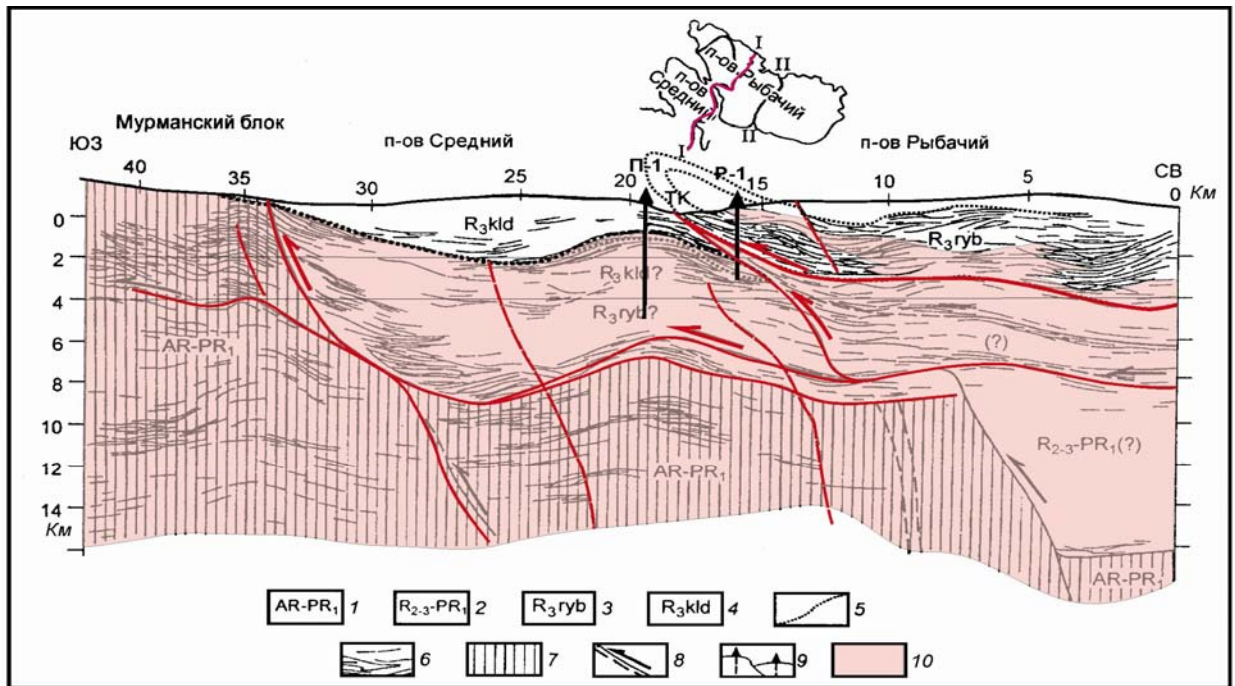


Рис. 1.39. Интерпретация сейсмогеологического разреза по профилю МОВ ОГТ Балтийский щит – п-ов Средний – п-ов Рыбачий (по линии 1 – 1, см врезку) по [Митрофанов и др. 2004] с добавлением данных из [Куликов и др., 2007; Медведев и др., 2009]. 1 – дорифейский фундамент; 2 – предполагаемые нерасчлененные образования нижнего и верхнего протерозоя нижних частей рифтового прогиба; 3 – осадочные толщи рифея рыбачинского комплекса; 4 – осадочные толщи кильдинской серии верхнего каратавия; 5 – основание выходящих на поверхность осадочных толщ рифея п-овов Средний и Рыбачий; 6 – отражающие площадки по сейсмическим данным; 7 – дорифейский фундамент, интерпретируемый по сейсмическим данным до бурения скважин; 8 – разломы и направления движения по ним на инверсионном этапе байкальских движений и позднее; 9 – положение пробуренных глубоких скважин П-1 и Р-1; 10 – гранитогнейсовый дорифейский фундамент по данным бурения.

С кильдинской серией п-ова Средний и о-ва Кильдин сопоставляются терригенные осадки, развитые в губе Ивановская, приустьевой части р. Ивановка и у п-ова Святой Нос. По данным сейсмического профилирования [Сейсмогеологическая модель..., 1998] рифейско-ранневендские перикратонные комплексы, обнажающиеся на п-ове Средний, острове Кильдин, в Ивановской губе и п-ове Св. Нос, протягиваются полосой вдоль Мурманского берега Кольского п-ова в пределах баренцевоморского шельфа. Мощность их увеличивается к северо-востоку, как и интенсивность складчатости. Для образований этой зоны характерна асимметричная складчатость, осложненная продольными разломами и опрокинутая на юго-запад в сторону Балтийского щита [Государственная геологическая..., 2000].

Третий структурный ярус в пределах Кольско-Канинской моноклинали составляют палеозойские отложения, залегающие на рифей-вендских образованиях с крупным угловым несогласием. На дочетвертичную поверхность они выходят полосой северо-западного простирания на акваториальной части территории. Это морские терригенно-

карбонатные отложения, формирующие нижнюю часть осадочного чехла Баренцевоморской плиты. Они имеют мощность до 2 км и очень полого (до $1,5^\circ$) падают на северо-восток [Государственная геологическая ..., 2000].

Наличие зоны гравитационных и магнитных аномалий, протягивающейся вдоль Баренцевоморского побережья и далее на юго-восток вдоль Предтимаанского прогиба, является немаловажным обстоятельством, которое может служить косвенным подтверждением существования северо-восточной пассивной континентальной окраины ВЕП в позднем докембрии [Балуев, 2006]. В районе линейного гравитационного максимума по сейсмическим данным отмечается увеличение граничной скорости с 6,0 до 6,5 км/сек и прогиб поверхности кристаллического основания. Такое увеличение скорости можно объяснить внедрением большого объема магматических пород по субпараллельным разломам, которые выделяются магнитными аномалиями и по сейсмическим данным в зоне гравитационного максимума. Результаты плотностного моделирования подтверждают эти данные. На сейсмогеологических разрезах Кольско-Канинской моноклинали, составленных по переобработанным профилям, на временах 2,5-4,0 сек. в зоне Баренцевоморского авлакогена в рифейской толще иногда прослеживаются регулярные отражения.

Скорее всего, эта зона гравимагнитных аномалий отвечает крупным магматическим телам, внедрившимся в кору по разломам на начальной стадии разделения Балтики и Лаврентии. Сходные зоны аномалий зафиксированы вдоль западного и восточного побережий Атлантического океана (рис. 1.40 и 1.41).

Согласно сейсмическим данным, такая аномальная зона отражает линзу максимальной мощностью до 20 км, получившую название «рефлекторов, падающих в сторону океана» или SDR и была названа «начальной океанической корой» [Богданов, 2001]. Предполагается, что линза «начальной океанической коры» представляет собой чередование тектонических пластин континентального материала с ультрабазитами, которые интенсивно серпентинизированы на изгибе под подножием континентального склона в зоне перехода к типичной океанической коре. Сейсмические разрезы зоны сочленения Балтийского щита и Баренцевоморской плиты показывают [Верба и др., 2001; Поселов и др., 1995; Сейсмогеологическая модель..., 1998], что и здесь аномальной зоне соответствует скоростная сейсмическая аномалия, интерпретируемая как грабен с амплитудой до 10 км, выполненный осадочными отложениями рифея, в то время как под ним отмечается выступ более скоростных ($V_r = 7,0$ км/сек), т.е. более плотных пород.

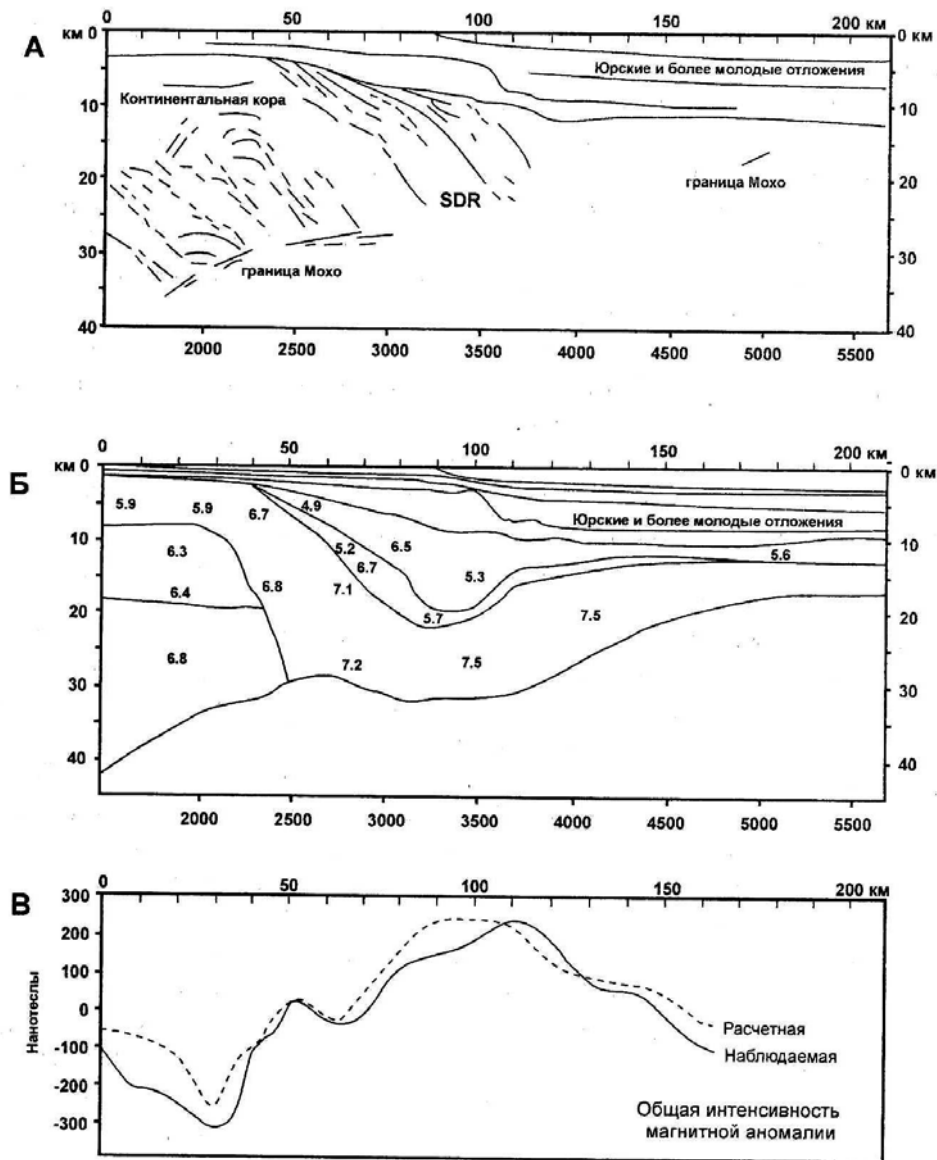


Рис. 1.40. Сейсмические (А, Б) и магнитные (В) пересечения пассивной окраины Северной Америки (каньон Балтимор), по [Talwani, Abreu, 2000].

Термический режим, создавшийся в земной коре в результате апвеллинга астеносферы в зоне континентального склона в среднем рифее и процессов андерплейтинга на ранней стадии эволюции, был, вероятно, сходным с термическим режимом Индоокеанско-Атлантического типа современных пассивных окраин [Хаин, Левин, 2001; Lister et al., 1991] и мог способствовать генерации и накоплению углеводородов в пределах древнего континентального склона.

Таким образом, вышеописанная зона положительных линейных аномалий гравитационного и магнитного полей фактически отражает дивергентную границу древней континентальной плиты Балтика, которая была завалирована последующими тектоническими процессами, речь о которых пойдет ниже.



Рис. 1.41. Схематический разрез через пассивную окраину Африки (Намибия) в Южной Атлантике [Jackson et al., 2000, с упрощениями]. От невулканической пассивной окраины отличается наличием комплекса SDR и расположенного под ним блока нижней континентальной коры.

Глава II. ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В НЕОГЕЕ

Проявления внутриплитного магматизма в пределах северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы связаны в пространстве и во времени преимущественно с различными рифтогенными структурами на разных этапах эволюции палеорифтовой системы Белого моря, которая, как известно, формировалась в течение среднего и позднего рифея, а затем претерпела некоторую активизацию в венде и в среднем палеозое. Это отразилось в латеральной и временной неоднородности распределения проявлений внутриплитного магматизма в пределах зон динамического влияния рифтовых структур на северной окраине ВЕП. Нами изучались структурное положение проявлений магматизма в рифей-вендское и среднепалеозойское время, их пространственная и возможная генетическая связь с процессами континентального рифтогенеза, происходившими в северо-восточном сегменте ВЕП [Балуев, 2006; Балуев и др., 2000, 2003, 2005, 2008 . 2009, 2010; Балуев, Моралев, 2001; Балуев, Терехов, 2006; Моралев и др., 1998, 2002а,б; Пржиялговский и др., 1996, 2008; Терехов и др., 2010, 2011, 2012].

II.1. РИФЕЙСКО-ВЕНДСКИЙ ЭТАП МАГМАТИЗМА

1.1. Проявления позднедокембрийского магматизма в зоне Онежско-Кандалакшского палеорифта

Проявления рифейского рифтогенного вулканизма обнаружены лишь в Онежском грабене Онежско-Кандалакшского палеорифта, под юго-восточной частью которого отмечена область пониженных скоростей (7,7-7,8 км/сек.) сейсмических волн в верхней мантии [Булин и др., 1992]. Как было отмечено выше (см. раздел 2.1.2.), в центральной части Онежского грабена солозерской скважиной на глубине 604 м и ниже вскрыта толща вулканогенно-обломочных пород, вмещающая силлы и дайки диабазов и долеритов, описанная А.Ф.Станковским [Станковский и др., 1972] в качестве нижней подсвиты солозерской свиты (рис. 2.1). Последнюю слагают светло-серые и красноцветные песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов. Эта толща заполняет грабен на всю ширину не выходя за его пределы. Вещественный состав солозерских изверженных пород сравнительно однообразен. По своим структурным особенностям в большинстве случаев это типичные базальты, в центральных частях крупных тел встречаются полнокристаллические породы с долеритовой и офитовой структурой. Присутствие смешанных вулканокластических образований, содержащих вулканические бомбы шарообразной, эллиптической и веретенообразной формы, свидетельствует о близости

вулканического центра с активной эксплозивной деятельностью. По своим петрохимическим характеристикам солозерские базальты и долериты близки платобазальтам, а также среднему долериту траппов и, таким образом, являются типичным представителем толеитовой серии основных изверженных пород. Они характеризуются незначительной недосыщенностью кремнеземом, пониженной щелочностью и заметным преобладанием Na_2O над K_2O [Станковский и др., 1972]. Первоначально был определен среднерифейский возраст этих пород по K-Ar датировке – 1300 млн. лет [Станковский и др., 1981].

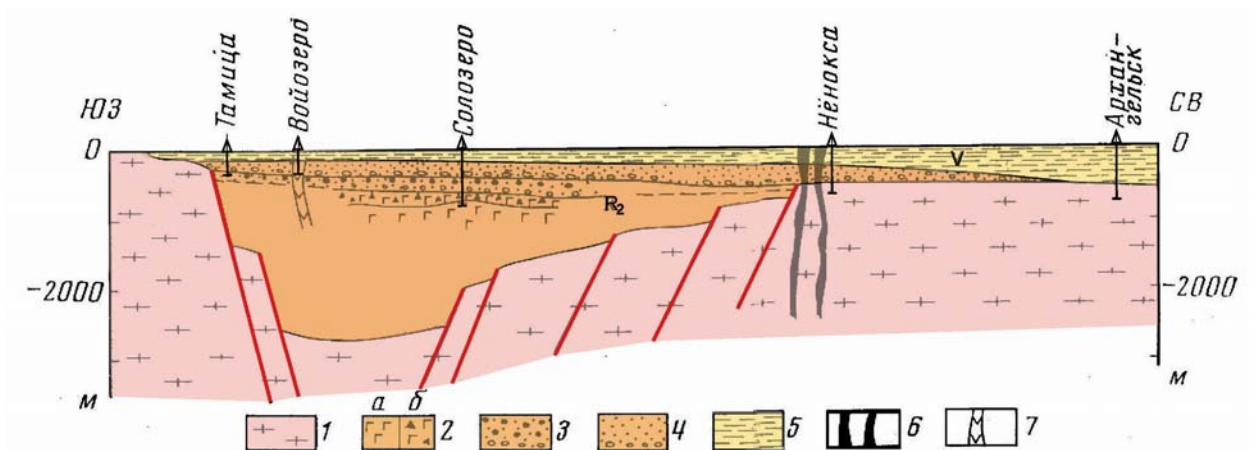


Рис. 2.1. Схематический геологический разрез Онежского грабена Онежско-Кандалакшского палеорифта (по [Константиновскому, 1977]). 1 – эпикарельский кристаллический фундамент; 2 – нижняя подсвита солозерской свиты: а – существенно вулканогенные породы и прорывающие их силы и дайки среднерифейских долеритов и диабазов, б – существенно вулканомиктовые породы, реже прорывы базальтов; 3 – верхняя подсвита солозерской свиты (песчаники, базальные конгломераты); 4 – нёнокская свита (песчаники, базальные конгломераты); 5 – валдайская серия венда (аргиллиты, глины, алевролиты, песчаники); 6 – позднедевонские трубки взрыва щелочных базальтоидов; 7 – дайки долеритов раннего венда (?).

Впоследствии время накопления базальтов солозерской толщи было пересмотрено в сторону уменьшения по Sm-Nd датировкам до 667 ± 31 млн. лет, что соответствует пограничным горизонтам верхнего рифея-нижнего венда, а Sm-Nd изотопные характеристики предполагают астеносферный источник и плюмовую природу базальтов [Носова и др., 2006, 2008]. Этот возраст базальтов Солозера коррелируется с наиболее ранним импульсом вулканизма запада Урала. Вероятно, базальты Онежско-Кандалакшского палеорифта совместно с вендской Уральской магматической провинцией маркируют протяженную пассивную окраину Балтики в позднем рифее-венде [Носова и др., 2008].

В связи с этим следует отметить, что характерные аномалии волнового и потенциальных полей предполагают наличие внутри рифейской толщи Кандалакшского

грабена таких же вулканогенных образований (см. рис. 1.8). Вулканогенные породы, по видимому, довольно широко распространены в северо-западной и центральной частях Кандалакшского и на юго-востоке Керецкого грабенов. Подводящим каналом мог служить мощный разлом – Беломорский шов.

На рис. 1.9 видно, что тектонические зоны, ограничивающие Онежский и Керецкий грабены от Архангельского горста, выражены интенсивными линейными положительными магнитными аномалиями, которые отражают насыщенность разреза дайками основных пород. Расчеты свидетельствуют о неглубоком залегании верхних кромок дайковых тел (первые сотни метров). При погружении краевых структур Архангельского горста в Керецкий грабен (см. рис. 1.16) увеличивается и глубина залегания кромок магнитоактивных тел. Характерно, что все тела ориентированы в направлении северо-запад – юго-восток. Это говорит о том, что магматизм активно развивался на этапе заложения рифтогенных прогибов, либо был многостадийным и проявлялся впоследствии только вблизи магнеподводящего центра – Беломорской зоны разломов [Балуев и др., 2012].

При детальном рассмотрении сейсмического разреза в Кандалакшском грабене видно (см. рис. 1.8), что магматические образования залегают согласно со слоистостью осадочной толщи в наиболее погруженной части и занимают секущее положение на северо-восточном борту Кандалакшского грабена – вблизи предполагаемой магнеподводящей Беломорской зоны разломов. Мощность вулканогенных образований увеличивается к депоцентру прогиба и может составлять первые сотни метров. Магнеподводящий канал отчетливо проявляется осями дифракции и «столбообразной размытостью» на сейсмической записи с потерей корреляции горизонтов в осадочной толще. Подобные эффекты в зоне динамического влияния Беломорской разломной зоны могут быть объяснены внедрением магм основного состава с большим количеством ее дериватов – флюидов и газов, глубоко проникающих во вмещающие осадочные образования [Журавлев, 2007].

Моделирование геолого-геофизического разреза в Белом море на профиле МОГТ-ГСЗ 3-АР подтверждает существование магматического очага под Кандалакшским и Керецким рифтами (рис. 2.2). Очаг выделяется контрастной магнитной аномалией в Беломорской шовной зоне, прослеживается в нижнюю кору и, вероятно, связан с мантией [Журавлев, 2007, Журавлев и др., 2005ф]. Как видно на рис. 2.2, магнеподводящий канал в верхней части разреза расширяется, что, вероятно, обусловлено декомпрессией магмы.

Здесь его апофизы имеют юго-западное падение. Но на глубине магнеподводящий канал погружается на северо-восток, в соответствии с общим падением комплексов пород

Беломорского пояса. На модельном разрезе отчетливо виден надвиг Беломорского блока в сторону Карельского массива. В верхней части разреза из-за меньшей пластичности пород тектонические нарушения имеют юго-западное или вертикальное падение, на глубине разломы выполаживаются к северо-востоку, что обусловлено реологией и кинематикой движения горных масс.

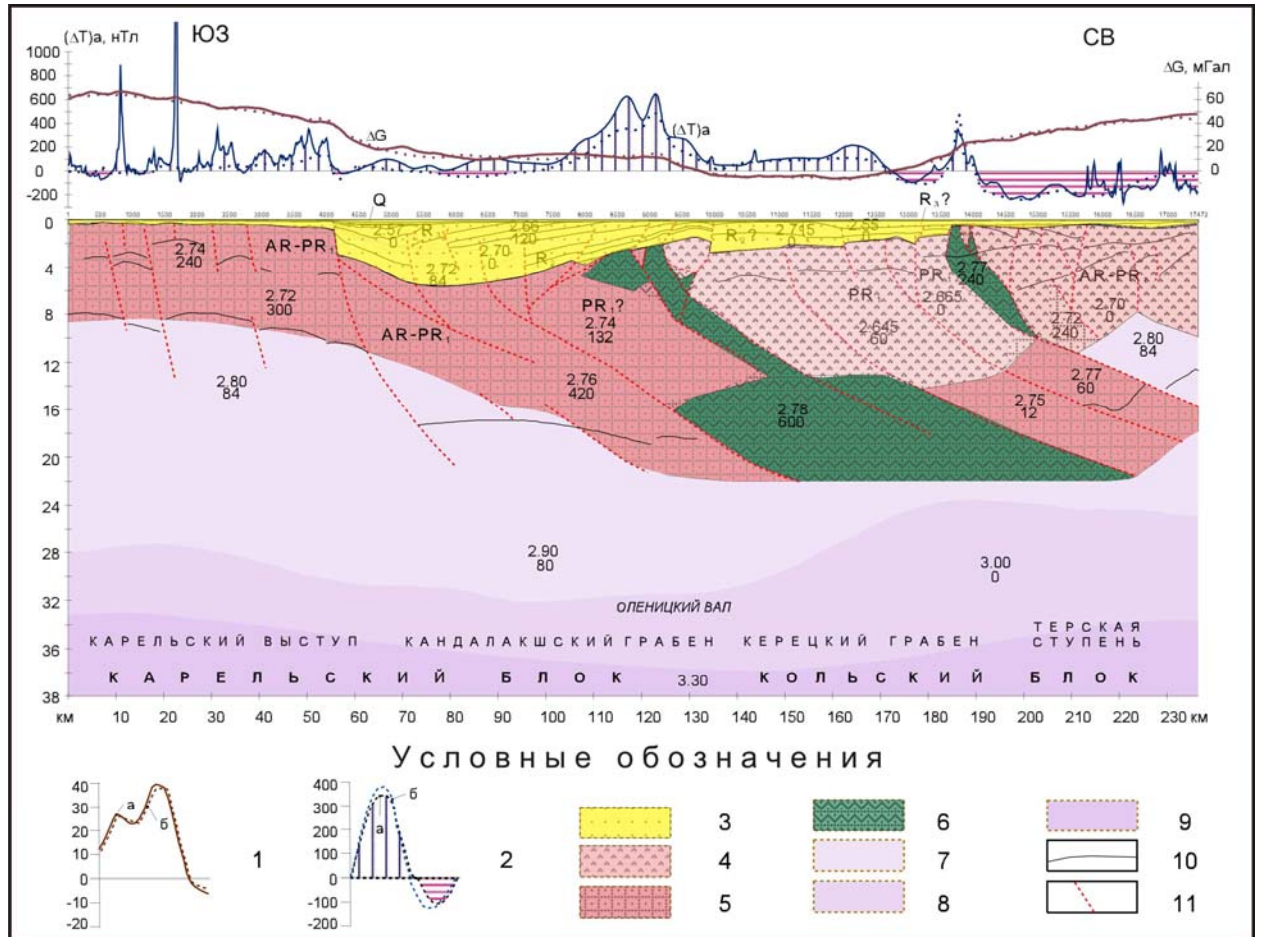


Рис.2.2. Модельный геолого-геофизический разрез по профилю 3-АР [Журавлев, 2007]. 1-2 – графики аномальных гравитационного и магнитного полей: а – наблюдаемого, б – расчетного; верхняя кора: 3 – осадочный чехол; 4 – граниты, мигматиты, 5 – гнейсы, сланцы, 6 – основные интрузии; 7 – средняя кора; 8 – нижняя кора; 9 – верхняя мантия; 10 – отражающие границы; 11 – тектонические нарушения. Цифрами на рисунке обозначены: плотность в г/см^3 (числитель) и магнитная восприимчивость пород в 10^{-5} ед. СИ (знаменатель).

Подтверждением тому служат и эксплозивные брекчи, известные на островах и побережье Кандалакшского залива и схожие с ними по облику и строению дайки брекчиевидных пород (флюидизаты), приуроченные к юго-западному плечу Онежского грабена (о.Кий и на юго-восточном побережье Белого моря у с.Покровское). Цемент флюидизатов представлен вулканическим стеклом основного состава с карбонатизацией стекловатой массы при воздействии глубинной углекислоты [Балуев и др. 2003]. Возраст формирования этих пород определен 1,10-1,12 млрд. лет по цирконам вторичной

генерации из цемента $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ термоэмиссионным методом. Эта датировка совпадает по времени с периодом проявления процессов рифтогенеза и связанных с ними формированием даек флюидизатов в результате консолидации твердо-газовых взвесей внутри трещин при прорыве к поверхности глубинных флюидов [Балуев и др. 2005]. Основные результаты и методика наших исследований этих образований приведена ниже в отдельном разделе.

Кроме того, в северо-западной части Кандалакшского залива выявлена серия рифейских даек слюдяных мончикитов (уачититов) северо-западного простирания протяженностью 200-400 м при мощности 0,5-0,6 м. Радиологический возраст уачититов, определенный К-Аг методом по мономинеральному биотиту из порфировых вкрапленников, составляет 1060-1200 млн. лет [Увадьев, 1980]. Эти дайки обладают простой плитообразной формой, выполняют разрывы, круто падающие на юго-запад, представляя собой нормальные сбросы с опущенными юго-западными крыльями, что придает северо-восточному борту грабена ступенчатый характер.

В Онежской впадине кроме вышеописанных проявлений магматизма бурением вскрыты и более молодые дайкообразные тела долеритов, секущие отложения нёнокской свиты и самые низы вендского чехла, перекрывающего грабен и смежные поднятия (см. рис. 2.1) [Константиновский, 1977]. Эти проявления ранневендского (?) магматизма в пределах Онежско-Кандалакшского рифта совпадают по времени с формированием трапповой формации вдоль юго-западной окраины ВЕП и в пределах Днепровско-Донецкого палеорифта.

В центральной части Карельского блока в 200 км западнее побережья Белого моря располагается Костамукшское лапроитовое поле, включающее в себя 81 дайку и 20 небольших диатрем, которые сложены лейцитовыми, оливин-лейцитовыми, оливин-флогопитовыми и оливиновыми лампоитами. Возраст пород определен Rb-Sr методом 1230 ± 5 млн. лет [Беляцкий и др., 1997]. Дайки с крутым падением образуют рои субмеридионального простирания ($350-355^\circ$). Породы алмазоносны. Хотя это проявление щелочно-ультраосновного магматизма расположено на некотором удалении от Кандалакшского грабена, внедрялась магма в период заложения континентального рифта. Вероятнее всего, что в данном случае внедрение магмы в верхние слои земной коры происходило по системе трещин растяжения, образовавшихся при региональном растяжении литосферы в процессе континентального рифтинга.

В юго-западной части Зимнебережного района на северо-восточном плече Керещкого грабена выявлены в терригенных отложениях верхнего венда многочисленные вулканические проявления нового для северной части ВЕП типа – поздневендские лавы и

туфы калиевых известково-щелочных лампрофиров, близких к минетте, с возрастом 570 ± 8 млн. лет (U-Pb метод по цирконам) [Шукин и др., 2002]. Выявленные вулканиды образуют цепочку северо-восточного простирания, протягивающуюся параллельно Горлу Белого моря на 70 км вдоль Зимнего берега Белого моря. Они представлены эффузивными породами (лавы, реже лавобрекчии), вулканокластическими и осадочно-вулканокластическими породами (туфы и туффиты), вулканогенно-осадочными породами (туфоалевролиты и туфоаргиллиты).

Говоря о позднепротерозойском внутриплитном магматизме северной части Восточно-Европейской платформы, так или иначе связанного с процессами континентального рифтогенеза на этой территории, следует отметить обнаружение на юго-западном борту Онежского грабена своеобразных пород взрывного облика, которые, по результатам наших исследований, были отнесены к образованиям типа флюидизатов, формирование которых связано структурно и генетически непосредственно с процессами континентального рифтинга [Балуев и др., 2003]. Ниже приводятся результаты этих исследований.

Флюидизаты юго-восточного Беломорья

На берегах Белого моря и на островах Кандалакшского архипелага уже давно были известны и описаны конгломератоподобные породы, образующие пластовые или жильные дайкообразные, а иногда и изометричные тела. Значительная часть этих образований после более детальных исследований была определена как взрывная брекчия щелочного состава, входящая в состав кандалакшского комплекса щелочных лампрофиров среднепалеозойского возраста [Сергеев, Сергеева, 1972; Шуркин, 1960; Шуркин, Румянцева, 1979]. Региональной структурой, контролирующей проявления среднепалеозойского щелочного магматизма, в том числе и взрывных брекчий, является Онежско-Кандалакшская палеорифтовая зона, которая заложилась в среднем рифее, а в среднем палеозое (средний-поздний девон) претерпела реактивацию. По современным представлениям [Шуркин, Румянцева, 1979; Махлаев, Голубева, 1999; Казак и др., 2000], эти своеобразные горные породы, названные флюидизатами, возникли в результате взрывоподобного прорыва к земной поверхности глубинных магматических расплавов, насыщенных летучими, что сопровождалось выносом обломков разнообразных кристаллических пород. Для захваченных на глубине ксенолитов характерна округлая окатанная форма, подобная обработанным речными потоками или морским прибоем обломкам пород, образующих валунно-галечные и галечно-гравелитовые отложения.

Конгломератоподобные или брекчиевидные по облику породы были также

известны в юго-восточной части Белого моря: на берегу Онежского залива у с.Покровское и на о.Кий. В свое время К.А.Шуркин [1960] высказал предположение, что эти конгломераты также имеют эксплозивный генезис. На о. Кий (Онежский р-н Архангельской обл.) эти образования были описаны как полимиктовые конгломераты и отнесены к сегозерской серии среднего протерозоя [Смирнова, Бабошин, 1967]. У с.Покровское вдоль побережья в р-не карьера также описаны подобные полимиктовые конгломераты, которые находятся в составе терской серии верхнего протерозоя [Воинов, Полеховский, 1971].

Однако, учитывая структурное положение этих конгломератоподобных пород на юго-западном плече Онежского рифтогенного грабена и их контроль трещинной тектоникой, генетически связанной с процессами рифтогенеза, а также вероятность иной интерпретации происхождения этих пород (как это произошло для северо-западной части рифтовой зоны), нами были проведены специальные исследования конгломератоподобных пород на Кийостровском архипелаге и юго-восточном побережье Белого моря на мысе Пильемском у с.Покровское.

Структурная позиция флюидизатов юго-восточного Беломорья. Район, где распространены вышеупомянутые «конгломераты», расположен у юго-восточного края Балтийского щита, где кристаллический фундамент резко погружается с дневной поверхности под осадочный чехол до глубины 4-5 км. Это погружение кристаллического фундамента образует крутой юго-западный борт Онежского грабена – юго-восточного сегмента Онежско-Кандалакшского палеорифта, протягивающегося в северо-западном направлении и пересекающего восточную часть Балтийского щита (рис. 2.3). К юго-востоку рифтовая структура погружается под чехол Мезенской синеклизы, где кристаллический фундамент испытывает максимальное опускание (до 4,5 км). Как уже отмечалось, в разрезе рифея Онежского грабена на глубине ниже 620 м присутствуют покровы базальтов, долеритов и вулканокластических пород [Константиновский, 1977].

Еще одно проявление магматизма известно на Онежском полуострове в зоне сброса, ограничивающего грабен с северо-востока, т.е. в верхней части пологого борта полуграбена. Это поле трубок взрыва щелочных базальтов, близких по составу к мончикитам и анкаратритам [Станковский и др., 1972]. Так же, как и на островах Кандалакшского архипелага, эти породы долгое время разными исследователями относились к грауваккам. Время внедрения этих трубок – средний палеозой, такое же, как и трубок взрыва Кольского полуострова и Зимнего берега. К юго-западу от Нёнокского поля трубок взрыва у противоположного крутого борта Онежского грабена на восточном берегу Онежского залива и острове Кий располагаются выходы конгломератоподобных

пород, явившихся предметом наших исследований (см. врезку на рис. 2.3) и отнесенных нами по результатам наших исследований к образованиям типа флюидизатов.

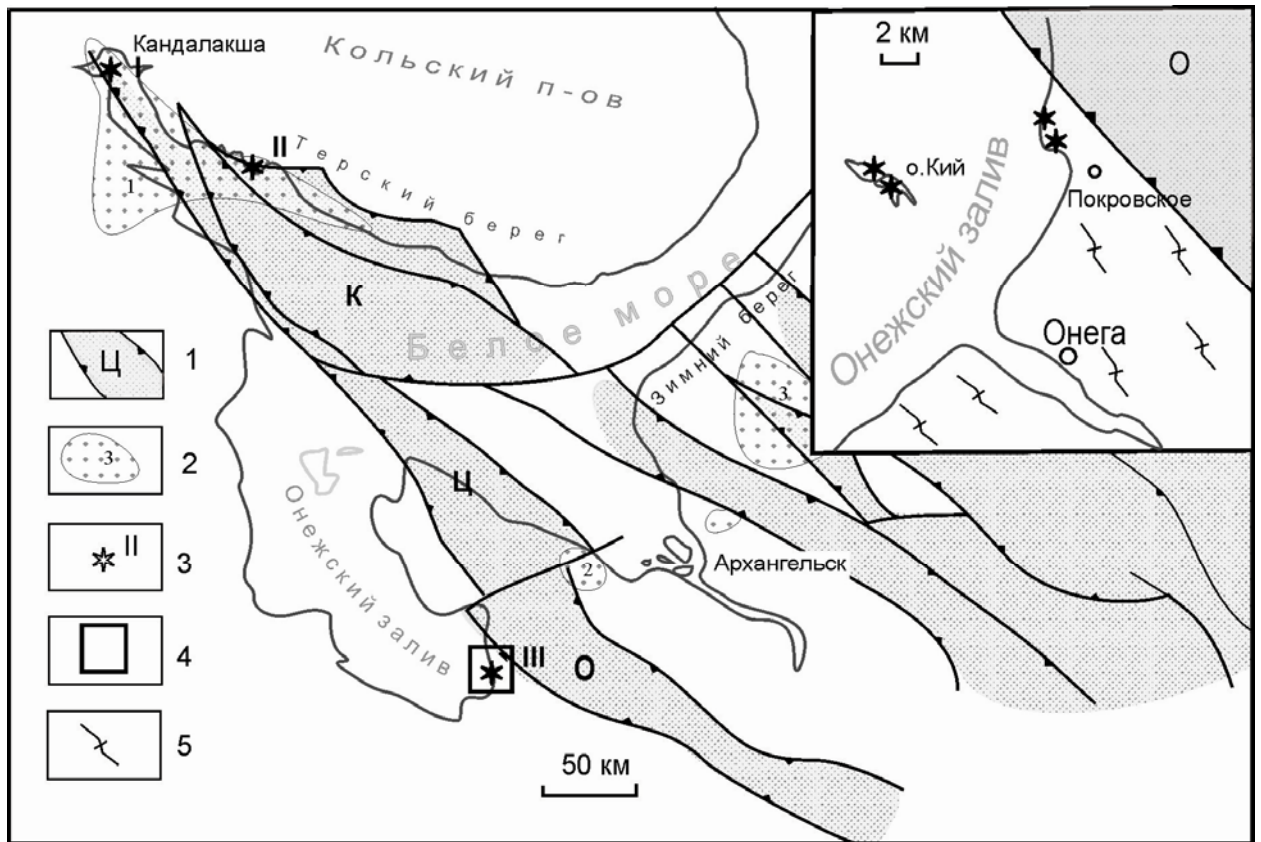
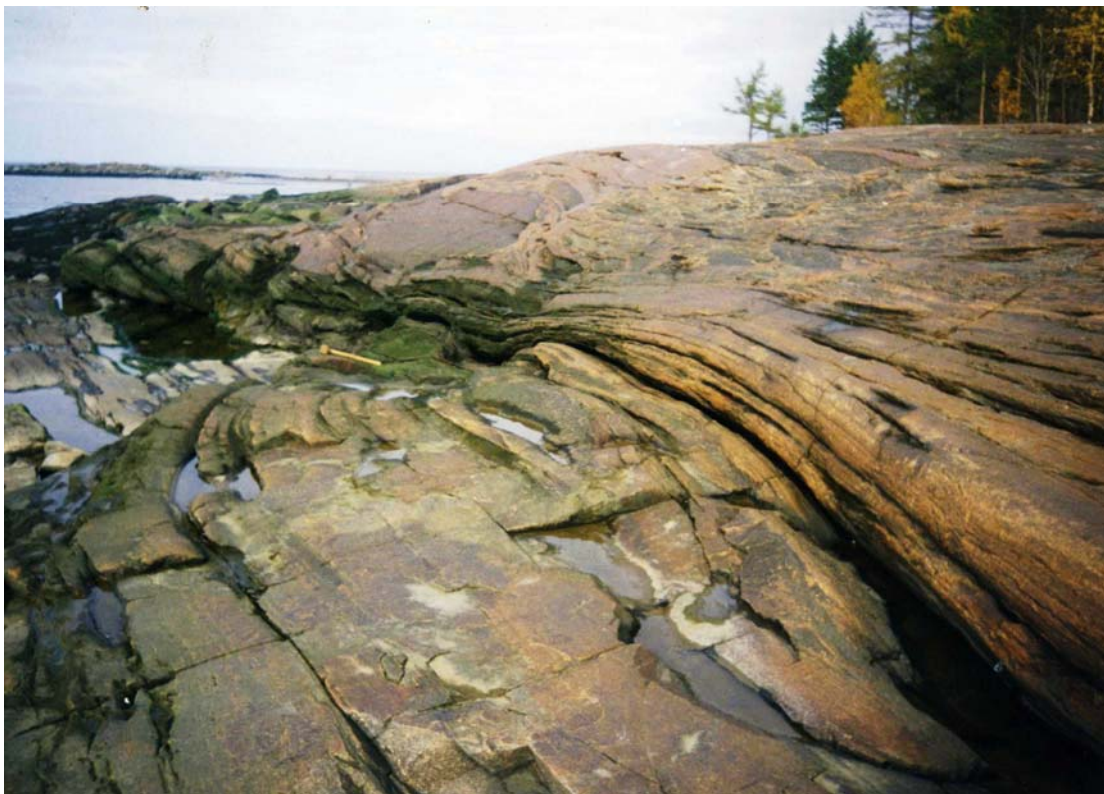


Рис. 2.3. Тектоническая схема палеорифтовой системы Белого моря с ареалами проявлений среднепалеозойского щелочного магматизма трубочно-дайкивого типа. 1 – рифейские рифтогенные грабены: К – Кандалакшский, Ц - Центральный, О – Онежский; 2 – ареалы проявлений среднепалеозойского щелочного магматизма трубочно-дайкивого типа: 1 – Кандалакшский, 2 – Нёнокский, 3 – Зимнебережный; 3 – проявления щелочных даек эксплозивного характера: I – о. Телячий, II – Турий мыс, III – мыс Пильемский и о. Кий; 4 – контур участка, изображенного на врезке, (район исследования конгломератоподобных пород на о. Кий и мысе Пильемском); 5 – дориффейский кристаллический фундамент (только на врезке).

Обнажения этих пород отмечаются вдоль побережья в пределах литорали и залегают на различных метаморфических породах беломорской серии. На побережье у с.Покровское (мыс Пильемский) известны три относительно крупных выхода пород, описанных предшественниками как метаморфизованные полимиктовые конгломераты. Все они приурочены к субгоризонтальным и субвертикальным, реже наклонным трещинам в метаморфических породах кристаллического фундамента, заполняя их сцементированным мелкогалечным материалом (рис.2.4). Одно из обнажений достаточно детально описано в работе [Воинов, Полеховский, 1971]. Другое обнажение этих образований расположено в 500 м к северу от первого. Здесь общее простирание пород фундамента, представляющих собой гранитогнейсы с прослоями будинированных



а



б

Рис. 2.4. Условия залегания плитообразных тел флюидизатов среди гранитогнейсов фундамента на мысе Пильемском: а – субгоризонтальные и слабополгие трещинные зоны в гранитогнейсах, б – плитообразное тело флюидизатов в этой зоне.

амфиболитов, северо-западное $320-340^\circ$ и параллельно главному граничному сбросу Онежского палеорифта. Пологие субгоризонтальные и слабонаклонные к северо-востоку трещины образуют отдельности вдоль простирания пород (рис. 2.4 а). Некоторые из этих

раскрытых трещин заполнены цементированными окатанными и полуокатанными обломками различных пород, формируя плитные тела с северо-западным простиранием протяженностью в несколько десятков метров и мощностью до 0.5-0.6 м (рис.2.4 б).

При отсутствии верхних блоков пород фундамента конгломератоподобные породы выглядят как "нашлепки" на поверхности. Породы фундамента в месте распространения флюидизатов секутся также крутопадающими трещинами, заполненными цементированным мелкогалечным материалом. При выклинивании этих трещин выполняющая их порода становится настолько тонкозернистой, что заполняет самые тонкие нитевидные трещины. Возможно, это является следствием нагнетания в эти трещины материала цементной части. Иногда вертикальные и горизонтальные трещины, соединяясь между собой, отделяют крупные глыбы пород фундамента размером в несколько метров. Обращает на себя внимание высокая компетентность флюидизатов по отношению к вмещающим их гранитогнейсам и амфиболитам.

Еще один, третий выход флюидизатов на побережье расположен примерно в 100 м севернее вышеописанного обнажения. Условия залегания их такое же, как и в предыдущем: относительно мощные (0,5-0,6 м) субгоризонтальные пластины и более узкие, часто выклинивающиеся, субвертикальные и крутопадающие дайкообразные тела. Здесь субгоризонтальное пластовое тело флюидизатов заполняет не просто трещину, а приурочено к слабонаклонной зоне расланцевания пород фундамента с северо-западным простиранием (300°) и углом падения 20° - 30° СВ. Простирание наклонного дайкообразного тела, отходящего вверх от основного и разделяющего два наклонных блока фундамента – 340° , и угол падения – 45° СВ. Все три выхода флюидизатов на Пильемском мысу Онежского залива расположены в нескольких сотнях метров от места крутого погружения кристаллических пород фундамента под платформенный чехол и, тем самым, от краевого сброса Онежского грабена.

На о-ве Кий, вытянутом в северо-западном направлении параллельно борту Онежского грабена и расположенном от него в 7-8 км, известны около 10 небольших выходов флюидизатов, которые обнаружены вдоль берегов острова также в пределах литорали (рис 2.5). Сам Кий-остров, состоящий из двух частей, разделенных затапливаемой во время прилива перемычкой (так называемой «переймой») сложен сменяющимися с ЮЗ на СВ массивными метагаббро, гранат-биотитовыми и гранат-амфиболовыми гнейсами и кварцитовидными породами кийостровской толщи, являющейся самой верхней в разрезе беломорской серии архея (Смирнова, Бабошин, 1967). Все породы имеют выдержанное северо-западное простирание с крутыми углами падения в северо-восточных румбах.

Конгломератоподобные образования (флюидизаты) встречаются здесь в виде “нашлепок” либо в виде узких клиновидных или дайкообразных тел, выполняющих трещины во вмещающих их породах кристаллического фундамента. Дайкообразные тела и здесь имеют преимущественно северо-западное простирание (320-330°) с крутым падением к

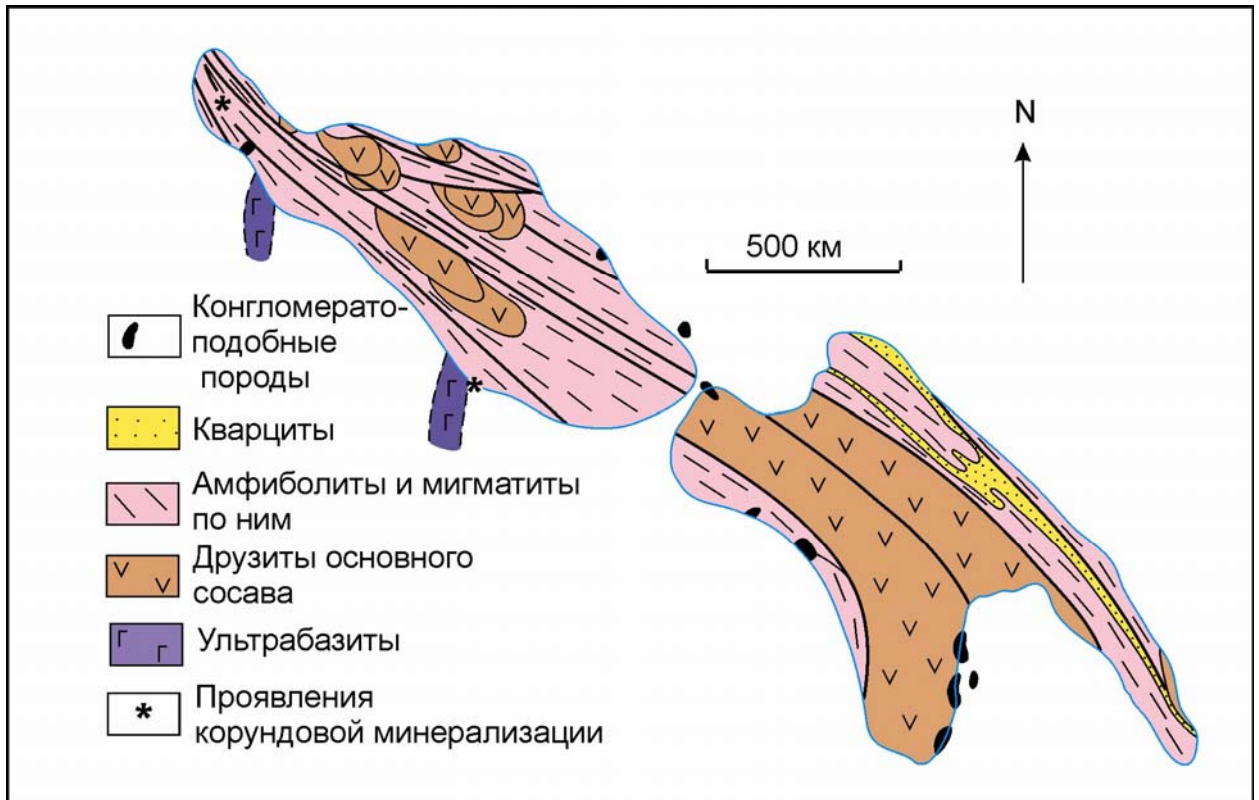


Рис. 2.5. Схема геологического строения Кий-острова. Местоположение острова см. на врезке рис. 4.3. Черными пятнами показаны обнажения флюидизатов.

северо-востоку под углами 50-80° и прослеживаются на расстояние до 10 м (рис.2.6 и 2.7). На их продолжении на субгоризонтальной поверхности пород фундамента часто наблюдаются примазки и “нашлепки” флюидизатов. Следует отметить, что и на Кий-острове, и на Пильемском мысу на контактах флюидизатов с вмещающими их породами фундамента на последних отсутствуют какие-либо признаки выветривания.

Контакты четкие без видимых экзо- и эндоконтактовых изменений. Таким образом, и на Кий-острове эти породы имеют те же условия залегания, как и на восточном берегу Онежского залива у с.Покровское. Они приурочены к разрывным (трещинным) дислокациям, конформным с простиранием Онежского палеорифта и с падением в сторону последнего. Такая трещиноватость обычно возникает в породах фундамента вблизи нормальных сбросов, формирующих борта рифтогенных впадин. Цепочка островов Кийостровского архипелага вытянута параллельно главному граничному сбросу Онежского грабена и вместе с островами Шоглы являются, вероятно, реликтами



Рис. 2.6. Субвертикальная дайка флюидизата на о. Кий, Белое море.



Рис. 2.7. Субгоризонтальное тело флюидизата, выполняющего также и примыкающие наклонные трещины в породах кристаллического фундамента. Остров Кий, Белое море.

денудированного и погруженного под уровень моря плеча палеорифта. Эти дистальные зоны трещиноватости в пределах участков динамического влияния рифтовых структур были наиболее проницаемы для флюидных потоков и магм, являясь в то же время наиболее подвижными зонами.

Исследование генезиса конгломератоподобных пород имело важное значение потому, что в случае принадлежности их к типу взрывных брекчий, как и в северо-западной части Онежско-Кандалакшского рифта, можно по-иному оценивать перспективность района на алмазность. С этой целью было проведено изучение цементной части этих пород: петрографическое, описание минеральных монофракций, полученных из протолок, рентгенографическое, электроно-микроскопическое и рентгено-электронно-зондовое определение состава минералов. Кроме того, были проведены оптико-спектрометрическое и колориметрическое исследования гранатов, выделенных из цемента, и определения изотопного состава кислорода и углерода карбонатного материала цементной части пород. Ниже приводятся результаты этих исследований.

Петрографо-минералогическая характеристика флюидизатов. Флюидизаты юго-восточного берега Онежского залива (Пильемский мыс) по своему облику очень близки к аналогичным образованиям на о.Кий. Это очень твердые породы, часто более компетентные, чем вмещающие их породы, содержащие окатанные, полуокатанные и угловатые обломки разных размеров – от мелких галек и песчинок до относительно крупных галек. По петрографическому составу гальки представлены преимущественно вмещающими породами: амфиболитами, габбро-амфиболитами, гранитогнейсами и гнейсами, кварцитовидными породами и чистым кварцем. Иногда попадаются обломки пород, не свойственных образованиям кийостровской свиты, вмещающих флюидизаты: измененных диабазов, актинолитовых сланцев и эклогитоподобных пород. Обломки и галька “плавают” в цементе, т.е. цемент их облекает со всех сторон и они практически не соприкасаются друг с другом, что определяет базальный тип цемента, не характерный для осадочных конгломератов.

Состав цемента и особенности цементации. Макроскопически цемент флюидизатов представляет собой сливную афанитового облика массу зеленовато-серой до черной окраски (реже серой, желтовато-серой или бурой) с раковистым изломом и жирным блеском на изломе. В шлифах видно, что цементная масса состоит из тонкозернистого песчаного материала, в отдельных случаях грубослоистого, а иногда и с псевдокосой слоистостью. Обломочная часть в цементе представлена слабо окатанными и неокатанными зернами монокристаллического кварца, реже, в более

крупных обломках, его агрегатами. Содержание кварца колеблется в пределах 50–70%. Вторым по распространенности компонентом минералом обломочной части цемента являются плагиоклазы, зерна которых чаще всего неокатаны; среди плагиоклазов преобладает альбит. Значительно реже встречаются зерна микроклина. Зерна темноцветных минералов представлены пироксеном, амфиболом, гранатом, биотитом, рудными. Суммарное содержание темноцветных минералов колеблется в пределах 20–30%. Наиболее распространенным минералом, встречающимся практически во всех шлифах, является моноклинный пироксен. Зерна пироксена отличаются более крупными размерами по сравнению с основной кварц-плагиоклазовой массой. Реже встречаются зерна амфибола, который может быть отнесен к сине-зеленым роговым обманкам. Гранат в тонкозернистой массе цемента встречается сравнительно редко и представлен идеальными кристалликами микронных размеров бледной сиренево-розовой окраски. Иногда в карбонатном цементе по периферии обломков наблюдаются каймы идиоморфных кристалликов новообразованного граната.

Цементация породы имеет поровый, базально-поровый или базальный характер. В ряде случаев наблюдается сочетание базального и базально-порового типов цемента. По составу цемент кальцитовый, по структуре часто пойкилитовый. Реже карбонатный цемент представлен очень тонкозернистой (до микритовой) массой.

В меньшей степени распространен цемент, представленный вулканическим стеклом – бурым аморфным веществом, иногда слабо раскристаллизованным. Такой тип цемента встречается в виде линзовидных и изометричных пятен или зон вокруг обломочных частиц. Взаимоотношения между вулканическим стеклом и кальцитовой частью цемента реакционные: постепенные переходы, пятна раскристаллизации кальцита в пределах вулканического стекла и т.п.

Процессы образования минералов в цементе флюидизатов. Наиболее ярким проявлением наложенных минералообразующих процессов во флюидизатах является карбонатизация вулканического стекла. Наблюдаются два типа карбонатизации в зависимости от типа цементации.

1. *Зональная* карбонатизация развивается в случае порового цемента. В этом процессе вокруг обломочных зерен в пределах пор наблюдается каемка зеленого цвета толщиной 10 - 40 мкм, которая в сторону центра поры сменяется кальцитом. Химический состав кальцита, образующегося в этом процессе, по данным электронно-зондового анализа (табл.2.1) отличается высоким содержанием MnO (от 4,36 до 5,25%) и FeO (от 0,31 до 3,98%), т.е. здесь можно говорить о формировании манганокальцита, верхний предел устойчивости которого может достигать 550°C [Goldsmith, Graf, 1937].

2. *Незональная карбонатизация* характерна для базального типа цемента и отличается отсутствием кайм стекла вокруг обломочных зерен, а также наличием новообразований анальцима. Химический состав кальцита (табл. 2.2) отличается пониженным содержанием FeO и MnO.

Таблица 2.1. Химический состав кальцита из зонального цемента, обр. 993-7

Окислы	№ анализа				
	1	2	3	4	5
FeO	3,98	0,31	0,66	0,61	0,51
MnO	5,01	5,05	5,25	4,36	4,99
MgO	0,26	0,29	0,32	0,77	0,60
CaO	47,31	50,16	50,05	50,11	49,58
CO ₂ *	42,99	43,05	43,33	43,78	43,03
Σ	99,55	98,86	99,61	99,63	98,71

Таблица 2.2. Химический состав кальцита из незонального цемента с анальцимом, обр.905-2

Окислы	№ анализа				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	0,12	0,18	0,18	0,17	0,41
FeO	0,17	0,20	0,12	0,13	0,27
MnO	2,12	2,44	1,44	1,36	2,51
MgO	0,20	0,20	0,06	0,37	0,07
CaO	53,65	53,29	53,40	53,13	52,41
CO ₂ *	43,78	43,72	42,99	43,11	42,99
Σ	100,04	100,03	98,19	98,33	98,68

Примечание: * - расчетные данные.

Электронно-зондовый анализ (микроанализатор GEOL – 5), ИГМР НАН Украины, аналитик Бондаренко И.Н.

Анальцим встречается в пределах незонального карбонатного цемента и образует друзитовые каймы вокруг зерен кварца, калишпата, цеолитизированных темноцветных минералов (рис. 2.8). В шлифах видно, что зерна имеют гексагональные очертания, в скрещенных николях изотропны, их размер 10 - 50 мкм. Идентификация анальцима была проведена при помощи рентгенометрического анализа. Размер элементарной ячейки – $a_0 \pm 13,708 \pm 0,001 \text{Å}$, что соответствует идеальному по составу анальциму. Плотность,

определенная в тяжелой жидкости М-45, равна $2,265 \pm 0,005 \text{ г/см}^3$. Показатель преломления $N_0 \geq 1,478 \pm 0,002$. Химический состав по данным рентгено-спектрального электронного микроанализа (табл. 2.3) соответствует крайнему Na-члену изоморфного ряда: анальцит – поллуцит – лейцит – аммолейцит – вайкерит.

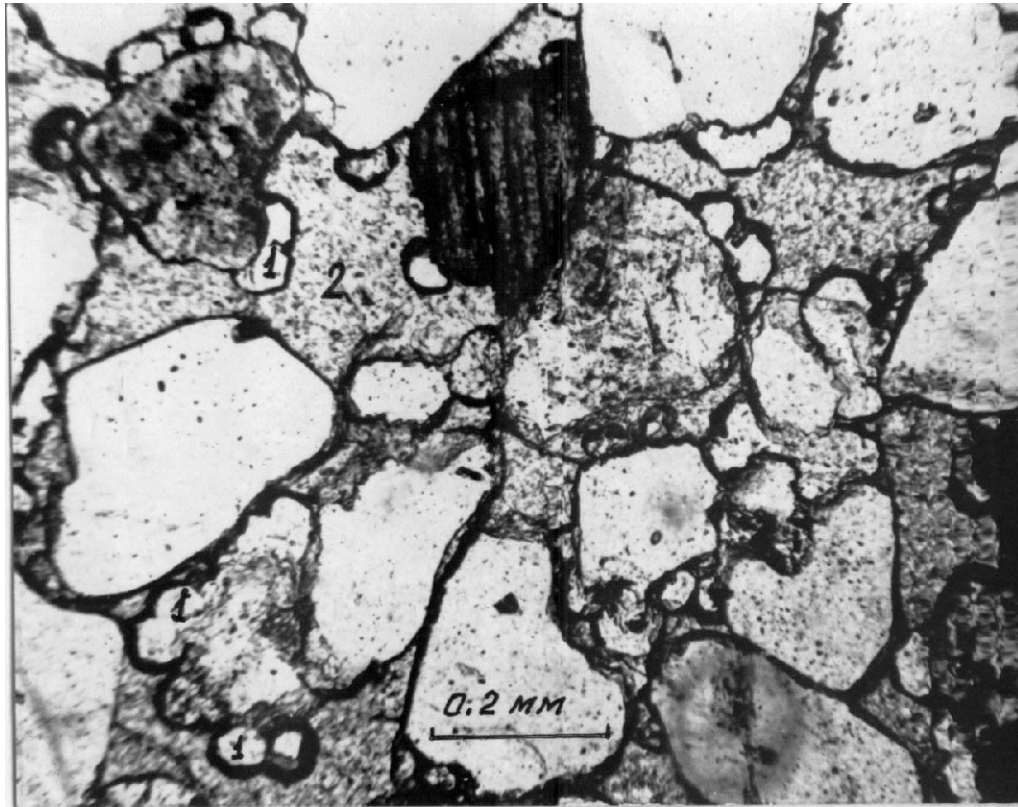


Рис. 2.8. Цемент флюидизата с Кий-острова (обр. 904). Незональный тип карбонатизации. На контакте карбонатного цемента (2) и кластогенных зерен видны выделения идиоморфных кристалликов анальцита (1) (шлиф без анализатора).

Габитус исследованных кристаллов анальцита – тетрагонтриоктаэдр с хорошо развитыми гранями куба (рис. 2.9). Такая кристаллографическая форма характерна для наиболее высокотемпературного анальцита, образующегося при температуре выше 450°C [Teertstra, Cerny, 1992]. Это обстоятельство в данном случае имеет важное значение для определения условий формирования цемента конгломератоподобных пород. Анальцит здесь служит индикатором процесса, т.к. он является обычным продуктом гидротермальной переработки эффузивных пород на конечной стадии их остывания. Верхний предел устойчивости анальцита составляет 450°C при $P_{\text{CO}_2} = 1000 \text{ кг/см}^2$ [Тусынин, 1974].

Его образование при необходимых температурах и дефиците алюминия и кремния обусловило приуроченность выделений этого минерала к обломочным зернам, что является косвенным признаком высокой основности стекла. Вместе с тем, отсутствие анальцита в пределах порового цемента можно объяснить только неподходящими

Таблица 2.3. Химический состав анальцима (5 кристаллов), обр. 905-2.

Окислы	№ анализа					Теоретический состав
	1	2	3	4	5	
SiO ₂	57,56	56,16	54,45	54,61	55,34	54,55
Al ₂ O ₃	21,88	22,64	21,06	21,23	21,46	23,18
FeO	0,02	0,00	0,04	0,13	0,00	-
MnO	0,01	0,00	0,04	0,00	0,01	-
MgO	0,00	0,00	0,00	0,24	0,29	-
CaO	0,05	0,06	0,26	0,34	0,17	-
Na ₂ O	10,00	12,09	8,09	10,08	10,34	14,09
K ₂ O	0,07	0,04	0,05	0,05	0,11	-
H ₂ O	8,17	8,17	8,17	8,17	8,17	8,18
Σ	97,76	99,16	92,16	94,85	95,89	100,00
Si/Al*	2,3	2,1	2,2	2,2	2,2	2,35
Na[AlSi ₂ O ₆]·H ₂ O						

Примечание: * - Может достигать 2,6.

Лаборатория РСМА ИГМР НАН Украины, аналитик Бондаренко И.Н.

температурными условиями. Приведенный анализ вулканического стекла (табл. 2.4) относится именно к участкам порового цемента. Это стекло достаточно насыщено алюминием, но в нем практически отсутствует натрий и незначительны количества калия. Очевидно, это явилось главной причиной отсутствия здесь анальцимовой минерализации. По содержанию кремнезема и MgO это стекло, безусловно, ультраосновное, хотя несколько повышенное содержание Al₂O₃ (среднее - 13,191%) характерно и для кратерных разновидностей пород кимберлитовых трубок архангельской алмазосной провинции (до 14%) [Харьков и др., 1998], и для щелочно-ультраосновных пород, слагающих девонские дайки на плечах Кандалакшского грабена [Моралев и др., 2002].

Образование анальцима предшествовало карбонатизации вулканического стекла, происходившей при температурах ниже 450°C в соответствии с практически чисто кальцитовым составом карбоната [Goldsmith, Graf, 1937]. Отсутствие анальцима в зонально карбонатизированной части цемента связано с карбонатизацией при более высоких температурах с образованием манганокальцита, предел устойчивости которого достигает 550°C, и с отсутствием Na в составе стекла (см. табл.2.4).

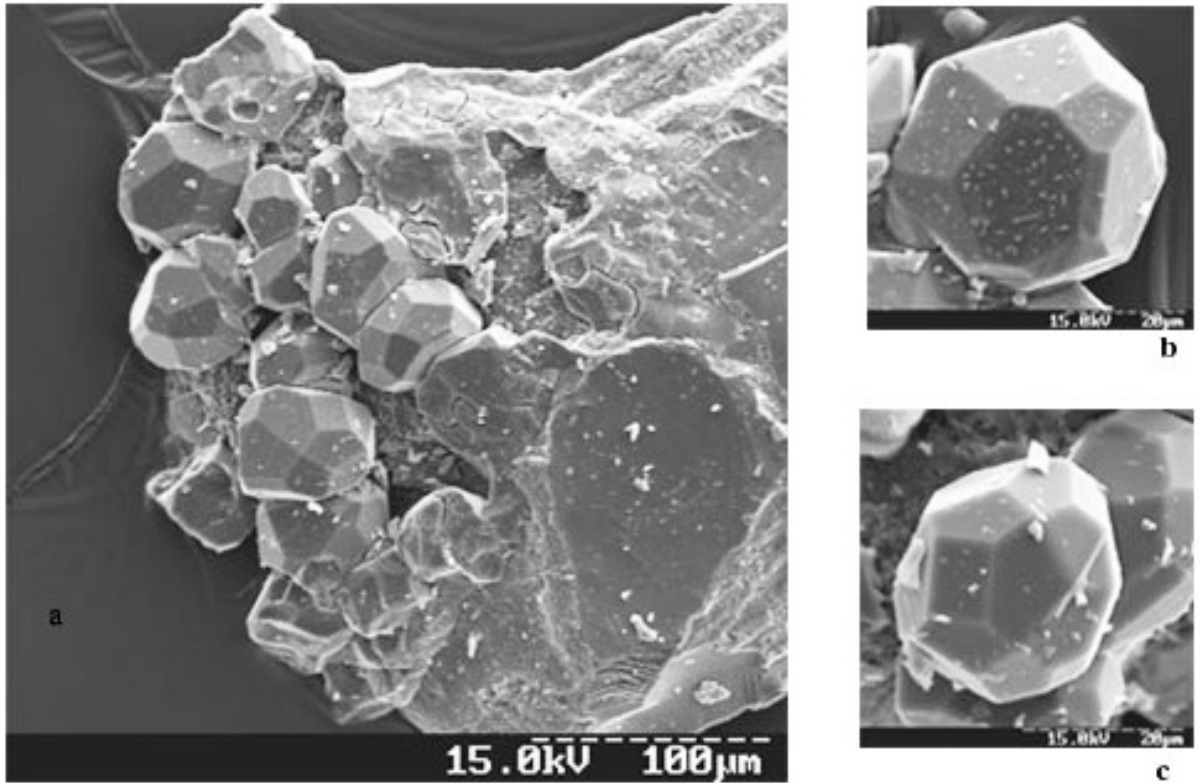


Рис. 2.9. Кристаллы анальцима из цемента флюидизата: а – выделения идиоморфных кристаллов анальцима на кластогенном зерне; б – тетрагонтриоктаэдр анальцима: ромбовидные грани, справа длинная прямоугольная грань куба; с – анальцим: впереди, справа, сверху и внизу квадратные грани куба. Снимки получены на растровом электронном микроскопе-микроанализаторе рэмма-203м (ИГМР НАН Украины).

Таблица 2.4. Химический состав вулканического стекла флюидизата, обр. 993-7

Окислы	№ анализа					среднее
	1	2	3	4	5	
SiO ₂	31,298	37,969	36,072	30,997	33,390	33,945
Al ₂ O ₃	12,561	11,975	15,413	14,226	11,780	13,191
FeO	23,299	21,037	20,795	17,766	18,977	20,374
MnO	0,338	0,318	0,217	0,210	0,277	0,282
MgO	13,948	12,684	4,524	15,770	12,090	11,803
CaO	0,398	0,233	1,378	0,171	0,245	0,485
Na ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
K ₂ O	5,093	0,070	0,018	0,054	0,048	1,056
Σ*	86,936	84,287	78,470	79,094	76,807	81,136
H ₂ O(100-Σ)	13,000	16,000	21,500	21,000	23,000	18,864

Примечание: * - Микроанализатор не фиксирует H₂O; н.о. - не обнаружено.
Лаборатория РСМА ИГМР НАН Украины, аналитик Бондаренко И.Н.

Гранат встречается в тонкозернистом песчаном или карбонатизированном цементе повсеместно в виде угловатых обломков и идиоморфных кристалликов, образующих иногда мелкокристаллические каймы вокруг относительно крупных обломков меланократовых пород, а также входит в их состав. Гранат, выделенный из песчаного тонкозернистого цемента (обр. 906), отличается идеальными формами кристаллов, прозрачен и не содержит примесей. Главной кристаллографической формой кристаллов является ромбододекаэдр со слаборазвитыми гранями тетрагон-триокраэдра и еще более слабо развитыми гранями гексаоктаэдра. Размеры элементарной ячейки (табл. 2.5) характерны для гранатов альмандин-спессартинового состава. Встречаются кристаллы, в составе которых преобладает спессартиновый минал $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$. Идеальные формы кристаллов, их чистота, отсутствие индукционных граней (признак совместного роста с другими минералами), наличие на гранях вицналей свидетельствуют о его свободном росте в процессе формирования цемента.

Таблица 2.5. Результаты рентгено-структурного анализа кристаллов граната из цемента обр. 906

Число кристаллов	Размер элементарных ячеек в Å	Минеральный состав
1	$a_0 = 11,540 \pm 0,001$	альмандин – спессартин
2	$a_0 = 11,538 \pm 0,001$	альмандин – спессартин
3	$a_0 = 11,5933 \pm 0,001$	гранат богатый спессартиновым миналом

Лаборатория рентгено-структурного анализа РСМА ИГМР НАН Украины.

Как известно, окраска гранатов, инструментально измеренная и численно выраженная через объективные колориметрические параметры, является их достаточно надежным типоморфным признаком и генетическим индикатором [Мацюк и др., 1985]. Исследования оптико-спектроскопических и колориметрических параметров цветовых разновидностей гранатов ($<0,5$ мм) из цементной части пород, проведенные С.С.Мацюком (ИМГР НАНУ, г.Киев), показало, что все они относятся к альмандин-пироп-гроссуляровому ряду. По мнению С.С.Мацюка, коренными источниками изученных гранатов могут являться в этом случае метаморфические породы различных петрохимических серий эклогитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, хотя вмещающие флюидизаты кристаллические породы кийостровской толщи относятся к амфиболитовой фации метаморфизма [Смирнова, Бабошин, 1967; Воинов, Полеховский, 1971]. В то же время исследованиями О.С.Сергеевой [2001] в метаморфизованных конгломератах на Пильемском мысу и в рыхлых четвертичных образованиях

прилегающего побережья впервые обнаружены минералы-спутники алмазов – пироп, хромистые клинопироксены, хромшпинелиды и оливин.

Изотопно-геохимические исследования карбонатного вещества из цемента флюидизатов. Как было показано выше, цемент изучаемых пород содержит значительное количество карбонатного вещества, обусловленного процессами карбонатизации на регрессивной стадии формирования цемента (при остывании его стекловатой массы), возможно, с участием флюидов, насыщенных H_2O и CO_2 (что подтверждается наличием пойкилитового карбонатного цемента). В данном случае представлялось интересным изучить изотопный состав карбонатного материала и на основании этих данных установить роль глубинной углекислоты в преобразовании цементирующего вещества. С этой целью были проведены анализы изотопного состава кислорода и углерода карбонатов из цемента изучаемых пород. Для выделения кислорода и углерода использовались как мономинеральные фракции, так и валовые пробы карбонатного цемента. Для выделения углекислого газа из карбонатов использовался хлористо-свинцовый метод. Воспроизводимость изотопных определений составляла $\pm 0,5\%$. Результаты изотопных исследований приведены в величинах в $\delta^{13}C$ (стандарт PDB) и $\delta^{18}O$ (стандарт SMOW) в табл. 2.6 и на рис. 2.10.

Значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ изученных образцов перекрывают достаточно широкий интервал. Так, для кийостровских образцов (8 определений) он составляет от $-3,8$ до $-25,0\%$ для $\delta^{13}C$ и от $+16,7$ до $+22,9\%$ для $\delta^{18}O$; для образца с мыса Пильемский эти значения соответственно равны $14,7\%$ для $\delta^{13}C$ и $23,4\%$ для $\delta^{18}O$. Как следует из табл. 2.6, все образцы делятся на три группы: 1 – с изотопно-тяжелым мантийным углеродом (обр.906/2, 906/3 и 906/4); 2 – с изотопно-легким углеродом, возможно связанным с окислением углерода органическим веществом (904/2 и 905/2); 3 – со смешанным источником (905/3, 906/1, 906/5 и 993/2). На рис. 2.10 большинство (7 из 9) значений легло в совместное поле карбонатных ксенолитов из кимберлитов, карбонатного цемента кимберлитов и эффузивных карбонатов. По данным различных авторов глубинная углекислота должна характеризоваться значениями $\delta^{13}C$ в интервалах $-12 \div -10\%$ [Кулешов, 1986] и $-5 \div -8\%$ [Покровский, 2000]. Этим значениям вполне соответствуют величины $\delta^{13}C$ пяти проанализированных образцов карбонатной брекчии из точки 906, три из которых с наибольшими значениями (от $-3,8$ до $-6,2$, см. табл. 2.6) обладают пойкилитовым цементом, что может свидетельствовать об участии в образовании породы глубинных флюидов.

Высокие по отношению к карбонатитам и другим глубинным породам значения $\delta^{18}O$ практически у всех образцов могут свидетельствовать о смешанном составе

Таблица 2.6. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатного вещества из цемента флюидизатов юго-восточного Беломорья.

№ n/n	№ проб	Место отбора проб	Порода	Состав пробы из цемента	Тип карбона- тизации	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)
1	904/2	о. Кий	брекчия	вал	незональ.	-23.9	22.9
2	905/2	то же	то же	то же	то же	-25.0	20.6
3	905/3	- « -	- « -	то же	то же	-14.6	21.4
4	906/1	- « -	- « -	карбонат	пойкилит.	-11.4	22.1
5	906/2	- « -	- « -	анкерит	жильный	-3.8	17.9
6	906/3	- « -	- « -	сидерит	то же	-6.2	16.7
7	906/4	- « -	- « -	карбонат	то же	-6.2	16.9
8	906/5	- « -	- « -	вал	пойкилит.	-11.7	20.3
9	993/2	мыс Пильем- ский.	- « -	то же	зональный	-14.7	23.4

Анализ проведен в лаборатории изотопного анализа ИГМР НАНУ.

минералообразующих растворов (ювенильные и термальные вадозные воды) и аналогичны изотопному составу брекчии с карбонатным цементом из карбонатитового массива Улугей-Хид (Южная Монголия) [Кулешов, 1986], а также карбонатных жил из зоны сочленения Днепровско-Донецкой впадины и Приазовского блока Украинского щита [Щербак и др., 1981]. В обоих последних случаях, так же как и в нашем, наблюдается приуроченность этих образований к прибортовым частям рифтогенных структур. Для карбонатов из цемента брекчии с мыса Пильемский значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ располагаются в верхнем левом углу поля карбонатных ксенолитов из кимберлитов (см. рис. 2.10), что позволяет говорить о том, что карбонатизация стекловатой массы цемента при ее остывании происходила, скорее всего, за счет углекислоты смешанного состава, включающей и глубинную компоненту в составе флюидов. Таким образом, данные по изотопии кислорода и углерода из карбонатов цемента исследуемых брекчиевидных пород свидетельствуют о том, что процесс карбонатизации цемента происходил в основном за счет глубинной углекислоты в приповерхностных условиях.

О генезисе флюидизатов юго-восточного Беломорья. Выполненные лабораторные исследования цементной части конгломератоподобных (или брекчиевидных) пород, заполняющих трещинные дислокации кристаллического фундамента платформы в юго-восточном Беломорье, позволяют рассмотреть проблему их

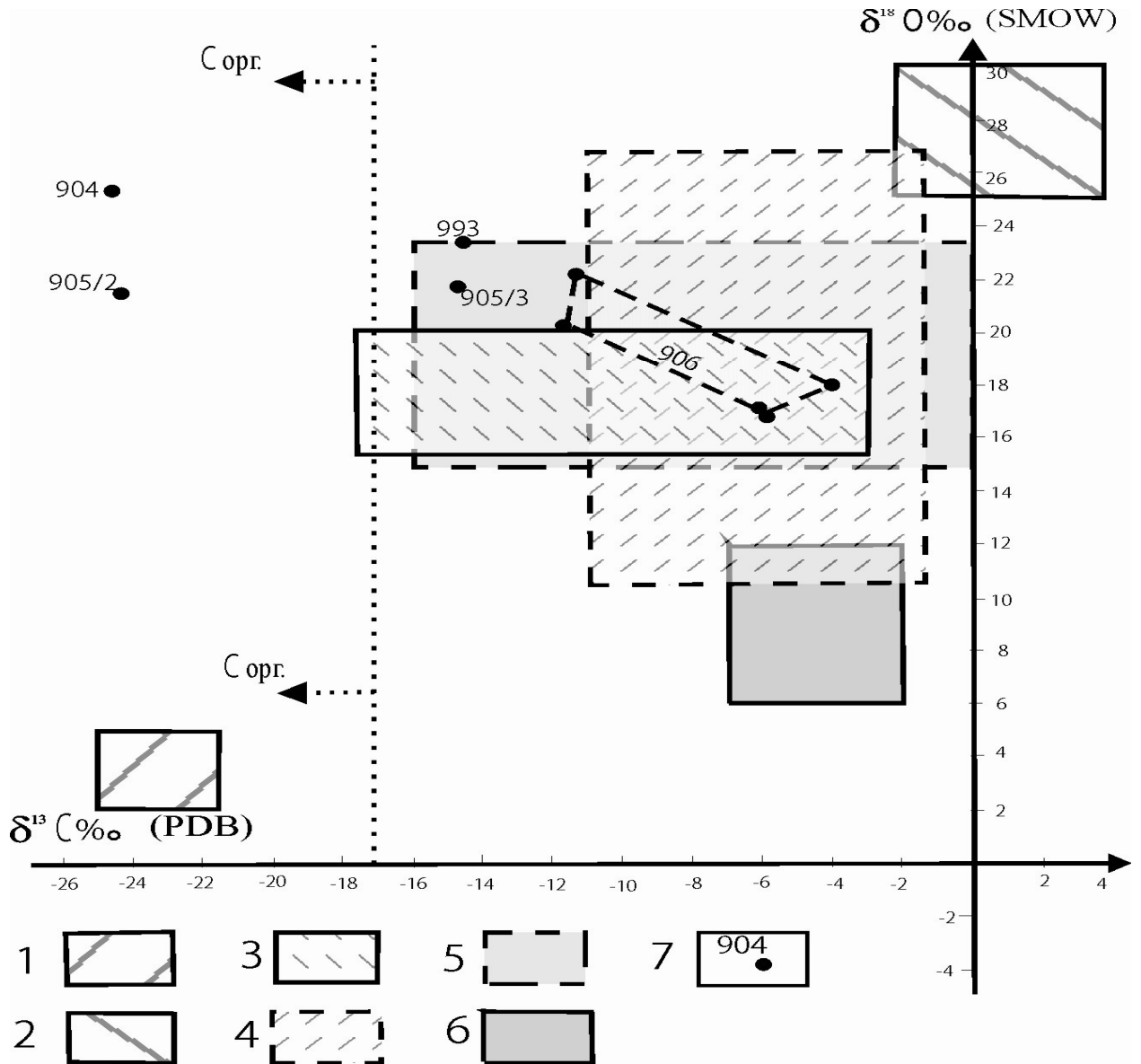


Рис. 2.10. Диаграмма значений изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатном цементе флюидизатов юго-восточного Беломорья. 1-6 – поля значений изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$: 1 – карбонаты Fe-Mn- конкреций Онежского залива Белого моря; 2 – нормально-осадочные морские карбонаты (1, 2 по [Кулешов, Чистякова, 1989]); 3 – карбонатный цемент кимберлитов Сибири; 4 – эффузивные карбонаты; 5 – карбонатные ксенолиты кимберлитов Сибири (3-5 по [Кулешов, Илупин, 1978]); 6 – карбонатиты [Щербак и др., 1981, Покровский, 2000]; 7 – номер образца.

генезиса. По внешнему облику эти образования напоминают валунные дайки, т.к. слагающий их материал очень похож на конгломерат: хорошо окатанные и полуокатанные обломки различных горных пород, подобные валунам и галькам, сцементированы плотной мелкозернистой массой. Опираясь на полученные результаты можно заключить, что первичным цементирующим веществом конгломератов о. Кий и Пильемского мыса, по всей видимости, являлось вулканическое стекло ультраосновного-основного состава (см.

табл. 2.4). Остывание стекловатой массы, насыщенной мелко и тонкообломочным материалом, а, возможно, и кристаллитами плагиоклаза и пироксена, происходило дифференцированно. Вначале остывали части с формированием базально-порового и порового типов цемента, сложенного более основным стеклом. Позже формировался базальный цемент, при остывании частей более насыщенных щелочными компонентами.

Специфика процесса остывания стекловатой массы обусловила два типа карбонатизации на регрессивной стадии формирования цемента при активном воздействии флюидов, насыщенных H_2O и CO_2 . Зональная карбонатизация сопровождалась выделением манганокальцита, верхний предел кристаллизации которого составляет $550^\circ C$. Карбонатизация в пределах базального типа цемента при температурах ниже $450^\circ C$ происходила с предшествующим образованием анальцимовой минерализации.

Остывание основного расплава и его карбонатизация сопровождалась изменением объема, что привело к растрескиванию породы и заполнению трещин карбонатным материалом. Само заполнение, как процесс нагнетания, привело к увеличению давления в пределах трещин, что вызвало двойникование кальцита. Кристаллизация пойкилитового цемента в консолидированной конгломератоподобной породе происходила при $t \sim 500^\circ C$ за счет вещества, обычно привносимого с глубины одновременно с кристаллизацией. Данные изотопного состава O и C из карбонатов цемента «конгломератов» не позволяют однозначно решить вопрос о происхождении углекислоты, участвовавшей в процессе карбонатизации стекловатой массы цемента. Однако можно полагать, что карбонатизация происходила в приповерхностных условиях с использованием углекислоты смешанного состава, включающей в себя и глубинную компоненту в составе флюидов, насыщенных H_2O и CO_2 .

Таким образом, проведенные исследования показали, что цемент этих пород представлен преимущественно вулканическим стеклом ультраосновного-основного состава, местами карбонатизированным, и имеет, скорее всего, эндогенную природу. Это указывает на возможность формирования этих пород в результате консолидации твердо-газовых взвесей внутри трещин при участии глубинных флюидов, с образованием дайкообразных тел. Обломки, по всей видимости, были отторгнуты от стенок трещин и окатаны в большей или меньшей степени в процессе переноса раскаленным суспензионным потоком, при чем был возможен и вынос обломков или минералов глубинных пород. Проникающая способность твердо-газовых смесей обусловлена высоким внутренним давлением газа и стремлением заполнить максимально возможный объем. Поэтому такая взвесь проникает в тончайшие трещины, расклинивая их (см. рис.

2.7).

Время формирования флюидизатов. С целью определения возраста формирования изучаемых флюидизатов было проведено также и изотопно-геохронологическое исследование этих пород двумя методами датирования: К-Аг и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ термоэмиссионный по цирконам. Первым методом определение возраста проводились по амфиболам и биотиту из цемента пород в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (Аракелянц М.М.). Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера ^{38}Ar , определение калия – методом плазменной спектрофотометрии. К-Аг датирование минералов из цемента породы дало раннепротерозойский возраст в интервале 1985-1785 млн. лет. Определение возраста цирконов из цемента этих же пород $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ термоэмиссионным методом (Сумин Л.В., ВИМС) дало три группы возрастов: самый древний архейский – в интервале 2,83-2,55 млрд. лет, раннепротерозойский в интервале 1,95-1,74 млрд. лет и самый молодой возраст – среднерифейский – 1,10-1,12 млрд. лет.

Анализ этих данных привел к выводам о том, что самые древние архейские возраста цирконов соответствуют времени формирования пород беломорской серии, слагающих Лапландско-Беломорский пояс; раннепротерозойские возраста цирконов (совпадающие с результатами К-Аг датирования) отвечают, видимо, некоторым вторичным геологическим воздействиям, вызвавшим частичную перекристаллизацию цирконов, и связанные, вероятнее всего, с выводом пород из глубины к поверхности. И первые, и вторые цирконы принадлежат породам, обломки которых составляют основную кластогенную массу брекчированных пород. Цирконы среднерифейского возраста отвечают, скорее всего, проявлению вторичной генерации с сильно отличающимися значениями отношений U/Pb и Th/Pb и совпадают по времени образования с периодом проявления процессов рифтогенеза. Эта датировка (1,1-1,12 млрд. лет) с наибольшей вероятностью отвечает времени формирования брекчиевидных пород валунных даек (флюидизатов) в результате консолидации твердо-газовых взвесей внутри трещин при прорыве к поверхности глубинных флюидов.

Заключение. Как показали проведенные исследования, конгломератоподобные породы Кий-острова и юго-восточного побережья Белого моря не являются осадочными образованиями и весьма схожи по облику и строению с взрывными брекчиями, описанными на островах и берегах Кандалакшского залива Белого моря. Карбонатизация и образование анальцимовой минерализации в этих породах происходили на регрессивной стадии формирования цемента в интервале температур 550-450°C при активном

выделении флюидов, насыщенных H_2O и CO_2 . Это означает, что температура твердогазовых суспензионных потоков, прорывавшихся к поверхности по трещинам кристаллического фундамента, была значительно выше $550^\circ C$. Источником этих потоков могли служить магмы основного состава с высоким содержанием летучих, что обеспечивало интенсивное и достаточно продолжительное выделение газов из магм при их декомпрессии, обусловленной возникновением зон растяжения литосферы в процессе рифтогенеза. Структурное положение даек флюидизатов в зоне динамического влияния главного граничного сброса Онежского палеорифта – дополнительное тому подтверждение. Подобные породы в последнее время получили название «флюидизатов» [Махлаев, Голубева, 1999], среди которых выделяют и туффизиты, формируемые течением раскаленных суспензионных масс внутри литосферы, в отличие от туфов, образующихся на поверхности. Инъекционные туффизиты в настоящее время установлены в целом ряде пунктов в пределах чехла Русской платформы, в том числе и в непосредственной близости от местонахождения изученных объектов – в основании венда в районе г.Архангельска и на Зимнем берегу в Золотицком кимберлитовом поле [Якобсон и др., 1999], которые также находятся в зоне динамического влияния палеорифтовой системы Белого моря. Изучение этих пород приобрело особое значение в связи с открытием в них на Урале коренных источников алмазов [Рыбальченко и др., 1997].

1.2. Проявления позднедокембрийского магматизма на Мурманском блоке Балтийского щита

На баренцевоморском побережье Кольского полуострова широко распространены проявления внутриплитного магматизма основного состава. На участке от устья р. Вороньей до устья р. Йоканьга неметаморфизованные кварцевые и оливинсодержащие долериты Баренцевоморского комплекса обнажаются в виде силлоподобных тел, пространственно и структурно связанных с разноориентированными диабазовыми дайками. Вмещающими для них явились кварцито-песчаники и алевролитовые сланцы рифея или метаморфизованные образования архея. Долериты, относящиеся к нормальному толеит-базальтовому типу и связанные со зрелой стадией рифтогенеза, сосредоточены вдоль осевой зоны Баренцевоморского рифта, вытянутого вдоль Кольского п-ова в пределах акватории Баренцева моря. Силлоподобные тела, полого залегающие среди архейских гранитоидов Мурманского блока, выполняют в них субгоризонтальные трещины, располагаясь нередко друг над другом. Они образуют две дугообразные цепочки тел вдоль береговой линии, которые срезаются разломом Карпинского с северо-востока. Одно из таких силлоподобных долеритовых тел в устье р. Вороньи показано на рис. 2.11.

Возраст долеритов в районе Ивановской Губы, где они занимают межпластовое положение в породах рифейского терригенного комплекса, был определен К-Аг методом еще в 60-е годы прошлого столетия в интервале 975-1000 млн. лет [Геологическая карта..., 1966], в то время как для силлоподобных тел долеритов и пикродолеритов, расположенных западнее – в районе пос. Дальние Зеленцы и около пос. Лиинахамари, Sm-Nd датировки дают палеопротерозойские значения в интервале 2,23 – 1,9 млрд. лет [Федотов, Марчук, 2007]. Вопрос о том, датировались ли породы разных комплексов долеритов, занимающих близкую геологическую позицию, или это синхронные образования, остается пока открытым. Тем не менее, геологические взаимоотношения с терригенным рифеем однозначно указывают на наличие рифейского или более позднего основного магматизма в этом районе.

Образование в единой динамической обстановке практически синхронных субгоризонтальных и вертикальных (двух направлений) трещинных интрузий предполагает обстановку объемного растяжения (декомпрессии). Подобные условия можно ожидать в геодинамических обстановках, когда однонаправленное растяжение не компенсируется однонаправленным сжатием.

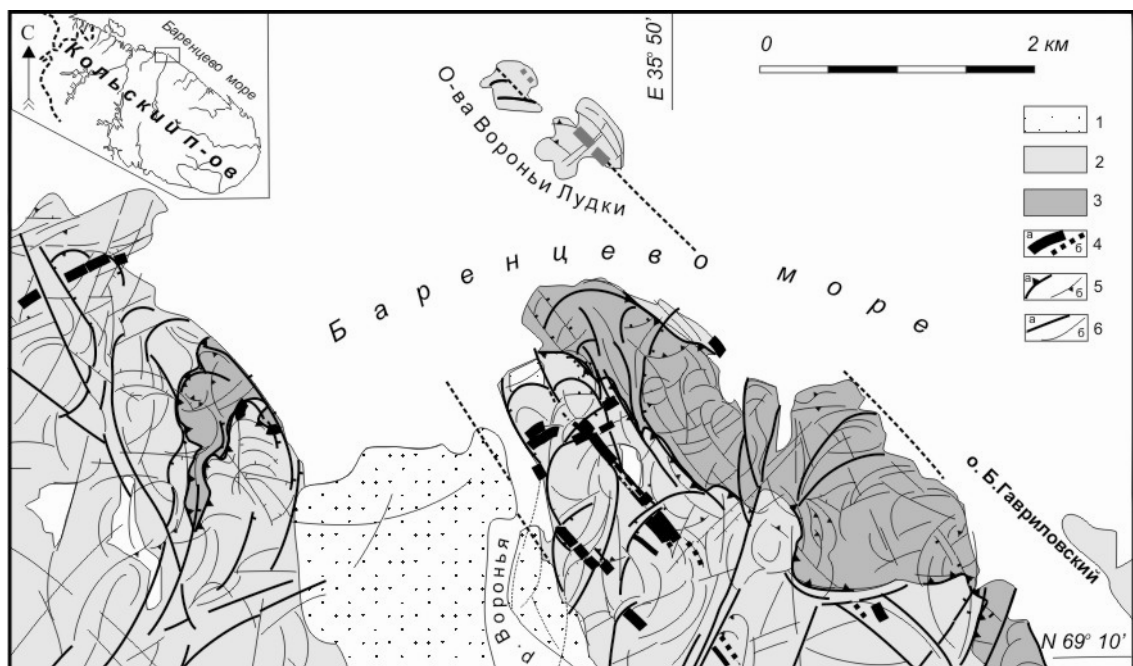


Рис. 2.11. Структурно-геологическая схема р-на устья р. Воронья (Мурманский берег Кольского п-ова) [Пржиялговский и др., 2008]. 1 – четвертичные отложения; 2 – граниты и гранодиориты мигматизированные (архей-палеопротерозой); 3-4 – магматические образования основного состава баренцевоморского комплекса: 3 – силлы, 4 – дайки; 5 – контакты силла с вмещающими гранитами с указанием направления падения; 6 – разрывные нарушения: а – разломы, б – трещины; 7 – кинематические характеристики разломов: а – сбросы, б – сдвиги.

Такова, в частности, обстановка бортовых зон растущих рифтовых трогов. Стабилизирующая роль силы тяжести при формировании упорядоченной системы листрических сбросов не столь очевидна на гипабиссальном уровне при небольшой нагрузке вышележащих пород, а силы трения на границах блоков пород между субвертикальными сбросами способствуют развитию субгоризонтальных поверхностей отслаивания (при наличии расслоенных комплексов фундамента) или соответствующих раскрывающихся трещин, поперечных направлению сбросовых подвижек. При этом наклон пологих трещин растяжения в сторону трогов или наоборот может быть разным даже в соседних блоках, точно так же как по-разному оказываются наклонены в бортовых зонах пачки осадочных пород. В условиях преобладающего растяжения доминирующими структурами являются трещины отрыва, ориентировка которых может определяться малозначительными в других обстоятельствах факторами – анизотропией и прочностью блоков пород, незначительными изменениями направлений подвижек (например, появлением трансенсивной составляющей вдоль сбросовых структур) и другими.

Предполагается [Пржиялговский и др., 2008; Балуев и др., 2010], что появление Баренцево-мурского магматического комплекса генетически связано с процессами континентального рифтинга, которые активизировались в рифее вдоль древней континентальной окраины Восточно-Европейской платформы (рис.2.12). В настоящее время рифейская рифтогенная впадина погребена под толщей более молодых осадков в пределах акватории Баренцева моря, а Мурманский блок Балтийского щита является, по всей видимости, эродированным плечом этого рифта.

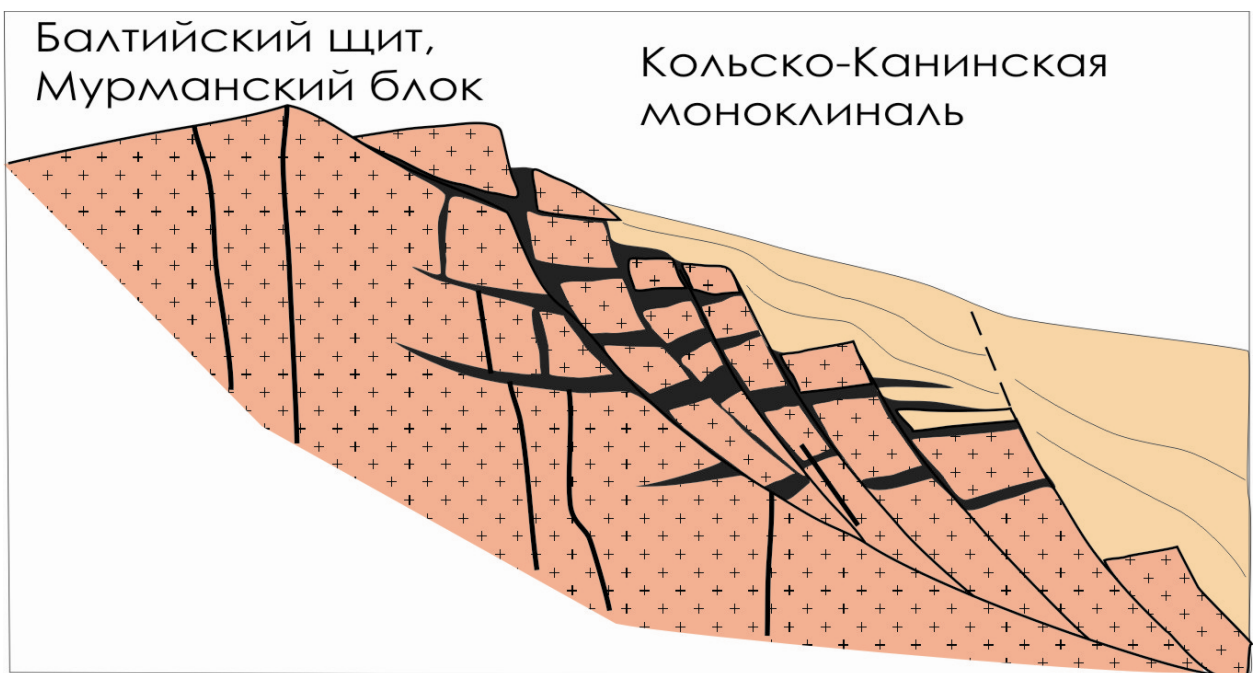


Рис. 2.12. Принципиальная модель формирования комплекса долеритовых даек и силлоподобных тел в борту развивающегося грабена [Пржиялговский и др., 2008].

На северном побережье Кольского полуострова вдоль Баренцевоморского палеорифта серия долеритовых даек (710-603 млн. лет) сечет вендские прибрежно-шельфовые образования группы Локвикфьель (п-ов Варангер), а вендско-рифейские терригенные отложения п-ова Средний и Мурманского берега секутся дайками, силлоподобными и камерно-инъекционными телами габбро-долеритов и долеритов, возраст которых 584 млн.лет [Светов, Свириденко, 1995]. По дайке, секущей верхнерифейские отложения п-ова Средний, К-Аг возраст которой 520 млн. лет, датированием $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ получены две отдельные изохроны – 504 ± 20 и 546 ± 4 млн. лет

Все эти проявления позднедокембрийского платформенного магматизма пространственно приурочены к Баренцевоморской палеорифтовой зоне позднерифейского заложения, что свидетельствует о некоторой магматической реактивации последней в поздневендское время. Такая тектоно-магматическая активизация предшествовала коллизионным событиям, произошедшим вдоль северной и северо-восточной (в современных румбах) окраин древнего кратона Балтики, в результате причленения к нему в позднем венде-раннем кембрии композитного палеоконтинента Арктида, в состав которого входили Тимано-Печорская и Свальбардская плиты.

II.2. СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП МАГМАТИЗМА

2.1. Структурная позиция проявлений внутриплитного магматизма в девоне

Среднепалеозойская активизация палеорифтовых структур северного сегмента Восточно-Европейской платформы проявилась преимущественно во внутриплитном магматизме, представленном роями щелочных даек и трубок взрыва, в том числе и кимберлитового состава, а также сложными кольцевыми массивами щелочно-ультраосновной и щелочной формаций, располагающимися в зонах динамического влияния рифтов Беломорской системы. В данном случае проявления девонского магматизма являются едва ли не единственным признаком среднепалеозойской активизации рифейских рифтов. Однако некоторые исследователи [Щеглов и др., 1993] считают, что щелочно-ультраосновной и щелочной магматизм связан здесь с системой разломов или рифтовых зон северо-восточного простирания, имеющих тройное сочленение в месте расположения Хибинского и Ловозерского массивов и пересекающих вкрест простирания рифейские рифтовые зоны, что тоже имеет под собой некоторые основания, о чем будет сказано ниже.

Структурно-геодинамическое положение и генезис щелочных пород во многом остаются дискуссионными, но еще более сложным является вопрос об их соотношениях с толеит-трапповым магматизмом. На территории Кольского полуострова расположены

крупнейшие в мире щелочные массивы нефелиновых сиенитов: Хибины и Ловозеро, а также большое количество массивов, сложенных породами ультраосновного щелочного комплекса (УЩК) (рис.2.13). На южном берегу полуострова известны и кимберлитовые трубки, которые рассматриваются как периферическая часть Архангельской алмазоносной провинции. Вокруг и внутри массивов нефелиновых сиенитов и УЩК развиты дайки, которые, как правило, ориентированы радиально относительно массивов, но существуют и одновозрастные им дайковые поля, пространственно оторванные от известных массивов, последним и посвящен данный раздел.

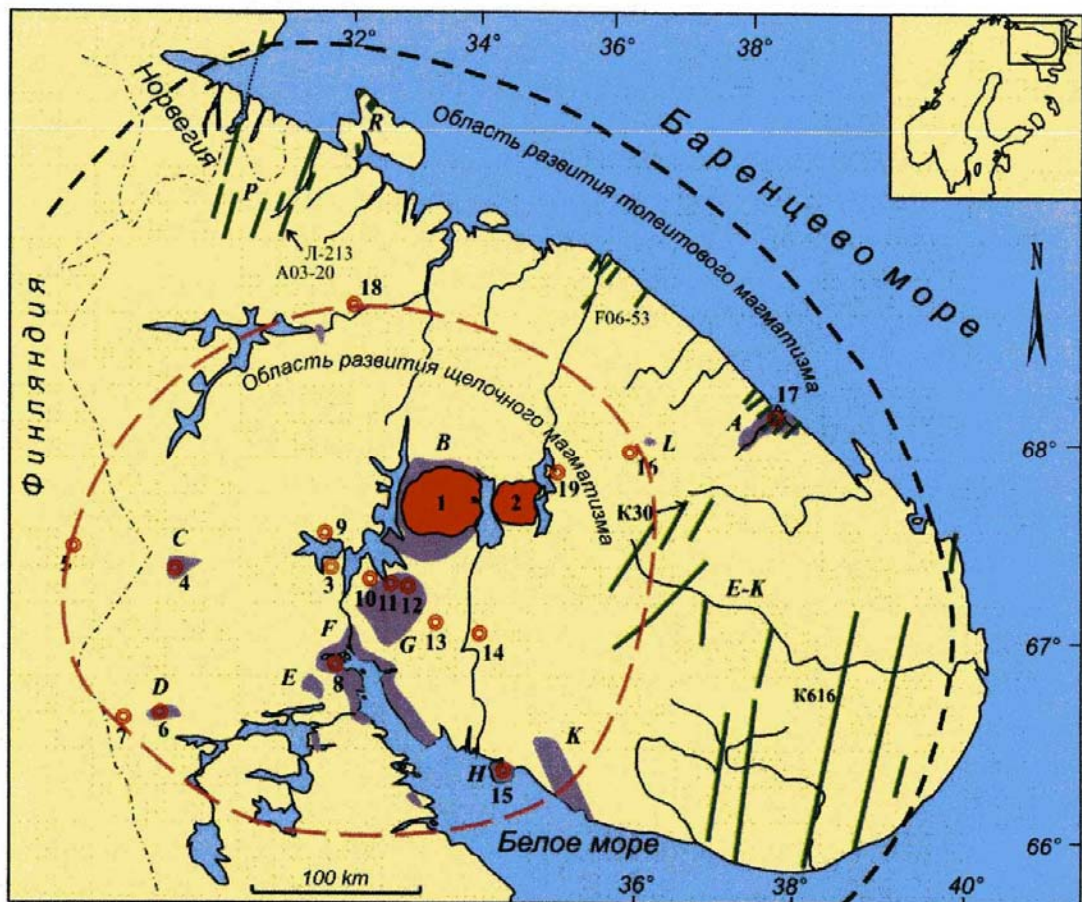


Рис. 2.13. Схема размещения проявлений палеозойского магматизма в северо-восточной части Балтийского щита [Арзамасцев и др., 2009]. *Рои щелочных даек* (затушевано): А – ивановский, В – хибинский, С – ковдорский, D – вуориярвинский, E – неблогорский, F – Кандалакшский, G – района Хабозера, H – Турьего мыса, K – Терского берега, L – к востоку от Контозера. *Рои палеозойских даек долеритов*: P – печенгский, R – п-овов Рыбачий и Средний, A – р-на Дроздовка-Ивановка, E-K – восточно-кольский. *Интрузии*: 1 – Хибины, 2 – Ловозеро, 3 – Нива, 4 – Ковдор, 5 – Сокли, 6 – Вуориярви, 7 – Салланлатва, 8 – Кандагуба, 9 – Маврагуба, 10 – Африканда, 11 – Озерная Варака, 12 – Лесная Варака, 13 – Салмагора, 14 – Ингозеро, 15 – Турий мыс, 16 – Контозеро, 17 – Ивановка, 18 – Себляярв, 19 – Курга.

Большинство щелочных пород Кольского полуострова образовалась в течение узкого временного интервала (380-360 млн. лет) [Крамм и др., 1993], причем это касается

как нефелиновых сиенитов, так и массивов УЩК, хотя раньше считалось, что они образовались в разные тектонические эпохи: в герцинскую и каледонскую. Примечательно, что и для долеритовых даек, развитых вдоль северо-восточного края Кольского п-ова, получены данные об их позднедевонском возрасте [Арзамасцев и др., 2010]. Таким образом, на севере Балтийского щита установлено наличие различных по составу магматических пород, образовавшихся в одно и то же или близкое время.

Геодинамические причины подобного разнообразия остаются не вполне ясными. Значительная часть позднедевонских магматических проявлений представлена дайками. Известно, что дайки являются чуткими индикаторами структурно-кинематических условий, изучая которые, можно установить с определенной долей вероятности геодинамическую обстановку проявления позднедевонского магматизма этого региона.

Помимо традиционных полевых исследований даек на ключевых участках, в работу вошли результаты интерпретации материалов дистанционного зондирования земной поверхности – аэро- и космоснимков, гравиметрических и магнитометрических карт. Важную роль в осмыслении структурного положения проявлений девонского магматизма сыграли работы по составлению тектонической карты Белого моря и его обрамления [Тектоническая карта..., 2010; Балуев и др., 2012].

2.1.1. Щелочно-ультраосновной магматизм Онежско-Кандалакшского палеорифта.

Большинство щелочных интрузий и трубок взрыва среднепалеозойского возраста пространственно приурочено к структурам в виде системы дугообразных и кольцевых разломов, выявленных по материалам дистанционного зондирования и подтвержденные полевыми наблюдениями на северо-западном окончании Онежско-Кандалакшского палеорифта [Балуев и др., 1997; 2000; Моралев и др., 1998б] (рис. 2.14). По простиранию Кандалакшского залива расположены две системы кольцевых разломов. По аналогии со структурами на концах растущей трещины [Косыгин, Маслов, 1989] (рис. 2.14, вставка), эти структуры образовались в два этапа, каждый раз на конце главного разлома, по мере пропагации разломов на северо-запад от трога, выполненного рифейскими осадками. Унаследованность древнего тектонического рисунка Кандалакшской кольцевой структуры на окончании рифейского грабена привела к тому, что по обновленным в девоне тектоническим ограничениям этой структуры происходила разгрузка напряжений, связанных с активизацией рифта, и, как следствие, по периферии структуры в узлах растяжения локализовались щелочные массивы центрального типа: Турий мыс, Салмагора, Озерная Варака, Африканда, Лесная Варака, Маврагуба, Ковдор, Кандагуба и др. (см. рис.2.13 и 2.14).

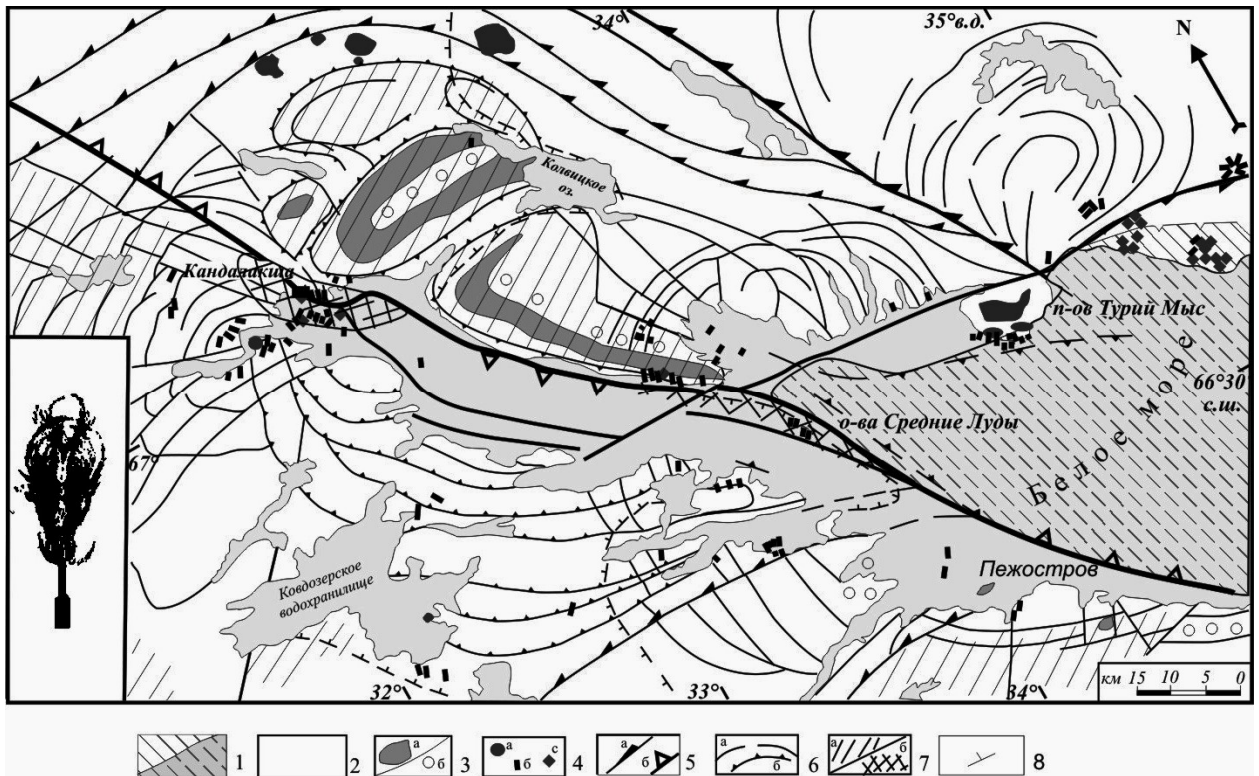


Рис. 2.14. Структурное положение девонских щелочных даек и массивов в районе Кандалакшского залива. 1 – рифейские отложения, на суше (а), в акватории Белого моря (б); 2-3 – раннедокембрийские образования: 2 – гранито-гнейсы беломорского и кристаллосланцы лапландского комплексов, 3 – наиболее глубинные образования – анортозиты (а) и эклогитоподобные породы (б); 4 – девонские ультраосновные – щелочные массивы (а), дайки (б), трубки взрыва (с); 5-7 – элементы сдвига-сбросовой тектоники: 5а – сдвиги и 5б – сбросо-сдвиги; 6а – кольцевые структуры на окончании рифтов и сдвигов, 6б – уступы в рельефе; 7а – современные поднятия (плечи рифта), 7б – зоны аккомодации; 8 – градиенты гравитационного поля. На врезке – образование кольцевых структур на конце растущей трещины (эксперимент) по [Косыгин, Маслов, 1989].

Возможно, в распределении очагов магмогенерации и преобладании интрузивных комплексов центрального типа сыграло роль совмещение кольцевых и дуговых разломов на конце рифта с зоной аркогенного изгиба коры перед фронтом обдукционной пластины норвежских каледонид, создавшего условия для активизации магмогенерации в подкоровых декомпрессионных зонах. Время внедрения этих массивов определяется как позднедевонское – 380-360 млн. лет [Крамм и др., 1993]. О генетической связи щелочно-ультраосновных массивов с процессами регенерации Кандалакшского рифта в среднем-позднем девоне свидетельствуют и результаты трехмерного плотностного моделирования, проведенного по ряду интрузий этого комплекса [Арзамасцев и др., 1998б].

Комплекс щелочно-ультраосновных пород Турьего мыса расположен на северном плече Кандалакшского грабена и представлен на поверхности несколькими массивами, ядра которых сложены мелилитовыми породами, а периферические части – фойдолитами. Данные плотностного моделирования, так же как и данные геологических наблюдений, свидетельствуют о принадлежности всех выходов плутонических щелочных пород к

единой интрузии. Судя по плотностным характеристикам пород и форме гравитационных аномалий, единая интрузия прослеживается до глубины 8 км и ниже имеет подводящий канал диаметром до 3 км, погружающийся в юго-западном направлении под углом 65-70° в сторону осевой части Онежско-Кандалакшского палеорифта [Арзамасцев и др., 1998б].

Целая группа щелочно-ультраосновных массивов (Салмагора, Лесная и Озерная Вараки, Африканда и Маврагуба) располагается цепью в нескольких километрах друг от друга вдоль дугообразной тектонической зоны, являющейся одним из северных фрагментов Кандалакшской кольцевой структуры (см. рис. 2.13 и 2.14). Массивы имеют относительно простое геологическое строение, причем для них характерно отсутствие полного набора комплиментарных членов щелочно-ультраосновной серии.

Наиболее крупную из них интрузию Лесная Варака слагают оливиниты и, в меньшей степени, пироксениты и доломитовые карбонатиты. Массив Озерная Варака сложен ийолит-мельтейгитами, Африканда состоит главным образом из пироксенитов. Салмагорский массив в центральной части сложен также ийолитами и мельтейгитами с широким развитием оливинитов по периферии массива. Для всех интрузий этой группы характерна лополитообразная форма с узкой зоной подводящего канала. Расположенные в 4,5 км друг от друга Озерная и Лесная Вараки имеют, по-видимому, общую систему подводящих каналов на глубине свыше 5 км. Корневая часть массива Африканда погружается на северо-запад в сторону Маврагубского массива. Зона подводящего канала Салмагорского массива на глубине более 7 км погружается на юг в сторону Кандалакшского грабена. Таким образом, можно думать, что массивы этой группы связаны между собой единой дугообразной разрывной структурой, служащей подводящим каналом для щелочной магмы, источник которой располагался, по-видимому, под реактивированным рифтом и представлял собой участок разуплотненной мантии, т.е. так называемую «рифтовую подушку».

2.1.2. Беломорский дайковый пояс.

Помимо крупных массивов щелочных пород Кольской провинции, время внедрения которых определяется как позднедевонское – 380-360 млн. лет. [Крамм и др., 1993], к проявлениям среднепалеозойского магматизма на севере Восточно-Европейской платформы принадлежит также Беломорский дайковый пояс, протягивающийся вдоль берегов Белого моря от Кандалакшской губы до Онежского полуострова. В строении Онежско-Кандалакшского палеорифта, на его крыльях, весьма заметно участие сдвигов, которые предопределили закономерную ориентировку многочисленных даек щелочных базитов позднедевонского возраста, маркирующих трещины отрыва и скалывания. Эти

образования формируют Беломорский дайковый пояс, простирающийся вдоль обоих бортов Кандалакшского грабена. Щелочные породы Беломорского пояса относились к палеозойским уже в начале XX века (Е.Н.Кранк, Д.С.Белянкин, В.И.Влодавец., Л.А.Косой, Н.Г.Судовиков, Б.М.Куплетский) и позднее исследовались в связи с оценкой перспектив алмазности, когда в Кандалакшском отрезке дайкового пояса было установлено широкое распространение мелилитсодержащих пород, относимых вначале к проявлениям каледонского [Тараховский, 1960], а затем герцинского магматизма [Увадьев, Путинцева, 1988]. В последние годы подтвердились данные о среднепалеозойском возрасте кимберлитовых трубок Зимнего и Терского берегов (340-360 млн. лет) и даек Кузокоцкого отрезка Беломорского дайкового пояса [Калинкин и др., 1993; Моралев и др., 1998]. Отметим, что геохимические особенности пород пояса изучались неоднократно и довольно детально [Бородин и др., 1976; Иваников, Рухлов, 1998; Beard et al., 1998], однако вопросы зональности и их структурного положения оставались недостаточно ясными и явились объектом специального исследования.

Характерной чертой дайкового пояса является резко выраженная неоднородность насыщенности дайками – узлы сближенных даек чередуются с протяженными участками, где они почти отсутствуют. Анализ разломно-трещинной сети Кандалакшской части рифтовой системы Белого моря позволил показать приуроченность дайковых узлов к участкам развития систем концентрически-кольцевых нарушений [Балуев и др., 2000]. Последние, по всей видимости, предположительно маркируют этапы прерывистого продвижения (пропагации) палеорифта, совпадавшие с локальными участками растяжения в рифтообразующих разломах со значительной сдвиговой компонентой (участками трансенсии), в региональной обстановке сжатия [Моралев и др., 2002б]. Имеются данные [Увадьев, 1981] о преимущественно левостороннем характере палеозойских сдвигов на северо-восточном плече грабена.

Как показали наши исследования [Балуев и др., 2000; Моралев и др., 2002; Терехов и др., 2012а], большинство дайковых узлов приурочено к выше описанным системам кольцевых и дуговых разрывных структур, развитым вблизи зон аккомодации (см. рис. 2.14). Южная кольцевая структура, отчетливо выраженная в веерном рисунке заливов Терского Берега от залива Порья Губа до мыса Турьего и на противоположном Карельском Берегу в районе п. Лоухи, была изучена нами на нескольких детальных участках [Пржиялговский и др., 1996; Моралев и др., 2002]. Здесь выделяется Качинный и Кузакоцкий дайковые узлы и несколько даек на арх. Средние Луды.

Все дайки этого района имеют малую мощность (в среднем 40-50 см), характерные коленообразные изгибы, отщепы вмещающих пород (рис. 2.15а, б) и обилие взрывчатых

структур (автолитовые и «валунные» брекчии). Там, где главный разлом имеет выдержанное падение (вне зон аккомодации и соответственно кольцевых структур), даек практически нет.

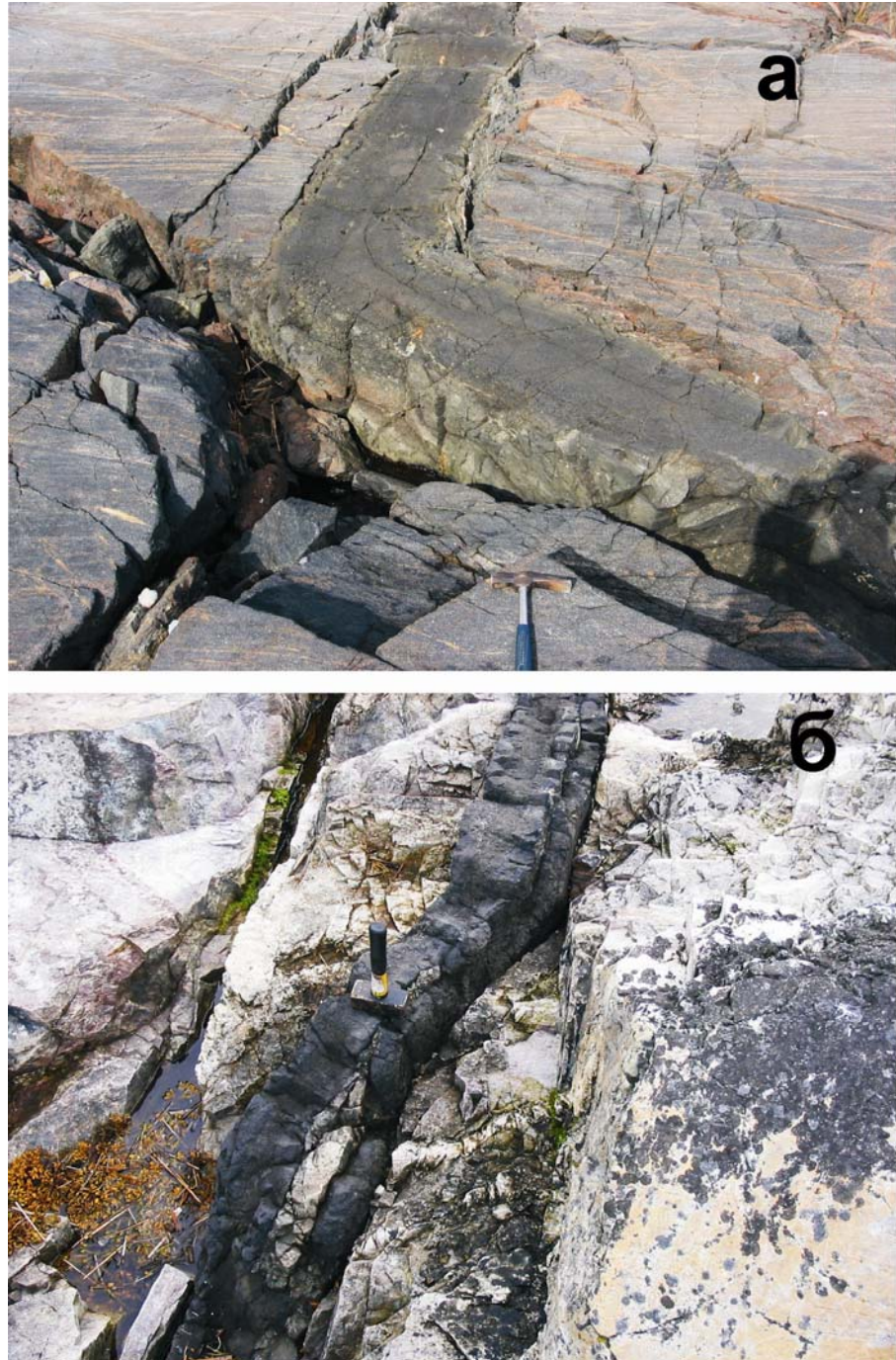


Рис. 2.15. Щелочные дайки девонского возраста: а – коленообразный изгиб дайки (Качинный участок); б – S-образный изгиб дайки и «отщеп» вмещающей породы (арх. Средние Луды). Фото Е.Н.Терехова.

На Кольском берегу, на всем протяжении участка пересечения кольцевых разломов с береговой линией встречаются щелочные дайки, но основная их масса до 50% приурочена к небольшому участку, показанному на рис. 2.16а. Здесь по критерию

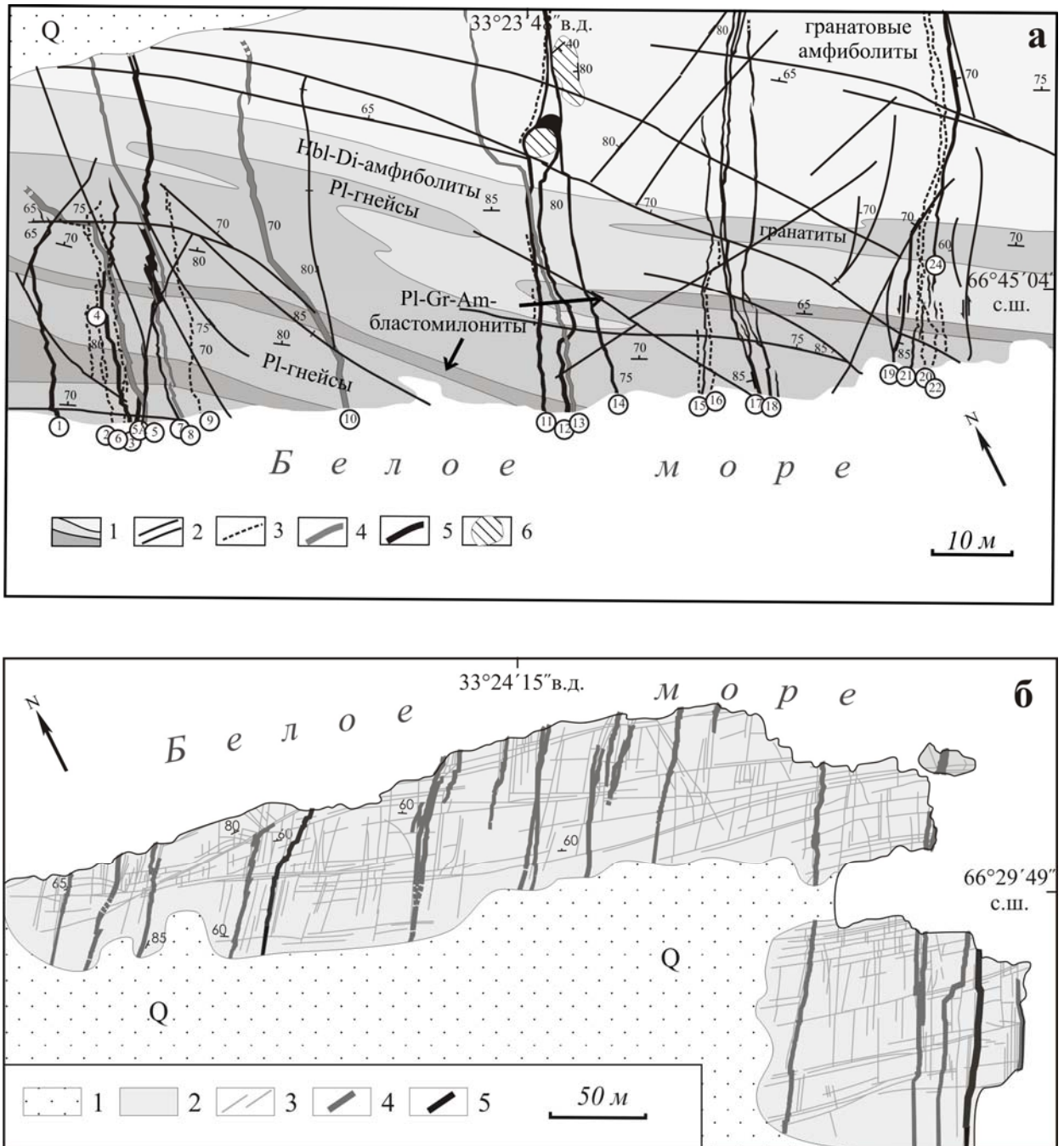


Рис. 2.16. Детальные геологические карты участков наибольшего развития щелочных даек в пределах Южной кольцевой структуры [Терехов и др., 2012]. А - участок Качинский. 1 – гранатовые амфиболиты и гнейсы Лапландского комплекса; 2 – трещины; 3-5 – дайки щелочных пород: 3- 4-ой генерации, 4 - 3 и 2 генерации, 5 – 1-ой генерации; 6 – трубка взрыва. Б – участок Кузакоцкий. 1 – четвертичные отложения; 2 – гранито-гнейсы беломорского комплекса (архей-протерозой); 3 – современные трещины; 4-5 – щелочные дайки девонского возраста: 4 – второй и 5 – первой генерации

взаимного пересечения выделяется 3–4 генерации даек. Тут же расположены две небольшие трубки взрыва с ксенолитами гранатовых амфиболитов – наиболее типичных здесь вмещающих пород [Балуев, Терехов, 2006]. На Карельском берегу, на всем пространстве пересечения южной кольцевой структуры с береговой линией встречаются

щелочные дайки, но более половины из них сосредоточено на небольшом участке, на северном берегу о. Кастьян, где устанавливается две генерации даек (рис. 2.16 б). Между этими участками, в осевой части залива, на островах Средние Луды, которые собственно и образуют зону аккомодации, нами также были обнаружены щелочные дайки [Балуев и др., 2009]. подчеркивающие левостороннюю сдвиговую составляющую смещения в момент их формирования.

К югу-востоку от о-вов Средние Луды расположен Кандалакшский грабен среднерифейского заложения. Формирование этого грабена, а также всего ансамбля рифтовой системы Белого моря связывается с подвижками по пологим сбросам, один из которых выходит на поверхность вдоль Карельского берега [Балуев и др., 2000, 2009]. Район южной кольцевой структуры, включающей локальную петлеобразную структуру в районе п-ова Турьего Мыса, являлся участком замыкания рифта в рифейское время. В девоне при пересечении плитой экватора произошла смена вращения Балтики, что сопровождалось активизацией грабенообразующих разломов [Балуев и др., 2000]. Структурную эволюцию Кандалакшского грабена в девонское время можно представить в виде растущей трещины – разлома на продолжении рифейского грабена в северо-западном направлении до г. Кандалакша, где на окончании разлома образуется новая кольцевая структура. К этим кольцевым структурам, возникшим последовательно, но остающимся «живыми» в течение всего периода активизации, приурочено абсолютное большинство даек. Как это соотносится с глубинным магмообразованием и почему магма или флюиды стремятся в эти тектонически напряженные участки – на этот вопрос пока нет ответа. Согласно предложенной модели пропагации рифта центры магматической активности должны последовательно смещаться (изменяться по составу?) от центральных частей к периферии в отдельных кольцевых системах и в северо-западном направлении от «вершины» рифейского грабена (см. рис.2.14).

Как уже отмечалось, на узловых участках по критерию взаимопересечения даек выделяется несколько генераций. На Кузакоцком участке – две генерации, на Качинном – не менее трех. Дайки каждой генерации заметно различаются по составу, внешнему виду, мощности, по структуре пород и наконец по характеру и степени извилистости. Дайки некоторых генераций более прямолинейны и имеют зональное строение, хотя на общем фоне это является редкостью. Обращает на себя внимание разнообразие составов даек даже в пределах одной генерации. В настоящее время существуют различные подходы к названиям и классификации щелочных пород, применяемые для описания даек данного региона [Арзамасцев и др., 2009; Бородин и др., 1976; Моралев и др., 2002; Beard et al., 1998]. При обсуждении геодинамической позиции магматических источников и эволюции

расплавов наиболее информативна классификация по химическому составу, которую мы использовали. По химическому составу в пределах Кандалакшского залива выделяются следующие основные группы пород: пикриты, мелилититы, нефелиниты, базаниты, трахиты и фонолиты, - раньше все эти породы называли лампрофирами [Бородин и др., 1976]. Представительные анализы даек Кандалакшского залива показаны в табл. 2.7 [Терехов и др., 2012]. Более детально данная информация приведена в работах [Моралев и др., 2002; Beard et al., 1998].

Ранее нами было отмечено характерное распределение РЗЭ в дайках Кандалакшского залива [Моралев и др., 2002]. Так, нормированные кривые составов РЗЭ образуют удивительно компактную группу, практически независимую от изменения состава пород (рис. 2.17). В породах изменяются содержания SiO_2 в интервале (30-50%), MgO (28-3%), CaO (18-10%), P_2O_5 (0.7-0.2%), K_2O (1.3-0.5%), Na_2O (6-0.4%), а содержания РЗЭ остаются постоянными. Известно, что в сериях комагматических пород распределение РЗЭ обычно определяется законами кристаллизационной дифференциации – это так называемый магматический фактор, отклонение от этих закономерностей может свидетельствовать о некотором особом режиме формирования щелочных пород. Высокий (и постоянный) уровень концентраций РЗЭ в щелочных породах может быть объяснен моделью постоянного воздействия глубинного флюида, содержания РЗЭ в котором существенно выше, чем в исходном для даек расплаве. Огромная роль флюидов в формировании щелочных пород Кольского п-ова признается всеми исследователями, однако есть основания связать это явление и с тектонической обстановкой локализации этих даек.

Возможны два варианта механизма воздействия флюидных растворов. Первый – это реакция флюида с консолидированной горной породой (эпигенез), второй – это влияние флюида на расплав, и в этом случае породы имеют «свежий» облик и не несут заметных следов вторичных преобразований. Естественно, что второй вариант более подходит для неизменных даек Кольской щелочной провинции.

На основании результатов структурного анализа предложена модель пространственной и временной связи очагового щелочного магматизма с участками трансенсии и развития кольцевых структур (упоминавшиеся в начале раздела) [Моралев и др., 2002]. Эволюция магматизма согласно этой схеме должна начинаться от центральной части южной кольцевой структуры к её периферии и далее к северо-западу по простиранию главного разлома. Когда была предложена эта схема, дайки в центральной части Южной кольцевой структуре ещё не были известны. В 2007 году мы впервые обнаружили их на о-вах Средние Луды.

Таблица 2.7. Химические составы щелочных даек южной части Кандалакшского залива

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ обр.	192/1	192/2	193/1	202/1	507-4/1	507-9	608	610/12	610/20
SiO ₂	34.39	35.46	42.13	42.25	37.89	37.54	35.80	40.62	46.06
TiO ₂	1.75	1.77	2.05	1.85	1.76	2.55	0.73	2.03	1.98
Al ₂ O ₃	7.88	7.99	8.48	8.42	11.49	10.94	3.55	10.53	12.48
Fe ₂ O ₃ общ.	12.25	12.13	12.71	13.84	12.56	14.67	10.91	11.47	12.50
MnO	0.18	0.18	0.26	0.22	0.19	0.20	0.17	0.16	0.19
MgO	9.15	10.78	15.35	12.78	6.47	6.70	28.78	9.33	6.20
CaO	18.17	16.47	10.14	11.88	12.88	12.51	6.64	12.43	10.24
Na ₂ O	2.61	2.69	1.97	2.11	4.85	4.62	0.44	3.78	5.19
K ₂ O	0.83	0.93	0.23	0.90	1.12	0.54	0.46	1.19	0.51
P ₂ O ₅	0.25	0.26	0.35	0.29	0.56	0.63	0.24	0.36	0.51
п.п.п.	12.84	11.43	6.45	5.46	10.13	8.75	12.11	7.89	3.57
Sc	17	18	20	19	-	-	-	-	-
V	163	175	219	197	-	-	-	-	-
Cr	581	608	812	697	-	-	-	-	-
Co	60	63	68	61	-	-	-	-	-
Ni	244	266	390	242	97	107	1066	100	88
Cu	92	109	127	108	252	287	66	188	183
Zn	101	97	117	119	108	130	63	87	101
Ga	11	11	13	12	16	22	13	16	19
Rb	20	25	6	20	20	10	11	29	32
Sr	538	826	616	1085	787	1183	441	1096	1110
Y	16	17	15	14	19	21	15	16	18
Zr	183	200	229	177	126	210	55	155	223
Nd	77	86	77	79	35	83	26	44	66
Mo	1.97	1.75	2.32	1.34	-	-	-	-	-
Cd	0.25	0.43	0.36	0.47	-	-	-	-	-
Cs	2.71	3.07	2.48	2.02	-	-	-	-	-
Ba	389	413	466	769	486	727	264	992	947
La	70	75	80	86	30	92	24	58	83
Ce	130	139	143	146	56	150	42	110	158
Pr	15.30	16.30	16.70	16.60	-	-	-	-	-
Nd	54	56	59	56	27	68	17	52	71
Sm	7.70	8.10	8.50	7.70	6.50	12	3.00	8.50	12
Eu	2.14	2.25	2.18	2.05	2.00	3.30	0.82	2.30	3.00
Gd	5.76	6.04	6.07	5.62	4.60	7.40	1.90	5.10	6.70
Tb	0.74	0.76	0.76	0.71	-	-	-	-	-
Dy	3.76	3.65	3.71	3.42	-	-	-	-	-
Ho	0.66	0.70	0.66	0.58	-	-	-	-	-
Er	1.75	1.8	1.61	1.52	1.90	2.10	0.94	1.60	2.00
Tm	0.22	0.24	0.21	0.18	-	-	-	-	-
Yb	1.27	1.36	1.22	1.08	1.20	1.40	0.37	1.10	1.30
Lu	0.19	0.19	0.17	0.16	-	-	-	-	-
Hf	4.70	4.85	5.60	4.25	-	-	-	-	-
Ta	4.56	5.11	4.32	4.66	-	-	-	-	-
Pb	2.88	2.46	4.65	4.16	9	11	-	8	8
Th	6.07	6.70	11.14	7.77	-	-	-	-	-
U	1.50	1.67	2.39	1.52	-	-	-	-	-

Примечание: 1-4 – арх. Средние Луды, 5- 6 – Кузакоцкий участок, 7-9 – Качинный участок
Оксиды в масс%, микроэлементы в ppm (г/т). Прочерк – не определялся

Оказалось, что дайки Средних Луд во многом отличны от даек периферической части кольцевой структуры, что подтвердило выдвинутое нами предположение о направленности эволюции щелочного магматизма. Так, составы даек Средних Луд (табл. 2.7, ан. 1-4) являются более основными (ультраосновными), более магнезиальными, менее глиноземистыми и, главное, менее щелочными. В этом аспекте важны идеи о выделении инициальной серии магматических пород, которые являлись предвестниками щелочной серии [Арзамасцев и др., 2009], так как они содержат меньшие содержания щелочей и РЗЭ.

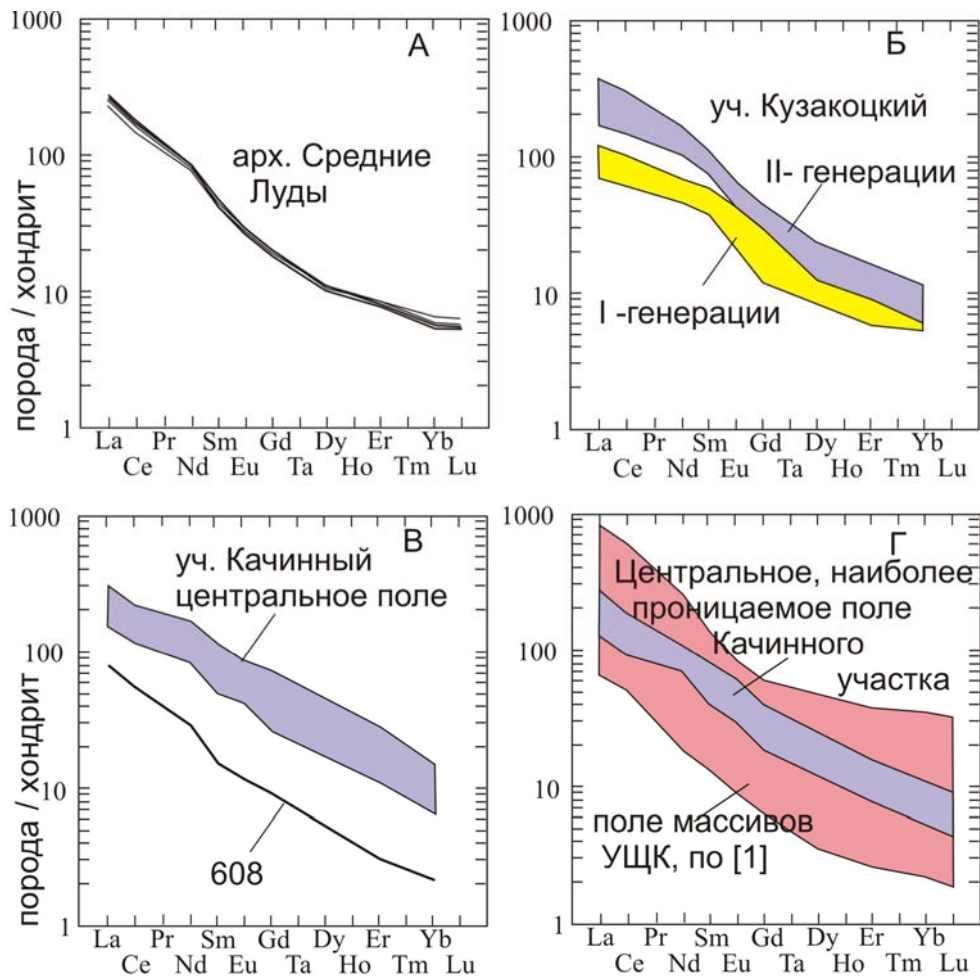


Рис. 2.17. Нормализованные по хондриту графики распределения РЗЭ в щелочных дайках Кандалакшского залива [Терехов и др., 2012].

В нашем случае породы I генерации Кузакоцкого участка и некоторые разности Качинного, развитые за пределами наиболее проницаемой зоны, например, пикриты (проба 608) и дайки о-вов Средние Луды, могут быть представителями инициальной серии, то есть являться промежуточными разностями между толеитовой и щелочной сериями. В дальнейшем под влиянием обогащенных РЗЭ флюидов шло образование щелочных расплавов, которые формировали дайки с одинаковым распределением РЗЭ.

При этом породы инициальной серии также могли насыщаться РЗЭ. В благоприятных условиях, то есть на участках локального растяжения, приуроченных к активизированным разломам, из обогащенных расплавов формировались массивы УЩК, происходила магматическая дифференциация с образованием пород с большим разнообразием содержаний РЗЭ (рис. 2.17г) [Терехов и др., 2012а].

2.1.3. Архангельская алмазоносная провинция.

Говоря о среднепалеозойском щелочном магматизме, пространственно и генетически связанного с палеорифтовой системой Белого моря, нельзя не упомянуть об Архангельской алмазоносной провинции, которая расположена на юго-восточном продолжении Онежско-Кандалакшской и Керецко-Пинежской рифтогенных зон, которые вместе с кристаллическим фундаментом платформы погружаются в этом направлении под чехол Мезенской синеклизы (см. рис. 1.6).

В Архангельской провинции (Зимнебережный район) в пределах юго-восточной погребенной части РСБМ известные поля кимберлитовых и базальтовых трубок (Золотицкое, Ижмозерское, Турьинское, Ненекское и др.) с сопутствующими им силлами и дайками щелочного состава располагаются на высокостоящих блоках фундамента и в бортах авлакогенных впадин (рис. 2.18). В пределах Золотицкого поднятия, разделяющего Керецкий и Лешуконский рифтогенные грабены, расположены трубки одноименного поля алмазоносных кимберлитов, трассирующих субмеридиональную разломную зону, сопряженную с прибортовыми сбросами впадин. Непродуктивные трубки кимберлитов и щелочных базальтов Зимнего берега приурочены к прибортовым разломным зонам, ограничивающим Лешуконский грабен с юго-запада.

Ненекское поле трубок щелочных базальтов располагается на юго-западном склоне Архангельского свода фундамента и приурочено к северо-восточному борту Онежского грабена. Это поле трубок взрыва щелочных базальтов, близких по составу к мончикитам и анкаратритам [Станковский и др., 1972]. Так же, как и на островах Кандалакшского архипелага, эти породы долгое время разными исследователями относились к грауваккам. В настоящее время в районе Нёноксы известны 23 трубки, которые выполнены брекчиями оливинных мелилититов и мелилитовых пикритов.

Хотя алмазы в этих трубках не были установлены, долгое время все перспективы алмазоносности юго-восточного Беломорья связывались с Онежским полуостровом. Время внедрения этих трубок – средний палеозой, такое же, как и трубок взрыва Кольского полуострова и Зимнего берега. Таким образом, с эволюцией Онежского рифтогенного грабена связаны, по крайней мере, два проявления внутриплитного

магматизма: синрифтовый вулканизм основного состава с возрастом 667 ± 31 млн. лет и пострифтовый – щелочно-ультраосновной магматизм, проявившийся в образовании трубок взрыва в период активизации палеорифта в среднем палеозое.

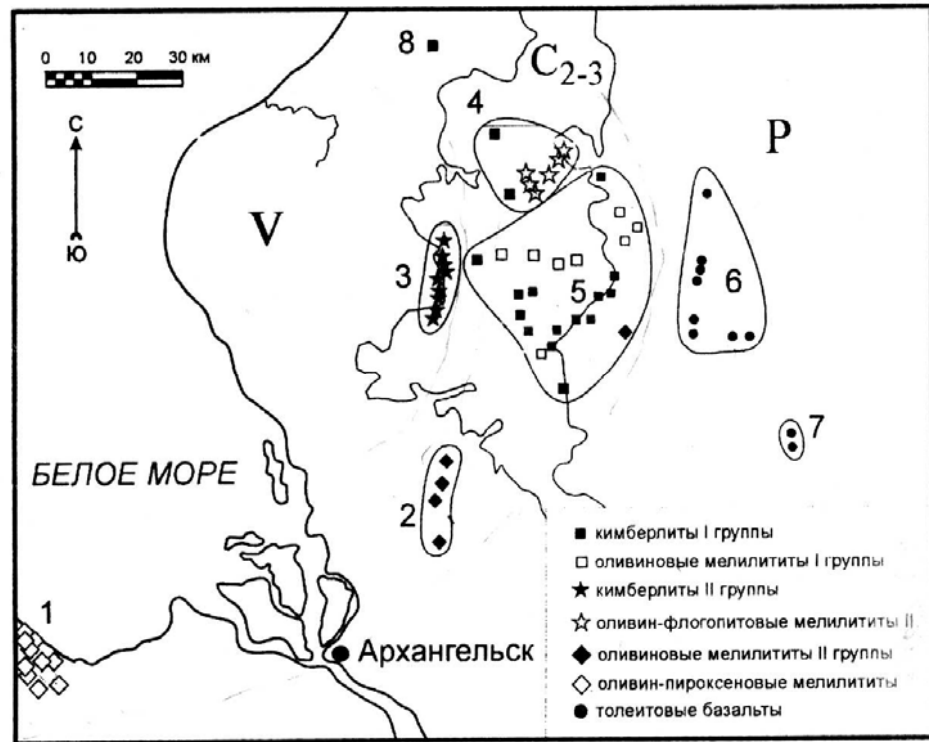


Рис. 2.18. Схема размещения основных видов и геохимических типов магматических пород Архангельской алмазоносной провинции [Архангельская алмазоносная..., 2000]. Поля магматизма: 1 – Нёнокское (Онежский п-ов); 2 – Ижмозерское; 3 – Золотицкое; 4 – Верхотинское; 5 – Кепинское; 6 – Турьинское; 7 – Полтинское; 8 – Мельское.

Все трубки провинции прорывают слаболитофицированные отложения вендско-кембрийского возраста (падунская свита). Воздействие трубок на вмещающие породы выражается повышенной трещиноватостью в околотрубочном пространстве с образованием на некоторых участках зон интенсивного дробления. Вокруг некоторых диатрем отмечаются задиры пластов вмещающих пород с амплитудой до 15-20 м. В верхних частях вендских толщ, вмещающих трубки Золотицкого поля, вокруг каждой трубки установлены мульды проседания изометричной формы с площадью в 6-8 раз превышающей площадь трубки [Архангельская алмазоносная..., 2000].

Большинство трубок перекрыты песчаниками и известняками среднего карбона и перми или рыхлыми четвертичными отложениями, суммарная мощность которых для разных трубок варьирует от 20 до 80 м. Часть трубок Золотицкого поля перекрывается только рыхлыми четвертичными осадками, мощность которых изменяется от нескольких

метров на трубках Кепинского поля до 70 м на трубке им. Ломоносова [Архангельская алмазоносная..., 2000].

2.1.4. Магматизм Хибино-Контозерской тектонической зоны.

Кроме вышеупомянутых массивов щелочно-ультраосновной формации, пространственно приуроченных к зоне динамического влияния Онежско-Кандалакшского палеорифта, существует группа кольцевых массивов этой же формации, имеющих иную тектоническую позицию. К ним относятся Хибины, Ловозеро, Курга, Контозерский вулcano-плутонический комплекс и массив губы Ивановской на баренцевоморском побережье, которые связаны с крупной Хибино-Контозерской тектонической зоной северо-восточного простирания. Эта зона отчетливо дешифрируется в пределах Кольского полуострова по материалам дистанционного зондирования, а далее к северо-востоку в пределах акватории баренцевоморского шельфа выражена в потенциальных геофизических полях (см. рис. 2.23) вплоть до южного замыкания Восточно-Баренцевского рифтогенного трога [Балуев, Терехов, 2010].

В пределах этой зоны выявлены многочисленные дайки щелочных лампрофиров и нефелинитов, расположенные в обрамлении массивов и образующие автономные рои к северо-востоку от Хибин, в пределах полосы Курга-Контозеро и далее северо-восточнее контозерского комплекса. Дайки в составе роев имеют в основном северо-восточное простирание. Как уже отмечалось выше, осадочное выполнение Ивановского грабена также прорывается серией крупных и мелких даек долеритового состава северо-восточного простирания с ороговикованием в экзоконтактных зонах мощностью 50-60 см. По своему пространственному положению и ориентировке этот рой даек вписывается в Хибино-Контозерскую разломную зону, которая была активизирована в среднепалеозойское время в период раскрытия Восточно-Баренцевского рифтогенного трога с субокеанической корой. Весьма вероятно, что Хибино-Контозерская зона является следом пропагации развивавшегося рифта к юго-западу в сторону Балтийского щита с признаками растяжения и проявлениями щелочно-ультраосновного магматизма. Эта единственная девонская рифтогенная структура в восточной части Балтийского щита, в пределах которой сохранились вулканогенно-осадочные образования, содержащие верхнедевонскую флору. Можно предполагать, что в пределах Хибино-Контозерской зоны обстановка растяжения имела место не только в области генерации магм УЩК, но и выше – в коре. Этим можно объяснить совместное появление пород, имеющих разноглубинный источник.

На северо-восточном фланге Хибино-Контозерской тектонической зоны в районе губы Ивановка баренцевоморского побережья установлены выходы щелочных пород, прослеживающиеся в виде широкой полосы северо-восточного простирания на протяжении 18 км [Русанов и др., 1993]. Щелочные образования здесь представлены широким спектром пород, различных по условиям залегания и вещественному составу. В совокупности эти образования рассматриваются как сложный полифазный вулканоплутонический комплекс. Вмещающие этот комплекс породы представлены гранитоидами и гранодиоритами архея, терригенными породами позднерифей-вендского возраста, выполняющими Ивановский грабен. Здесь известно более 100 даек мощностью от нескольких сантиметров до первых метров. Среди них преобладают лампрофиры (77%), щелочные пикриты (13%) и трахиты (10%). Таким образом, в составе ивановского комплекса представлены породы как базанитовой, так и более ненасыщенной кремнеземом нефелинитовой серии.

Вдоль северо-восточного берега Кольского полуострова от норвежского г. Киркенес до мыса Святой Нос встречается множество даек, которые традиционно разделены на группы, хорошо коррелируемые с важнейшими магматическими эпохами, выделяемыми в восточной части Балтийского щита: габбро-нориты (2.5-2.3 млрд лет), кварцевые долериты (2.3-2.1 млрд лет), ферродолериты и ферропикриты (2.0-1.9 млрд лет), пойкилоофитовые долериты (1.9 млрд лет) [Арзамасцев и др., 2009].

Первоначально это деление основывалось на степени метаморфизма и составе даек, но позже частично оно было подтверждено данными изотопной геохронологии. Несмотря на различия в возрасте, большинство даек группируется в отдельные узлы, которые также, вероятно, связаны с этапами пропагации и активизации древних разломов. Среди всего разнообразия даек выделяется группа, сложенная неизменными долеритами, для которых в последние годы получены девонские возраста. Впервые о них было сказано в работе [Беляев, Увадьев, 1977], но более достоверные возрастные датировки получены позже [Арзамасцев и др., 2010]. Эти дайки, как правило, слагают одиночные и весьма протяженные тела северо-восточного простирания мощностью до 20-40 м. Они приурочены к каньонообразным ущельям (иногда вдоль долин ручьев) и узким озерам. Вблизи берега моря на дне этих депрессий встречаются долериты, тогда как на удалении они засыпаны обломками вмещающих пород – гранито-гнейсов, что осложняет их прослеживание. Поэтому показанные на некоторых схемах весьма протяженные дайки (более 100 км) непрерывно прослежены исключительно по магнитометрическим данным. Наибольшее количество хорошо обнаженных девонских даек долеритового состава наблюдается в Ивановской губе в северо-восточной части Кольского п-ова. Своеобразие

этого места заключается, прежде всего, в наличии на этом участке побережья рифейских отложений, выполняющих Ивановский грабен, а также в обилии разновозрастных даек и силлов. Здесь обнажаются дайки раннедокембрийского возраста, метаморфизованные до амфиболитовой фации, а также силлы и дайки пойкилоофитовых долеритов баренцеморского комплекса. В западной части губы известно множество разно ориентированных даек щелочных пород и здесь же расположен Ивановский щелочной массив (рис 2.19).

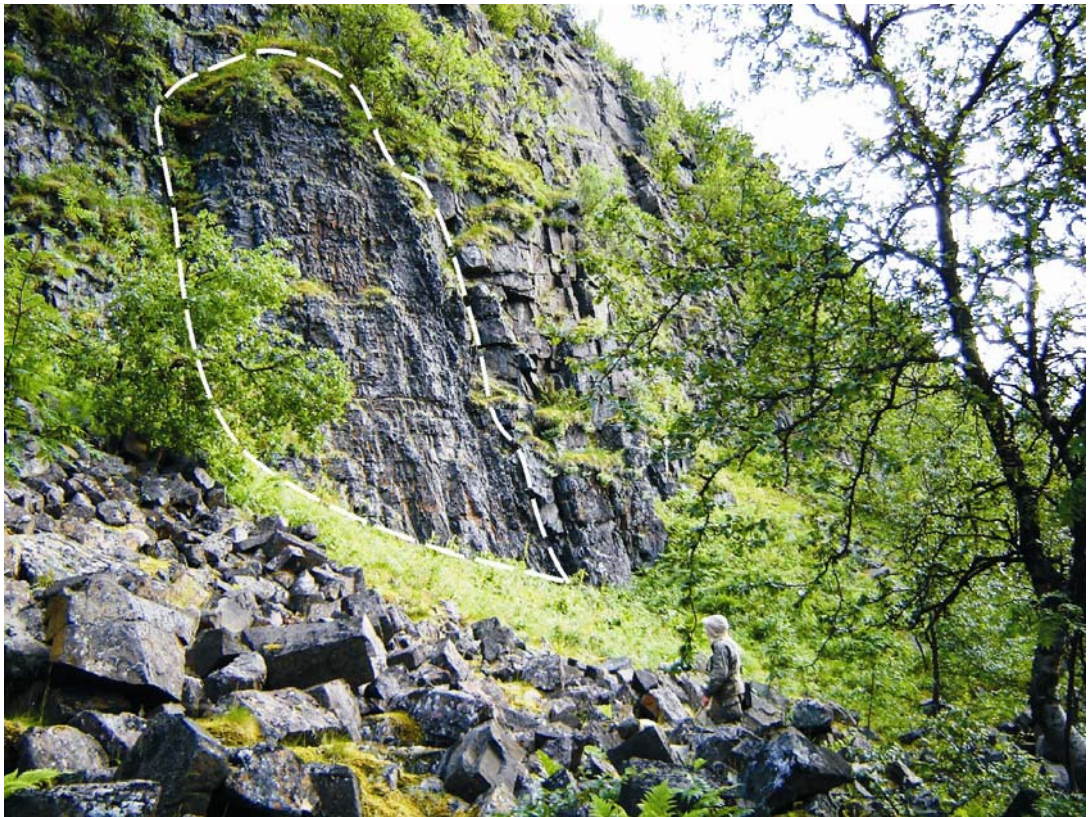


Рис. 2.19. Схема геологического строения района Ивановской губы [Терехов и др., 2012]. 1 – рифейские осадочные породы; 2 – гранито-гнейсы Мурманского блока (архей – ранний протерозой); 3 – щелочные породы (девон) (Ивановский массив и дайки – т. 95); 4 – долеритовые дайки (девон) и номера точек; 5 – интрузии пойкилоофитовых долеритов (баренцеморский комплекс – 1.9 млрд. лет); 6 – метабазитовые дайки (ранний докембрий); 7 – структурные линии; 8 – основные разломы.

Долеритовые дайки принципиально отличаются от щелочных, прежде всего, большей мощностью, а также протяженностью и отсутствием коленообразных изгибов. Для них характерны зональность в строении и зоны ороговикования вмещающих пород. Обычно дайки этого типа слагают протяженные крутопадающие тела северо-восточного простирания (рис. 2.20). Дайки в пределах осадочного выполнения рифейского грабена образуют стеноподобные выходы, а за его пределами в гранито-гнейсовом фундаменте их мощность резко уменьшается или они вовсе выклиниваются. По краям даек в виде примазок местами сохранились черные роговики, в которых отмечается исходная



а



б

Рис. 2.20. Ивановская губа. Долеритовые дайки северо-восточного простирания, секущие позднерифейский Ивановский грабен (а); на рис. б околтурен останец роговиков вмещающей терригенной толщи, выполнявшей грабен. Фото автора.

полосчатость рифейских осадочных пород (рис. 2.20 б). В редких случаях роговики бронируют вершины гряд, сложенных дайками, что позволяет говорить о том, что в пределах рифейского трога эти дайки в некоторых своих частях формально можно рассматривать и как силлы. Структурная и вещественная субгоризонтальная расслоенность в дайках Ивановской губы, совпадающая с наклоном осадочных пластов, отмечалась и ранее [Синицын, 1965].

В современной структуре рифейские отложения выполняют грабен с пологим юго-западным крылом, где осадочные породы налегают на гранито-гнейсы, и крутым северо-восточным крылом – с отчетливым тектоническим контактом этих комплексов. Можно утверждать, что площадь рифейского грабена Ивановской губы характеризуется повышенной концентрацией долеритовых даек. Причем их мощность и, вероятно, количество в пределах грабена многократно возрастает. Возможно, это связано с различием условий формирования систем трещиноватости в гранито-гнейсах и осадочных породах. Горизонтальные зоны ороговикования указывают на то, что рифейские отложения в основании своего разреза являлись благоприятной средой для внедрения расплава по трещинам, а в верхних частях разреза представляли собой непроницаемый экран и долеритовые дайки далеко не всегда могли достичь поверхности (рис.2.21).

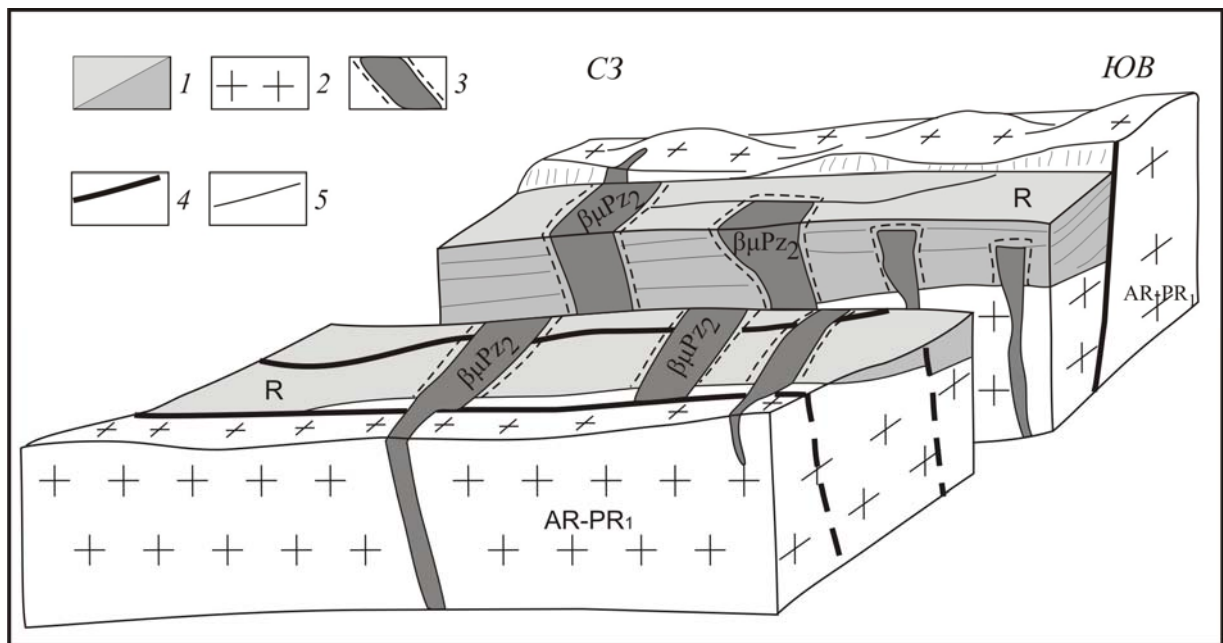


Рис. 2.21. Принципиальная схема структурного положения долеритовых даек в пределах Ивановского грабена [Терехов и др., 2012]. 1 – рифейские отложения: а – на поверхности, б – в разрезе; 2 – гранито-гнейсовый фундамент Мурманского блока; 3 - долеритовые дайки и зоны ороговикования (экзоконтат); 4 – разломы; 5 – геологические границы.

Это указывает на то, что смена динамического режима от обстановки растяжения к сжатию в пределах Ивановского грабена была достаточно резкой и, вероятно, произошла

непосредственно после заполнения трога осадками. Важен и тот факт, что грабен Ивановской губы и соответственно повышенная концентрация долеритовых даек приурочены к Хибино-Контозерской тектонической зоне (см. рис. 2.19). Эта структура, как уже было отмечено, сформировалась в палеозое как зона пропагации Восточно-Баренцевского рифта в тело Балтийского щита. Предполагается, что этот рифт в позднем девоне был заполнен достаточно мощной толщей основных вулканитов траппового типа [Объяснительная..., 1996] и долеритовые дайки могут быть отголоском этих грандиозных событий.

Структурная позиция щелочных пород Ивановской губы является двойкой. С одной стороны они явно приурочены к Хибино-Контозерской зоне, на продолжении которой расположены главные щелочные массивы: Хибины и Ловозеро, а с другой стороны они приурочены и к замыканию Ивановского рифейского грабена. Эта ситуация напоминает Кандалакшский грабен, в котором на его замыкании также развиты щелочные дайки. Состав щелочных пород этого района также имеет двойственный характер. В целом по своему составу они близки к формации УЩК, наличие эксплозивных брекчий (конгломератоподобных пород) сближает их с дайками Кандалакшского залива. В то же время присутствие трахибазальтов и сиенитов – то есть более кислых разностей – характерно для щелочных пород Хибино-Контозерской зоны и не характерно для массивов УЩК [Терехов и др., 2012б].

Таким образом, важнейшей структурой, контролирующей размещение девонских долеритовых даек, является Ивановский грабен рифейского возраста. Именно к нему приурочена большая часть из известных в районе даек, причем их мощность в этой структуре многократно возрастает (что косвенно указывает на обстановку локального растяжения), при этом неизвестно ни одной щелочной дайки, рвущей рифейские отложения.

Район Ивановской губы интересен для изучения взаимоотношения толеитового и щелочного магматизма. Анализ химических составов долеритовых даек показал закономерное изменение содержаний литофильных и редких элементов по мере их приближения к области проявления щелочного магматизма. На рис. 2.22 показан условный профиль, ориентированный с северо-запада на юго-восток по простиранию рифейского грабена и соответственно вкрест простиранию Хибино-Контозерской тектонической зоны. Оказалось, что наиболее восточная дайка, расположенная вне этой зоны имеет наибольшие концентрации тех элементов, которые определяют «лицо» Кольского щелочного магматизма: Na, Ti, P, Ba, Zr (рис.2.22). В тоже время при приближении к осевой части Хибино-Контозерской зоны и, одновременно, к замыканию

рифейского рифта закономерно меняется состав долеритов. Происходит как бы их истощение главными химическими компонентами, типичными для щелочного магматизма, то есть по этим элементам долериты становятся комплиментарными по отношению к щелочным дайкам, расположенным в осевой части зоны.

Закономерное изменение составов долеритов с уменьшением компонентов, которые необходимы для щелочных пород, ещё раз доказывает единство процессов, приводящих к формированию пород толеитовой и щелочной серии. Как это было показано для даек Кандалакшского залива, они образовались в тектонически напряженных условиях в районе зоны пропации рифтовой структуры. В Ивановской структуре, вероятно, проявляется аналогичная ситуация, только здесь имеются нормальные долериты, которые при приближении к осевой части зоны пропации сменяются щелочными породами, то есть можно предположить, что некоторые химические компоненты базальтовой магмы были «удалены» для формирования щелочных пород.

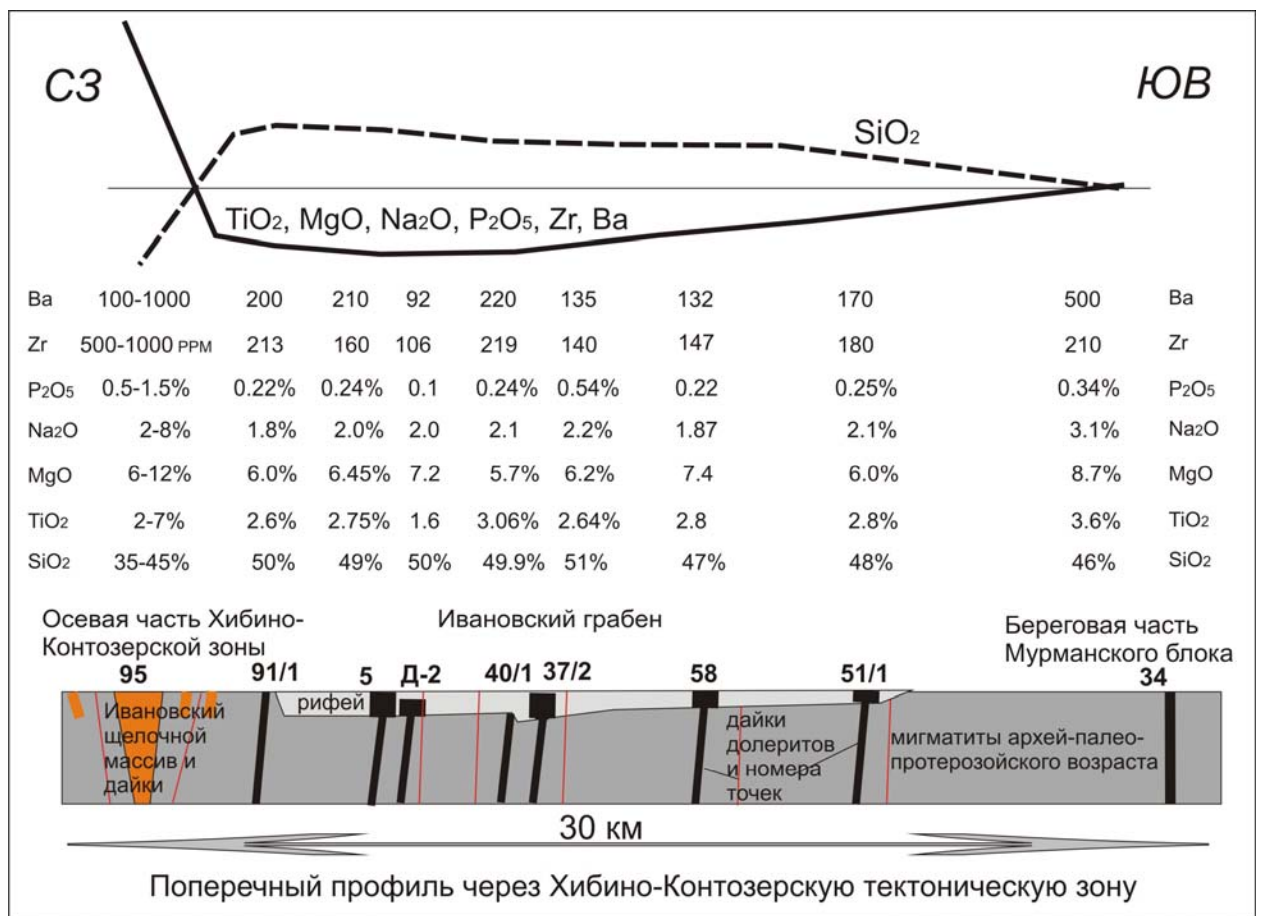


Рис. 2.22. Геолого-геохимический профиль через Хибино-Контозерскую зону (продольный вдоль Ивановского грабена).

Традиционно считается, что щелочные магмы являются более глубинными, чем толеитовые. Наши наблюдения показывают, что локализация, а возможно и возникновение щелочных пород, могут быть следствием близповерхностной структурной ситуации – наличия условий горизонтального сжатия или транспрессии, которые не могут быть распространены на глубину 60-100 км – предполагаемую для зарождения подобных магм [Арзамасцев и др., 2009]. Более того, исследование форм щелочных даек показывает, что вряд ли они образовывались за счет внедрения жидкой магмы, скорее всего, щелочные породы являются продуктами кристаллизации флюидизированных систем, которые могут рассматриваться как особый тип выражения геологических процессов, связанных с глубинным магматизмом [Махлаев, Голубева, 2006].

Район Ивановской губы особо важен тем, что здесь на небольшой площади расположены дайки долеритов и щелочных пород, имеющих близкий – позднедевонский возраст, причем отмечено, что щелочные дайки прорывают долериты [Арзамасцев и др., 2009]. Проблема соотношения щелочного и траппового магматизма в последние годы приобрела большое значение в свете расшифровки эволюции плюмовых событий [Пучков, 2007; Ernst, Bell, 2010]. Пространственная и временная связь траппового и щелочного магматизма известна давно, но её интерпретация дискуссионна [Арзамасцев и др., 2010; Pirajno, 2007]. Особенно это касается Кольского п-ова, где щелочные породы явно преобладают над долеритами. Поэтому некоторые исследователи считают, что центр мантийного плюма был расположен в среднем палеозое под Хибинами, а по его периферии развиты породы нормальной щелочности [Арзамасцев и др., 2009, 2010].

Палеозойские дайки долеритов широко развиты вдоль всего Мурманского побережья, где они сконцентрированы в трех основных роях: печенгском, баренцевоморском и восточнокольском (см. рис. 2.13) [Арзамасцев и др., 2009, 2010]. Преимущественное простирание даек СВ 5-45°, реже меридиональное или СЗ; падение близкое к вертикальному. Дайки обычно образуют группы, состоящие из нескольких параллельных тел. Мощность их 1-20 м., редко 50-60 м. Наиболее крупные дайки прослеживаются по простиранию на расстояние до 26 км. Характерные формы этих даек, момент их формирования. По всем морфологическим признакам эти дайки, заполняющие трещины отрыва, указывают на горизонтальное растяжение земной коры и принципиально отличны от даек Кандалакшского залива, что указывает на различия динамических условий их внедрения и становления. Дайковые породы образуют ряд: кварцевые долериты–оливин–плагипорфировые долериты. Ранее были получены возрастные определения пород K-Ar методом 355 ± 10 млн. лет для даек полуострова Варангер [Roberts, 1975] и 377 млн. лет для дайки из района ж.ст. Печенга [Жиров и др.,

1974]. По данным Sm-Nd метода, возраст дайки из последнего района равен 365 ± 40 млн. лет [Федотов, Амелин, 1998]. Позже для даек Рыбачьего был получен возраст 380-369 млн. лет [Roberts, 1995]. Таким образом, разными методами получен достаточно согласованный возраст долеритовых даек, совпадающий со временем формирования щелочных массивов Кольского региона. Результаты $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$ исследований биотита из долерита одной из даек баренцевоморского роя дали возраст 389 ± 4 млн. лет [Арзамазцев и др., 2009]. В пределах Ивановского дайкового куста долериты секутся дайками щелочного состава, что свидетельствует об опережении базитового магматизма по отношению к щелочному.

Таким образом, с большой долей вероятности можно предполагать среднепалеозойское время внедрения серии долеритовых даек, прорывающих рифей-вендские отложения Ивановского грабена (на [Государственной геологической..., 2000] они обозначены как «неразделенные карельские-палеозойские интрузии»). В пределах акватории Баренцевоморского шельфа на продолжении Хибино-Контозерской зоны севернее Ивановской губы по геофизическим данным выделяется ряд крупных изометричных в плане гравимагнитных аномалий, интерпретируемых как интрузии основного и, возможно, щелочного состава, время внедрения которых относится, вероятно, также к среднему палеозою. В самом же Восточно-Баренцевском рифтогенном трогге, как уже отмечалось выше, в верхнедевонском-нижнекаменноугольном осадочном комплексе по данным интерпретации магнитометрических данных предполагается распространение магматических пород основного состава позднедевонского возраста [Сейсмогеологическая..., 1998].

2.2. Зональность проявлений среднепалеозойского щелочного магматизма РСБМ.

Как отмечают некоторые исследователи [Лукьянова и др., 1994; Харьков и др., 1998], в пределах Архангельской алмазонасной провинции намечается векторно-концентрическая зональность среднепалеозойских магматических образований района Зимнего берега, выраженная в том, что алмазонасные кимберлиты Золотицкого поля сменяются к востоку неалмазонасными микроклиновыми кимберлитами и пикритами, охватывающими месторождение широким полукольцом с северной, восточной и южной стороны. Третья зона, примыкающая с востока к средней, сложена трубками и силлами толеитовых базальтов (см. рис. 2.18). Следует отметить, что эта зональность в размещении магматических пород подчеркивается дугowymi линеаментами кольцевой структуры, дешифрирующейся на космических снимках и обрамляющей ареал развития

среднепалеозойского магматизма в районе Зимнего берега. Последовательность внедрения пород позволила предположить [Лукьянова и др., 1994], что в развитии магматизма здесь намечается тенденция увеличения основности (от базальтов до продуктивных кимберлитов) от внешнего восточного края кольцевой структуры к ее центру.

Латеральная закономерность распределения кимберлитов и оливиновых мелилититов в Архангельской провинции установлена и для субмеридионального направления: с юга на север наблюдается последовательная смена неалмазоносных оливин-пироксеновых милилититов Онежского полуострова неалмазоносными оливиновыми милилититами Ижмозерского поля и далее высокоалмазоносными кимберлитами Золотицкого и слабоалмазоносными оливин-флогопитовыми мелилититами Верхотинского полей [Архангельская..., 2000].

На Терском побережье Кольского полуострова наблюдается аналогичная зональность, образованная несколько другим рядом магматических пород [Калинкин и др., 1993]. С востока на запад слюдяные кимберлиты сменяются телами оливиновых мелилититов, далее трубками оливин-пироксеновых мелилититов, а затем ультраосновными фойдитами, которые располагаются в непосредственной близости от дайкового ореола и щелочно-ультраосновного массива Турьего полуострова. Вектор последовательности их образования также направлен в сторону слюдяных кимберлитов, завершающих становление магматитов [Лукьянова и др., 1994].

Проведенные исследования геохимии РЗЭ щелочных пород дайковых узлов на бортах Кандалакшского грабена также привели к выводу о существовании некоторой зональности и в самом Беломорском дайковом поясе (Моралев и др., 2002). Была выявлена определенная тенденция к приуроченности пород, относительно обогащенных РЗЭ, к периферической зоне одного из магматических центров и к относительно более молодому (западному) центру магматической активности на простирации Кандалакшского палеорифта. Появление пород с повышенным содержанием калия и РЗЭ и с несколько более ярко выраженным фракционированием РЗЭ обычно связывается как с увеличением в магмогенерации роли обогащенного подлитосферного мантийного вещества либо материала мантийного плюма, так и со снижением степени частичного плавления.

Таким образом, ареал проявлений внутриплитного щелочно-ультраосновного магматизма в среднем палеозое, пространственно связанный с областью динамического влияния структур палеорифтовой системы Белого моря, представляет собой некий овал, вытянутый вдоль простирации рифтовых структур, в пределах которого по составу и

характеру проявления магматизма намечаются три основные концентрические зоны (рис. 2.23). Внутренняя, или центральная зона слюдяных кимберлитов охватывает поля продуктивных слюдяных кимберлитовых трубок I гр. (Золотицкое поле в Зимнебережном районе и на Терском берегу Кольского п-ова). В петрогеохимической классификации эта группа относится к умеренно (TiO_2 около 1 мас. %) и низкотитанистым ($\text{TiO}_2 < 1$ мас. %) кимберлитам, изотопный состав Nd в которых свидетельствует о формировании источников этих кимберлитов в обогащенной мантии первого типа (EMI) [Богатиков и др., 2007].

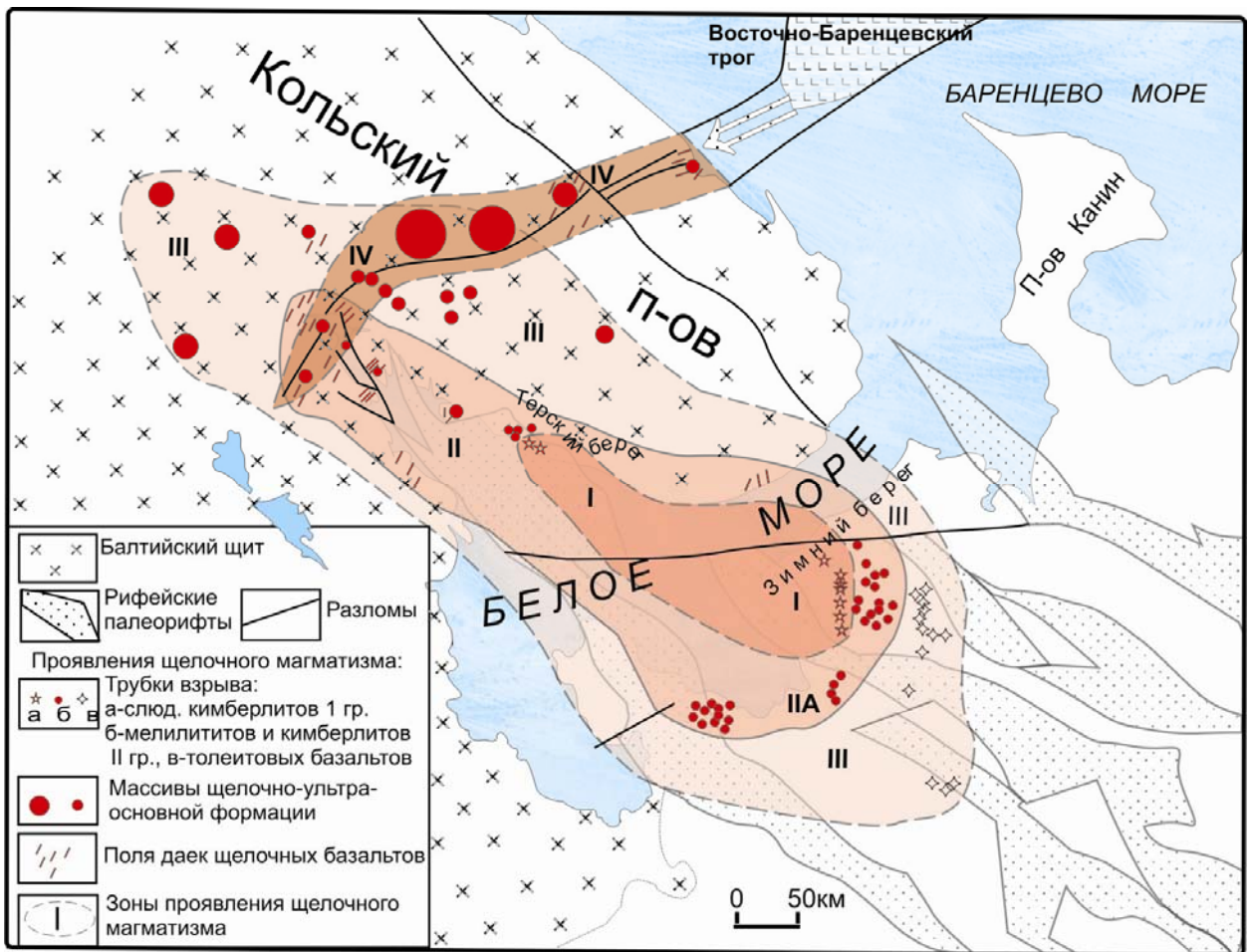


Рис. 2.23. Схема зональности проявлений внутриплитного щелочного магматизма в среднем палеозое в пределах зоны динамического влияния рифтовой системы Белого моря: зоны: I – слюдяных кимберлитов, II – мелилититовая (А – диатремового, В – дайкового), III – периферийная, IV – Хибино-Контозерская тектоническая зона.

Средняя «мелилититовая» зона объединяет поля даек, трубок и силлов мелилититового состава, при этом кимберлиты этой зоны (Кепинское поле) относятся к высокотитанистым. Кепинские кимберлиты обогащены титаном (TiO_2 около 3 мас. %) и LREE с соотношением $(\text{La}/\text{Yb})_n$ около 70-130. Изотопный состав кепинских кимберлитов указывает на то, что их источник возник в деплетированной мантии [Богатиков и др.,

2007]. Северо-западный и юго-восточный фланги «мелилититовой» зоны различаются по характеру и форме проявления магматизма. Если на северо-западном фланге на плечах Кандалакшского и Колвицкого грабен в пределах щита щелочной магматизм проявлен преимущественно в виде кустов мелилититовых даек, то на юго-восточном фланге в пределах плитной части платформы щелочной магматизм имеет преимущественно диатремовый характер (трубки взрыва мелилититов и кимберлитов II гр). Вероятно, это различие объясняется разными условиями внедрения магмы: в плитной части платформы магма внедрялась в неконсолидированное тело осадочного чехла, а в пределах Балтийского щита мы наблюдаем проявления магматизма в субстрате кристаллического фундамента.

И, наконец, внешняя, или периферическая зона среднепалеозойского магматического ареала в северо-западной своей части объединяет группу массивов центрального типа щелочно-ультраосновной формации в пределах щита, а в юго-восточной – поля трубок толеитовых базальтов, прорывающих осадочный чехол платформы. Исследования глубинных ксенолитов из трубок взрыва Архангельской алмазонасной провинции показали, что глубинность образования магматических очагов здесь увеличивается с востока на запад, а основность самих пород уменьшается с запада на восток [Саблуков и др., 2000].

Все эти данные – и по Кольскому п-ову, и по Архангельской провинции, – согласно традиционным представлениям, отражают также и последовательное увеличение глубины очагов магмогенерации от периферии к центру области проявления щелочно-ультраосновного магматизма [Архангельская..., 2000]. Можно, однако, думать, что в формировании зональности существенную роль играло количество флюидов во внедрившихся расплавах. В пользу этого свидетельствует и ареал развития аметист-флюоритовой гидротермальной минерализации, фиксируемой вдоль Терского берега от полуострова Турий до Горла Белого моря. Гидротермальная деятельность здесь, видимо, являлась завершающей краевой фазой девонского магматизма. Таким образом, можно предполагать, что развитие среднепалеозойского щелочно-ультраосновного магматизма в пределах зоны динамического влияния рифтовой системы Белого моря имело центростремительный характер, перемещаясь поступательно вдоль рифтовых структур к некоторому условному центру, расположенному в пределах акватории Белого моря южнее пролива Горло (см. рис.2.23).

Петрологические исследования показали [Арзамасцев и др., 1998а; Арзамасцев, Митрофанов, 2009; Махоткин и др., 1997; Beard et al., 1998], что изотопные тренды среднепалеозойских магматических пород щелочной и щелочно-ультраосновной

формаций рифтовой системы Белого моря и ее обрамления соответствуют составу мантийного источника так называемой преобладающей примитивной мантии (PREMA), которая обычно рассматривается как главный изотопный резервуар магматических расплавов, генерируемых мантийными плюмами. Проведенные расчеты показывают [Арзамасцев, Митрофанов, 2009], что суммарный объем палеозойских выплавов только в северо-восточной части Балтийского щита составляет $15000 \pm 2700 \text{ км}^3$. Установлено, что в процессы магмогенерации была вовлечена значительная часть субконтинентальной литосферной мантии, достигающая глубины 120 км, т.е. простиравшаяся на всю глубину мантийной фации гранатовых лерцолитов. Эта область по площади соответствует району распространения проявлений палеозойского магматизма в Беломорском регионе, а по глубине коррелируется с определениями *P-T* условий формирования мантийных ксенолитов, обнаруженных в дайках и в трубках взрыва региона [Арзамасцев, Митрофанов, 2009].

Наибольшая вероятность плюм-литосферного взаимодействия возникла в среднем-позднем девоне – в период движения плиты Восточно-Европейского кратона в области экваториального горячего пояса Земли, в котором концентрировалась основная масса мантийных плюмов планеты [Глуховский и др., 1994; Глуховский, Моралев, 1998]. Можно полагать, что эта область континентальной литосферы, подвергавшаяся в то время сдвиго-раздвиговым деформациям в пределах древних рифейских рифтовых зон вследствие коллизионных событий на северо-западной окраине плиты, "наехала" на один из крупных мантийных плюмов. Вполне вероятно, что сочетание вышеназванных факторов и привело к проявлениям мантийного магматизма в разнообразных его формах, зависящих уже от конкретных структурно-тектонических обстановок (характера полей тектонических напряжений, кинематики активизированных рифтогенных разломов, мощности земной коры, структурно-вещественных неоднородностей и т.п.). Вышеописанная зональность проявлений среднепалеозойского магматизма на севере Восточно-Европейской платформы может объясняться и неравномерным воздействием термофлюидного потока плюма на верхние слои литосферы [Балуев и др., 2000, 2012].

Следует отметить, что существует и альтернативная точка зрения на причины латеральной зональности в размещении химически неоднородных продуктов позднедевонского магматизма, рассматривающая в качестве наиболее вероятной тектонической обстановки, ответственной за метасоматоз субконтинентальной литосферы, раннепротерозойскую субдукцию Беломорской плиты (в понимании авторов) в северо-восточном направлении [Сорохтин и др., 1996; Архангельская..., 2000], однако эта модель содержит некоторые противоречия [Еременко, Ненахов, 2002].

Кроме ареального распространения проявлений девонского щелочного магматизма в северной части ВЕП на Кольском п-ове существует и линейная зона, с которой связаны проявления и щелочного, и базитового магматизма в среднем палеозое. Это выше описанная Хибино-Контозерская тектоническая зона, которая является структурой пропагации Восточно-Баренцевского рифтогенного трога в пределы Балтийского щита. В области Хибинского массива эта зона накладывается (или сечет?) на Беломорский магматический ареал (см. рис. 2.23).

Совмещение в одних комплексах продуктов щелочно-базальтового и щелочно-ультраосновного магматизма – важная особенность массивов, приуроченных к Хибино-Контозерской тектонической зоне. Подобные контрастные ассоциации связываются с возможностью генерации широкого спектра расплавов – от щелочных базальтов до нефелинитов из исходного мантийного субстрата одинакового состава при разных значениях общего давления в зависимости от химических потенциалов летучих компонентов [Когарко, 1984]. Но, на наш взгляд, подобное сочетание различных магматических серий, прежде всего, определяется приуроченностью этих смешанных магматических ассоциаций к Хибино-Контозерской зоне. Важным элементом этой зоны является Кандское дайковое поле, расположенное в 50 км к ЮЗ от Хибин [Григорьева, Савицкий, 1980]. При ширине до 2 км это дайковое поле прослеживается с незначительными перерывами на расстояние около 25 км. В его ЮЗ части развиты дайки фурчитов и мончикитов, в центральной – фурчитов и тингуаитов, а в СВ – сиенитов и тингуаитов. Максимальное число даек встречается в местах пересечения СВ и ЮЗ разломов. Простираемость даек СВ 15-45°. Большинство их имеет простую форму и прямолинейные контакты. Реже наблюдаются неправильные жилы с резкими волнистыми контактами, а также маломощные (до 3 см) ветвящиеся прожилки. По морфологии дайки Кандского поля являются промежуточными между палеозойскими дайками долеритов Мурманского блока и дайками щелочных пород Кандалакшского залива. Если для первых характерны большие мощности, выдержанные простираения и прямолинейные контакты, то для второго типа характерны значительно меньшие мощности и извилистые контакты. Подобное различие в форме трещин, вероятнее всего, связано с динамическими обстановками, существовавшими в породах рамы, а не обусловлено составом расплавов. Крупные трещины, заполненные дайками в Мурманском блоке, отвечают большей степени растяжения, чем это имело место в районе Кандалакшского залива и, соответственно, Кандское поле по условиям растяжения являлось промежуточным между этими структурами.

Выводы к главе II.

Рассмотрев структурное положение и характер проявлений внутриплитного магматизма в Неогее на территории северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы, нужно отметить следующее:

1. Фиксируются два основных этапа проявления магматизма: позднедокембрийский (рифей-вендский) и среднепалеозойский (девонский), различающиеся как характером внедрения, так и составом магматических пород, но пространственно и генетически связанные с рифтогенными структурами рифейского и девонского заложения.

2. Крайне малочисленные известные проявления неопротерозойского магматизма приурочены к Онежско-Кандалакшскому палеорифту и представляют собой вулканогенные образования основного состава возрастом 667 ± 31 млн. лет в Онежском грабене и на его юго-западном плече дайки брекчиевидных пород основного состава с возрастом формирования 1.10-1-12 млрд. лет, отнесенные нами к флюидизатам. По геофизическим данным в осадочной толще Кандалакшского грабена на глубине 3.5-4 км предполагается залегание магматогенных тел основного состава – вероятных аналогов магматитов Онежского грабена.

Еще одна группа проявлений неопротерозойского (?) магматизма баренцевоморского комплекса (1,0-0,9 млрд. лет) обнажается вдоль баренцевоморского побережья Кольского п-ова в виде силлоподобных тел долеритов, пространственно и структурно связанных с разноориентированными диабазовыми дайками. Предполагается, что этот комплекс даек и силлоподобных тел формировался в борту развивающегося грабена, погребенного в настоящее время под толщей более молодых осадков в пределах акватории Баренцева моря, однако данные сейсмического профилирования не фиксируют каких-либо аномалий в волновой картине осадочных разрезов, которые можно было бы интерпретировать как магматогенные тела.

Незначительные проявления основного магматизма в период 1,1-0,9 млрд. лет в бортовых структурах РСБМ (флюидизаты Онежского грабена и долериты баренцевоморского комплекса) связаны, скорее всего, с воздействием процессов коллизии на раздробленную рифтогенезом часть литосферной плиты Балтики при собирании суперконтинента Родинии.

3. Рассматривая палеорифтовую систему Белого моря как рифтовую систему пассивной окраины древнего континента Балтика с крайне незначительным проявлением синрифтового магматизма, можно отнести ее к амагматичным рифтам. Установлено, что развитие амагматических рифтов приводит к образованию пассивных окраин с сильно

утоненной континентальной корой, подстилаемой мантийными частично серпентинизированными породами [Казьмин, Бяков, 1997]. Древним аналогом такой амагматичной рифтовой системы на Восточно-Европейской платформе может служить палеорифтовая система Белого моря, заложенная в позднем докембрии вдоль северо-восточной (в современных румбах) пассивной окраины древнего континента Балтика. В условиях отсутствия или малого количества магматического материала пассивная окраина формируется только за счет растяжения континентальной литосферы и ее утонения в несколько раз. Модель развития такого рифта показана на рис. 2.24

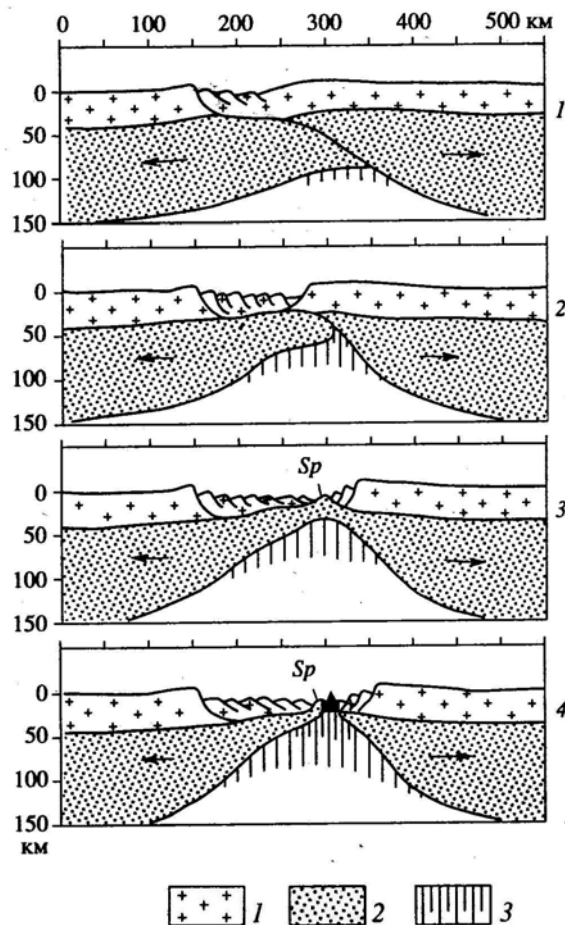


Рис. 2.24. Схема развития рифта без проявлений магматизма (по [Казьмин, Бяков, 1997]). 1 – кора; 2 – мантийная литосфера; 3 – область частичного плавления в астеносфере (густота линий отражает интенсивность плавления); стрелки указывают на направление движения плит; *Sp* – серпентинит.

4. Ареал проявлений внутриплитного щелочно-ультраосновного магматизма в среднем палеозое пространственно связан с областью динамического влияния структур палеорифтовой системы Белого моря и представляет собой некий овал, вытянутый вдоль простирания рифтовых структур, в пределах которого по составу и характеру проявления магматизма намечается концентрическая зональность (см. рис.2.23). *Внутренняя, или*

центральная зона слюдяных кимберлитов охватывает поля продуктивных слюдяных кимберлитовых трубок (Золотицкое поле в Зимнебережном районе и на Терском берегу Кольского п-ова).

Средняя «мелилититовая» зона объединяет поля даек, трубок и силлов мелилититового состава, при этом северо-западный и юго-восточный фланги «мелилититовой» зоны различаются по характеру и форме проявления магматизма. Если на северо-западном фланге в пределах щита на плечах Кандалакшского и Колвицкого грабенов щелочной магматизм проявлен преимущественно в виде кустов мелилититовых даек, то на юго-восточном фланге в пределах плитной части платформы щелочной магматизм имеет преимущественно диатремовый характер.

Внешняя, или периферическая зона среднепалеозойского магматического ареала в северо-западной своей части объединяет группу массивов центрального типа щелочно-ультраосновной формации в пределах щита, а в юго-восточной – поля трубок толеитовых базальтов, прорывающих осадочный чехол платформы. Есть данные [Саблуков и др., 2000], что глубинность образования магматических очагов увеличивается от внешней зоны к центральной, а основность самих пород уменьшается наоборот – от центра к периферии. Такая зональность среднепалеозойского магматического ареала в северной части ВЕП, скорее всего, отражает плюм-литосферное взаимодействие в области развития континентального рифтинга и может объясняться неравномерным воздействием термофлюидного потока плюма на верхние слои литосферы. С другой стороны локальные проявления внутриплитного магматизма зависели от конкретной тектонической обстановки и приурочены в данном случае к таким тектоническим элементам земной коры как системы рифтогенных разрывов, зоны аккомодации, плечи рифтогенных грабенов и т.п. Проявления щелочного магматизма в области динамического влияния РСБМ в виде даек и трубок взрыва (в том числе и кимберлитовых) связывается с раскрытием трещин в пределах дуплексов растяжения в зонах сдвига.

5. Кроме ареального распространения проявлений девонского щелочного магматизма в северной части ВЕП существует также и линейная зона, с которой связаны проявления и щелочного, и базитового магматизма в среднем палеозое. Это выше описанная Хибино-Контозерская тектоническая зона на Кольском п-ове, которая является структурой пропации Восточно-Баренцевского рифтогенного трога в пределы Балтийского щита. В области Хибинского и Ловозерского массивов эта зона сочленяется (или сечет?) с Беломорским ареалом. Сочетание различных магматических серий определяется приуроченностью этих смешанных магматических ассоциаций к Хибино-Контозерской зоне.

Глава III. СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (Западно-Арктическая платформа)

Западно-Арктическая платформа объединяет три главных тектонических элемента: Баренцевскую (Свальбардскую), Тимано-Печорскую и Карскую (Северо-Карскую) плиты [Шкарубо, Шипилов, 2007], входившие в состав древнего палеоконтинента Арктида [Кузнецов, 2006, 2009; Филатова, Хаин, 2010], причлененного в конце венда – начале кембрия к раннедокембрийскому остову Восточно-Европейского кратона – Балтике. Впоследствии Арктида распалась при формировании циркум-полярного бассейна Северного Ледовитого океана, оставив причлененным к ВЕП свой фрагмент в виде Западно-Арктической платформы с более молодым гетерогенным фундаментом. Структурно-тектонический каркас Западно-Арктической платформы и основной набор ее элементов строения сложился в раннекиммерийскую эпоху тектогенеза. Современные Баренцевская плита и морская часть Тимано-Печорской плиты получили развитие уже как шельфовые плиты. В этом смысле им полностью соответствует термин «плита» в его классическом понимании, отвечающий части платформы (древней или молодой), перекрытой осадочным чехлом [Шкарубо, Шипилов, 2007]. Такой же трактовки вышеназванных плит придерживаются и автор.

Как уже отмечалось, с Восточно-Европейской платформой Западно-Арктическая платформа граничит по трансрегиональной границе, представляющей собой конвергентный шов, который выражен взбросо-сдвиговой зоной Тролляфьорд-Рыбачий-Канин (известной также как Тролляфьорд-Комагельв), продолжающейся к юго-востоку в виде Западно-Тиманского разлома (рис. 1.39). Этот глубинный разлом прослеживается между полуостровами Средний и Рыбачий и далее на запад на п-ове Варангер; в юго-восточном направлении в пределах баренцевоморской акватории и в Воронке Белого моря он отчетливо прослеживается в потенциальных полях до п-ова Канин (см. рис. 1.35). Не исключена вероятность того, что взбросо-надвиговые структуры использовали более древние плоскости сбросов рифтогенных грабенов при тиманском орогенезе.

Глубинный сейсмотомографический разрез литосферы Восточно-Европейской платформы, пересекающий ее по меридиану 36° в.д. [Цветкова и др., 2010], несмотря на то, что фактически отражает современное строение литосферы, на участке баренцевоморского шельфа содержит определенные элементы своей структуры, позволяющие интерпретировать их как сочленение надвигового характера двух литосферных плит – Восточно-Европейской и Западно-Арктической (рис.3.1). Между широтами 70° и 75° наблюдается «скупивание» литосферы и значительное увеличение

мощности низкоскоростного слоя Голицына-Гейко, что может свидетельствовать о «запечатанном» в мантии коллизионном событии, произошедшем на рубеже венда и кембрия при столкновении Балтики с Арктидой.

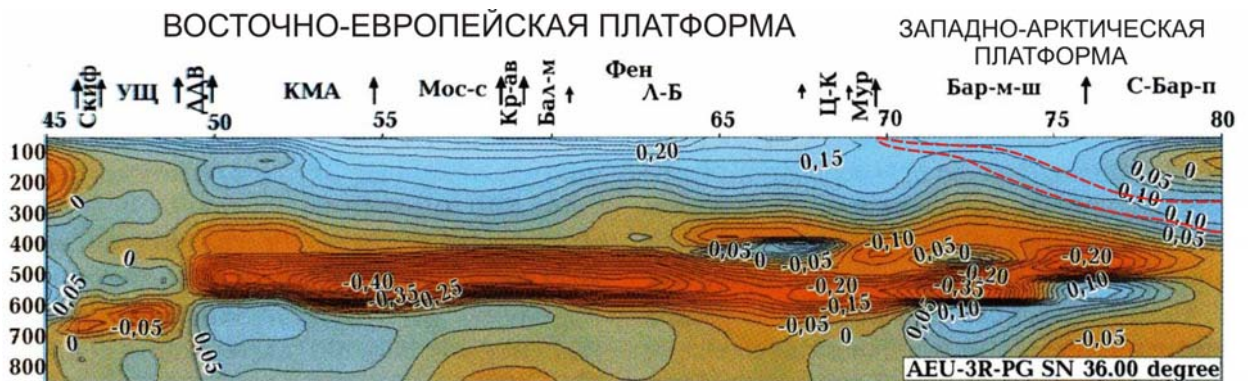


Рис. 3.1. Глубинный сейсмотомографический разрез Р-скоростной модели литосферы Восточно-Европейской платформы и ее северного обрамления по меридиану 36° в.д. (по [Цветкова и др., 2010]). Красные линии – внутрилитосферные разделы зоны сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ. Буквенные обозначения: Скиф – Скифская плита, ДДВ – Днепровско-Донецкая впадина, КМА – Курская магнитная аномалия, Мос-с – Московская синеклиза, Кр-ав – Крестовский авлакоген, Бал-м – Балтийское море, Фен – Фенноскандинавский щит, Л-Б – Лапландско-Беломорский пояс, Ц-К – Центрально-Кольский блок, Мур – Мурманский блок, Бар-м-ш – Баренцевоморский шельф, С-Бар-п – Северо-Баренцевский прогиб. Цифры по горизонтали – широта в градусах, по вертикали – глубина в км. Цифры на изолиниях – условные единицы (невязки скоростей в км/сек).

В работе рассматривается юго-западная часть Западно-Арктической платформы, представленной двумя плитами – Свальбардской и Тимано-Печорской (см. рис.1.1 и 3.2).

Структурой, разделяющей Свальбардскую и Тимано-Печорскую плиты, служит *Мурманско-Куренцовская (Печоро-Баренцевская) флексурно-сбросовая зона*, обрамляющая с юго-востока Восточно-Баренцевский трог. По сейсмическим и структурно-геологическим данным, в западной части ее суммарная амплитуда составляет 4-6 км, к востоку от 47° в.д. она разделяется на две расходящиеся ветви. Северная ветвь с вертикальной амплитудой 3-5 км простирается на СВ. Южная ветвь (*Южно-Баренцевская зона разломов*) с вертикальной амплитудой около 1,5-2,0 км, которая содержит и левосдвиговую составляющую, уходит в направлении южной оконечности архипелага Новой Земли, где она частично маскируется надвиговыми структурами [Объяснительная записка..., 1996]. Обе ветви находят отражение и в рельефе дна Баренцева и Печорского морей. Северной ветви соответствует широкий уступ высотой 100-150 м, а южной ветви – ложбина глубиной 70-80 м, в днище которой врезана узкая подводная долина.

Между этими ветвями флексурно-сбросовой зоны расположена клинообразная в плане *Куренцовская ступень*, которая занимает промежуточное положение между структурами Тимано-Печорской плиты и Восточно-Баренцевского трога. В силу этого на

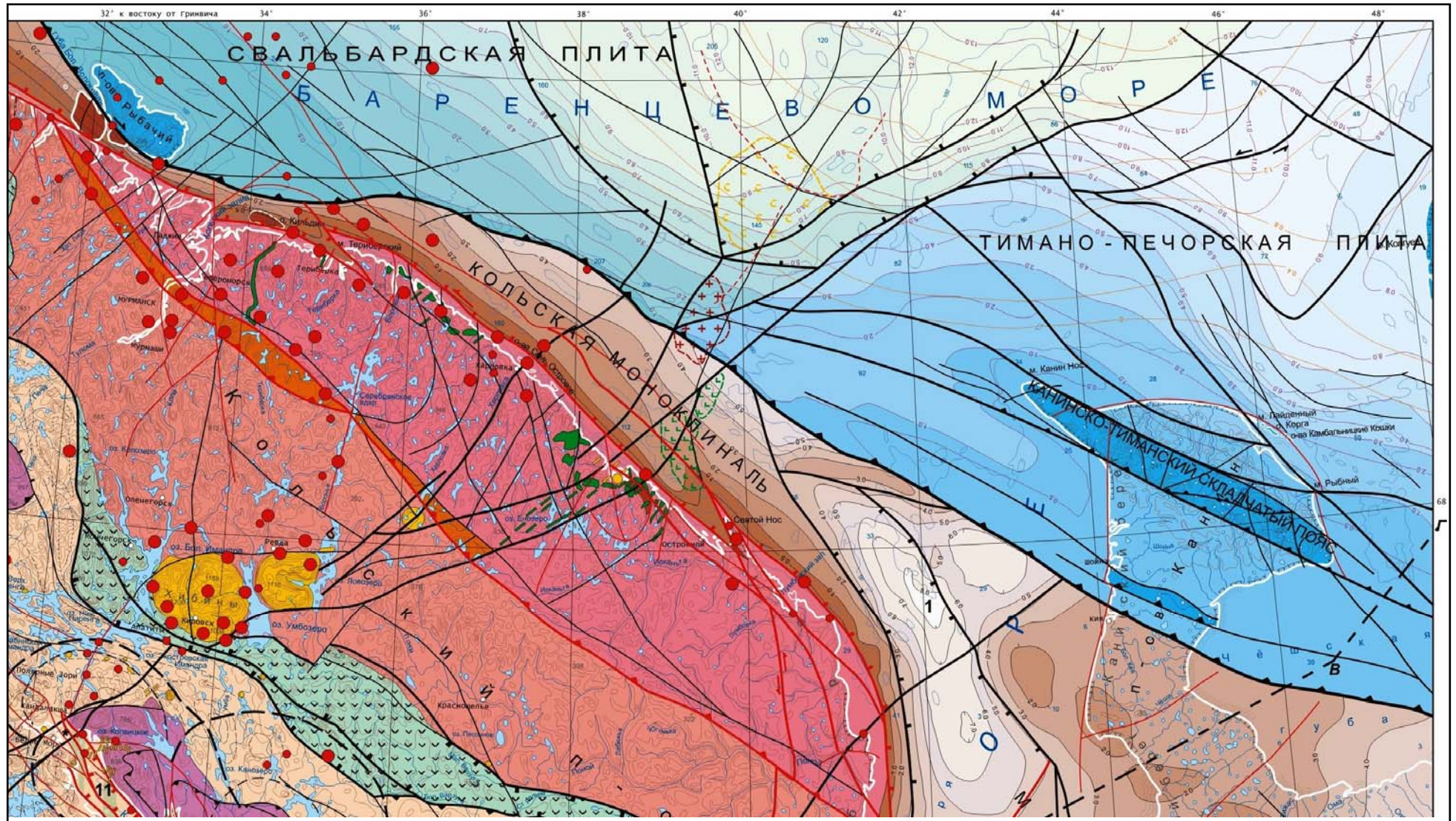


Рис. 3.2. Северный фрагмент «Тектонической карты Белого моря и прилегающих территорий» м-ба 1:1500000, демонстрирующий строение зоны сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ. Условные обозначения см. на рис. 1.6.

разных этапах развития региона Куренцовская ступень могла изменять свою тектоническую принадлежность (к плите или трогу), в зависимости от господствующего поля тектонических напряжений [Объяснительная записка ..., 1996].

III.1. СВАЛЬБАРДСКАЯ (БАРЕНЦЕВСКАЯ) ПЛИТА

Свальбардская (Баренцевская) плита сформировалась на гетерогенном основании, в состав которого входят как блоки гренвильского фундамента, так и, не исключено, байкальского (тиманского) в пределах узкой полосы пограничного с Тимано-Печорской плитой флексурно-сбросового пояса. На юге Баренцевской плиты (в пределах Канино-Варангерского складчатого пояса рифейд) предполагается полоса байкальского (тиманского) фундамента – Кольско-Финмаркенский мегаблок. На северо-восток от него располагается массив гренвильского фундамента – Центрально-Баренцевский мегаблок, включающий блоки дорифейской консолидации.

Позднепротерозойские складчатые структуры выходят на поверхность на полуострове Рыбачий, а на п-ове Средний и о. Кильдин рифейско-вендские молассоидные породы находятся в субплатформенном залегании [Rice, Roberts, 1995]. Полуостров Рыбачий, так же как и п-ов Средний, сложен осадочными породами, разделенными на две серии [Степкин, 1980]. Нижняя эйновская серия представлена в основном грубообломочными породами – конгломератами, конгломерато-брекчиями, гравелитами и песчаниками с редкими прослоями глинистых сланцев. Переход от эйновской серии к баргоутной постепенный. Баргоутная серия представлена менее грубозернистыми образованиями – песчаниками и сланцами с примесью карбонатного материала и редкими линзами конгломератов. Мощность толщи п-ова Рыбачьего, по данным [Любцов, Предовский, 1998], достигает 4300 м. Эти отложения залегают моноклинально с падением на СВ под углом до 15°. В северо-восточной и северной частях полуострова они смяты в складки различных размеров и с весьма разнообразным положением в пространстве. Контакт между толщами полуостровов Рыбачьего и Среднего тектонический, представляющей собой конвергентный шов, который выражен взбросо-сдвиговой зоной Тролльфьорд-Рыбачий-Канин, т.е. по этому разлому толща п-ова Рыбачьего надвинута на отложения п-ова Среднего.

Как показали картирование и структурный анализ комплекса рифейских образований п-ова Рыбачий [Зайцев и др., 2001; Морозов, 2004], наиболее выразительной чертой структуры рифейских толщ является дивергентно-веерный характер системы разрывных нарушений, связанных с эволюцией оперяющих шовную зону, которая разделяет два формационно различающихся комплекса этих полуостровов. Поверхности

надвигов, формирующих «структуру цветка», при этом отчетливо выполаживаются по мере удаления от шовной зоны, а кинематика движений по ним имеет комбинированный характер за счет сдвиговой компоненты, т.е. несет явные черты транспрессивных условий деформаций.

Согласно схеме корреляции верхнерифейских и вендских толщ северо-восточной окраины Русской платформы и Варангер-Тиманского пояса [Митрофанов и др., 2004], возраст кильдинской серии п-ова Среднего определен как поздний каратавий (конец позднего рифея), а перекрывающей ее волоковой – как вендский; породы рыбачинской (эйновская+баргоутная) серии п-ова Рыбачьего формировались в конце среднего (1126 ± 50 млн. лет) - начале позднего рифея. Таким образом, подтвердились представления А.А.Полканова [1934] о том, что более древняя и гипсометрически выше расположенная рыбачинская серия надвинута на отложения волоковой (венд) и кильдинской (верхний рифей) серий.

В отличие от Канина п-ов Рыбачий характеризуется положительным магнитным полем, что соответствует высокой намагниченности, не свойственной для пород рифея. Плотность рифейских пород рыбачинской серии ($2.65-2.68 \text{ г/см}^3$) значительно уступает плотности складчатых образований п-ова Канин ($2.70-2.85 \text{ г/см}^3$). Можно предположить, что повышенные значения магнитного и гравитационного полей п-ова Рыбачий обусловлены плотными и магнитными породами, подстилающими породы рыбачинской серии. По-видимому, п-ов Рыбачий представляет собой часть блоковой структуры, сформированной на краю Варангерского прогиба, взброшенной и надвинутой на субплатформенные образования позднего рифея. Такое структурно-тектоническое положение блока, как и существование самого Варангерского прогиба, подтверждается результатами сейсмопрофилирования на п-овах Средний и Рыбачий [Митрофанов и др., 2004; Симонов и др., 2002]. Судя по характеру аномального магнитного поля, центральная часть прогиба выполнена мощной толщей немагнитных пород. Уникальные данные, недавно полученные по скважине Р-1, пробуренной на полуострове Рыбачий восточнее перешейка, также подтвердили надвиговый характер дислокаций Рыбачинского блока [Медведев и др., 2009]. На интервале 0-17 м скважина прошла по рифейским осадочным породам, на интервале 17-400 м вскрыла катаклазированные плагиогнейсы и плагиограниты кристаллического фундамента, а далее еще около 1000 м прошла по осадочной толще рифея до отметки 1500 м, где она вновь вошла в породы кристаллического фундамента. Таким образом, получены несомненные доказательства наличия пологого надвига (шарьяжа) автохтонного комплекса мощностью свыше 1000 м, сложенного в ядре перемешанными катаклазитами, плагиогранитами, а также

слабометаморфизованными терригенными породами. При этом верхняя часть (висячее крыло) шарьяжной складки практически уничтожена эрозией в районе южной части п-ова Рыбачий, а гранитное ядро складки было вскрыто на глубине 17 м (см. рис. 1.39). Надвинута шарьяжная складка, скорее всего, с северо-востока, со стороны осевой части коллизионного сооружения, возникшего в кембрии при коллизии Арктиды с древним островом ВЕП – Балтикой. В эту же сторону можно ожидать раздвиг ядра, при котором рифейские породы могут оказаться на глубинах порядка 5 км [Медведев и др., 2009]. Таким образом, становится очевидно, что необходим пересмотр результатов интерпретации материалов сейсмического профилирования на п-овах Средний и Рыбачий и существующих представлений о геологическом строении этой части зоны сочленения Западно-Арктической и Восточно-Европейской платформ.

С тектоническим положением и надвиговым характером дислокаций Рыбачинского блока согласуется структура Рыбачинского вала, выделяемого в осевой части Варангерского прогиба. Вал уверенно прослеживается в волновых полях и в рельефе дна. Характер локальных аномалий гравитационного поля свидетельствует о том, что вал имеет сложное строение, представлен кулисообразной системой складок с левосторонним смещением осей и разбит на блоки, различающиеся по плотности и проницаемости пород. Об амплитуде сдвиговых перемещений верхней части рифейской толщи можно судить по смещениям осей локальных аномалий потенциальных полей. Они не превышают 3-5 км.

На Кольско-Канинском шельфе, северо-западнее п-ова Рыбачий, верхняя граница складчатого комплекса пород прослеживается по данным МПВ (профиль 1-АР) и характеризуется горизонтом Φ_0 (см. рис. 1.38). Граничная скорость для этого горизонта на глубине 0,5-1 км составляет 5,7-5,8 км/сек и постепенно увеличивается до 6,4-6,5 км/сек на глубине 10-12 км. Это может свидетельствовать о том, что породы не утратили способности к уплотнению и находятся на относительно низкой стадии метаморфизма. Здесь, в прибрежной части Кольского п-ова, на профиле 1-АР выделен крупный, вероятно раннерифейский прогиб [Сейсмогеологическая..., 1998], названный *Кольским авлакогеном*. Предполагаемая мощность рифейской толщи в прогибе достигает 14 км. В аномальном гравитационном поле ему соответствует характерный минимум, прослеживаемый от п-ова Варангер. К юго-востоку от п-ова Рыбачий предполагается замыкание прогиба [Журавлев, 2003ф].

Баренцевоморскую (Свальбардскую) плиту пересекает в субмеридиональном направлении от континентального склона на севере практически до зоны сочленения шельфовой плиты с Восточно-Европейской платформой **Восточно-Баренцевский трог (мегапрогиб)**, с которым связано большинство месторождений и проявлений УВ в

Баренцевом море. Эта рифтогенная структура с субокеанической корой заложилась в верхнем девоне и испытывает прогибание фактически до настоящего времени, накопив 18-20-километровый слой осадков, из которых за позднепермско-триасовый этап (т.е. за 20-25 млн. лет) в депоцентрах накопилось 10-11 км терригенных пестроцветных образований с содержанием вулканитов среднего-основного состава.

Восточно-Баренцевский мегапрогиб в рельефе поверхности фундамента выражен субмеридиональным трогом с глубинами 14-20 км с редуцированным гранитным слоем (субокеаническими трогами). На уровне верхней части осадочного чехла мегапрогиб выражен мегасинеклизой, очерчиваемой на геологической карте контурами распространения юрских и меловых отложений. В состав Восточно-Баренцевского мегапрогиба входят Южно-Баренцевская и Северо-Баренцевская впадины, разделенные Лудловской перемычкой. В рассматриваемую территорию (см. рис. 1.1 и 3.2) попадает лишь южное замыкание Южно-Баренцевской впадины, которое представляет собой ступени флексурно-сбросовых поясов [Шкарубо, Шипилов, 2007].

По данным ШГСП (широкоугольное глубинное сейсмическое профилирование) [Коган и др., 2004], южный склон Южно-Баренцевской впадины представляет собой серию сбросов амплитудой до 2,5-3,0 км. Многочисленными сейсмическими профилями показано, что разломы, ограничивающие впадину, относятся к типу листрических, что в совокупности с другими данными позволяет применить к механизму их образования модель эпиконтинентального рифтогенеза, сопровождающегося раздвижением бортов рифта. Глубина впадины по борту от верхней до нижней границы осадков составляет 17 км. Мощная толща палеозойских осадков нижнего этажа, заполняющая впадину между горизонтом P_1-C_3 и консолидированным фундаментом, последовательно выклинивается от нижних слоев к верхним у ее южного борта. В верхнедевонском-нижнекаменноугольном осадочном комплексе впадины по данным интерпретации магнитометрических данных предполагается наличие комплекса магматических пород основного состава позднедевонского возраста [Верба и др., 1998].

Средний этаж между горизонтами P_1-C_3 и T_3-J_1 резко уменьшается в мощности, и самый верхний кайнозойско-меловой этаж имеет выдержанную мощность. Осадочные слои залегают на консолидированных породах южного борта Южно-Баренцевской впадины. Границы в осадках наклонены на север к центру впадины под углами 3-5°. Вся прибортовая часть разреза разбита на блоки серией субвертикальных нарушений, охватывающих всю осадочную толщу и уходящих в фундамент до глубины 25-30 км. Кровля консолидированного фундамента воздымается по южному борту впадины с севера на юг с глубины 17 км (70°30' с.ш.) до 7,5 км (70°10' с.ш.). В консолидированной коре

здесь прослеживаются границы (K_1 , K_2 , K_3), падающие на юг, где их наклон с глубиной увеличивается. Граница М погружается ступенями к югу от 30 км на 71° с.ш. до 38 км на 69° с.ш. [Коган и др., 2004].

В центральной части Южно-Баренцевской впадины фундамент глубоко переработан и, возможно, замещен корой переходного типа [Шпилов и др., 2008]. Фундамент во впадине погружен до 18-20 км, и местами мощность консолидированной коры не превышает 10 км. Скорее всего, Южно-Баренцевская впадина образовалась в пограничной зоне Тимано-Печорской эпибайкальской и Свальбардской плиты с гренвилемским фундаментом. В этой зоне Свальбардская плита по глубоко залегающему сбросу-сдвигу западного простирания приходит в соприкосновение с рифейско-вендскими комплексами байкалитид Тимано-Печорской плиты. На древнюю структуру Свальбардской плиты накладываются более поздние тектонические процессы, связанные с развитием, в частности, Восточно-Баренцевского трога и блоково-надвиговой киммерийской орогенической системы Пайхойско-Новоземельского пояса.

Примечательно, что к юго-западу от южного замыкания Восточно-Баренцевского трога на Кольском полуострове отмечаются следы вероятной пропагации рифта в сторону Балтийского щита, продолжение которого проявляется в виде Хибино-Контозерской разломной зоны с признаками растяжения и проявлением щелочного и базальтоидного магматизма среднепалеозойского возраста [Балуев, Терехов, 2010]. С этой зоной пространственно и генетически связаны крупные и мелкие щелочные массивы (Хибины, Ловозеро, Курга, Контозеро, Ивановский) и ряд дайковых полей. В пределах акватории Баренцева моря продолжение тектонической зоны выделяется в потенциальных полях, а в ее пределах фиксируется ряд аномалий (см. рис. 1.35), интерпретируемых как интрузии разного состава, маркирующих зону проницаемости земной коры. Важнейшей особенностью массивов, приуроченных к Хибино-Контозерской тектонической зоне, является совмещение в одних комплексах продуктов щелочно-базальтового и щелочно-ультраосновного магматизма. В пределах шельфа эта зона разграничивает Свальбардскую и Тимано-Печорскую плиты, переходя в Мурманско-Куренцовскую (Печоро-Баренцевскую) флексурно-сбросовую зону, формирующую в то же время юго-восточный борт Южно-Баренцевской впадины.

Ш.2. ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ ПЛИТА

Тимано-Печорская плита (ТПП) возникла на месте обширной области байкальской (кадомской) складчатости, простиравшейся от Западно-Тиманского краевого шва на юго-западе до Байдарацкого глубинного разлома на северо-востоке. Земная кора Тимано-Печорской плиты разделяется Припечорским глубинным разломом на Тиманский и Большеземельский мегаблоки, которые отличаются характером геофизических аномалий, составом осадочных и вулканогенно-метаморфических формаций рифейских пород и сформировались в различных геодинамических обстановках. По условиям формирования комплексов фундамента эти мегаблоки соответствуют миогеосинклинальной (обстановка пассивной окраины) и эвгеосинклинальной (обстановка активной окраины, островных дуг) зонам байкалид [Шкарубо, Шипилов, 2007].

В работе Тимано-Печорская плита представлена своим западным углом Тиманского мегаблока, расположенным преимущественно в акватории Баренцева моря и частично в Воронке Белого моря (см. рис 3.2). Лишь на полуострове Канин обнажаются ее фундамент в виде позднепротерозойских осадочно-метаморфизованных пород, слагающих Канинскую гряду и гряду мысов Лудоватых, а также фрагменты палеозой-мезозойского вулканогенно-осадочного платформенного чехла. Контур ТПП с юго-запада ограничен, как уже отмечалось выше, взбросо-сдвиговой зоной Тролльфьорд-Рыбачий-Канин (известной также как Тролльфьорд-Комагелъв), продолжающейся к юго-востоку в виде Западно-Тиманского разлома. На п-ове Канин эта зона проходит чуть юго-западнее гряды мысов Западные Лудоватые и перекрыта четвертичными отложениями. Северо-западным ограничением ТПП служит *Мурманско-Куренцовская (Печоро-Баренцевская)* флексурно-сбросовая зона, обрамляющая с юго-востока Восточно-Баренцевский трог и в то же время являющаяся структурой, разделяющей Свальбардскую и Тимано-Печорскую плиты.

В пределах Тиманского мегаблока мощность земной коры составляет 38-40 км. Шельфовая часть плиты также имеет кору континентального типа, и ее мощность изменяется в том же диапазоне. Верхний слой консолидированной земной коры представлен карельским и байкальским структурными комплексами, при этом карельский комплекс подстилает байкальский на глубине 8-10 км (рис. 3.3). Фундамент Канино-Северотиманского мегавала сложен осадочно-метаморфическими рифейскими породами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев, частично эпидот-амфиболитовой, создающими слабо отрицательный фон магнитного поля. Породы фундамента выступают в сильно эродированной сводовой части мегавала. Амплитуда поднятия составляет около 1 км.

Канинский горст (вал 30×200 км) вытянут в северо-западном направлении, асимметричен, разбит множеством разломов, ортогональных простиранию. Свод его слагают слабометаморфизованные породы рифейского фундамента. Докембрийские образования п-ова Канин слагают разрезы двух структурных ярусов: нижнедокембрийского, предположительно нижнепротерозойского (микулкинская серия) и верхнепротерозойского (тархановская и табуевская серии). Глубокометаморфизованные породы микулкинской серии слагают ядро Микулкинской антиклинали (купола) на юго-восточной оконечности Канинской гряды. На основе U-Pb датировок цирконов из гнейсов микулкинской серии установлено, что они сформировались в результате трех последовательно проявившихся метаморфических событий, имевших место в интервале 1994-1764, 1372-1338 и 1280-1080 млн. лет назад. К рубежу 1 млрд. лет Канино-Северотиманский сегмент земной коры был выведен из области активного тектогенеза и к концу позднего докембрия представлял собой составную часть относительно стабильной внутриконтинентальной области [Пыстин, Пыстина, 2006].

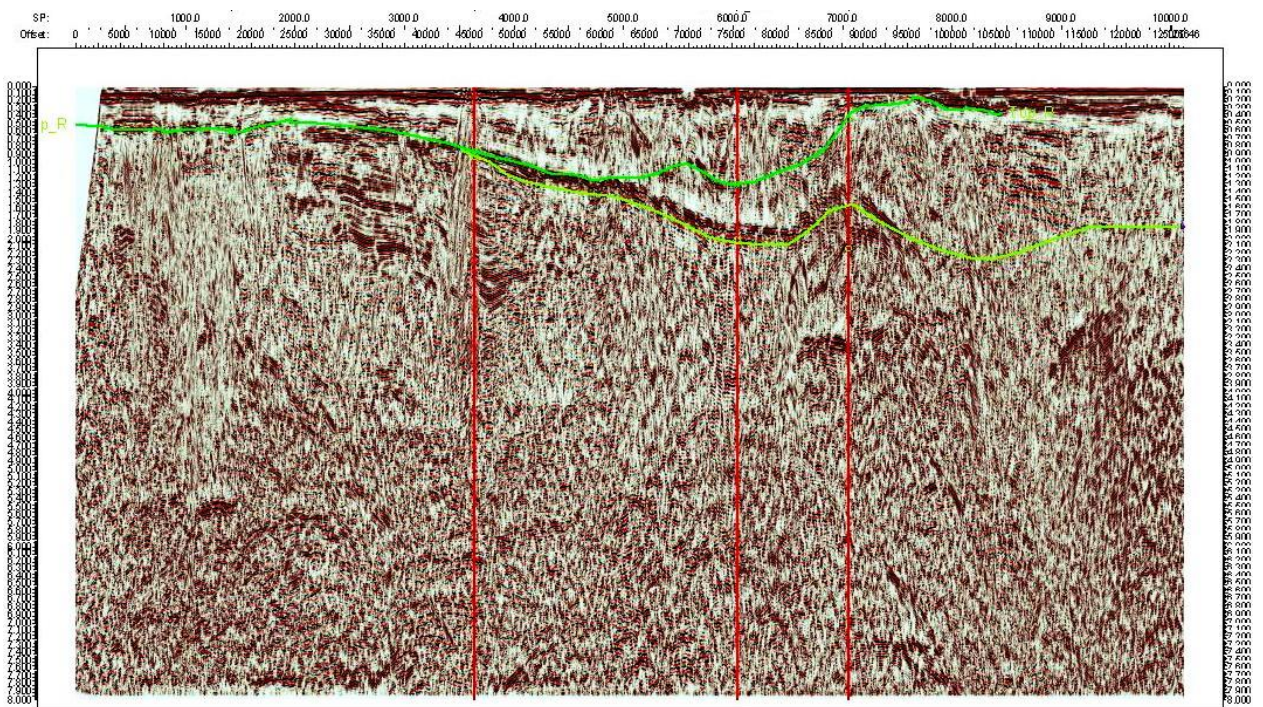


Рис. 3.3. Сейсмический профиль 200801, демонстрирующий двоякий фундамент Тиманского мегаблока

Юго-западное крыло Канинского горста крутое, иногда запрокинутое, осложнено взбросо-надвигом и перекрыто отложениями перми, триаса и средней юры. Северо-восточное пологое крыло сложено силурийскими, франскими и каменноугольными породами, осложнено более мелкими складками и дизъюнктивами. Поверхность вала сильно эродирована. По данным сейсморазведки и гравиметрии, складчатые структуры

Канинского вала отчетливо прослеживаются на 20-30 км в северо-западном направлении на Кольском шельфе. Судя по характеру аномалий гравитационного поля, структуры вала срезаются зонами разломов северо-восточного (Хибино-Контозерского) и субширотного направлений и «затухают».

К юго-западу от Канинского вала за зоной Главного разлома выделяется **Шойнинская ступень**. Как гипсометрически на современном дочетвертичном срезе, так и в структурном плане Шойнинская ступень опущена по сравнению с Канинским горстом. По результатам комплексной интерпретации сейсморазведки и гравиметрии предполагается глубина депрессии Шойнинской ступени до 2,5 км, а также развитие в ее пределах довольно мощной толщи субплатформенных образований рифея. Депрессия асимметрична – ее осевая наиболее погруженная часть прижата к Канинскому валу. В отличие от Канинского горста для Шойнинской ступени характерно близгоризонтальное залегание пород, значительно меньшая степень метаморфизма. Этот блок, по-видимому, отвечает так называемой Западной структурно-формационной зоне Тимана. К северу от Главного разлома выделяется Восточная структурно-формационная зона Тимана. Блок разбит серией глубинных разломов северо-западного простирания, обуславливающих линейно-блоковое строение структуры, среди которых выделяются такие структуры второго порядка как **Меснинский грабен** и **горст мысов Лудоватых**.

Поверхность рифейского фундамента в Меснинском грабене полого погружается на северо-восток к зоне Главного разлома, в горсте мысов Лудоватых рифейские образования выведены на дочетвертичную, а частично и на дневную поверхность. Сама горстовая гряда сложена карбонатной (доломитовой) толщей позднерифейского возраста, относящейся к карбостромовой формации, которая перекрывается и частично замещается по простиранию мощной толщей карбонатно-терригенных и терригенных пород верхнего и терминального рифея. Доломитовая толща мысов Лудоватых ограничена по простиранию разломами северо-западной ориентировки и смята в складки. Эта толща относится к образованиям континентального склона и деформирована в приразломной зоне [Оловянишников, 1998].

Меснинская депрессия сложена палеозойскими, преимущественно ассельско-артинскими и верхнепермскими комплексами мощностью до 1000 м. В восточной части, граничащей по разлому с Канинским горстом, сохранились триасовые и среднеюрские отложения незначительной мощности. Подстилающий их рифейский фундамент слагает метаморфический комплекс пород, объединенных в кийскую серию. Кийская серия представлена мелко-тонкозернистыми сланцами (филлитами) с подчиненными кварцитами и доломитами, часто строматолитовыми. Сланцы, как правило, кварц-

серицит-графитового состава, иногда магнетитсодержащие. Породы серии подвергнуты зональному метаморфизму начальной стадии зеленосланцевой фации (Черемхина и др., 1996ф). Несмотря на то, что породы фундамента в пределах депрессии вскрыты преимущественно скважинами, по описаниям керна пород можно сделать вывод, что породы серии дислоцированы с элементами складчатости, а многочисленные зоны рассланцевания до слюдистых сланцев свидетельствуют о тектонических подвижках (проскальзовании), как послойных, так и по складчатости. Скорее всего, судя по стратиграфическому расчленению толщи, ее слагают пакеты склоновых образований, надвинутых на юго-запад в сторону платформы. Состав моставихинской толщи (темно-серые до черных с шелковистым блеском, часто жирные на ощупь, графитсодержащие кварц-серицитовые и серицит-кварцевые сланцы), входящей в состав Кийской серии фундамента, угол падения рассланцевания пород к оси керна (до 45°) говорят о том, что, вероятнее всего, эта толща претерпела приразломные преобразования в зоне взбросо-надвига.

К северу от Канинского вала по данным сейсморазведки выделяется *Северо-Канинский прогиб*. Контуры прогиба отчетливо выражены гравитационным минимумом. Вблизи побережья он узкий и имеет северо-западное простирание. На границе с Южно-Баренцевской впадиной прогиб расширяется, меняет простирание на северо-восточное. Отрицательное магнитное поле свидетельствует о том, что прогиб выполнен немагнитными породами. Их мощность, предположительно, достигает 8 км и более.

III.3. КАНИНО-ТИМАНСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

С северо-востока Восточно-Европейскую платформу ограничивает Канино-Тиманский складчатый пояс, протягиваясь от п-ова Варангер в Северной Норвегии до Полюдова кряжа на Урале, захватывая краевую приграничную область Западно-Арктической платформы, включая Свальбардскую (Баренцевоморскую) и Тимано-Печорскую плиты. Его существование более ста лет назад предположил Ф.Н.Чернышов [1902]. Н.С.Шатский в ряде работ [Шатский, 1946 и др.] последовательно проводил идею о принадлежности этого горного пояса к позднекембрийским байкальским складчатым сооружениям и предложил дать ему название «*тиманиды*». Между тем геодинамика геологического развития этой области долгие годы являлась дискуссионной.

Впоследствии Н.И.Шатский отказался от представления о тиманидах как о складчатом поясе в пользу авлакогена [Шатский, 1964], однако В.Н.Пучков [Puchkov, 1997] вернул в обиход забытый термин как альтернативу термину байкалиды, малоприспособленному для точных корреляций, сопоставив их с поздневендскими структурами

кадомид Северо-Западной Гондваны [Пучков, 2003]. Термин «тиманиды» был затем принят международной группой исследователей в рамках проекта ТИМПЕБАР. В современном понимании [Пучков, 2008], тиманиды представляют собой складчатое сооружение, возникшее на месте позднерифейской океанической впадины, ограниченной с одной стороны пассивной окраиной континента Балтика.

На полуостровах Варангер, Рыбачий, Канин и на Тиманском кряже обнажаются вышеописанные осадочно-метаморфизованные складчатые образования, отождествляемые с тиманидами. К выходам на поверхность складчатых пород рифея на п-вах Канин и Рыбачий приурочены положительные линейные аномалии гравитационного поля. Всего здесь выделено две тектонически-отделенные друг от друга зоны, характеризующиеся определенной спецификой состава тиманид (рис. 3.4).

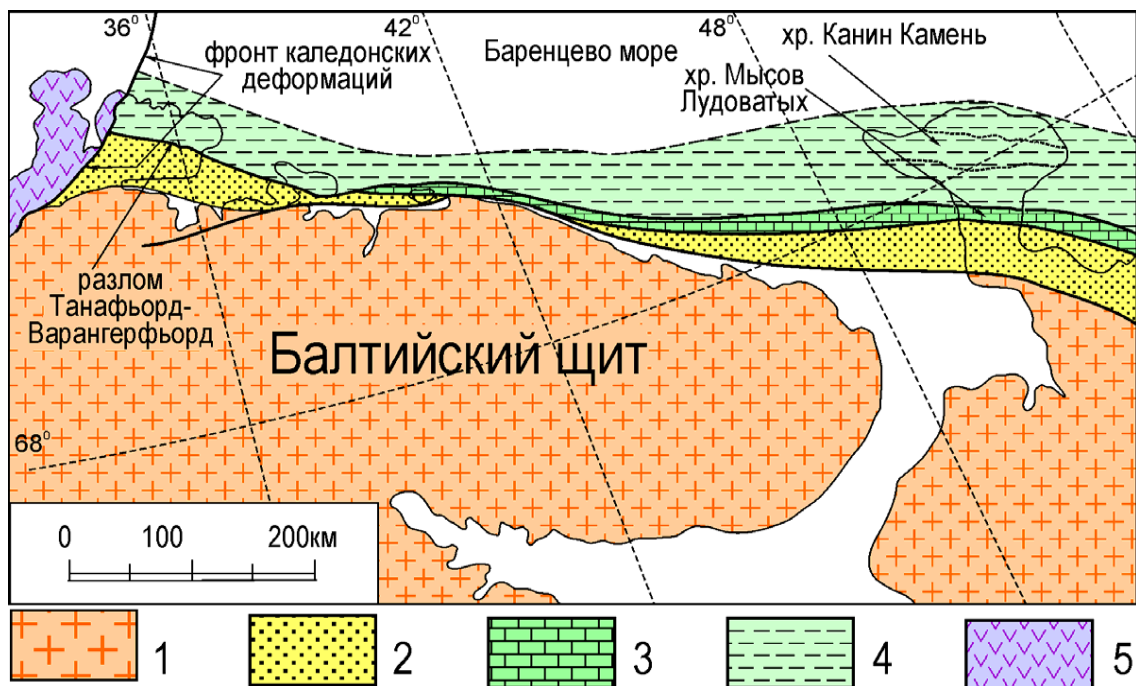


Рис. 3.4. Тектоническая зональность тиманид северо-восточного обрамления Балтийского щита и северо-западной части Тимано-Печорского региона (по [Кузнецов, 2008]). 1 – о-вов ВЕП; 2 – Кильдинско-Танафьорд-Варангерфьордская и Четласско-Джежимпарминская зона (аллювиально-дельтовые системы и песчаные отмели – континентальные и мелководно морские отложения); 3 – Цильменско-Ропченская зона и зона мысов Лудоватых («барьерный риф» – терригенно-карбонатные и карбонатные отложения); 4 – Рыбачинско-Баренцшавская, Вымско-Вольская и Ижемская зона (континентальный склон и континентальное подножье – морские глубоководные песчано-глинистые отложения); 5 – позднедокембрийский комплекс Финнмаркена (покровный комплекс Гаисса), участвующий в сложении нижних структурных элементов покровов Скандинавских каледонид (неравномерно метаморфизованные вулканогенно-осадочные и магматические комплексы).

1. **Внешняя (Кильдинская) структурно-формационная зона** – это зона развития континентальных и предельно мелководных морских отложений (кильдинская и волоковская серии, описанные выше), в некоторых случаях стратиграфически налегающих

на раннедокембрийские образования Балтийского щита. На п-ове Варангер эта зона называется зоной Танафьорд-Варангерфьорд. На юго-востоке она продолжается на п-ов Средний и о. Кильдин как Кильдинская зона.

2. Внутренняя (Рыбачинская) структурно-формационная зона – это зона развития более глубоководных образований (эйновская и баргоутная серии, описанные выше). На п-ове Варангер эта зона называется зоной Баренцшавс (или Баренц-си). На юго-восток она продолжается на п-ов Рыбачий как Рыбачинская зона.

Существуют надежные доказательства того, что структуры и комплексы этой зоны надвинуты в юго-западном направлении на структуры и комплексы Кильдинско–Танафьорд-Варангерфьордской зоны. Для внутренней структуры позднедокембрийских комплексов п-овов Средний и Рыбачий характерны асимметричные складки рассланцованных пород с шарнирами, ориентированными в северо-запад–юго-восточных румбах. Анализ этого структурного парагенеза приводит к выводу о том, что он сформировался в результате направленного на юго-запад тектонического смещения масс, произошедшего на рубеже венда и кембрия [Кузнецов, 2008].

Такое, ставшее уже традиционным, понимание зональности северо-восточного обрамления Балтийского щита, позволяет характеризовать ситуацию на позднедокембрийской окраине Балтики как обстановку, близкую к обстановке пассивной континентальной окраины. Фрагменты разных палеотектонических зон пассивной окраины позднее, но до каледонского тектогенеза, были пространственно сближены. Если предположить, что известковисто-терригенные породы, известняки и доломиты со строматолитами каратавского уровня нижней части кильдинской серии острова Кильдин в действительности не участвуют в строении разреза этого стратона, то они могут являться фрагментом полосы развития позднедокембрийских карбонатов, протягивающейся от Цильменско-Ропченской зоны Тимано-Печорской части Баренцевоморско–Тимано-Печорского региона через мысы Лудоватые на п-ове Канин (северо-восточный край Тиманского блока фундамента ТПП). В этом случае, подобно тому, как это имеет место в Тиманском блоке ТПП, карбонаты о. Кильдин маркируют собой «барьерный» риф, формировавшийся на бровке шельфа, на котором накапливались дельтовые и мелководно-морские осадки – кильдинская серия на о. Кильдин и п-ове Рыбачий, а также комплексы Вадсё, Тана и Вестертана на п-ове Варангер. Далее в сторону бассейна (т.е. на северо-восток) располагался континентальный склон и его подножье, где накапливалась мощная турбидитовая толща – эйновская и баргоутная серии на п-ове Рыбачий, а также породы серии Баренцшавс и Локвик-фьорд, распространенные в северо-восточной части п-ова Варангер. При этом зону континентального склона и подножья маркируют морские

образования, представленные глубоководными песчано-глинистыми отложениями Рыбачинско-Баренцшавской и Вымско-Вольской зон, а также Ижемского блока фундамента ТПП и выступов, сложенных неравномерно метаморфизованными комплексами на Северном \square ашской и на хр. Канин Камень.

Таким образом, ЮЗ тиманиды (включающие допозднекембрийско-раннеордовикские комплексы \square ашской и Тиманского мегаблока фундамента ТПП, п-овов Канин Нос, Средний, Рыбачий, Варангер, о.Кильдин и шельф прилегающих к ним частей Баренцева моря) сложены преимущественно осадочными породами, которые были сформированы на позднекембрийской пассивной Тиманско-Уральской окраине Балтики.

Выводы к главе III.

Подводя итог описанию геологического строения структур северного обрамления Восточно-Европейского кратона и области их сочленения, следует отметить следующее:

1. По сейсмическим данным в зоне сочленения тиманид с кратоном фиксируется сдвоенный фундамент: нижний – раннекембрийский кристаллический и верхний, налегающий на нижний, более молодой (байкальско-гренвильский) складчатый, но слабее метаморфизованный, а по данным бурения в южной части п-ова Рыбачий фиксируется надвинутая с северо-востока шарьяжная складка, скорее всего, со стороны осевой части коллизионного сооружения, возникшего в кембрии при коллизии Арктиды с древним остовом ВЕП – Балтикой.

2. Складчато-надвиговая структура тиманид образовалась в результате столкновения на рубеже венда и кембрия Тиманского сегмента Тимано-Уральской пассивной окраины Балтики с активной Большеземельской окраиной Арктиды с образованием композитного континента Аркт-Европа. В зоне столкновения Балтики и Арктиды сформировался асимметричный конвергентный коллизионный ороген тиманид с образованием покровов, шарьированных глубоко в пределы окраин обоих сталкивавшихся континентов. Юго-западное крыло орогена было сложено в основном позднекембрийскими комплексами Тиманской пассивной окраины Балтики, а его складчато-надвиговые дислокации характеризуются ЮЗ вергентностью [Кузнецов, 2009].

3. В результате этого события складчато-надвиговые дислокации тиманид перекрыли краевую Баренцевоморскую рифтовую зону, прослеживающуюся по сейсмическим данным вдоль древней пассивной континентальной окраины. При интенсивном растяжении литосферы и последующем ее разрыве в среднем рифее формировался континентальный склон с «висячим» над ним рифтом, который затем был

перекрыт осадочным клином. Геофизические данные свидетельствуют о существовании здесь аномальной зоны, интерпретируемой как «рефлектор, падающий в сторону океана» (SDR) и, возможно, представляющий собой «линзу начальной океанической коры».

4. На продолжении Хибино-Контозерской тектонической зоны, которая является структурой вероятной пропагации Восточно-Баренцевского рифтогенного трога в пределы Балтийского щита и с которой пространственно и генетически связаны проявления щелочного магматизма и ряд дайковых полей на Кольском п-ове, в пределах акватории Баренцева моря в потенциальных полях выделяется ряд аномалий, интерпретируемых как интрузии разного состава, маркирующих зону проницаемости земной коры, соединяющую ХКТЗ с южным замыканием Восточно-Баренцевского трога. В то же время эта зона разграничивает Свальбардскую и Тимано-Печорскую плиты, формируя юго-восточный борт Южно-Баренцевской впадины, что свидетельствует о значительно более древнем заложении (в догренильское время?) этой структуры в период аккреции Западно-Арктической платформы.

Глава IV. СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИКА РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ БЕЛОГО МОРЯ

Постдевонская история северной части Восточно-Европейской платформы характеризуется достаточно спокойным плитным режимом без каких-либо проявлений деструкционных тектонических событий и внутриплитного магматизма. Образование внутреннего моря на пассивной континентальной окраине Восточно-Европейской платформы было обусловлено всей историей эволюции литосферы северной части плиты, хотя морфологическое оформление впадины, ныне занятой морским бассейном, связано с неоген-четвертичной активизацией тектонических движений. Морские условия осадкообразования установились для бассейна в среднем голоцене около 6000 лет назад, откуда ведет свою историю уже современное Белое море [Спиридонов и др., 1980]. Неотектоническая активизация территории Беломорья проявляется системой активизированных разрывных дислокаций, которые отчетливо выражены в рельефе дна бассейна Белого моря, в очертаниях береговых линий, а также в ландшафтных элементах сухопутной части территории. Современный (неотектонический) структурный план Беломорского региона представляет собой чередование зон прогибаний и поднятий северо-западного простирания, в состав которых входит Онежская зона прогибания, Онежская зона поднятий, Кандалакшский прогиб (грабен) и Кольско-Кулойская зона поднятий (рис. 4.1) [Макаров и др., 2007].

Как известно, формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Кандалакшского залива Белого моря наследует и возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания Онежско-Кандалакшского палеорифта в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений. На дне Кандалакшского залива вдоль его простирания зафиксированы узкие и протяженные зоны опускания, представляющие собой зарождающиеся полуграбены с крутыми юго-западными и пологими северо-восточными бортами, выполненные современными морскими осадками [Невеский и др., 1977]. Сейсмоакустическое профилирование показало, что со времени последнего межледниковья (микулинское время) дно Кандалакшского залива погрузилось более чем на 200 м [Тарасов, Шлыкова, 2006]. По характеру морфологии дна Кандалакшского залива и очертаниям береговой линии отчетливо просматривается сегментация современного грабена (рис. 4.2).

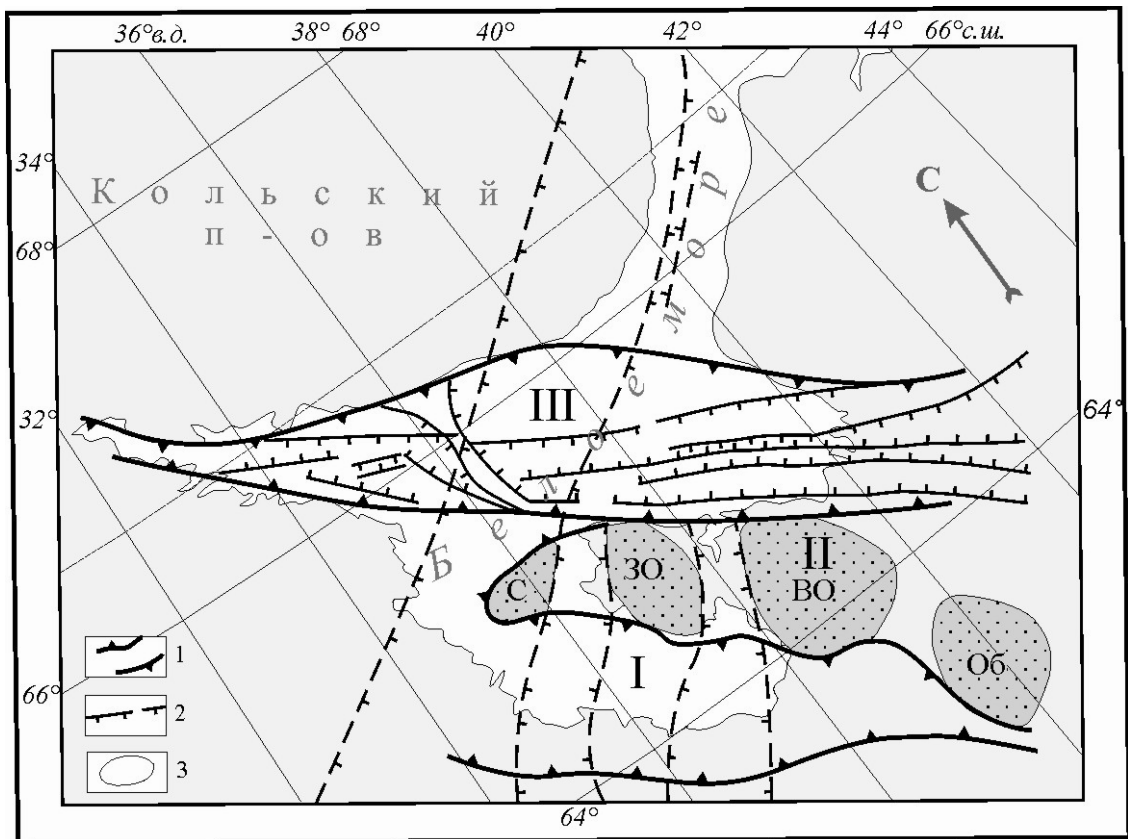


Рис. 4.1. Неотектонический структурный план Беломорья (по [Макаров и др., 2007]). 1 – границы зон прогибаний и поднятий; 2 – структурные ступени (штрихи направлены в сторону опущенных крыльев); 3 – контуры локальных поднятий. I – Онежская зона прогибания, II – Онежская зона поднятий, III – Кандалакшский прогиб (грабен), С – Соловецкое поднятие, ZO – Западно-Онежское поднятие, VO – Восточно-Онежское поднятие, Об – Обозерское поднятие.

Как уже было отмечено выше, на северо-западном окончании Кандалакшской впадины выделяется (Балуев и др., 2000) относительно небольшой сегмент грабена протяженностью около 80 км – Колвицкий, отделенный от основного грабена косою межвпадинной перемычкой, выраженной подводной грядой кристаллического фундамента, выступающего местами над водной поверхностью в виде цепочки островов Средние Луды. Так как Колвицкий сегмент представляет собой крайнюю северо-западную мелководную (до 70 м) часть Кандалакшского залива с многочисленными островками, сложенными породами кристаллического фундамента, то очевидно, что этот грабен Кандалакшского залива сформировался позже основного грабена в \square ашской-постледниковый период в результате интенсивных дифференцированных тектонических движений.

Установлено (Балуев и др., 2009б), что островная гряда архипелага Средние Луды, сложенная анортозитами Колвицкого массива, является межвпадинной перемычкой, разделяющей два молодых (современных) грабена: Кандалакшский, наследующий древнюю рифейскую впадину, и Колвицкий, и представляет собой зону аккомодации

тектонических напряжений, т.е. зону приспособления и переноса напряжений растяжения с одного отрезка



Рис. 4.2. Космический снимок «Ландсат» Кандалакшского залива Белого моря. По очертаниям береговой линии отчетливо виден тектонический характер ограничений современной впадины Кандалакшского залива и его сегментация.

Рифтовой зоны на другой. Таким образом, здесь наблюдается классическая схема сегментации континентальных рифтов [Wernicke, 1985], согласно которой рифты состоят из полуграбенов (сегментов) с переменной полярностью, при этом главный граничный сброс имеет вогнутую форму, а полуграбены соединяются зонами аккомодации со сдвиговой деформацией (рис. 4.3). Следует заметить, что в данном случае речь идет о современных грабенах – Колвицком и Кандалакшском, последний из которых наследует древний рифейский грабен, и разъединяющей их перемычке гряды Средних Луд.

Современный Кандалакшский грабен, занимающий большую часть одноименного залива к юго-востоку от перемычки и имеющий протяженность около 300 км, также представляет собой полуграбен с более крутым юго-западным бортом и, судя по рельефу

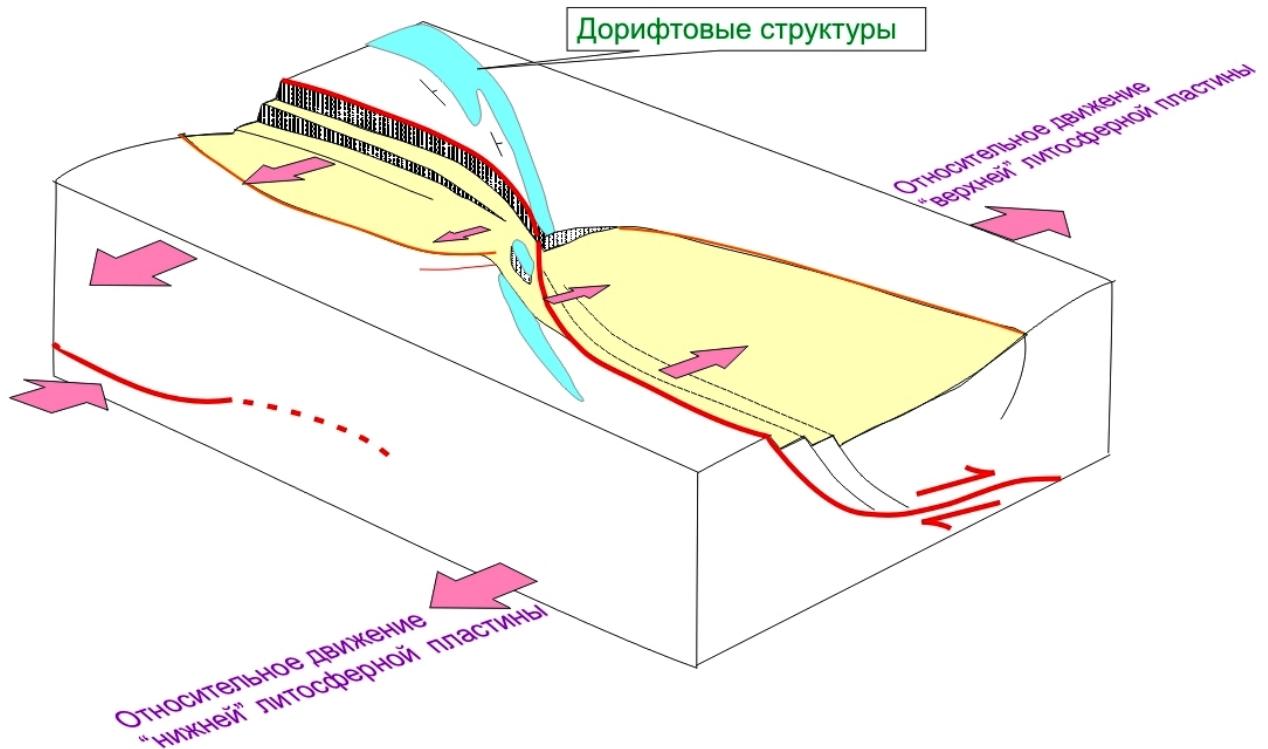
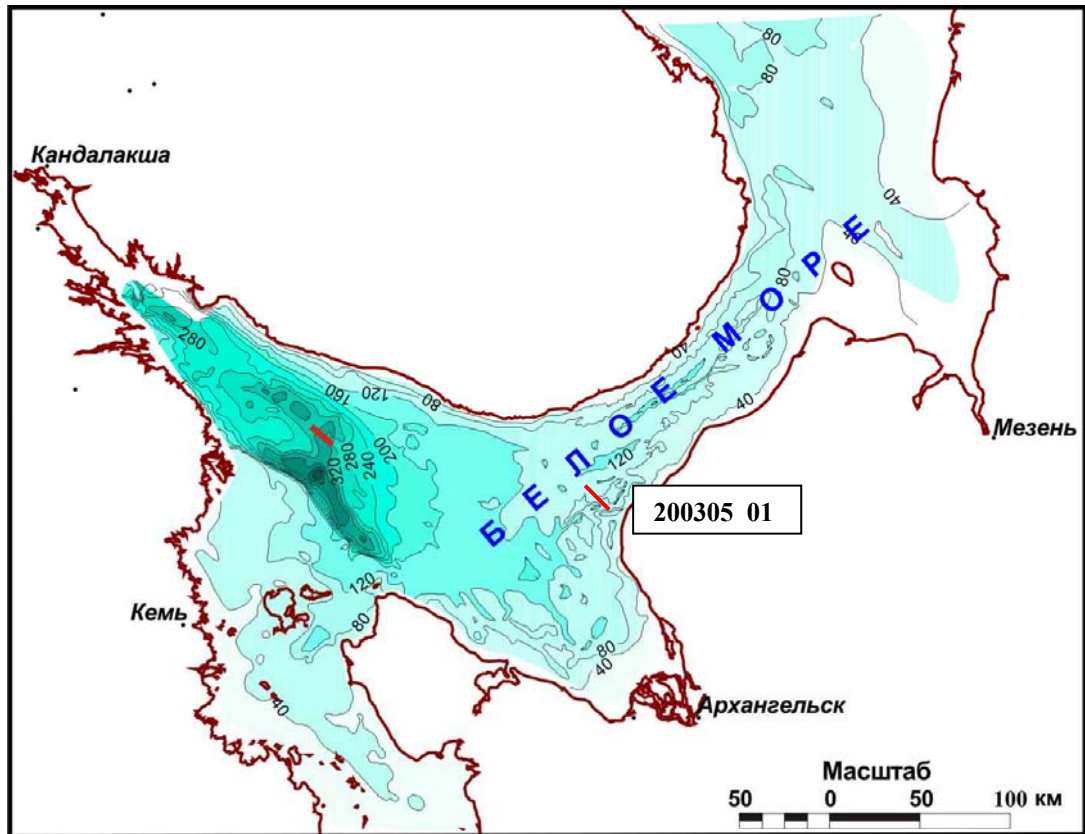


Рис. 4.3. Принципиальная кинематическая схема сегментации северо-западного фланга Онежско-Кандалакшской рифтовой зоны: древний, но обновленный Кандалакшский грабен (1) и молодой Колвицкий грабен (2), разделенные межвпадинной перемычкой архипелага Средние Луды.

Подшвы четвертичных отложений [Тарасов, Шлыкова, 2006], амплитудой сброса более 200 м (рис. 4.4). В нем приподнято юго-западное плечо, а опущено восточное. Соловецкий гравитационный максимум приурочен именно к юго-западному крылу, а на Карельском берегу, так же как и на Колвицком, встречаются анортозиты, гранулиты и эклогиты – образования нижних частей коры. В этом сегменте падение главного сброса направлено на северо-восток. Колвицкий грабен, занимающий часть Кандалакшского залива Белого моря к северо-западу от арх. Средние Луды, также имеет четко выраженную асимметрию, но, в отличие от Кандалакшского грабена, крутым его бортом с видимой амплитудой сброса более 50 м является северо-восточный. К северо-восточному крылу приурочена положительная гравитационная аномалия, и на поверхность здесь выходят более глубинные породы. Поэтому можно считать, что главный сброс в этом сегменте рифтовой зоны падает на юго-запад. Здесь же отмечается тенденция пространственной приуроченности заложения и активизации главных рифтообразующих разломов вдоль линейной зоны эксгумации глубинных пород на поверхность.



Условные обозначения

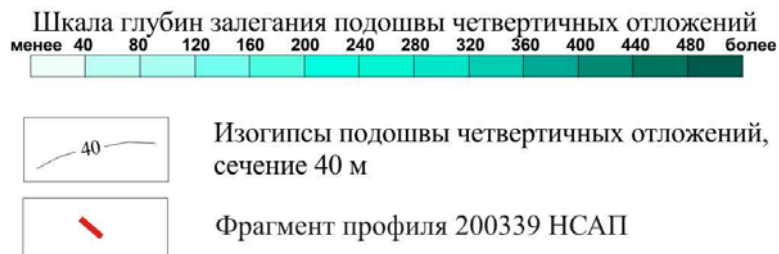


Рис. 4.4. Схема рельефа подошвы четвертичных отложений бассейна Белого моря по [Журавлев и др., 2009ф].

Юго-восточная часть Онежско-Кандалакшского палеорифта – Онежский грабен – перекрыт поздневендскими осадками платформенного чехла, однако и в этой части проявляются современные тектонические движения, о которых можно судить по косвенным признакам. По геофизическим данным, вдоль юго-восточного побережья Онежского залива кристаллический фундамент резко погружается с дневной поверхности под осадочный чехол до глубины более 2,5 км, формируя таким образом крутой юго-западный борт Онежского грабена. Цепочка островов Кийостровского архипелага, вытянутая параллельно главному граничному сбросу грабена, вместе с о-вами Шоглы являются, по всей видимости, реликтом денудированного плеча палеорифта. Здесь вдоль

восточного побережья Кий-острова, сложенного кварцитовидными породами, наблюдаются зияющие трещины отрыва дугообразной формы с плоскостями падения в сторону борта Онежского грабена (рис. 4.5). Такие ничем не залеченные трещины отрыва в прибортовой части грабена могли образоваться при сбросовых движениях, проявляющихся на современном этапе активизации древних рифтовых структур.



Рис. 4.5. Современные трещины отрыва в кварцитовидных породах юго-западного борта Онежского грабена (о. Кий). Фото автора.

Однако в данном случае процессы формирования современных грабенов в Белом море вряд ли стоит относить к зрелому континентальному рифтингу, т.к. они образуются в верхних горизонтах фундамента, не нарушая всю толщу земной коры.

Следует отметить, что значительную роль в формировании бассейна Белого моря играли поперечные структуры северо-восточного направления, которые, в частности, сформировали морфоструктуру пролива Горло. Помимо того, что позднекайнозойские сбросы определили границы современного грабена пролива Горло, материалы сейсмоакустического профилирования показали существование системы разрывных нарушений северо-восточного простирания в породах, подстилающих четвертичные отложения в центральной части грабена. В рельефе дна каждому из этих разрывов соответствует отрицательная форма в виде ложбины или рва, что свидетельствует о «живом» характере этих дислокаций (рис. 4.6). С точки зрения унаследованности грабен пролива Горло заложен над ступенчатой структурой фундамента, погружающегося от Балтийского щита под чехол Мезенской синеклизы.

Следует отметить характерную особенность формы западного борта современного грабена пролива Горло, который представляет собой ступенчатый дугообразный сброс, выгнутый во внутреннюю часть грабена. Обычно дугообразные сбросы выгнуты во внешнюю сторону грабена. Наблюдаемый феномен можно объяснить только тем, что современные восходящие движения массива Кольского полуострова, восточный край которого представляет собой западный борт грабена пролива Горло, доминируют над нисходящими в самом проливе Горло. В данном случае массив Кольского полуострова как бы надвигается в сторону свободного пространства, создаваемого погружающимся грабеном, формируя выпуклый край.

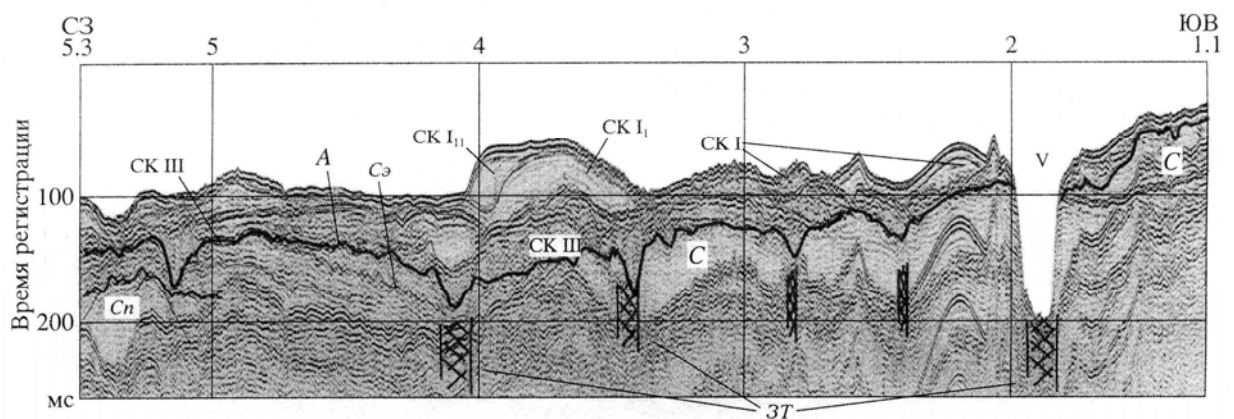


Рис. 4.6. Фрагмент временного разреза по профилю НП 200305_01 через пролив Горло Белого моря по [Шлыкова, Тарасов, 2006]. А – подошва четвертичных отложений; Сп – подошва вендских отложений; Сэ – эрозионная поверхность в вендских отложениях; С – вендский СК, V – современный врез; ЗТ – зоны трещиноватости, маркирующие разломную зону. Положение профиля см. рис. 4.4.

По результатам непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), выполненного ОАО МАГЭ в Белом море, прослежено направление движения ледников в

четвертичный период [Журавлев и др., 2008]. К юго-западу от п-ова Турий в глубоком врезе, в породах рифея выделены корни древнего ледника в виде тилла напора (рис. 4.7). Верхняя часть его срезана более поздним ледниковым потоком. Скандинавский ледник продвигался двумя языками вдоль Кандалакшского грабена по тектонически ослабленным зонам, формируя глубокие врезы и обтекая выступ рифейских пород (см. рис. 4.4). В центральной части грабена северный язык, уткнувшись в выступ более твердых пород, изменил направление течения, и ледник слился в единый поток. В зоне их конвергенции образовался оз. Слившись, ледниковый поток продолжал движение далее на юго-восток. Можно предполагать, что глубокий эрозионный врез, выделенный по данным НСП и МОВ ОГТ

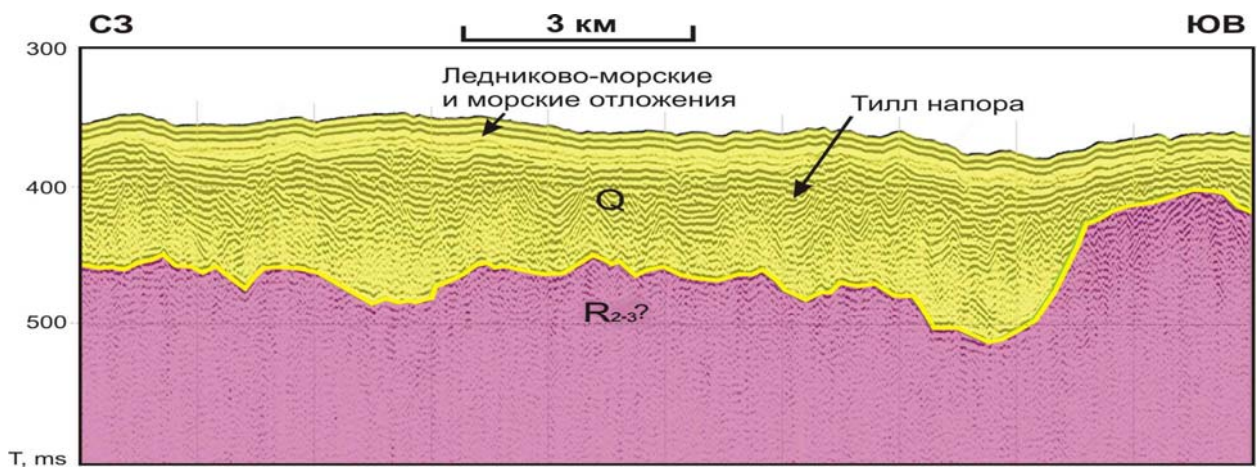


Рис. 4.7. Фрагмент профиля 200339 НСАП по [Журавлев и др., 2005ф]. Положение профиля см. рис. 4.4.

вдоль крутого юго-западного склона грабена, возник в четвертичный период и обусловлен экзарационной деятельностью, а также процессами, связанными с таянием ледников (рис. 4.8). О резком различии плотности образований, выполняющих эрозионный врез, и подстилающей их рифейской толщи свидетельствуют яркие отражения, полученные по данным МОВ от этой границы. Эрозионная ложбина, возможно, выполнена продуктами таяния ледников, моренными и, вероятно, декливиальными образованиями (mdI-III?), сползшими с крутого борта Кандалакшского грабена в результате неотектонических событий. Прослеживается несколько генераций оползневых тел, формирование которых происходило в результате сейсмических процессов. Мощность сейсмодислокаций иногда превышает 100 м. Многофазность ледниковых подвижек в районе Белого моря проявляется в сложном, слоистом строении маргинальных моренных гряд, прослеживаемых вдоль бортовых частей Кандалакшского грабена [Журавлев и др., 2009ф, Рыбалко и др., 2009].

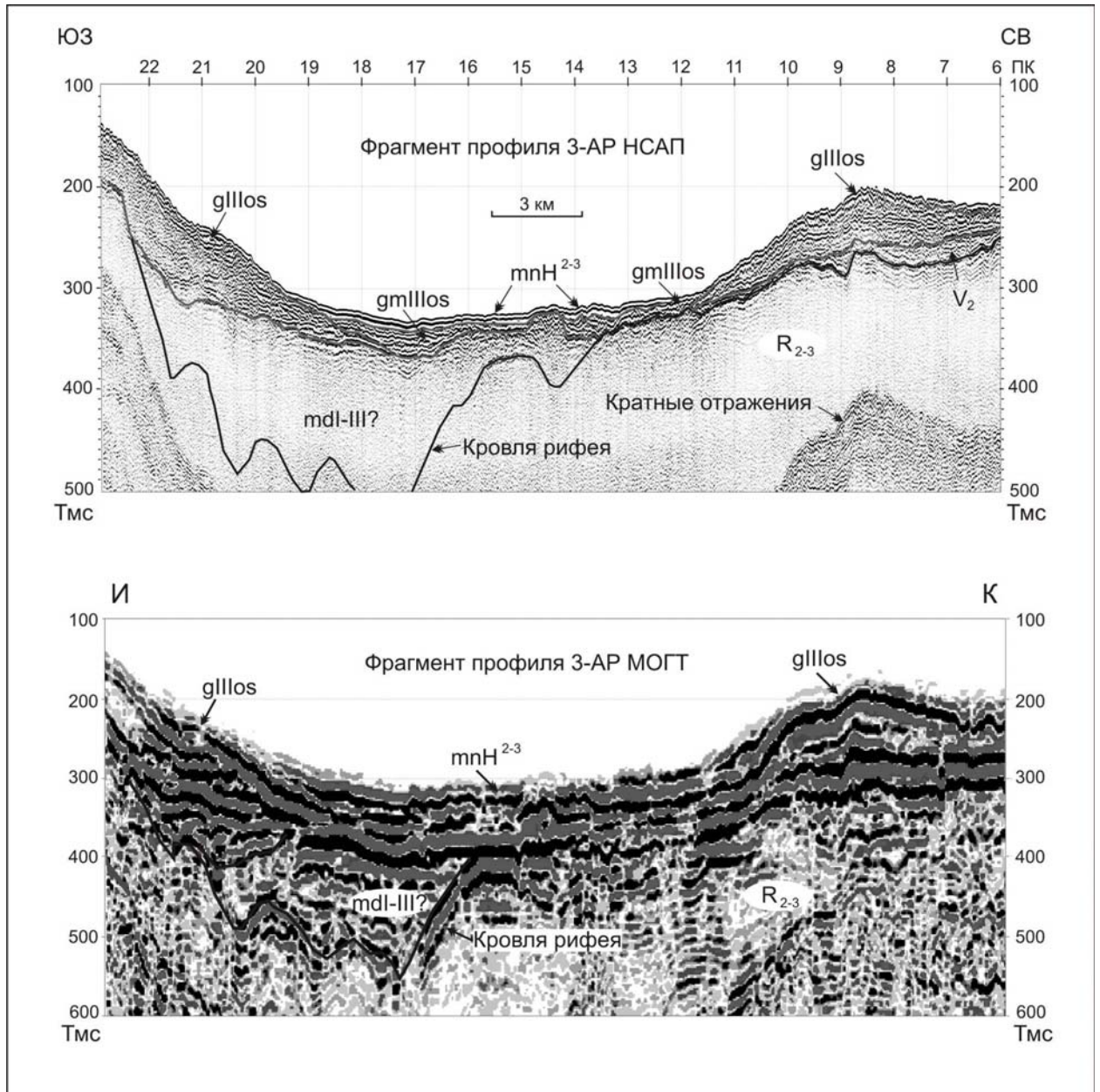


Рис. 4.8. Фрагменты сейсмогеологических разрезов НСАП и МОВ ОГТ по профилю 3-AP по [Журавлев и др., 2009ф].

Значительную роль в современном структурообразовании Беломорья играют сдвиговые деформации, проявляясь вдоль рифтогенных структур, что характерно практически для всех рифтовых зон. Существуют структурные данные [Чувардинский, 2000] о том, что на неотектоническом этапе развития в грабене Кандалакшского залива имеет место направленное с СЗ на ЮВ сдвиговое смещение в полосе шириной 15 км и протяженностью более 70 км. Сдвиговое смещение в юго-восточном направлении осложняется движениями по надвигам, сбросо-сдвигам и сбросам других направлений, но разломами, контролирующими развитие дислокационного процесса, являются сдвиги осевой части впадины Кандалакшского залива.

Сейсмические события, зафиксированные по берегам Кандалакшского залива, скорее всего связаны именно с этими дифференцированными движениями, хотя современный рифт Кандалакшского залива явно наследует зону глубинного разлома, зародившегося на окончании рифейского рифта. По данным, приведенным Ю.Г.Шварцманом (2009), по побережью и островам Белого моря за период с 1921 по 1980 гг. определены скорости поднятий в результате вертикальных движений от 0,4 до 5 мм в год. На Соловецких островах в период 1924–1980 гг. эта скорость в среднем составила 1,05 мм/год. Наибольшие скорости поднятий 3,14-5,05 мм/год зафиксированы западнее и северо-западнее Соловков по берегам Кандалакшского залива.

Мурманская сейсмогенная зона совпадает с зоной глубинных разломов «линеамента Карпинского», разграничивающего Балтийский щит и Баренцевоморскую шельфовую плиту. Об интенсивных землетрясениях здесь свидетельствуют многочисленные крутостенные рвы, трещины, выколы, сколы, камины, сейсмообвалы, часто встречающиеся в скальных уступах на всем Мурманском побережье. Облик современного рельефа Мурманского блока определяется тремя факторами – интенсивным расчленением тектоническими нарушениями, высокими скоростями воздымания суши и активной деятельностью моря, которое формировало на скальных склонах и между ними серии валунно-галечных береговых валов на высотах от 1 м (современный пляж) до 90-95 м [Романенко и др., 2008]. Высокие (около 200 м) береговые обрывы северо-западной части Кольского полуострова являются типичными берегами поднятия и находятся всего в 20-30 км от впадин с глубинами моря до 200-280 м. Эти впадины погружаются со скоростью порядка 1,5-2 см/год, тогда как скорость поднятия прибрежных районов северо-западной части полуострова, по данным повторного нивелирования, достигает 0,5 см/год [Крапивнер, 2006]. Многочисленные следы современной тектонической активности, проявленные в период накопления слабо консолидированных осадков верхнего седиментационного комплекса, обнаружены в различных районах баренцевоморского шельфа. Они представлены приповерхностными смещениями по разрывным нарушениям, деформациями продольного профиля погребенных под морскими илами речных долин, признаками грязевого вулканизма, палеосейсмичности и выражены в виде своеобразных форм донного мезо- и микрорельефа [Крапивнер, 2006].

Вероятно, выход на поверхность наиболее древних (архейских) пород Мурманского блока объясняется именно высокими скоростями и большой амплитудой разнонаправленного движения блоков по разлому Карпинского, что и вызывало достаточно интенсивную сейсмическую деятельность вдоль баренцевоморского побережья. Имеющиеся решения фокальных механизмов землетрясений [Ассиновская,

1986] свидетельствуют о проявлениях подвижек блоков земной коры взбросо-сдвигового характера по плоскостям разрывов северо-западного простирания, совпадающих с разломами, ограничивающими Кольский геоблок. Вдоль этих разломов нередко можно наблюдать сейсмодислокации (рис. 4.9).

В пределах этой зоны расположен и вышеупомянутый Ивановский грабен, представляющий собой фиордообразный залив Баренцева моря – губу Ивановскую и долину нижнего течения р. Ивановка. Эта структура имеет крутые борта высотой от 50 до 150-170 м, сложенные архейскими гранитоидами, часто представляющие собой хорошо выраженные тектонические эскарпы, глубина фиорда местами превышает 40 м.



Рис. 4.9. Сейсмодислокация (срыв блока кристаллических пород) в районе пос. Териберка на баренцевоморском побережье Кольского полуострова. Фото автора.

Борта фиорда повсеместно несут следы отрыва и осложнены сбросами, иногда ступенчатыми, и не имеют признаков сдвиговых или надвиговых смещений. Долеритовые дайки палеозойского возраста, секущие фиорд с берега на берег, также нигде не смещены в горизонтальном плане. На вершинах тектонических ступеней правого более приподнятого борта наблюдаются высыпки терригенных пород рифей-вендского возраста, выполняющих дно грабена, что свидетельствует о довольно интенсивных современных вертикальных движениях блоков и денудации залежавших на них осадков. По мнению

В.Г.Чувардинского [2000], на неотектоническом этапе грабен развивался в режиме горизонтального растяжения и представляет собой неотектонический раздвиг. Величина горизонтального растяжения в его пределах оценена им от первых сотен метров до 2 км.

Установлено, что тектоническая зона разлома Карпинского, которая на большей части Мурманского блока отделяет современный берег от моря, в районе западной части полуострова Святой Нос сочленяется с разломом, ограничивающим с юго-запада святоносский горст (рис. 4.10). Этот разлом, имеющий простирание около 340° , в южном направлении прослеживается в материковой части Кольского полуострова и имеет признаки левостороннего сдвига, по которому полуостров Святой Нос в настоящее время испытывает перемещение в СЗ направлении, вдаваясь далеко в

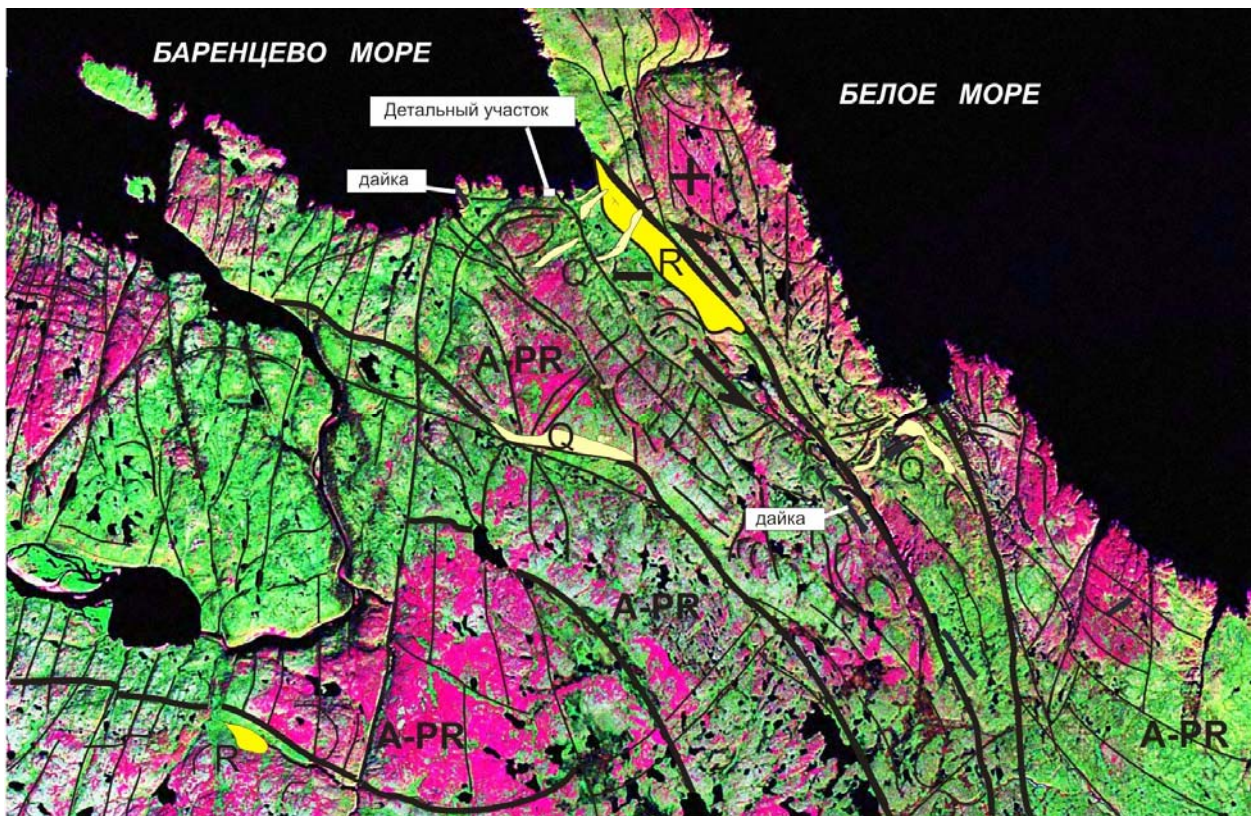


Рис. 4.10. Структурная схема участка «Святой Нос». Полевое дешифрирование космического снимка «Ландсат-15».

Морскую акваторию, при этом активно воздымаясь. К юго-востоку он отчетливо дешифрируется по материалам дистанционного зондирования до коленообразного изгиба р. Поной, который также, видимо, отражает левостороннее смещение по этому разлому с амплитудой до 10 км (см. карту). Отражением этих перемещений являются землетрясения, эпицентр одного из них зафиксирован непосредственно у западного края (фактически в зоне разлома Карпинского) полуострова Святой Нос.

По мнению ряда исследователей [Милановский, 1994; Аветисов, 1996; Юдахин и др., 2003, Землетрясения..., 2007, и др.], особенность проявления современных геодинамических процессов и внутренней сейсмичности на территории северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы определяется влиянием на Балтийский щит Северо-Атлантической зоны спрединга и зоны сочленения континент-шельф-море, где возникают высокие тектонические напряжения, а также современные вертикальные тектонические движения щита, одной из составляющих которых является и гляциоизостатический эффект. При изучении сейсмичности Балтийского щита была установлена циклическая (волновая) миграция очагов ощутимых землетрясений [Юдахин, Французова, 2001]. Перемещение волн сеймотектонических напряжений происходит в направлении СЗ-ЮВ, что совпадает с ориентировкой главных осей напряжений сжатия, и, судя по зарегистрированным землетрясениям, достигают юго-восточного побережья Белого моря (рис. 4.11).

Анализ распределения очагов землетрясений в северной части ВЕП показывает, что их распространение происходит вдоль активизированных крупных разломных зон палеорифтовых систем северо-западного простирания, достигая плитной части платформы. При этом, как видно, разрядка тектонических напряжений происходит часто на поперечно-секущих (северо-восточных) зонах. Это отчетливо проявлено в пределах Хибино-Контозерской тектонической зоны, представляющей собой зону пропации Восточно-Баренцевского рифта в пределы щита, а также вдоль линеаментных зон того же простирания на юго-восточном побережье Белого моря. Одна из таких зон – Онежско-Чёшская, выраженная в элементах современного ландшафта и поэтому хорошо проявленная на космических снимках полосой до 25-30 км шириной, явилась, по-видимому, естественным барьером для дальнейшего распространения волн сеймотектонических напряжений со стороны Балтийского щита, разряжая их на себе.

Установлено [Эринчек и др., 1999], что в платформенном чехле этой зоне соответствует серия параллельных флексуорообразных перегибов слоев, осложняющих ступенеподобными уступами моноклиальное погружение верхней части венда к центру Мезенской синеклизы. В фундаменте платформы этой зоне, вероятнее всего, соответствует глубинный разлом, ограничивающий волновод, располагающийся на границе слоев земной коры с разными реологическими свойствами.

Таким образом, выявленный структурный контроль проявлений внутриплитной сейсмичности на северной окраине ВЕП позволяет не только обозначить сейсмоактивные зоны вдоль палеорифтовых структур, но также наметить и области относительно более

низкой сейсмичности, благоприятные для размещения промышленных объектов повышенной экологической опасности.

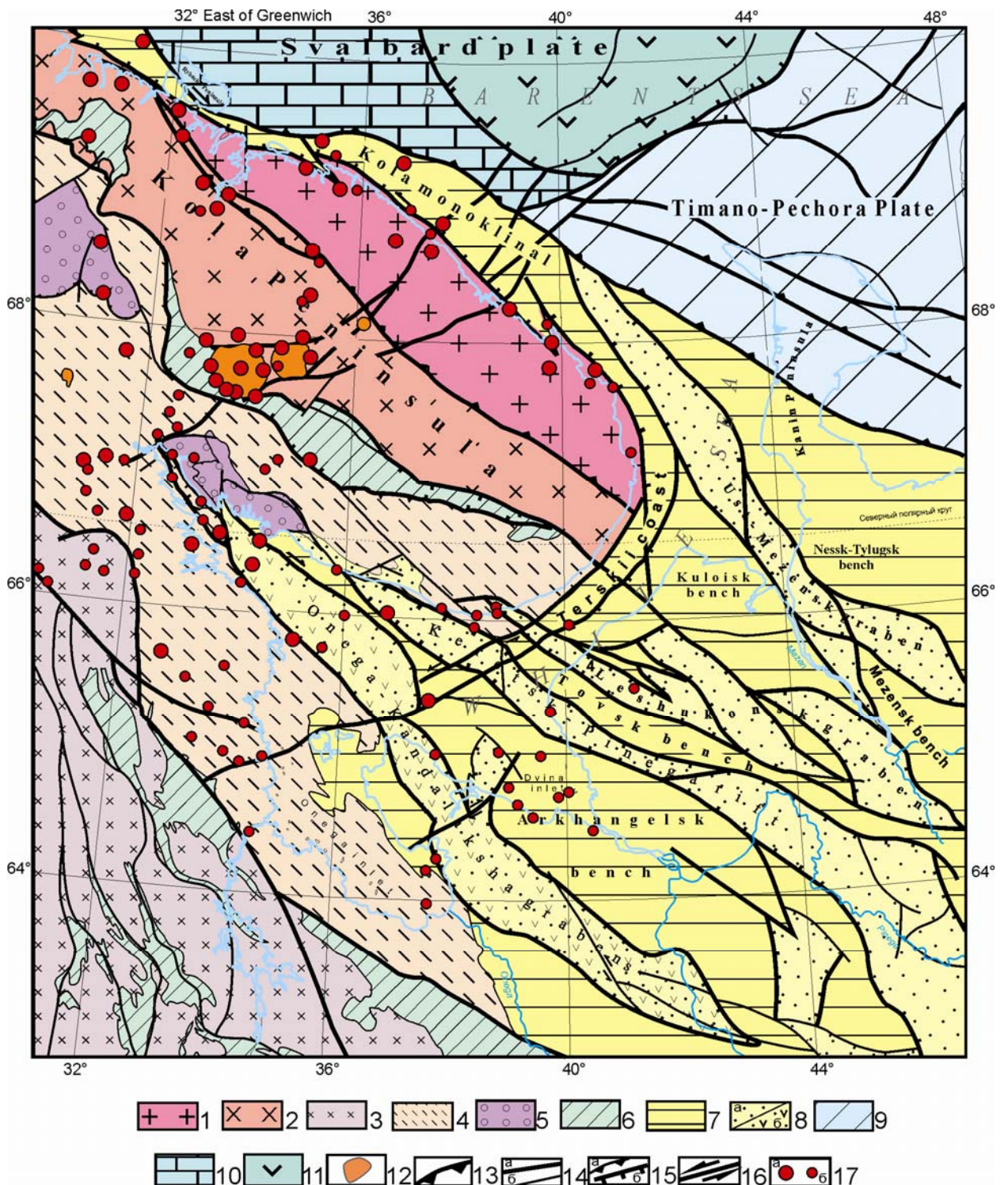


Рис. 4.11. Схема размещения эпицентров землетрясений в Беломорском регионе. (1-6): 1 – Мурманский блок, 2 – Центрально-Кольский блок, 3 – Карельский блок, 4 – Беломорский подвижный пояс, 5 – Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс, 6 – палеопротерозойские рифтовые пояса; 7 – □ашской часть платформы; 8 – рифтогенные грабены, выполненные отложениями: а) терригенными, б) вулканогенно-осадочными; 9 – Тимано-Печорская плита; 10 – Свальбардская плита; 11 – Восточно-Баренцевский рифтогенный трог; 12 – массивы палеозойских

щелочных интрузий; 13 – конвергентный шов; 14 – разломы: а) главные, б) прочие; 15 – а) надвиги и взбросы, б) сбросы; 16 – сдвиги; 17 – эпицентры землетрясений: $a \geq 3$ баллов, $b \leq 3$ баллов.

Выводы к главе IV

Несмотря на кажущуюся в настоящее время стабильность территории северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы здесь наблюдаются современные и неотектонические процессы, сформировавшие ныне существующий морфоструктурный облик ландшафта. В первую очередь это касается конфигурации бассейна Белого моря и северной границы Балтийского щита с акваторией Баренцева моря.

1. Формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Кандалакшского залива Белого моря наследует и возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания в Онежско-Кандалакшском палеорифте в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений. Два молодых (современных) грабена: Кандалакшский, наследующий древнюю рифейскую впадину, и Колвицкий разделены островной грядой архипелага Средние Луды, являющейся межвпадинной перемычкой, которая представляет собой зону аккомодации тектонических напряжений.

2. Значительную роль в современном структурообразовании играют здесь сдвиговые деформации, проявляясь вдоль рифтогенных структур, что характерно практически для всех рифтовых зон. Однако, в данном случае процессы формирования современных грабенов в Белом море не стоит относить к зрелому континентальному рифтингу, т.к. они образуются в верхних горизонтах фундамента, не нарушая всю толщу земной коры.

3. В формировании бассейна Белого моря также значительную роль играли поперечные структуры северо-восточного направления, которые, в частности, сформировали морфоструктуру пролива Горло Белого моря. Помимо того, что позднекайнозойские сбросы определили границы современного грабена пролива Горло, материалы сейсмоакустического профилирования показали существование системы разрывных нарушений северо-восточного простирания в породах, подстилающих четвертичные отложения в центральной части грабена.

4. Выход на поверхность наиболее древних (архейских) пород Мурманского блока объясняется высокими скоростями и большой вертикальной амплитудой разнонаправленного современного движения блоков по разлому Карпинского, что и

отражается в довольно интенсивной сейсмической деятельности вдоль баренцевоморского побережья.

5. Анализ распределения очагов землетрясений в Беломорском регионе показывает, что их распространение происходит вдоль активизированных крупных разломных зон палеорифтовых систем северо-западного простирания, достигая плитной части платформы. При этом разрядка тектонических напряжений происходит часто на поперечно-секущих (северо-восточных) зонах – Хибино-Контозерской и Онежско-Чешской.

Глава V. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В истории тектонической эволюции северо-востока Восточно-Европейской платформы достаточно уверенно выделяются как минимум шесть самостоятельных и длительных этапов: архейский – становление ранней гранитоидной коры Кольского и Карельского массивов, а также метаморфических поясов; палеопротерозойский – формирование Беломорского подвижного пояса и карелид, средне-позднерифейский – континентального рифтогенеза, венд-кембрийский этап коллизии древнего остова Восточно-Европейского кратона (Балтики) с палеоконтинентом Арктидой и последующего орогенеза, среднепалеозойский – реактивация РСБМ, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и, наконец, позднекайнозойский, когда образовался современный бассейн Белого моря. Каждый из этих этапов характеризовался определенным геодинамическим режимом и связанными с ним особенностями процессов, происходивших в верхней части коры.

V.1. Архейский этап

Независимо от той или иной геодинамической модели формирования докембрийской структуры Балтийского щита, на его территории выделяется три геоструктурные провинции, различающиеся по времени и условиям формирования. Это Карело-Кольская, Свекофеннская и Дальсландская. Здесь же мы ограничимся историей формирования лишь Карело-Кольской провинции.

Наиболее древними образованиями восточной части Балтийского щита являются породы Кольского массива – амфиболиты, пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые, иногда с кордиеритом или силлиманитом, реже с андалузитом плагиогнейсы, изотопный возраст которых варьирует от 2930 ± 50 млн. лет (Скв. СГ-3) до 2880 ± 45 млн. лет. Считается [Государственная..., 2000], что эти породы образовались по основным и средним вулканитам и их туфам, а глиноземистые гнейсы – частью по терригенным осадкам, а частью являются метаморфизованными кислыми вулканитами, образовавшимися за счет выплавления из верхней мантии. Эти образования совместно с внедрившимися в них несколько позднее (2850-2810 млн. лет назад) тоналитами-трондьемитами сформировали гранитоидную кору, на фундаменте которой был заложен рифтогенный Титовско-Поросозерский (Воронья-Колмозерский) зеленокаменный пояс, разделивший Мурманский и Центрально-Кольский блоки (террейны).

Обстановка сжатия обусловила коллизию Мурманского и Центрально-Кольского террейнов, в результате чего разделявший их зеленокаменный пояс был частично погребен под надвинутым на него с северо-востока Мурманским блоком. В это время (2,76-2,75 млрд. лет) породы Мурманского и Центрально-Кольского террейнов испытывали метаморфизм в условиях гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фаций и гранитизацию, а породы разделяющего их зеленокаменного пояса – метаморфизм в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации.

После окончания коллизии Мурманского и Центрально-Кольского террейнов и смены направления движений по шовной зоне с надвиговых на сдвиговые (правый сдвиг, обусловленный перемещением Мурманского блока по Титовско-Поросозерской шовной зоне и разлому Карпинского с северо-запада на юго-восток по дугообразным трещинам растяжения) в кратонизированные породы Мурманского блока внедрились дайки лейкогабброидов и лепидомелановых гранитов. Эти породы, секущие все архейские мигматиты этой территории, завершают архейский цикл эндогенной активности в пределах Кольского массива [Государственная..., 2000].

Карельский массив в неархейское время развивался как типичная гранит-зеленокаменная область. С этой эпохой связано заложение первых зон разломов и формированием вблизи них ранних зеленокаменных поясов (ЗКП). Они закладывались на границе Карельского и Беломорского геоблоков (Тикшеозерский и Пибозерский ЗКП). Для ранних ЗКП характерно присутствие среди вулканитов покровов коматиитов. Формирование зеленокаменных трогов происходило в условиях транстенсии и структур пластичного спрединга с проявлением вначале кислого (начало растяжения сиалических масс), а затем и основного (по достижении глубинных горизонтов литосферы) вулканизма и сопровождающих вулканизм вулканогенно-осадочных серий [Леонов М. и др., 2001]. На рубеже архея и протерозоя продолжается латеральная миграция масс, но уже в условиях транспрессии с формированием соответствующего комплекса структур. Интенсивно проявляется купольный тектогенез, динамотермальный и стресс-метаморфизм умеренных и низких фациальных серий. В конце периода происходит относительная консолидация разобщенных ранее объемов сиалического слоя и образование единого Карельского массива. Весьма вероятно, что на этом этапе произошла частичная агглютинация разобщенных ранее сиалических масс, составивших основание Восточно-Европейского кратона. В частности, единое целое составили Карельский и Кольский массивы [Леонов М. и др., 2001].

V.2. Палеопротерозойский этап

В настоящее время общепризнанным фактом является то, что к началу протерозоя в пределах Карело-Кольской провинции сформировалась континентальная кора, испытывавшая впоследствии рифтогенные преобразования. Наиболее интенсивные тектонические преобразования в палеопротерозое отмечаются в пределах Беломорско-Лапландского пояса, а также в краевых частях Кольской и Карельской провинций.

Раннепротерозойская эпоха в Карело-Кольской провинции Балтийского щита отмечена заложением и развитием рифтогенных поясов северо-западного простирания, наиболее крупные из которых, Печенга-Варзугский и Северо-Карельский, явились пограничными структурами, отделившими Беломорский подвижный пояс от Кольского и Карельского массивов. Геологическая история Печенга-Варзугского пояса началась 2,45 млрд. лет назад со становления расслоенных интрузий перидотит-пироксенит-габброноритовой формации (□ашской-варзугский комплекс) с медно-никелевым сульфидным оруденением, платиновой и хромитовой минерализацией и примерно одновозрастных массивов лейкогабброноритов, габброанортозитов и габбродиоритов (комплексы Главного хребта и анистундровский).

В развитии собственно Печенгской структуры выделяют три стадии [Государственная..., 2000]. Первая стадия внутриконтинентального рифтогенеза длилась до 2,1 млрд. лет назад, во время которой отложились полимиктовые конгломераты, базальты, андезитобазальты и их туфы, которые перекрываются красноцветными озерными терригенными отложениями и эвапоритами. В течение следующей стадии (2,1-1,95 млрд.) осуществлялся переход от внутриконтинентального рифта к межконтинентальному, типу красноморского, с короткоживущим спредингом (1990-1970 млн лет назад), что устанавливается по толеитовым базальтам, геохимически сходным с базальтами СОХ, бонинитам и ископаемым «черным курильщикам». В это же время (2,1-1,95 млрд лет назад) южнее над наклоненными на юго-юго-запад рифтообразующими разломами происходил реоморфизм архейских гранитоидов и образование системы гранитоидных куполов, прослеживающихся вдоль южной границы Печенга-Имандра-Варзугской зоны на всем ее протяжении.

Интенсивное сжатие, чешуйчатое перемещение тектонических блоков, в том числе сорванных гранитоидных куполов, массовое расланцевание и зональный метаморфизм протерозойских вулканогенных и осадочных пород, габбро-верлитовых интрузий и сульфидных медно-никелевых руд отвечают коллизионному этапу развития Печенгского района [Строение литосферы..., 2005]. Этот этап был непродолжительным, и его возрастные рамки точно не определены. Но он сыграл очень важную роль, преобразовав

ранее возникшую вулcano-тектоническую депрессию в шовную. Протерозойские тектонические движения и метаморфизм оказали мощное воздействие и на кристаллический фундамент. Тектонические движения коллизионного этапа наиболее интенсивно проявились в южном крыле Печенгской структуры. Окончание коллизионного этапа фиксируется по пересечению рассланцованных и метаморфизованных пород пояса Пасвик-Полмас гранитным массивом Вайнослаа, который имеет возраст 1,8 млрд. лет [Naarala et al., 1987].

На постколлизионном этапе режим сжатия сменился режимом растяжения, и произошло резкое изменение тектонического плана. Наиболее характерна для постколлизионного этапа цепочка среднепротерозойских (1772-1762 млн. лет) гранитоидных массивов лицо-арагубского комплекса, протягивающаяся в северо-восточном направлении вкрест общего простирания Печенга-Имандра-Варзугской зоны [Строение литосферы..., 2005].

Наиболее древние из достоверно выделяемых разломов восточной части Балтийского щита имеют раннепалеопротерозойский (сумийский) возраст. В период их формирования произошло дробление архейской кислой коры и заложилась карельские троговые структуры. Все магматические образования, возникшие на этой стадии эволюции щита, генетически связаны с обогащенным источником. В настоящее время все больше исследователей связывают этот магматизм с мантийным плюмом [Баянова, 2002], а судя по тому, что максимальное количество его продуктов – друзитов (подводящих каналов для расслоенных интрузий и вулканитов) встречается в Беломорском подвижном поясе, то и центр этого плюма, вероятней всего, располагался именно здесь. В распространении главных разностей вулканитов и расслоенных интрузий намечается зональность, свидетельствующая о существовании в это время пологой тектонической зоны, контролирующей их размещение. Асимметричность проявлений этого магматизма ярче всего проявлена в распределении кислых пород (риолитов, гранитов, чарнокитов) с голубым кварцем, образование которого возможно в лежащих крыльях сбросов. Глубинными аналогами основных вулканитов и расслоенных интрузий являются друзиты, габбро-анортозиты и частично основные гранулиты Лапландского пояса, которые формировались в режиме андерплейтинга. С этим процессом связано и образование мощных толщ гранатсодержащих пород, характеризующихся аномально высокими содержаниями ювенильного флюида. Это дает основание предполагать, что в сумийский период разрывы существовали не только в зоне хрупких деформаций, но и проникали до глубин 30-40 км в виде зон вязких разломов.

Крупнейшей линейной структурой Балтийского щита является Лапландско-Беломорский подвижный пояс (ЛБПП). Сложное геологическое строение этого пояса является поводом для дискуссий в отношении механизмов его эволюции, времени проявления и соотношениях эндогенных процессов. Благодаря высокой степени метаморфизма слагающих его пород образование и развитие пояса связывали с коллизионными процессами, т.е. с режимом сжатия [Глебовицкий и др., 1996; Слабунов, 2008]. Основной модели сжатия ЛБПП является его положение между двумя жесткими архейскими массивами – Карельским и Кольским. Предполагается свекофеннская или лапландская коллизия, которая сформировала структуру ЛБПП за счет сжатия, и в результате выдавливания произошла эксгумация глубинных пород. Доказательством этой коллизии в основном служат радиологические возраста и пологие залегания метаморфических пород ЛБПП.

Однако существует и альтернативная точка зрения [Терехов, 2003, 2007а]. В палеопротерозое Кольский и Карельский массивы не являлись жесткими плитами, а породы ЛБПП до рубежа 1,85-1,8 млрд. лет находились на глубинах 30-20 км. В период 1,8-1,7 млрд. лет образования ЛБПП были прорваны постскладчатыми интрузиями в тот момент, когда они уже были вблизи поверхности. То есть формирование современной структуры ЛБПП произошло в интервале 1.85-1.75 млрд. лет. Поэтому эксгумацию этих пород нельзя объяснить длительной эрозией. Можно с достаточной уверенностью говорить о том, что породы ЛБПП появились на земной поверхности или вблизи её к рубежу 1,8-1,7 млрд. лет. В этот период были сформированы разнообразные постскладчатые интрузии, которые прорывали породы ЛБПП, уже находившиеся в зоне хрупких деформаций. Эксгумация \square ашско-среднекоровых образований и фактически формирование современной структуры ЛБПП являлось сложным, многофакторным процессом и определялось сочетанием сбросов, сдвигов и ростом кольцевых вихреподобных структур. В ходе этих процессов, кинематика которых во многом еще недостаточно изучена, верхняя кора в виде Кольского и Карельского массивов раздвинулась, и глубинные породы появились на поверхности Земли. В ходе этого тектонического вскрытия никаких продуктов гигантской эрозии не образовывалось, а поверхностные соседние структуры разошлись на 200 и более км. Более мелкими структурными элементами эпохи эксгумации являются купола, разноориентированные зоны бластомилонитов и лежащие складки. Последние долгое время рассматривались как индикаторы коллизионных процессов, но в последнее время появляется все больше данных об их генезисе и в обстановке растяжения. С процессами эксгумации связаны и разнообразные вещественные преобразования, как в глубинных породах, так и в

перекрывающих, а затем и обрамляющих их комплексах [Терехов, 2003, 2007а]. Таким образом, к мезопротерозою сформировалась консолидированная кора Фенноскандинавского сегмента Восточно-Европейского кратона.

В настоящее время общепринятым считается выделение в пределах раннедокембрийского остова Восточно-Европейского кратона трех крупных разнородных и разновозрастных древних сегментов – Сарматии, Волго-Уралии и Фенноскандии [Богданова, 1986]. Пространственное сочленение этих сегментов происходило в интервале времени 2,0-1,7 млрд. лет и сопровождалось коллизионными процессами – орогенезами [Bogdanova et al., 2008 и др.]. Собираение раннедокембрийского остова ВЕП началось на рубеже ~2,0 млрд лет, когда столкнулись Сарматия и Волго-Уралия, при этом образовался Волго-Сарматский протократон. На рубеже 1,8–1,7 млрд лет с этим протократоном столкнулась Фенноскандия [Bogdanova et al., 2005]. В результате сформировался агломерат древних блоков – Протобалтика. На западе (в современных координатах) Протобалтики протекали аккреционные и коллизионные процессы (Готская фаза –1.73-1.55 млрд лет, Телемаркская фаза – 1.52-1.48 млрд лет, Данополонская фаза –1.50-1.40 млрд лет), в результате которых Протобалтика оказалась в составе суперконтинента Палеопангеи (Колумбии). В это же время в центральных и восточных частях Протобалтики размывались орогены, возникшие при столкновении (в конце раннего докембрия) Сарматии, Волго-Уралии и Фенноскандии. Продукты их разрушения заполняли окраинные (типа пассивных континентальных окраин) и внутрикратонные осадочные бассейны, некоторые из которых на ранних этапах своего развития являлись рифтогенными бассейнами, пространственно наследовавшими положение коллизионных поясов конца раннего докембрия [Bogdanova et al., 2008].

V.3. Средне-позднерифейский этап

Приведенный выше материал по строению северо-восточного сегмента платформы, а также опубликованные в последние годы палеогеодинамические реконструкции для рифейской эпохи позволили представить модель заложения и формирования палеорифтовой системы этого участка платформы [Балуев, 2006], приведенную ниже.

Несмотря на то, что среднепротерозойский (ранне- и среднерифейский) этап развития земной коры остается недостаточно освещенным [Хаин, 2001], имеется версия, что существовавший в это время суперконтинент Палеопангея (по [Piper, 2000]) или Колумбия (по [Rogers, Santosh, 2002; Zhao et al., 2004]) начал распадаться в среднем рифее. В это время Балтика с Лаврентией, входившие в состав суперконтинента, располагались в пределах экваториального «горячего пояса» Земли ($\pm 35^\circ$), в котором

концентрировалась основная масса мантийных плюмов планеты [Глуховский и др., 1994]. По всей видимости, это обстоятельство явилось наиболее вероятной причиной возбуждения процессов континентального рифтинга между Лаврентией и Балтикой вдоль северной и северо-восточной (в современных румбах) границ последней, приведших, в конечном счете, к раскрытию океана между ними. Раскрытие, скорее всего, происходило в процессе асимметричного рифтинга, т.е. последовательного продвижения (пропагации) рифта от края вглубь континента при относительном вращении континентальных плит в противоположные стороны: Лаврентии по часовой стрелке, а Балтики против часовой стрелки (см. рис. 5.1). Предполагается, что крупная по площади горячая область с утоненной литосферой над мантийным плюмом или восходящим потоком конвективной ячейки (вероятно, соответствующая понятию “Highly extended terranes” – области экстремального растяжения) формировалась по механизму активного рифтогенеза, тогда как конкретные рифты и рифтовые зоны образовывались в соответствии с моделью пассивного рифтинга, о чем свидетельствуют характерные черты их строения.

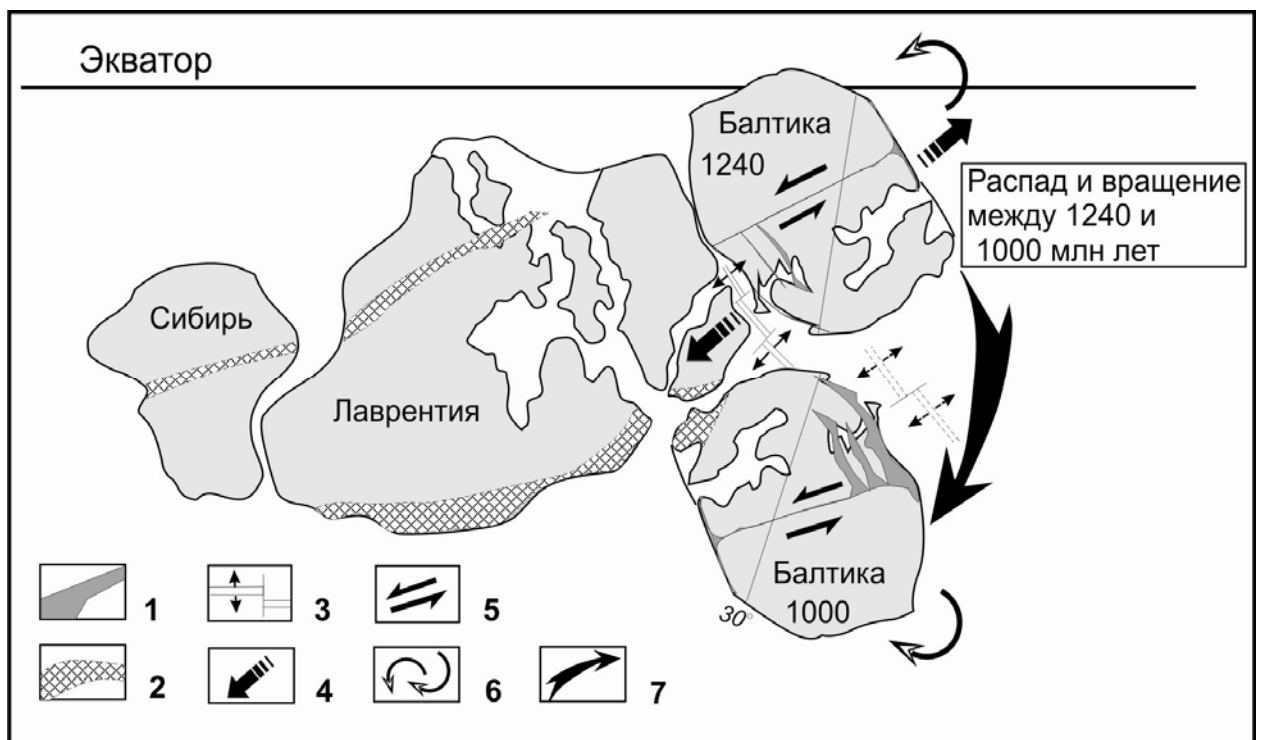


Рис. 5.1. Реконструкция перемещений континентальной плиты Балтики относительно Лаврентии в период от распада суперконтинента Палеопангеи (1300-1240 млн. лет) до аккреции нового суперконтинента Родинии (1050-1000 млн. лет), по [Piper, 2000] с дополнениями: 1 – рифтовая система Белого моря; 2 – мезопротерозойские орогенные/подвижные пояса; 3 – оси спрединга (сплошные – в среднем рифее, пунктирные – в позднем рифее); 4 – векторы горизонтального растяжения литосферы при распаде Палеопангеи; 5 – векторы напряжений левосдвигового смещения вдоль трансконтинентальной зоны; 6 – направления вращения Балтики против и по часовой стрелке; 7 – направление перемещения Балтики относительно Лаврентии в период 1240-1000 млн. лет назад.

В результате на краю Балтики в условиях горизонтального растяжения коры начал формироваться периконтинентальный осадочный бассейн пассивной окраины [Осадочные бассейны..., 2004], представлявший собой систему субпараллельных рифтовых зон, вытянутых вдоль края плиты и слегка раскрывавшихся веером в сторону расхождения плит. Судя по возрасту образований, выполняющих грабены Кандалакшско-Двинского и Керещко-Пинежского рифтов (1263 ± 40 и 1080 ± 40 млн. лет – возраст алевролитов терской свиты на южном побережье Кольского полуострова по [Коноплева, 1979]), именно они возникают первыми в этой системе. В это время в Онежском и Лешуконском (Кепинском) грабенах накапливались отложения сейсмостратиграфического комплекса А, среди которых преобладали, вероятнее всего, красноцветные континентальные осадки, компенсировавшие прогибание впадин [Сапожников и др., 2003].

Затем процессы рифтогенеза постепенно сдвигались ближе к краю плиты, и началось заложение Баренцевоморского (Мезенского) палеорифта, где возраст выполняющих их образований датируется соответственно 1190-1080 млн. лет и, вероятно, концом среднего – началом позднего рифея (толща, залегающая под кильдинской серией). Таким образом, можно говорить о развитии здесь на окраине континентальной плиты Восточно-Европейского кратона в среднем рифее процессов диффузного спрединга, в результате которых формируется краевой бассейн. Акцент наиболее полного раскрытия до океанической стадии сместился к Баренцевоморской рифтовой зоне, которая, в конечном счете, принимает положение «висячего» рифта на краю отколовшейся плиты.

Диффузный спрединг [Богданов, 2000] – это процесс растяжения, проявляющийся на обширной площади при отсутствии центральной рифтовой долины. Во время диффузного спрединга возникает несколько небольших линейных впадин, разделенных блоками коры континентального типа, которые отделяются от окраины континентальной плиты при развитии листрических разломов. Один из механизмов процесса диффузного спрединга предполагает, что в период растяжения и утонения континентальной коры в разобщенных впадинах образования океанской коры не происходит, и лишь в одной из этих впадин, наиболее глубокой и находящейся в зоне наивысшего теплового потока, активные процессы приводят к полному разрыву слоя континентальной коры.

Такой механизм формирования рифейской пассивной окраины континентальной плиты Восточно-Европейского кратона мог быть реализован в одной из моделей, рассмотренной Г.С.Листером с соавторами [Lister et al., 1991] для крупных растяжений литосферы после стадии раннего спрединга океанического дна, происходящих со срывом хрупкой верхней коры по детачменту, отделяющему последнюю от пластичной нижней коры (рис.5.2). Согласно этой модели предполагается, что начальная стадия образования

пассивной окраины является результатом воздействия напряжений горизонтального растяжения на континентальную кору над мантийным плюмом в период начала распада Палеопангеи. Растекание горячего мантийного вещества плюма передавало напряжения растяжения пластичной нижней коре, которая, растягиваясь, деформировалась без разрыва сплошности, т.е. испытывала пластичное растяжение.

При этом горизонтальное растяжение в верхнюю кору передавалось путем срыва хрупкой коры вдоль внутрикорового раздела (детачмента) с образованием полуграбена по листрическому сбросу (грабены Онежско-Кандалакшского рифта). Однако эта хрупкая деформация растяжения происходила не прямо над зоной пластичного растяжения нижней коры, а на некотором латеральном удалении от нее, где детачмент, изгибаясь к поверхности, переходит в зону листрического сброса. И лишь затем, на следующей стадии развития, «ашской» участок в верхней коре расширился, образуя систему субпараллельных трогов, разделенных наклонными блоками верхней коры, ориентированных по нормали относительно вектора растяжения. Расширяясь, система трогов постепенно «надвинулась» на нижележащую зону пластичных деформаций (или область сильно растянутой и потому утоненной и прогретой нижней коры).

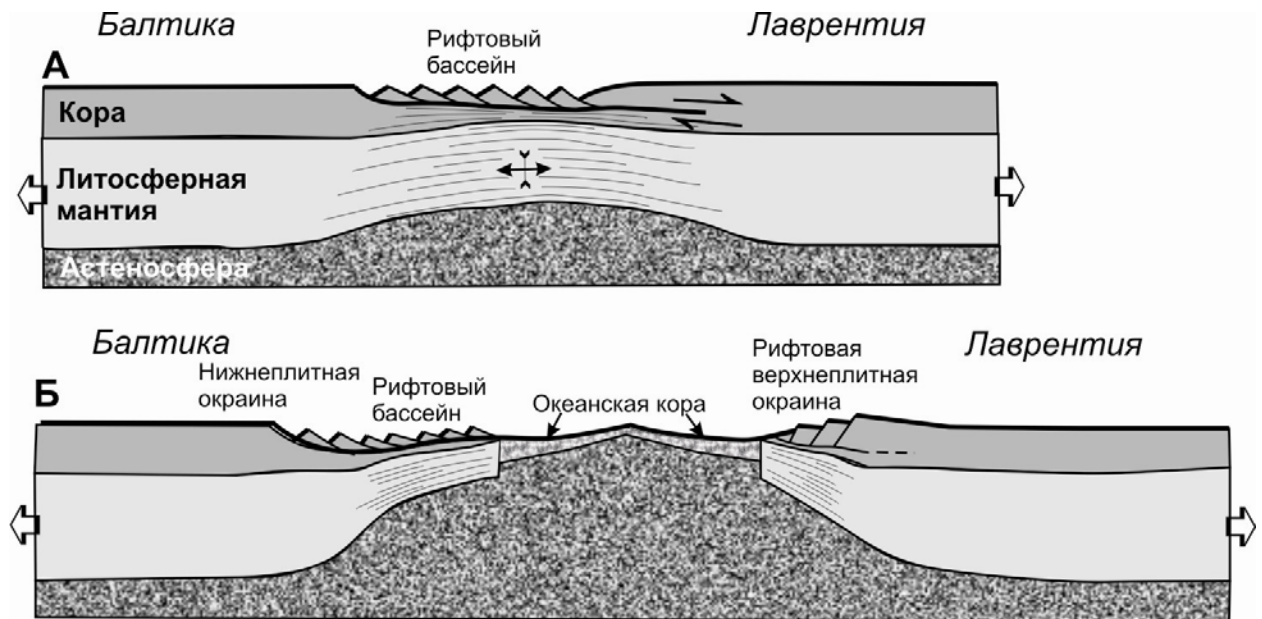


Рис. 5.2. Модель формирования пассивной континентальной окраины при крупных растяжениях литосферы (по [Lister et al., 1991]) применительно к распаду Балтики и Лаврентии в среднем рифее. А – начальная стадия растяжения литосферы с образованием внутрикоровой поверхности срыва (детачмента) плюс чисто сдвиговое пластичное растяжение нижней коры под срывом (1300-1240 млн.лет). Б – формирование пассивных окраин континентов после стадии раннего спрединга океанского дна с образованием периконтинентального рифтового бассейна (после 1240 млн.лет).

Такое растяжение края литосферной плиты и адекватный подъем мантии во время растяжения могли привести к декомпрессионному плавлению и внедрению тяжелых

мантийных расплавов в зону срыва, где сформировалась магматическая камера, фиксирующаяся в настоящее время интенсивным Мезенским гравитационным максимумом. Формируется синрифтовый осадочный бассейн с неглубокими рифтовыми депрессиями. И завершился этот процесс фазой интенсивного прогибания с образованием континентального склона и «висячим» над ним рифтом, который затем мог быть частично перекрыт осадочным клином, как это произошло с Баренцевоморским рифтом (см. рис. 1.38). Таким образом, в связи с распадом Палеопангеи и зарождением спрединга между Лаврентией и Балтикой в период с 1300 (а, может быть, и ранее) по 1240 млн. лет назад на северной и северо-восточной (в современных румбах) окраинах Балтики формировался периконтинентальный осадочный бассейн. По всей вероятности, в этот период в развивающихся рифтогенных трогах краевой части Балтики отлагается толща осадков, соответствующая сейсмостратиграфическим комплексам Б и В (по [Сапожников и др., 2003]) или комплексу «П» (по [Хераскова и др., 2006]), верхняя часть которой представлена вашкинской, пезской и, возможно, дорогорской свитами. Как уже отмечалось, возраст пезской свиты по радиометрическим определениям не моложе 1050-1100 млн. лет [Сапожников и др., 2003].

Согласно палеомагнитным реконструкциям [Piper, 2000], в период с 1240 по 1000 млн. лет назад отколовшаяся континентальная плита Балтика дрейфовала к югу от палеоэкватора, разворачиваясь при этом по часовой стрелке примерно на 160° так, что ее присоединение к позднерифейскому суперконтиненту Родинии в конце этого периода произошло уже другой стороной, т.е. со стороны Скандинавской окраины (см. рис. 5.1). Аналогичный ход событий демонстрирует и палеогеодинамическая реконструкция на период 1265-1000 млн. лет, приведенная позже в работе [Cawood et al., 2010] (рис. 5.3).

Не исключено, что в результате такой интенсивной ротации плиты могли создаваться дополнительные напряжения горизонтального растяжения в ее северо-восточном сегменте. В течение этого довольно длительного (до 100-150 млн лет) этапа осадконакопления в спокойных условиях эпиконтинентальных бассейнов сформировались верхняя часть рифтовых и пострифтовых отложения. В период накопления они полностью выполнили грабены и перекрыли всю территорию Мезенской синеклизы.

После аккреции Балтики с Родинией можно предполагать довольно высокое стояние поверхности континентальной плиты Балтики течения 150-300 млн. лет, в результате чего отмечается соответствующий перерыв в осадконакоплении в рифейском эпиконтинентальном бассейне.

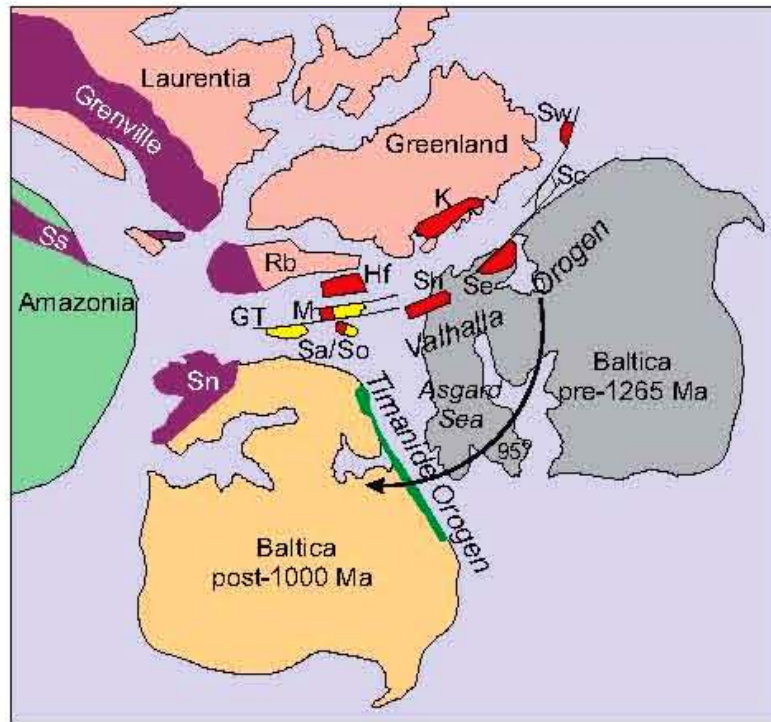


Рис. 5.3. Неопротерозойская реконструкция Восточной Лаврентии, Балтики и Северной Амазонии до раскрытия океана Япетус (до 1265 млн. лет назад) и после 1000 млн. лет назад по [Cawood et al., 2010].

В позднем рифее (время формирования сейсмостратиграфического комплекса Г (по [Сапожников и др., 2003]) или комплекса “Ш” (по [Хераскова и др., 2006]) происходит общее погружение северной части кратона, произошла трансгрессия моря и началось формирование палеоплатформенного чехла континента Балтика, в состав которого вошли сафоновская и усть-пинежская серии. Описываемый краевой бассейн оставался открытым в сторону океана и получил новый импульс для эволюции, благодаря которому рифтовые впадины продолжали углубляться, и в них откладывались терригенные отложения верхнего рифея, которые местами «выплескивались» на борта рифтов. При этом наиболее мелководные пестроцветные фации тяготеют к западной части территории, а более глубоководные темноцветные и карбонатные – к восточной и северо-восточной частям платформы. Вероятно, этот процесс был связан с процессами спрединга и формирования океанической коры к востоку от тиманской окраины континента Балтика (см. рис. 5.3).

В позднем рифее начали формироваться рифтовые структуры Среднерусского авлакогена, развитие которых связано с эволюцией крупной сдвиговой системы северо-восточного простирания, возникшей в это время на территории Русской плиты [Чамов и др., 2003]. Среднерусская система палеорифтов приурочена к зонам сочленения крупных сегментов (террейнов, сиалических ядер) раннепротерозойского фундамента Восточно-Европейского кратона: Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии, образовавших единую

литосферную плиту в раннем протерозое. Зарождение и развитие Среднерусской палеорифтовой системы было предопределено событиями, происходившими на северо-восточной пассивной окраине континента в среднем-позднем рифее. Наиболее вероятной причиной заложения Среднерусской системы палеорифтов является, по нашему мнению, возникновение в позднем рифее режима транстенсии вдоль подвижной зоны древнего фундамента в результате горизонтального растяжения, которое начала испытывать земная кора северо-восточной части Фенноскандинавского сегмента при заложении и эволюции рифтовой системы Белого моря, т.е. фактически при формировании пассивной окраины континента. Вектор тектонических напряжений был направлен вдоль трансплатформенной зоны, которая в данном случае играла роль трансформа, и имел левосдвиговый характер. Особенности сочленения двух крупнейших взаимно перпендикулярных и разновозрастных палеорифтовых систем Восточно-Европейской платформы в районе Котласского грабена при этом остаются еще не до конца ясными.

Согласно палеомагнитным реконструкциям [Богданова и др., 2009], распад Родинии в период 825-700 млн. лет назад и раскрытие прото-Пацифики (Япетуса) вызвали совместное движение Лаврентии-Балтики в южные широты с ротацией их по часовой стрелке. В конце рифея, видимо, последовал новый импульс растяжения земной коры краевой части Балтики, что вызвало проявление основного вулканизма (667±31 млн. лет назад) в Онежско-Кандалакшском рифте. В это же время происходит сближение активной новоземельской окраины палеоконтинента Арктиды с пассивной тиманской окраиной Балтики.

V.4. Венд-кембрийский этап

В первой половине венда океанический бассейн, разделявший в позднем докембрии Балтику и палеоконтинент Арктиду, полностью закрылся и произошла коллизия этих континентов с образованием Тимано-Печорского позднедокембрийско-раннепалеозойского коллизионного орогена (рис. 5.4) [Кузнецов и др., 2005]. Палеоконтинент Арктида включал в себя Тимано-Печорскую, Свальбардскую (Баренцевоморскую), Карскую микроплиты и другие более мелкие террейны [Кузнецов, 2009; Филатова, Хаин, 2010]. Конвергентный шов, представляющий собой фронтальный надвиг тиманид, прослеживается вдоль юго-западного склона Тиманского кряжа, продолжается на п-ов Канин и обнажается на перемычке между полуостровами Средним и Рыбачьим и на п-ове Варангер.

Результатом столкновения Тиманской пассивной окраины ВЕП и Большеземельской активной окраины Арктиды явилось формирование дивергентного

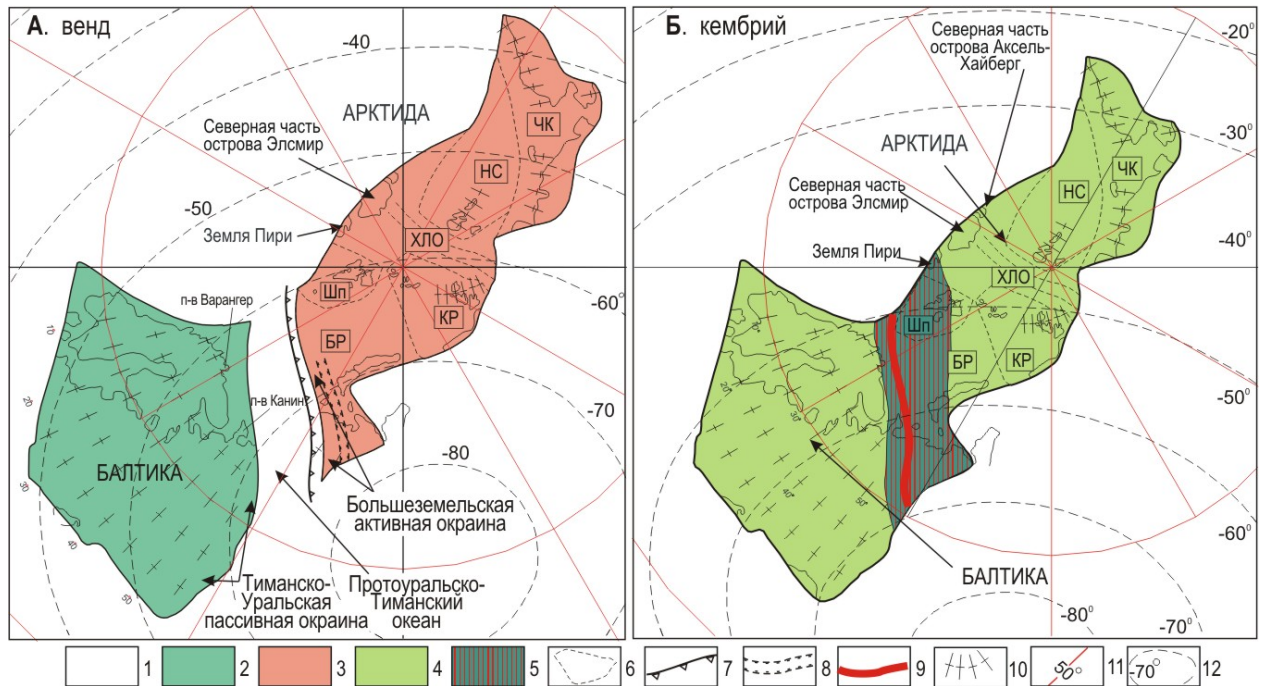


Рис. 5.4. Палеотектоническая реконструкция для венда (А) и кембрия (Б) по [Борисова и др., 2003; Кузнецов и др., 2005; Кузнецов, 2009], с незначительными добавлениями и упрощениями. 1 – океанические бассейны; 2-4 – палеоконтиненты; 2 – Балтика; 3 – Арктида; 4 – Аркт-Европа; 5 – коллизионный ороген Протоуралид-Тиманид; 6 – границы блоков континентальной коры; 7 – зона субдукции под Большеземельскую активную окраину Арктиды; 8 – зона задугового спрединга в тылу Большеземельской активной окраины Арктиды; 9 – Припечорско-Илыч-Чикшинская (Протоуральско-Тиманская) сутура; 10 – узлы современной координатной сети (пересечение современных широт и долгот); 11 – современная координатная сетка; 12 – древняя координатная сетка. БР – Баренция; Шп – Шпицбергенский блок; КР – Карский блок; ХЛО – блок хр. Ломоносова; НС – Новосибирский блок; ЧК – Аляскинско-Чукотский блок (блок Арктической Аляски и Северной Чукотки).

Асимметричного складчатого сооружения коллизионного орогена в зоне их взаимодействия. Существование орогена подтверждается глубоким размывом позднекембрийских комплексов фундамента Тимано-Печорской плиты и несогласием в подошве палеозойских образований ее чехла. Реликты северо-западного фланга орогена распознаются на полуостровах Рыбачий и Варангер, а юго-восточное его продолжение устанавливается в структурах северной части Центрально-Уральского поднятия [Кузнецов и др., 2005]. Этот позднекембрийский коллизионный ороген в литературе называется Канино-Тиманским складчатым поясом [Оловянишников, 2004] или Тимано-Варангерской складчатой системой байкалитид [Симонов и др., 2002]. Юго-западное крыло орогена было сложено комплексами позднекембрийской пассивной окраины ВЕП, участвующими в строении современного Тиммана, полуостровов Рыбачий и Варангер. От осевой зоны шарьяжно-надвиговые структуры орогена перекрывали краевые части как палеоконтинента Арктида, так и Восточно-Европейского кратона (Балтики) и, в

частности, краевой Баренцевоморский рифт палеорифтовой системы Белого моря (см. рис. 1.39).

Вещественным выражением завершающих этапов этой орогении явилось становление массивов гранитоидов I-типа, характеризующихся изотопными датировками в диапазоне от 584 до 510 млн. лет. Максимальным развитием эти гранитоиды пользуются в Припечорско-Илыч-Чикшинской разломной зоне, пограничной между Тиманским и Большеземельским мегаблоками фундамента Тимано-Печорской плиты и представляющей собой сутуру, по которой были приведены в соприкосновение тиманская пассивная окраина ВЕП и большеземельская активная окраина Арктиды. На поздних этапах коллизии, на фоне становления массивов гранитоидов I-типа, происходит внедрение более глубоких гранитоидов А-типа с изотопным возрастом от 564 до 498 млн. лет, которые участвуют в строении контрастных магматических ассоциаций, слагающих линейно вытянутые тела. Эти массивы маркируют собой, вероятно, глубокие расколы континентальной коры Тимано-Печорского коллизионного орогена [Кузнецов и др., 2005]. Видимо, эти коллизионные события явились причиной некоторой магматической реактивации в то время и в самой рифтовой системе Белого моря, к структурам которой пространственно приурочены поздневендские проявления платформенного щелочного магматизма с возрастом 570 ± 8 млн. лет (U-Pb метод по цирконам) [Щукин и др., 2002].

В результате тиманского (байкальского, кадомского) орогенеза с надвиганием тиманид на северо-восточную пассивную окраину Балтики произошло воздымание прилегающей территории, которая подверглась грандиозному лапландскому оледенению во время века Варангер-Айс (650-635 млн. лет), охватившему большую часть территории Балтики. Причинами этого послужили нахождение материка в приполярных широтах и, видимо, воздымание поверхности кратона. Как отмечает Н.М.Чумаков [Чумаков, 2008], частая приуроченность мощных ледниковых разрезов к рифтам связана с тем, что рифты создают пространство для накопления мощных отложений, их захоронения и сохранения. Вся северная половина Восточно-Европейского кратона, включая северо-восточную пассивную окраину континента, была в раннем венде покрыта мощным (до 2,5 км) ледяным панцирем в течение почти 10 млн. лет [Hoffman, Schrag, 1999]. В результате поверхность кратона под тяжестью ледника опустилась ниже уровня моря, и после его таяния на его месте и примерно в тех же границах образовался шельфовый Московско-Мезенский пострифтовый бассейн с покровом осадочных пород в нем, плащеобразно перекрывшим образования кристаллического фундамента и рифея в пределах рифтогенных трогов [Якобсон, 1993]. В течение периода с 625 до 580 млн. лет Балтика с

Арктидой (Аркт-Европа, по Н.Б.Кузнецову) и Лаврентия двигались уже отдельно, в результате чего произошло раскрытие океана Япетус, но оба континента оставались в высоких южных широтах в продолжение большей части венда [Torsvik et al., 1995a; Cocks, Torsvik, 2006].

В начале палеозоя территория северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы испытала воздымание и в течение последующих 150-160 млн. лет являлась областью денудации вплоть до среднего девона, когда вследствие изменения эвстатического уровня мирового океана во внутренние части платформы начали проникать мелководные шельфовые моря [Гаврилов и др., 2000].

Таким образом, между завершением накопления синеклизного и началом отложений плитного комплекса в этой части платформы фиксируется значительный перерыв в осадконакоплении. Однако данные, полученные в последние годы в результате изучения ксенолитов из кимберлитовых трубок Зимнего берега [Мальков, 2009], противоречат этому выводу. Присутствие «провалившихся» ксенолитов и «плавающих рифов» кембрийских, ордовикских, силурийских, ашско- и среднедевонских осадочных пород с сохранившейся фауной и флорой в кимберлитах свидетельствует о том, что здесь в раннем и среднем палеозое существовал по крайней мере залив мелководного морского бассейна, отложения которого впоследствии были размыты.

V.5. Среднепалеозойский этап

К началу палеозоя океан, разделявший Балтику и Арктиду, закрылся, северо-восточная пассивная окраина в результате коллизионных процессов была перекрыта надвиговыми структурами Тимано-Варангерских тиманид, превратившись во внутриплатформенную структуру. С середины девона юго-восточная часть этой структуры стала прогибаться, началось накопление континентально-морских осадков, и наступил плитный этап ее развития.

Палеомагнитные реконструкции показывают (рис. 5.5), что в раннем палеозое с кембрия до девона Восточно-Европейский кратон дрейфовал в южном полушарии по направлению к экватору [Svethurst, 1992; Torsvik et al., 1995c]. В то время происходило раскрытие океана между Сибирской и Восточно-Европейской плитами, наиболее достоверно устанавливаемое для ордовика. На протяжении всего этого периода, начиная с конца кембрия, на Восточно-Европейской платформе практически не проявлялись рифтогенез и внутриплитный магматизм.

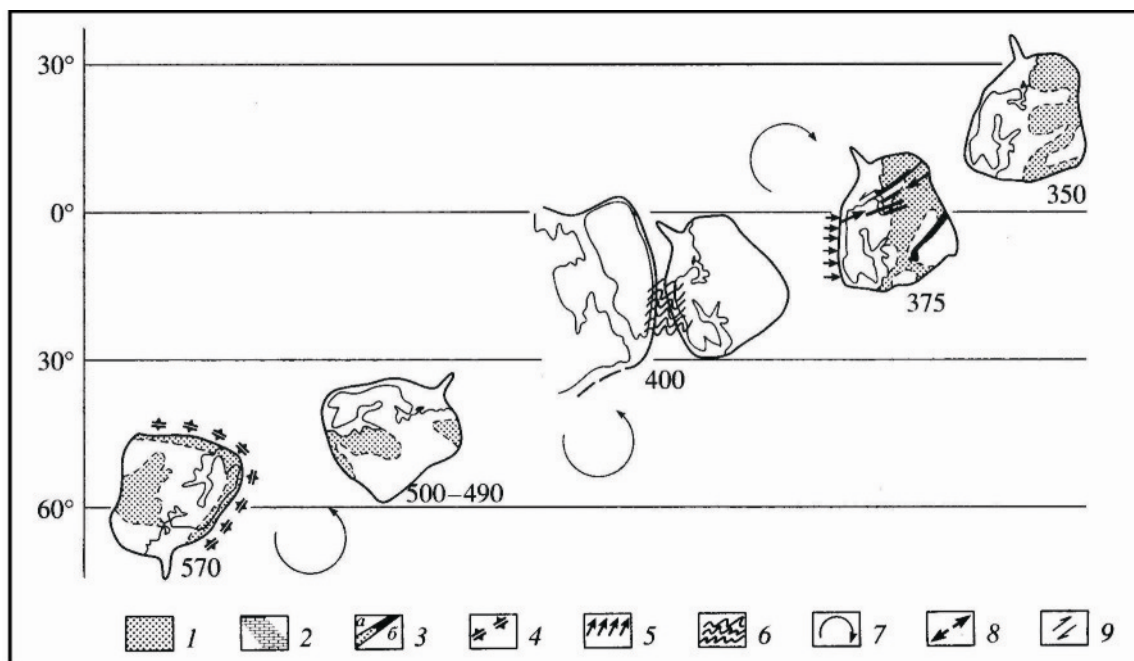


Рис. 5.5. Палеогеодинамические реконструкции ранне-среднепалеозойской истории Восточно-Европейского кратона (составлена с использованием работ [Svethurst, 1992; Torsvik et al., 1995c]). 1 – осадочные бассейны; 2 – карбонатные образования пассивных окраин; 3 – континентальные рифты; 4 – оси спрединга; 5 – орогенические пояса; 6 – зона коллизии; 7 – направление вращения литосферной плиты во время дрейфа; 8 – векторы региональных полей горизонтальных напряжений; 9 – элементы сдвига. Числа обозначают геологическое время в млн. лет.

Однако на рубеже силура и девона (около 400 млн. лет назад) скандинавская окраина становится ареной столкновения Восточно-Европейской плиты с Северо-Американской. Возник каледонский надвиговый фронт, и образовался единый континент Евроамерика. В результате коллизионного события литосферная плита Восточно-Европейского кратона, уже в составе Евроамериканского континента, испытала вращение по часовой стрелке [Pesonen et al., 1989; Svethurst, 1992] и интенсивное сжатие со стороны надвигового фронта, что в среднем-позднем девоне привело к регенерации заложенных в рифте рифтовых зон и развитию внутриплитного магматизма.

Таким образом, в тылу области горизонтального сжатия литосферы произошла регенерация палеорифтовой системы Белого моря. Активизация процессов рифтогенеза на северной окраине ВЕП выразилась в обновлении разрывных дислокаций и интенсивном проявлении внутриплитного магматизма в различных его формах, который представлен рядами даек и трубок взрыва щелочных пород, в том числе и кимберлитового состава, а также сложными кольцевыми массивами щелочно-ультраосновной и щелочной формаций, располагающимися в зонах динамического влияния рифтов Беломорской системы.

Структуры формировались в условиях локального растяжения на фоне регионального сжатия литосферы со стороны коллизионного фронта норвежских

каледонид как крупнейшие сдвиги, что привело к чередованию участков трансенсии и транспрессии вдоль основных рифтообразующих разломов. Это обусловило резко выраженную неравномерность распределения даек щелочных пород. Исследование разноглубинных ксенолитов из девонских интрузий Кольского полуострова показало, что динамические условия проявлений щелочного магматизма часто менялись с глубиной и в вертикальном разрезе земной коры могли представлять собой чередование зон сжатия и растяжения [Балуев, Терехов, 2006]. Статистическая обработка данных структурного анализа трещиноватости в гнейсовом комплексе, вмещающем палеозойские дайки щелочных пород, и данных о разломно-трещинной тектонике, полученных при детальном картировании и интерпретации результатов дешифрирования аэроснимков, показала сдвиговый характер деформаций (преимущественно левосторонний сдвиг) вдоль разломов северо-западной ориентировки без существенного горизонтального растяжения [Балуев и др., 2000; Моралев и др., 2002a]. Проявления щелочного магматизма в области динамического влияния РСБМ в виде даек и трубок взрыва (в том числе и кимберлитовых) связывается с раскрытием трещин в пределах дуплексов растяжения в зонах сдвига.

На Баренцевоморской плите в это время возникает режим растяжения с раскрытием Восточно-Баренцевского трога. Спрединговый центр с образованием субокеанской коры в фундаменте Баренцевоморского шельфа постепенно перемещался с севера на юг от Земли Франца Иосифа к Кольскому полуострову в период 390-360 млн. лет [Сейсмогеологическая модель..., 1998; Аплонов, 2001]. Наиболее вероятной причиной такого мощного проявления рифтинга на континентальной коре баренцевоморского шельфа в среднем палеозое могло служить надвигание литосферной плиты ВЕП на мантийный плюм в пределах экваториального горячего пояса. Возможно, это была первая неудавшаяся попытка раскола континента в преддверии заложения Циркумполярного Арктического бассейна. С.В.Аплонов (2001) назвал Восточно-Баренцевский рифтогенный трог «несостоявшимся океаном» (в англоязычной литературе – *aborted oceans*). Движением плиты над плюмом можно объяснить и пропагацию рифта в пределы Балтийского щита, продолжение которого проявляется в виде Хибино-Контозерской разломной зоны с признаками растяжения и проявлением щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма с концентрацией его в области пересечения с системой разломов Онежско-Кандалакшского палеорифта. Постдевонская история Беломорского региона и, в частности, РСБМ вплоть до позднего кайнозоя характеризуется достаточно спокойным плитным режимом без каких-либо значительных проявлений деструкционных тектонических событий и внутриплитного магматизма.

V.6. Позднекайнозойский (современный) этап

Как уже отмечалось выше, по мнению многих исследователей [Милановский, 1994; Леонов Ю., 1995; Аветисов, 1996; Юдахин, Шукин, Макаров, 2003; Копп, 2005 и др.], современный этап структурной эволюции северного сегмента ВЕП определяется влиянием на Балтийский щит Северо-Атлантической зоны спрединга и зоны сочленения континент-шельф-море, где возникают высокие тектонические напряжения (рис. 5.6), а также современные вертикальные тектонические движения щита, одной из составляющих которых является и гляциоизостатический эффект.

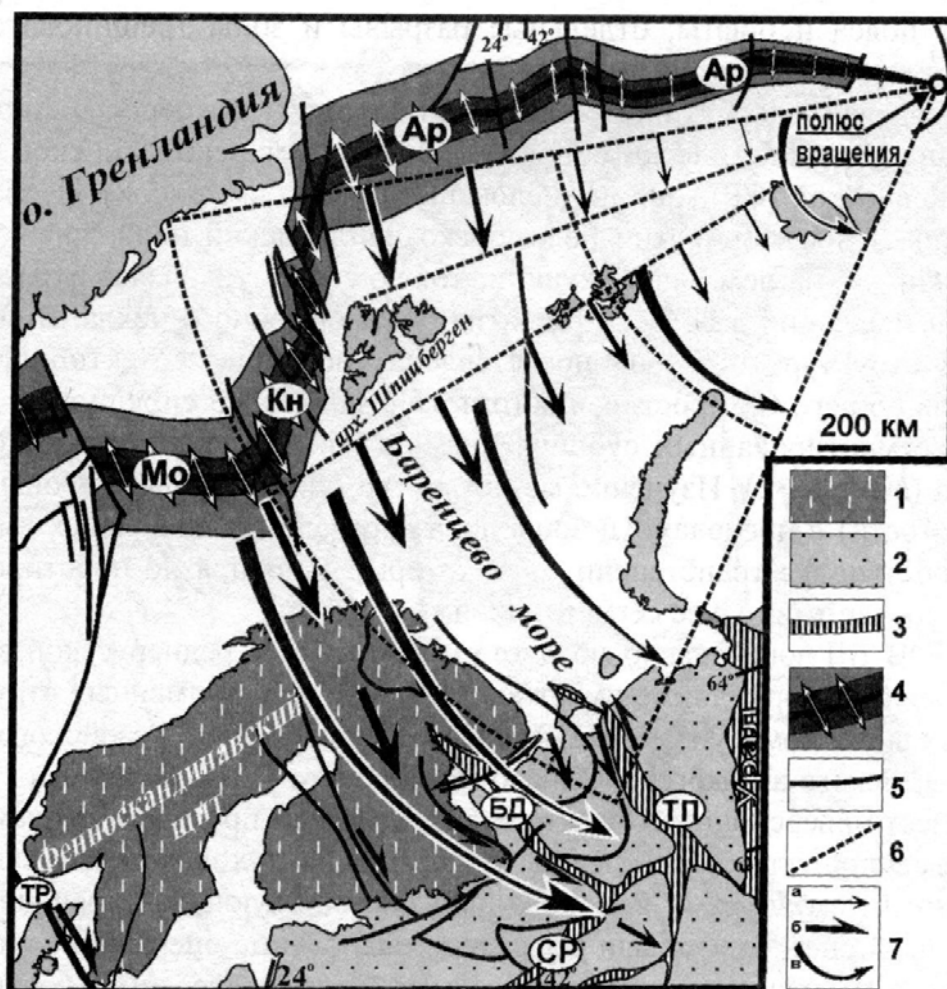


Рис. 5.6. Схема, иллюстрирующая вариации скоростей перемещения Евразийской плиты в кайнозое в связи с развитием Арктической зоны спрединга [Колодяжный, 2009]. 1 – кристаллические комплексы фундамента ВЕП; 2 – фанерозойский чехол ВЕП; 3 – подвижные пояса и зоны дислокаций; 4 – спрединговые зоны; 5 – зоны нарушений; 6 – полюс вращения (раскрытия) и линии, обозначающие сектор вращения; 7 – направления тангенциальных (а), сдвиговых (б) и ротационных (в) перемещений. Буквы на схеме: зоны дислокаций: СР – Среднерусская, БД – Беломорско-Двинская, ТР – линия Торнквиста; ТП – Тимано-Печорский пояс; спрединговые хребты: Мо – Мона, Кн – Книповича, Ар – Арктический.

Движения континентальной плиты при этом носили не монолитный характер, а дифференцированный, что подчеркивается обособлением внутриплитных

разноскоростных потоков и сопряженных с ними структур высокого порядка [Колодяжный, 2009]. Передача напряжений происходит не за счет «толкательного» внешнего воздействия, а в результате горизонтального течения геомасс на уровне нижней коры и верхней мантии [Леонов Ю., 1995; Копп, 2005]. Скорости перемещения в сторону от спредингового хребта в прилегающей Евразийской плите (согласно теореме Эйлера) возрастают по мере удаления от спредингового полюса раскрытия (см. рис. 5.6). Как отмечает [Колодяжный, 2009], это может служить причиной нарушения динамической монолитности плиты, в теле которой зарождаются при этом разноскоростные сегменты, связанные с этим локальные напряжения и структуры, выравнивающие баланс общего поступательного движения плиты в юго-восточном направлении. Этот феномен, возможно, является фактором, ответственным за развитием описанных выше неотектонических и современных дислокаций и их зон на Севере ВЕП, и, как следствие, формирование современного морфоструктурного ландшафта этой территории, в частности, и формирование бассейна Белого моря.

Однако формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Кандалакшского залива наследует или возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания авлакогена в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений. Морские условия осадкообразования установились для бассейна Белого моря в среднем голоцене около 6 тыс. лет назад, откуда ведет свою историю уже современное Белое море [Спиридонов и др., 1980].

На основании морфоструктурного анализа территории Беломорья предложены два возможных варианта моделей новейшего развития пограничной области Балтийского щита и Русской плиты в районе западной части Беломорской депрессии (рис. 5.7) [Зыков и др., 2008]: это модель расклинивания (А) и модель трансформных разломов и вращения блоков (Б). Согласно первой модели (А), при смещении Балтийского щита в юго-восточном направлении происходит «наезжание» его геомасс на Архангельский выступ, имеющий в тылу кристаллическое основание Русской плиты. При этом перед выступом, как перед индентором (клином), происходит образование трещины расклинивания, что во многом обуславливает аномальное новейшее прогибание Кандалакшского грабена (см. рис. 5.7, А). В целом, в состав этого грабена входит не только наиболее активно развивающаяся Кандалакшско-Двинская депрессия, но и область слабых опусканий, расположенная в ее юго-западном борту. В своей северо-западной части она маркируется опущенным и листрически наклоненным блоком земной коры, в районе, прилегающем к

Архангельскому выступу, на эту периферийную область накладывается взаимосвязанная пара морфоструктур – Онежские поднятие и депрессия, которые, вероятно, образовались за счет поджимания Архангельским выступом геомасс на своих бортах в процессе подъема. Возможно, однако, образование Онежской депрессии и как слабо развитого новейшего грабена (аналогичного Кандалакшско-Двинскому), возникшего в тылу Онежского поднятия.

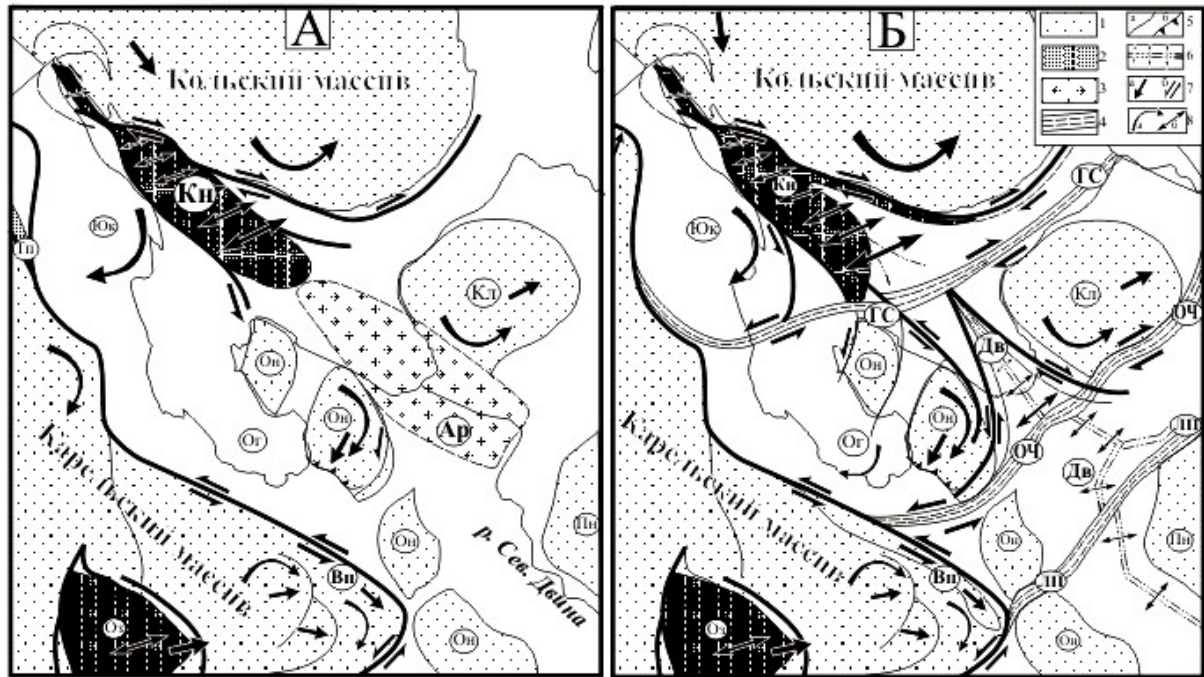


Рис. 5.7. Два возможных варианта интерпретации эволюции Беломорского региона на неотектоническом этапе: А – модель “расклинивания”, Б – модель “трансформных разломов и вращения блоков”. 1-2 – области относительных: 1 – поднятий, 2 – прогибов; 3 – Архангельский выступ фундамента (Ар); 4 – зоны трансформных разломов; 5 – разрывы с преимущественно сбросо-сдвиговой (а) и надвиговой (б) кинематикой; 6 – оси тектонических депрессий и предполагаемые направления растяжений поперек них; 7 – направления перемещений: а – тангенциальных, б – сдвиговых; 8 – предполагаемые направления: а – вращения, б – растяжения. Буквы на схеме: положительные морфоструктуры (поднятия): Кл – Кулойская, Он – Онежская, Пн – Пинежская, Вп – Ветреного пояса; отрицательные морфоструктуры (депрессии): Кн – Кандалакшская, Дв – Двинская, Ог – Онежской губы, Оз – Онежского озера, Тп – Топозерская; трансформные (?) зоны нарушений: ГС – Горло-Соловецкая, ОЧ – Онежско-Чёшская, ЛП – линия Полканова; Юк – Южно-Кандалакшский опущенный блок.

Согласно второй модели (см. рис 5.7 Б), в силу указанных выше причин свод Балтийского щита приобрел тенденцию к смещению в юго-восточном направлении, как бы «наваливаясь» на окраину Русской плиты. В результате возникшего тангенциального давления на границе этих геоструктур образуется область опускания, в пределах которой, на суперпозиции с радиальными тектоническими линеаментами, формируется пояс пограничных грабенов, наиболее крупным из которых является западная часть

Беломорской депрессии. Образуя в целом единый прогиб, эта депрессия состоит из сегментов, в пределах которых она имеет разное строение и разный характер эволюции. В северо-западной части она развивается как грабен, который в значительной степени обусловлен сопряженным с перемещениями по трансформному разлому раздвижением (с элементами вращения) смежных блоков коры (см. рис.5.7, Б). Изучение мезоструктур (сколы, отрывы, зоны трещиноватости) в пределах этой зоны дислокаций показывает наличие сдвиговых смещений в обстановке трансенсии, знак которых меняется по простиранию в соответствии с ее сегментацией. В юго-восточной части на процесс грабенообразования накладывается, вероятно, спровоцированный этим раздвижением и одновременный с ним подъем Архангельского выступа кристаллического фундамента с внедрением его в открывающееся пространство. Это поднятие носит относительный характер и внешне приводит к уменьшению величины общего прогибания в этой части депрессии.

Вдоль северо-восточной границы Балтийского щита в четвертичное время также происходят интенсивные тектонические движения, о чем свидетельствует четко выраженный эскарп разлома Карпинского, вдоль которого произошло опускание кристаллического фундамента под уровень моря. Геофизическими методами выявлено, что фундамент ступенчато погружается к северо-востоку, где его перекрывают рифейские образования синрифтового комплекса. Это свидетельствует о том, что современные погружения дна баренцевоморского шельфа происходят по активизированным в настоящее время древним рифтогенным разломам.

В пределах баренцевоморского шельфа еще 15-16 тыс. лет назад дно моря находилось на дневной поверхности, и здесь господствовали субаэральные условия развития. Субаэральный этап развития шельфа, прерванный 15-16 тыс. лет назад, в свою очередь, пришел на смену морской трансгрессии, завершившейся не ранее 25-35 тыс. лет назад, что подтверждается радиоуглеродным возрастом фораминифер в консолидированных четвертичных отложениях западной части шельфа [Крапивнер, 2006].

Вместе с тем, более древние трансгрессии неоднократно прерывались периодами субаэрального развития, когда частично или полностью осушенная область шельфа дренировалась речными долинами, что отражает этап общих колебательных движений земной коры, охватывавших огромные площади. Отмечена отчетливая тенденция, заключающаяся в том, что от цикла к циклу колебательных движений их период сокращался, а амплитуда общих погружений увеличивалась от северной окраины современной суши в сторону континентальных склонов. В области Баренцевоморского шельфа максимальных значений она достигла в период последней трансгрессии,

начавшейся около 15-16 тыс. лет назад. Предполагается [Крапивнер, 2006], что общие тектонические колебания земной коры Западно-Арктической континентальной окраины на протяжении неотектонической эпохи генетически или парагенетически связаны с развитием океанических котловин региона, на что указывает синхронность развития этих процессов.

Выводы к главе V.

Анализ и корреляция основных датированных тектонических событий показал, что основные этапы геодинамической эволюции палеорифтовой системы Белого моря хорошо увязываются с современными палинспастическими реконструкциями, отображающими по палеомагнитным данным, перемещение плиты ВЕП и ее взаимодействие с другими плитами в периоды возникновения и активизации континентального рифтогенеза. Как уже отмечалось выше, раннедокембрийский остов Восточно-Европейского кратона – Балтика – в раннем мезопротерозое находился в составе суперконтинента Палеопангеи (Колумбии), причлененный к нему со стороны Тиманской окраины. По всей видимости, поверхность Балтики в то время представляла собой пенеплен, лишь на восточной (уральской) пассивной окраине происходили процессы рифтогенеза и деструкции, а во внутренних частях кратона заполнялись отдельные рифтогенные грабены (Пачелмский, Пашско-Ладожский, Овручский и др.). Формирование грабенов связывается с коллизионными процессами, происходившими в это время вдоль северо-западной окраины континента [Хераскова и др., 2007]. Однако в среднерифейское время с проявлений процессов континентального рифтинга начинается тектоническая эволюция северо-восточного (в современных румбах) сегмента Восточно-Европейской платформы. Ниже приводится модель эволюции этого сегмента ВЕП на схематическом разрезе земной коры (рис. 6.8), секущего вкрест простирания с ЮЗ на СВ палеорифтовую систему Белого моря и причлененный к ней фрагмент Западно-Арктической платформы (Тимано-Печорскую плиту).

Среднерифейский этап (рис. 5.1, 5.8-1, 2) – это время мощного проявления континентального рифтогенеза, связанного с распадом суперконтинента Палеопангеи и формированием тиманской пассивной окраины Балтики; заложение рифтовой системы Белого моря в режиме трансенсии с формированием периконтинентального осадочного бассейна пассивной окраины палеоконтинента Балтика.

Позднерифейский этап (рис. 5.8-3) – после гренвильской орогении и вхождения Балтики в состав суперконтинента Родинии (1.0 млрд. лет) со стороны скандинавской окраины, в связи с высоким стоянием поверхности континентальной плиты перерыв в

осадконакоплении в рифтовом бассейне на 150-300 (?) млн. лет; заложение и развитие Среднерусской рифтовой системы в режиме транстенсии, вызванной, возможно, растяжением северо-восточного сегмента плиты Балтика.

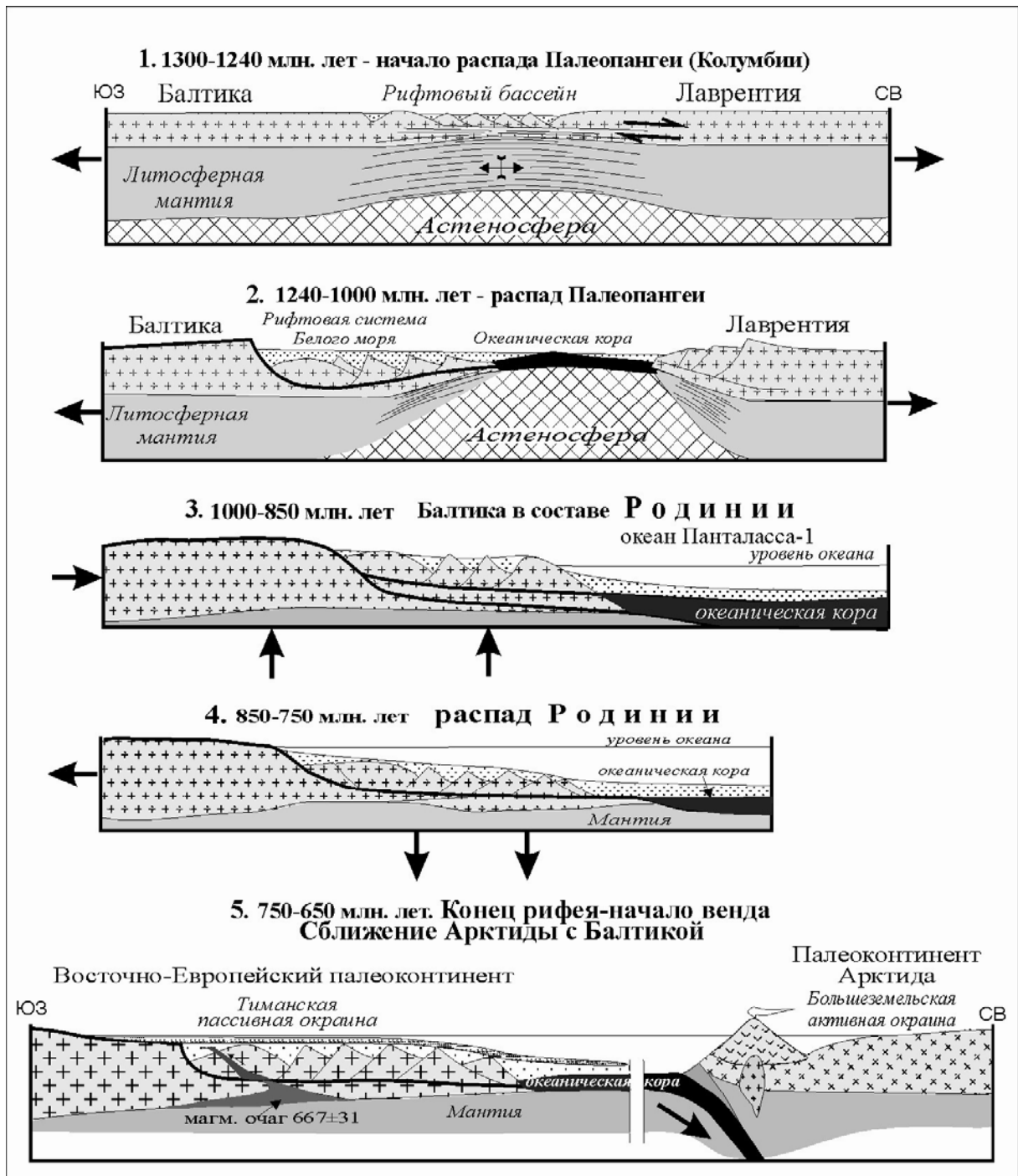


Рис. 5.8. Модель тектонической эволюции Тиманской пассивной окраины ВЕП и палеорифтовой системы Белого моря (пояснения в тексте). В рисунке использованы фрагменты моделей из работ [Lister et al., 1991; Кузнецов и др., 2005]. Горизонтальные и вертикальные масштабы условные. Продолжение рис. и условные обозначения на сл. странице.

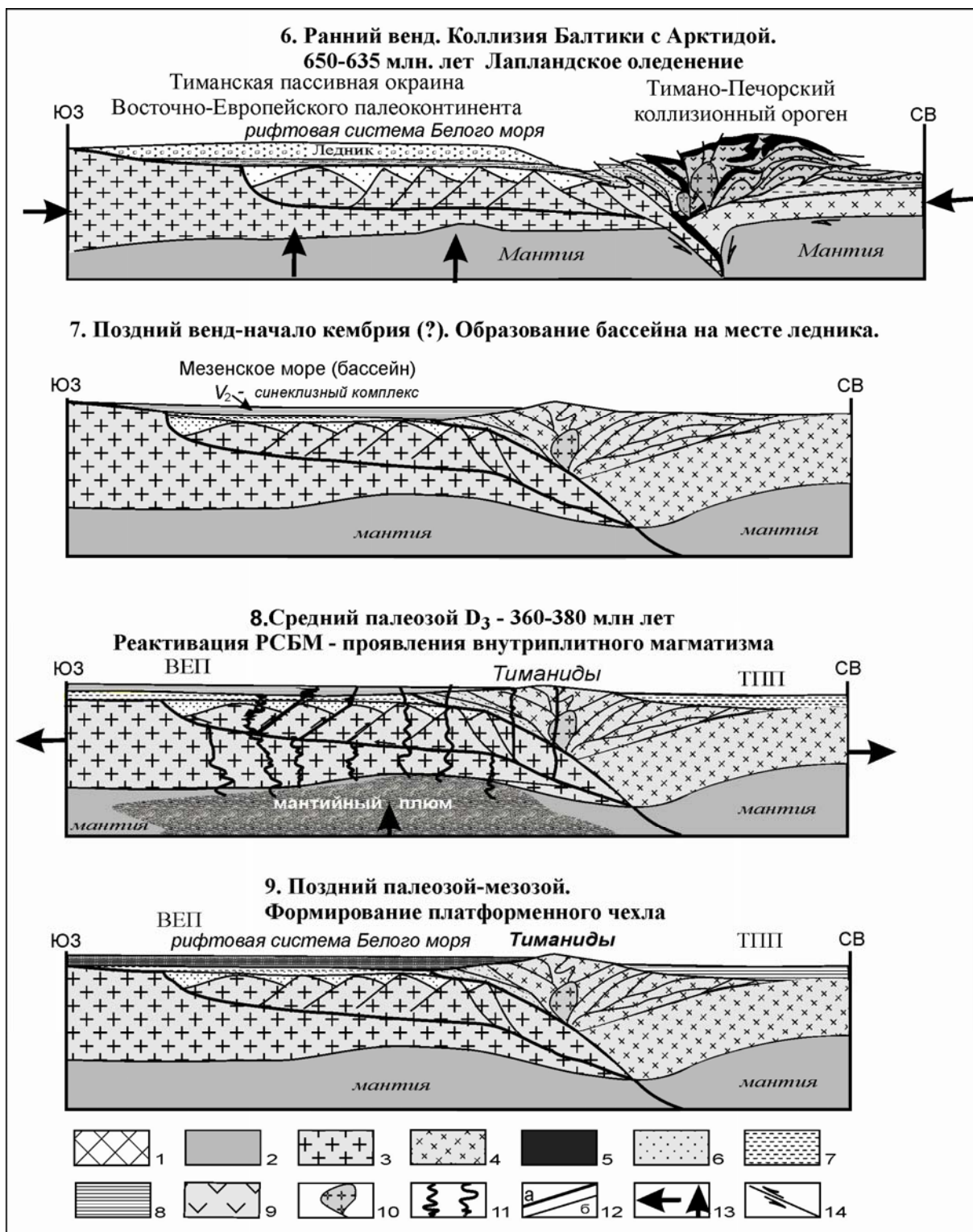


Рис. 5.8 (продолжение). Модель тектонической эволюции Тиманской пассивной окраины ВЕП и палеорифтовой системы Белого моря (пояснения в тексте). 1 – астеносфера; 2 – литосферная мантия; 3 – континентальная кора ВЕП; 4 – континентальная кора Тимано-Печорской плиты; 5 – океаническая кора (офиолиты); 6 – синрифтовый вулканогенно-осадочный комплекс R_{2-3} ; 7 – синеклизный осадочный комплекс V_2 ; 8 – комплекс платформенного чехла D_{2-3-K} ; 9 – вулканогенно-осадочный комплекс активной континентальной окраины Арктиды; 10 – коллизийные гранитоиды; 11 – каналы продвижения мантийных расплавов и флюидов в верхние слои континентальной коры; 12 – разломы: а – основные, б – второстепенные; 13 – векторы тектонических напряжений: горизонтального растяжения или сжатия, вертикального воздымания или погружения поверхности коры относительно уровня океана; 14 – направление движения блоков по разломам.

Конец позднего рифея (рис. 5.8-4, 5) – Тиманская пассивная окраина и вместе с ней рифтовая система Белого моря испытывает растяжение и морскую трансгрессию, связанные, вероятно с распадом Родинии. Формируется палеоплатформенный чехол (сафоновская и усть-пинезская серии) северо-восточного сегмента континента Балтика, перекрывающий рифтовую систему Белого моря. На рубеже рифея и венда в Онежско-Кандалакшском рифте проявляется основной (толеитовый) магматизм. В это же время происходит сближение активной окраины палеоконтинента Арктиды с пассивной окраиной Балтики.

Ранний венд, век Варангер-Айс (рис. 5.4, 5.8-6) характеризуется коллизией Балтики с палеоконтинентом Арктидой и последующим орогенезом с надвиганием тиманид на северо-восточную пассивную окраину Балтики, за которым последовало воздымание прилегающей территории, сопровождаемое размывом рифейских отложений и грандиозным лапландским покровно-континентальным оледенением, объясняемое высоким стоянием материка в южных полярных широтах.

Поздний венд (рис. 5.8-7) – сход ледяного покрова и на его месте возникновение эпиконтинентального морского бассейна, в пределах которого в течение позднего венда и, возможно, начала кембрия формируется синеклизный осадочный комплекс, плащеобразно перекрывающий синрифтовые рифейские образования РСБМ и фундамент платформы в пределах зарождающейся Мезенской синеклизы.

Кембрий-среднедевонский этап – в течение последующих 150-160 млн. лет территория северо-восточного сегмента Восточно-Европейской кратона являлась областью денудации вплоть до среднего девона, когда вследствие изменения эвстатического уровня мирового океана во внутренние части платформы начали проникать мелководные шельфовые моря и начал накапливаться плитный чехол.

Среднепалеозойский (рис. 5.8-8) – реактивация палеорифтовой системы Белого моря, когда широкое развитие получил щелочной магматизм как постумная реакция на формирование норвежских каледонид при закрытии палеоокеана Япетус. В это же время закладывается Восточно-Баренцевский рифтогенный трог вдоль границы Свальбардской и Тимано-Печорской плит с пропагацией с севера на юг в пределы Балтийского щита в виде Хибино-Контозерской тектонической зоны.

Среднепалеозойский-мезозойский этап (рис. 5.8-9) в северо-восточном сегменте ВЕП характеризуется преобладанием плитного режима с формированием континентально-морских комплексов пород платформенного чехла среднедевонского-мелового возраста.

Позднекайнозойский, когда образовался современный бассейн Белого моря и проявляется современная тектоническая активность рифтогенных структур с заложением современных грабенов, сопровождаемая сейсмичностью, по периферии Балтийского щита на фоне его общего воздымания.

Таким образом, на основании материала, приведенного в главе V, сформулировано **третье защищаемое положение:**

Составлена модель тектонической эволюции РСБМ, в которой выделены 4 основных этапа рифтогенеза:

1) 1,3-1,2 млрд. лет обусловлен формированием рифейской континентальной окраины Балтики в связи с распадом суперконтинента Палеопангеи и новообразованием океанской коры рифейского палеоокеана;

2) в конце позднего рифея импульс растяжения тиманской окраины Балтики связан с распадом Родинии и раскрытием палеоокеана Япетус;

3) девонская реактивация палеорифтовой системы связана с закрытием палеоокеана Япетус и одновременным заложением Восточно-Баренцевского рифтогенного трога. На этом этапе возросло плюм-литосферное взаимодействие, выразившееся в проявлении своеобразного внутриплитного магматизма в пределах области динамического влияния рифтогенных структур;

4) современный – образование современных тектонических впадин Белого моря, наследующих рифейские рифты, связывается с раскрытием Северной Атлантики и Арктического океана.

Глава VI. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ И МЕСТО ПАЛЕОРИФТОВОЙ СИСТЕМЫ БЕЛОГО МОРЯ В АВЛАКОГЕННОЙ СЕТИ ПЛАТФОРМЫ

Палеорифтовая система Белого моря, строение и эволюцию которой были рассмотрены в предыдущих разделах, является, с одной стороны, основной и доминирующей на протяжении почти всего Пашско тектонической структурой северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы, а с другой стороны, она является составной и неотъемлемой частью всей авлакогенной сети платформы (рис. 6.1).

Как уже отмечалось во введении, рифейский рифтогенез в значительной степени предопределил впоследствии регенерацию и развитие палеозойских рифтовых систем и связанных с ним процессов внутриплитного магматизма в периоды растяжения литосферы ВЕП. В свою очередь устанавливается довольно четкое влияние раннепротерозойских мегаструктур фундамента платформы на местоположение рифей-вендских и более поздних грабенов (авлакогенов). В частности, установлена приуроченность крупнейших систем рифей-вендских палеорифтов (авлакогенов) – Среднерусской (с подставляющей ее на юго-западе Вольно-Оршанской впадиной) и Пачелмской – к главным сутурам и зонам сочленения крупных элементов раннепротерозойского фундамента ВЕП. Такого рода сутуры разделяют три крупнейших сегмента фундамента платформы: Фенноскандию, Сарматию и Волго-Уралию, объединившихся в единое целое, т.е. образовавших единую литосферную плиту в раннем протерозое [Vogdanova et al., 1996].

В позднепротерозойское время можно выделить, по крайней мере, четыре самостоятельных периода рифтогенеза (см. рис. 6.1): в раннем рифее (Абдулинский, Оренбургский, Пачелмский, Пашско-Ладожский и Овручский палеорифты), в среднем рифее (палеорифтовая система Белого моря и ряд более мелких грабенов к западу от нее, а также, вероятно, Балтийско-Ботническая палеорифтовая система), в позднем рифее (Среднерусская система палеорифтов, Московский палеорифт) и в раннем венде (структуры Вольно-Подольи с проявлениями траппового магматизма – «рассеянный рифтинг») [Балуев, Моралев, 2001]. Эти проявления континентального рифтинга, вероятно, отражают моменты перестроек плитной кинематики во время различных эпизодов тектонической истории – взаимодействие континентальных плит при распаде и сборе суперконтинентов, изменение направления дрейфа плиты ВЕП и ее вращение, плюм-литосферное взаимодействие, а также нельзя исключать и влияния космических факторов, таких как изменения скорости вращения Земли, наклона оси ее вращения и т.п. Есть основания полагать, что продолжительность каждой рифтовой фазы в рифее была

сопоставима с таковой в фанерозое и составляла 20-50 млн. лет [Ю.Леонов, 2001; Никишин и др., 1997]. Рассмотрим каждый из выше названных этапов континентального рифтогенеза на Восточно-Европейской платформе.

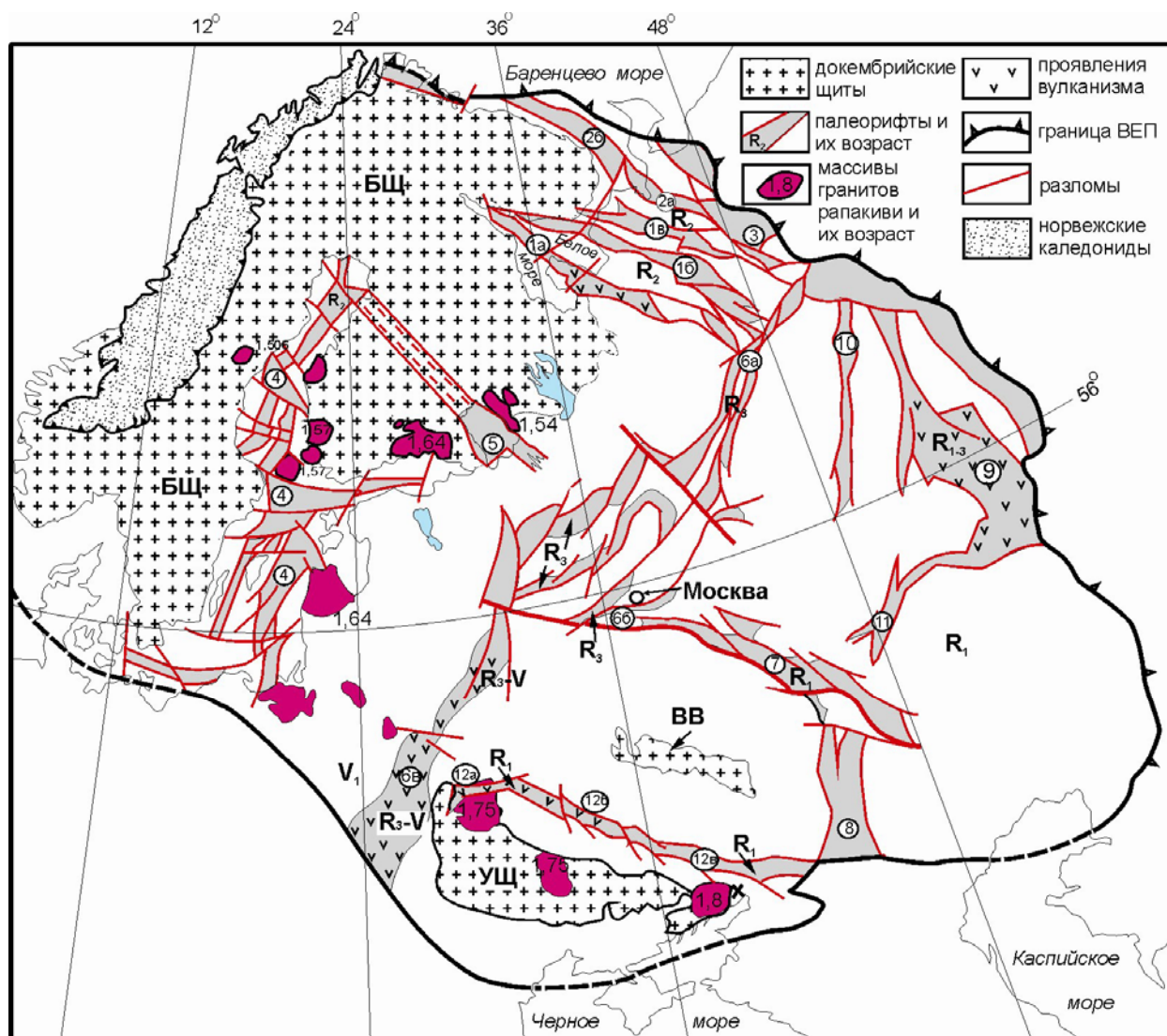


Рис. 6.1. Рифейские системы авлакогенов (палеорифтов) Восточно-Европейской платформы (составлена с использованием данных из работ [Балуев, Моралев, 2001; Тектоническая карта..., 2010]. Цифры в кружках – номера палеорифтов: 1 – рифтовая система Белого моря: 1а – Онежско-Кандалакшский (Кандалакшско-Двинский), 1б – Керецко-Пинежский, 1в – Лешуконский; 2 – Баренцевоморская (Мезенская) система: 2а – Усть-Мезенский грабен; 3 – Сафоновский грабен; 4 – Балтийско-Ботническая система; 5 – Пашко-Ладужский грабен; 6 – Среднерусская система: 6а – Котласский, 6б – Московский, 6в – Вольно-Оршанский грабены; 7 – Пачелмский; 8 – Доно-Медведицкий; 9 – Камско-Бельский; 10 – Вятский; 11 – Абдулинский; 12 – Овруч-Днепровско-Донецкая система: 12а – Овручский, 12б – Днепровский, 12в – Донецкий грабены. БШ – Балтийский щит, УЩ – Украинский щит, ВВ – Воронежский выступ.

Ранний рифей (1,6-1,35 млрд. лет). В середине раннего рифея на уже консолидированной коре Восточно-Европейского кратона (Балтики) отмечается импульс сосредоточенного рифтинга, когда горизонтальное растяжение и формирование палеорифтовых бассейнов и областей перикратонных прогибов происходили в восточных

и юго-восточных частях кратона. Это Уральский перикратонный прогиб, представлявший в то время рифтогенную окраину атлантического типа [Никишин и др., 1997], и серия палеорифтов, входящих в тело платформы с юго-востока и востока: Абдулинский и Пачелмский. Во всех палеорифтах накапливались терригенные отложения, в области континентальной окраины – терригенно-карбонатные и карбонатные, сопровождаемые интрузиями базитов (см. рис. 1.2).

В Овручском грабене, наложенном на северную часть Коростенского Пашской габбро-анортозитов и гранитов рапакиви, проявился раннерифейский вулканизм. Здесь его производные представлены эффузивами трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формации (збраньковская свита с возрастом 1480 ± 20 и 1385 ± 35 млн. лет). Ранее предполагалось [Литосфера..., 1993], что Овручский грабен имеет продолжение к юго-востоку в виде раннерифейского Днепровско-Донецкого палеорифта, погребенного на дне среднепалеозойского авлакогена, и, по геофизическим данным, последний выполнен породами того же состава, что и Овручский грабен. Однако, к настоящему времени сформировались две альтернативные точки зрения. Согласно одной из них, существование рифейских структур рифтовой природы на дне Днепровско-Донецкого авлакогена отрицается в связи с новой сейсмостратиграфической привязкой отражающих горизонтов МОГТ на региональных профилях впадины – на этих глубинах залегают каменноугольные и девонские отложения, а более древние образования не установлены [Старостенко и др., 2006]. Согласно другой точке зрения, Днепровско-Донецкий палеорифт формировался в два этапа – рифейский и палеозойский, а раннерифейский Овручский грабен рассматривается как сохранившийся окраинный реликт Днепровско-Донецкого палеорифта [Арсирый, Холодных, 2002].

К раннерифейскому периоду относится также и заложение Пашско-Ладожского грабена, расположенного на южной окраине Балтийского щита в зоне сочленения его крупнейших структур – архейского Карельского массива и раннепротерозойской Свекофеннской складчатой области. Пашско-Ладожский грабен выполнен терригенной толщей салминской свиты с вулканитами основного состава (салминская трахибазальтовая формация) в верхней ее части. Возраст базальтов из этой толщи по Sm-Nd изохроне 1675 ± 78 млн. лет и 1499 ± 68 млн. лет [Хераскова и др., 2007]. Излияния базальтов здесь связаны с локальными зонами растяжения, возникшими при дифференцированных движениях по сдвигам ССЗ простираения во время главной коллизии. Sm-Nd исследования по валовым пробам осадочных пород приозерской свиты Пашского грабена, залегающей непосредственно на кристаллическом фундаменте, дали возраст 1460 млн. лет [Купцова, 2012]. Терригенные отложения Пашской свиты,

залегает на коре выветривания вулканитов салминской свиты, прорываются интрузиями и субвулканическими телами габбро-монзонитов Валаамского сила, которые слагают многочисленные острова северной части Ладожского озера. Возраст Валаамского сила по данным U-Pb датирования бадделеита был определен в 1459 ± 3 и 1457 ± 2 млн. лет [Свириденко, Светов, 2008], что позволяет относить весь разрез Пашско-Ладожского бассейна к раннему рифею.

Средний рифей (1,35-1,05 млрд. лет). Следующий этап рифтогенеза на Восточно-Европейской платформе и связанного с ним магматизма охватывает среднерифейское время, когда он приобрел наиболее широкие масштабы. Предполагается, что в результате раскола древнего суперконтинента Палеопангеи (Колумбия) и разворота литосферной плиты Балтики против часовой стрелки последняя начала испытывать горизонтальное растяжение прежде всего в северо-восточном сегменте (в современных румбах), которое затем передавалось к западу, что, в свою очередь, вызвало транстенсионный режим в центральной части платформы. На северо-востоке в Беломорском подвижном поясе начала раскрываться Беломорская рифтовая система [Добрынина, 1992], или палеорифтовая система Белого моря (РСБМ) [Балуев и др., 2000; Балуев, 2006], в состав которой входят протяженные субпараллельные рифтовые структуры северо-западного простирания – Кандалакшско-Двинская (Онежско-Кандалакшская), Керецко-Пинежская, Лешуконская и Мезенская (Баренцевоморская по [Добрынина, 1992]). Керецко-Пинежский, Лешуконский и Мезенский авлакогены заполнялись преимущественно красноцветными терригенными отложениями среднего и верхнего рифея. В результате формируется тиманская пассивная окраина, вдоль которой продолжают развиваться рифтовые зоны, образующие впоследствии периконтинентальный осадочный бассейн.

Среднерифейский магматизм проявился в западной и юго-западной части грабена Онежского озера (долерит-базальтовая трапповая формация). Все выше перечисленные палеорифтовые структуры заложены субпараллельно Тиманской рифтогенной пассивной окраине кратона.

В то же время, вероятно, закладывалась и Балтийско-Ботническая палеорифтовая система, выполненная преимущественно терригенными и терригенно-вулканогенными отложениями, а также возникли дайковые пояса базитов на Балтийском щите. Балтийско-Ботническая рифтовая система, расположенная под акваторией Балтийского моря и Ботнического залива с максимальной зоной опускания до 5-6 км [Валеев, 1978], заложилась при растяжении северо-западной части кратона в апикальной части растущего Балтийского свода. По побережью Ботнического залива в поперечных ответвляющихся грабенах Сатакунта, Мухос, Евле и Нордингро установлены красноцветные аркозовые

песчаники, переслаивающиеся с красными и темными глинистыми сланцами и алевролитами мощностью до 1000 м и прорванные дайками долеритов. На одной из последних геологических карт Балтийского щита [Geological Map..., 2001] осадочные образования, выполняющие грабен Сатакунта на северо-восточном побережье Ботнического залива, отнесены к верхнему рифею, венду и нижнему кембрию, а терригенные осадки, выполняющие грабены Мухос и Евле на восточном побережье Ботнического залива, датированы средним рифеем, т.к. их прорывают долеритовые дайки с возрастом 1,27 млрд. лет.

В конце среднего рифея континентальная плита Балтика, согласно палеомагнитным реконструкциям [Pesonen et al., 1989], смещается в южные палеошироты, впервые выходя за пределы экваториального горячего пояса Земли. Предполагается, что в это время началась аккреция нового суперконтинента Родиния [Богданова и др., 2009] и Балтика начала «спаиваться» с Лаврентией-Гренландией и, возможно, с Амазонией вдоль Гренвильско-Дальсландской сутуры. В связи с гренвильской коллизией и орогенией кратон испытывал сжатие, воздымание поверхности и, как следствие, во внутриконтинентальных рифтах наступает перерыв в седиментации [Никишин и др., 1997].

Поздний рифей (1050-650 млн. лет). В это время начали формироваться рифтовые структуры Среднерусского авлакогена, развитие которых связано с эволюцией крупной сдвиговой системы северо-восточного простирания, возникшей в позднем рифее на территории Русской плиты [Чамов и др., 2003, 2010]. Грабены авлакогена выполнены преимущественно терригенными отложениями, местами содержащими туффзиты и редкие прослои пепловых туфов, в Волыно-Оршанском авлакогене и Волынской впадине известны локальные ареалы базальтовых лав и туфов этого возраста. В пределах восточного сегмента Среднерусского авлакогена установлены две ветви глубоких и узких сдвиговых бассейнов. Эти кулисообразно сопряженные сдвиговые бассейны выполнены преимущественно сероцветными отложениями глубоких озер [Чамов и др., 2003]. Глубина погружения фундамента в них достигает 4,5 км. В центральном сегменте авлакогена позднерифейское растяжение проявилось более интенсивно и привело к заложению серии субпараллельных сдвиговых бассейнов. Однако эти осадочные бассейны мельче и шире, чем впадины восточной части Среднерусского авлакогена, и выполнены более широким фациальным спектром отложений – от сероцветов глубоких озер до красноцветов межгорных впадин. Такой переход от «флиша» к «молассе» в сочетании с увеличением площади седиментации свидетельствует о двух различных по интенсивности этапах растяжения земной коры центральной части ВЕП [Чамов и др., 2010].

Среднерусская система палеорифтов приурочена к зонам сочленения крупных сегментов раннепротерозойского фундамента Восточно-Европейского кратона: Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии, образовавших единую литосферную плиту в раннем протерозое [Bogdanova et al., 1996]. Зарождение и развитие Среднерусской палеорифтовой системы было предопределено событиями, происходившими на северо-восточной пассивной окраине континента в среднем-позднем рифее. Главной причиной формирования Среднерусского авлакогена в позднем рифее, как считают [Чамов и др., 2003], является распад в условиях трансенсии выраженного в рельефе корового кряжа с утолщенной, но реологически расслоенной корой, возникшего в результате коллизии геоблоков цоколя платформы 1,8-1,75 млрд. лет назад. Однако от времени формирования коллизионного сооружения до начала его развала (коллапса) в позднем рифее с образованием системы рифтовых впадин, согласно этой модели, существовал огромный временной интервал, как минимум 700 млн. лет, что вызывает сомнения в реальности такой модели.

Более вероятной причиной заложения Среднерусской системы палеорифтов, по нашему мнению, может являться возникновение в позднем рифее режима трансенсии вдоль подвижной зоны древнего фундамента в результате горизонтального растяжения, которое начала испытывать земная кора северо-восточной части Фенноскандинавского сегмента при заложении и эволюции рифтовой системы Белого моря, т.е. фактически при формировании пассивной окраины континента (см. рис. 6.1). Таким образом осуществлялись причинно-следственные связи между разными по времени заложения и субперпендикулярным положением по отношению друг к другу системами палеорифтов на Восточно-Европейской платформе.

Синрифтовый толеит-базальтовый магматизм проявлялся в начале позднего рифея (1,0-0,98 млрд. лет) в Мурманском блоке Балтийского щита, представлявшего собой в тот период южное плечо Баренцевоморского рифта, расположенного в настоящее время в акватории Баренцева моря вдоль Мурманского берега Кольского полуострова. По времени это событие совпадает с процессами орогенеза на северо-западной окраине (в современных румбах) плиты Балтика, проявившимися при собирании Родинии.

В позднем рифее происходит общее погружение северной части кратона с трансгрессией моря, и началось формирование палеоплатформенного чехла континента Балтика, в состав которого вошли сафоновская и усть-пинезская серии. Краевой бассейн оставался открытым в сторону океана и получил новый импульс для эволюции, благодаря которому рифтовые впадины палеорифтовой системы Белого моря продолжали углубляться, формируя периконтинентальный осадочный бассейн. В них откладывались

терригенные отложения верхнего рифея, которые местами «выплескивались» на борта рифтов.

На рубеже рифея и венда в Онежско-Кандалакшском палеорифте проявился вулканизм толеитовой серии с Sm-Nd датировками до 667 ± 31 млн. лет [Носова и др., 2006, 2008]. По своим петрохимическим характеристикам солозерские базальты и долериты близки платобазальтам, а также среднему долериту траппов. Этот возраст базальтов Солозера коррелируется с одной стороны с началом раскрытия палеоокеана Япетус, с другой стороны – с вероятным началом коллизии Балтики с Арктидой. В Кандалакшском грабене по данным сейсмопрофилирования в составе синрифтовой толщи также фиксируются тела предположительно магматогенного характера [Журавлев, 2007], внедрение которых, вероятно, синхронно с проявлением солозерского магматизма.

Таким образом, практически к началу венда была сформирована рифейская авлакогенная сеть ВЕП, так как верхневендские отложения плащеобразно перекрывают комплексы прогибов и кристаллические породы фундамента, маркируя конец авлакогенной и начало плитной стадии развития кратона.

Венд (650-560 млн. лет). С начала венда в юго-западном сегменте (в современных румбах) древнего остова Восточно-Европейского кратона – Балтики в результате медленного растяжения этой части литосферной плиты начал проявляться так называемый «рассеянный рифтинг», который явился причиной траппового магматизма в этой области. Ранневендский вулканизм проявился в довольно узкой полосе вдоль юго-западной окраины ВЕП, которая протягивается на 770 км параллельно линии Тейссера-Торнквиста (см. рис. 6.1). Толща магматических образований, именуемая волынской серией, в Волыно-Подолии залегает с перерывом на позднерифейских терригенных красноцветах полесской серии. Волынская серия, представляющая собой континентальную трапповую формацию, сложена преимущественно основными эффузивными породами, образующими покровы, чередующиеся с туфами, туфолавами, туфобрекчиями, а также пачками вулканогенно-осадочных отложений. На территории Оршанского прогиба, а также в Западной Белоруссии, Восточной Литве и Рязано-Саратовском прогибе вулканогенные породы раннего венда представлены исключительно пирокластическими отложениями. Мощность волынской серии достигает 500 м, стратиграфическое положение вулканитов в разрезе позднего докембрия непосредственно выше тиллитов раннего венда надежно установлено. Многочисленные определения К-Аг изотопного возраста эффузивных и субвулканических пород дают возрастной интервал 650-600 млн. лет [Геодинамическая..., 1993; Светов, Свириденко, 1995]. О времени вулканической активности можно судить также по следующим геохронологическим

данным: возраст цирконов из туфов Польши определен в 551 ± 4 млн. лет [U-Pb, Compston et al., 1995], а возраст базальтов Украины – 552 ± 53 млн. лет (Rb-Sr изохронна) [Shumlansky et al., 2002]. Кроме того, были получены определения U-Pb возраста цирконов, выделенных из нескольких проб базальтов Волынской части провинции, наиболее молодые из которых показали возраст 549 ± 29 млн. лет [Шумлянский и др., 2006].

Формирование трапповой формации, происходившее в условиях растяжения, сопровождалось образованием разветвленной сети разломов, контролировавших положение магматических очагов. Установлено [Гарецкий, Зиновенко, 1994], что вулканическая деятельность началась на территории Северо-Молдавского выступа (крайний юго-западный участок траппового плато), и постепенно центры вулканизма мигрировали к северу. Возможно, это свидетельствует о геодинамической обстановке горячих точек [Геодинамическая..., 1993], над которыми в это время дрейфовала ВЕП. Причиной траппового вулканизма в юго-западном сегменте ВЕП можно считать «рассеянный рифтинг», вызываемый медленным растяжением этой части плиты. Предполагается [Айсберг и др., 1999], что вендская область платобазальтов маркирует восточное плечо палеорифта, полуграбен которого глубоко погребен под мощными аккумулятивными образованиями пассивной окраины ВЕП (Балтийско-Приднестровской зоны перикратонных опусканий). Ранневендские траппы обнаружены также и в пределах Днепровско-Донецкой впадины.

Палеозой (542-245 млн. лет). На рубеже силура и девона (около 400 млн. лет) скандинавская окраина ВЕП становится ареной столкновения Балтики с Северо-Американской плитой: возник каледонский надвиговый фронт и образовался единый континент Евроамерика (Лавруссия). В результате коллизионного события Балтика, уже в составе Евроамериканского континента, испытывала вращение по часовой стрелке [Svethurst, 1992], резкое торможение (см. рис. 5.5) и интенсивное сжатие со стороны надвигового фронта, что в среднем–позднем девоне привело к регенерации заложенных в рифее рифтовых зон и развитию внутриплитного магматизма. Прежде всего, активизация коснулась рифтовых зон, ориентированных субперпендикулярно по отношению к фронту сжатия. Это палеорифтовая система Белого моря, а также центральная часть Среднерусского авлакогена и Вятско-Кажимский палеорифт. В то же время (в живете) началось формирование нового Припятского грабена, развернутого субширотно и параллельно раннерифейскому Овручскому грабену. Однако геодинамические условия формирования перечисленных рифтовых систем были различными, что отобразилось в разной интенсивности происходивших в них магматических процессов.

Регенерация палеорифтовых систем северо-восточного сегмента ВЕП в среднем-позднем девоне была связана со сжатием литосферы вследствие столкновения Балтики с Северо-Американской плитой (Лаврентией). Реактивация рифтов Беломорской системы в позднем девоне происходила в режиме трансенсии (сдвига с растяжением) на фоне регионального сжатия литосферы и выразилась в развитии систем сдвиго-раздвигов с их зонами динамического влияния, включающими в себя линейные деструктивные поля на крыльях, образованные еще на начальной стадии роста. Вокруг вершин линейных разрывов возникли области концентрации напряжений и деформации, имеющие форму, близкую к кольцевой. Такие структуры в виде систем дугообразных и кольцевых разломов выявлены на северо-западном окончании Онежско-Кандалакшского палеорифта [Балуев и др., 1997, 2000]. Именно к этим разломам приурочено большинство щелочных интрузий и трубок взрыва, возраст которых определяется как средне-позднедевонский (380-360 млн. лет) [Крамм и др., 1993].

На крыльях Онежско-Кандалакшского палеорифта многочисленные дайки щелочных базитов позднедевонского возраста формируют Беломорский дайковый пояс, включающий и небольшие группы трубок взрыва. Этот пояс можно рассматривать в качестве типичного для ВЕП компонента палеорифтовой структуры [Пржиялговский и др., 1996; Моралев и др., 1998; Балуев и др., 2000]. В юго-восточной погребенной части палеорифтовой системы Белого моря (Зимнебережный район) известные поля кимберлитовых и базальтовых трубок с сопутствующими им \square имман и дайками щелочного состава располагаются на поднятых блоках фундамента в бортах палеорифтовых впадин.

Особенно активно процессы континентального рифтогенеза в позднем девоне на Восточно-Европейской платформе проявились на южной ее окраине. Здесь в пределах планетарной зоны разломов северо-западного простирания произошло заложение позднедевонской рифтовой системы Припятско-Днепровско-Донецкой впадины. Считается [Чекунов, 1994], что эволюция рифта происходила в направлении от Прикаспийской впадины. Эта протяженная рифтовая структура заложилась в своде древнего Сарматского щита, расколов его на две части – Украинский щит и Воронежский массив. В живете в Припятско-Днепровско-Донецком палеорифте отлагались преимущественно терригенные осадки и лишь на границе среднего и позднего девона вдоль краевых разломов внедрились наиболее глубинные щелочные магмы собственно рифтогенного этапа. В течение позднего девона продолжалось формирование рифта, сопровождавшееся излиянием умеренно щелочных основных магм и внедрением многочисленных даек диабазов, указывающих на обстановку растяжения. Установлены

две главные фазы вулканизма: позднефранская и позднефаменская, обусловившие накопление нижней и верхней эффузивно-пирокластических толщ. Несмотря на высокую активность вулканизма, эффузивно-пирокластический материал не сплошь покрывает дно рифта, а сосредоточен вблизи краевых и поперечных глубинных разломов и в приподнятых блоках фундамента [Ляшкевич, 1994]. В каменноугольно-нижнепермских отложениях вулканические продукты в пределах впадины не встречаются.

И последняя вспышка континентального рифтогенеза в пределах Восточно-Европейской платформы произошла на юго-западной окраине Балтийского щита, где в ранней \square имма грабен Осло расколол эту часть щита с активным проявлением раннепермского базальтового и щелочного магматизма (290-260 млн. лет). По всей видимости, эта вспышка континентального рифтинга предшествовала процессам мощного рифтогенеза, с которого начался раскол суперконтинента Пангеи и заложение Атлантического океана.

Последующие мезо-кайнозойские события (распад Пангеи и дрейф Евразийского континента к своему современному местоположению) в геологической истории ВЕП уже не приводили к значительным внутриплитным деформациям, выражающимся в процессах континентального рифтогенеза и значительных проявлениях платформенного магматизма. Однако в современную эпоху (в конце кайнозоя) наблюдается некоторая реактивация древних рифтогенных структур на ВЕП. Это касается отдельных структур палеорифтовой системы Белого моря, а также Балтийско-Ботнической системы палеорифтов, по которой фактически образовался современный бассейн Балтийского моря. Как видно, такое «обновление» можно наблюдать только у тех древних рифтовых структур, которые не погребены под платформенным чехлом, т. е. располагаются в пределах Балтийского щита. Происходят ли такие процессы на глубине под осадочным чехлом, остается загадкой. Сам процесс активизации древних рифтогенных структур связывается, как уже отмечалось выше, с влиянием спрединга в Северо-Атлантическом и Арктическом океанических бассейнах на внутриплитные поля тектонических напряжений в литосфере Восточно-Европейской платформы.

Для северо-восточного сегмента ВЕП процессы континентального рифтогенеза связываются автором с распадом древнего суперконтинента Палеопангеи (Колумбии) и в данном случае рифтовая система Белого моря представляется как рифтовая система пассивной окраины континента, которая в процессе своего развития превращается в рифтогенный периконтинентальный осадочный бассейн. Наиболее масштабный континентальный рифтогенез обычно связан с расколом континента при растяжении континентальной литосферы, причиной которого могут служить конвективные течения в

мантии. В одних случаях это приводит к полному разрыву континентальной коры, переходу континентального рифта в океанический и к возможному возникновению спрединга. В другом случае процесс формирования рифта может остановиться на стадии континентального рифта. По всей видимости, в этом и заключается основное отличие палеорифтовой системы Белого моря от всех остальных систем и отдельных структур континентального рифтинга на Восточно-Европейской платформе – в ее значительно большей энергетике, выразившейся в огромном площадном охвате, значительной большей глубиной проникновения деструктивных процессов (до 8-10 км глубины раскола фундамента), приведшей, в конечном счете, к расколу континента Палеопангеи, длительным развитием и неоднократной активизацией тектоно-магматических процессов в пределах области динамического влияния рифтовой системы в течении практически всего Неогена вплоть до настоящего времени. Объяснить этот феномен можно краевым положением палеорифтовой системы Белого моря на Восточно-Европейской платформе.

В то же время, структура, особенности осадконакопления и проявлений внутриплитного магматизма как частных элементов палеорифтовой системы Белого моря, так и системы в целом, позволяет рассматривать РСБМ как один из компонентов авлакогенной сети Восточно-Европейской платформы, отражающую тектоническую эволюцию северной пассивной окраины платформы.

Таким образом, на основании сравнительного анализа тектонической эволюции палеорифтовой системы Белого моря и эпох континентального рифтогенеза на Восточно-Европейской платформе сформулировано **четвертое защищаемое положение:**

Несмотря на сходство основных элементов строения, главная отличительная особенность РСБМ от других авлакогенов Восточно-Европейской платформы, заключается в несравнимо большем масштабе проявления процессов рифтогенеза, длительном и многоэтапном развитии рифтовой системы на протяжении 1,3 млрд. лет, что обусловлено ее постоянным окраинно-континентальным положением.

Глава VII. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА СОВРЕМЕННЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВЫХ СИСТЕМ

Континентальный рифтогенез является одной из важнейших форм раздробления, деструкции и горизонтального растяжения земной коры не только в настоящее время, но и в прошлые геологические эпохи. Генетически и структурно с ним тесно связаны проявления внутриплитного магматизма, в том числе и кимберлитового. Знания о строении и механизмах формирования ныне активных континентальных рифтовых зон позволяют реконструировать структуры погребенных палеорифтовых систем (авлакогенов) и их палеогеодинамику. Ключом к таким реконструкциям могут являться структурные парагенезы, которые формируются в процессе рифтообразования и легко распознаются в современных рифтовых системах, а в палеорифтах нередко закрыты платформенным чехлом или завуалированы вследствие эрозионно-денудационных процессов [Балуев и др., 1997]. Сравнительный анализ строения наиболее изученных и тектонически ныне активных Байкальской и Восточно-Африканской рифтовых систем с палеорифтовой системой Белого моря позволил расшифровать некоторые элементы строения последней, установить в ее пределах структурные парагенезы, контролирующие проявления рифейско-вендского и среднепалеозойского магматизма в этом регионе и определившие характер ее тектонической эволюции.

VII.1. БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА

Участие в 90-х годах прошлого столетия в составе ГНПП «Аэрогеология» в комплексных исследованиях Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) по международной программе «Глубоководная экология, палеолимнология и геодинамика Байкала», в которой автор руководил работами по составлению «Карты современной геодинамики Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления» м-ба 1:1000000 на базе дешифрирования материалов дистанционного зондирования [Балуев и др., 1997ф], позволяет использовать собственный оригинальный материал и знания, приобретенные в процессе этих исследований, для сравнительного анализа тектоники современной БРЗ и древней, фактически погребенной, РСБМ. Эти работы были инициированы в начале 1991 года выдающимся геологом-тектонистом чл.-корр. РАН Л.П.Зоненшайном, который являлся одним из научных лидеров международной комплексной программы изучения Байкала.

Комплексные исследования Байкальской рифтовой зоны включали в себя бурение подводной части осадочного чехла Байкала, многоканальное сейсмическое профилирование дна Байкала, подводные наблюдения с помощью подводных обитаемых

аппаратов (ПОА) “Пайсис”, продолжение геолого-структурных исследований наземной части рифтовой зоны, а также детальное дешифрирование материалов аэрокосмических съемок (МАКС) на всю. Площадь БРЗ. Байкальская рифтовая зона вызывает большой интерес не только научный, но и практический, прежде всего потому, что она является современной активно развивающейся континентальной структурой земной коры, в пределах которой интенсивно проявляются эндогенные и экзогенные процессы, среди которых особое значение для жизнедеятельности человека имеет высокая сейсмическая активность.

Байкальская рифтовая зона изучена достаточно детально. Описанию ее геологии, тектоники и глубинного строения посвящены работы Е.В.Павловского, Н.А.Флоренсова, В.В.Ломакина, Н.А.Логачева, С.И.Шермана, А.Ф.Грачева, Н.В.Солоненко, В.Д.Маца, Ю.А.Зорина, С.М.Замараева, Л.П.Зоненшайна, В.Г. Казьмина, М.И. Кузьмина, К.Г.Леви, В.А.Санькова, А.И.Мельникова, С.В.Рассказова, О.В.Луниной, А.С.Гладкова и многих других исследователей. В последние годы появилось много работ по кинематике и геодинамике БРЗ, в которых предлагаются различные геодинамические модели, рассмотренные нами ниже в отдельном разделе.

1.1. Общая характеристика Байкальской рифтовой зоны

Саяно-Байкало-Становой горный пояс, в котором мел-палеогеновая поверхность выравнивания поднята на абсолютные отметки 2,5-3 км, является грандиозным кайнозойским сооружением Восточной Сибири. В свою очередь эта область является лишь частью значительно более обширного пояса возрожденных гор Внутренней Азии, простирающегося от Гималаев и Памира до Пиммана-Колымской горной страны на северо-востоке России. В поперечном сечении Саяно-Байкало-Становой горный пояс образует своеобразную структуру, расчлененную горными поднятиями и узкими протяженными впадинами или грабенами. Район развития позднекайнозойских грабенов, часто обозначаемых в качестве впадин байкальского типа, образует Байкальскую рифтовую зону (рис. 7.1). Крупнейшей и наиболее глубокой впадиной является озеро Байкал. Молодые грабены продолжают впадину Байкала к западу до районов Сев. Монголии и к востоку до центральной части Станового хребта. Впадины байкальского типа занимают апикальную часть Байкальского свода; они располагаются не на одной линии, а кулисообразно или субпараллельно, занимая только половину или немного больше половины ширины свода. В пределах рифтовой зоны широко проявлены неотектонические движения, молодой базальтовый вулканизм, синрифтовое осадконакопление и высокий тепловой поток.



Рис. 7.1. Регион оз. Байкал.

Местоположение, строение и развитие БРЗ predetermined эволюцией Саяно-Байкальской складчатой области и характером сочленения последней с Сибирской платформой [Замараев и др., 1979]. Кайнозойский тектогенез использовал многочисленные неоднородности земной коры этого региона, в результате чего унаследованность тектонических элементов БРЗ проявилась на разных уровнях строения дорифтового фундамента, начиная с древних аккреционных ансамблей и кончая локальными структурами и древними разломами, активизированными в позднем кайнозое. В этой связи описание строения БРЗ необходимо начать с характеристики тектонического строения фундамента рифтовой зоны.

1.2. Строение фундамента Байкальской рифтовой зоны

Байкальская рифтовая зона сформировалась в области сочленения древней Сибирской платформы с Саяно-Байкальским складчатым поясом, главные тектонические элементы которых и образуют ее дорифтовый фундамент (рис.7.2). Почти повсеместно Сибирская платформа отделена от складчатого пояса краевым швом, образованным системой крупных древних, неоднократно активизированных, сдвигов. Конфигурация краевого шва в плане представляет сочетание различно ориентированных отрезков, образующих здесь три угла. Первый обрамляет южный выступ (Присаянский, Иркутский) платформы (Главная Саянская и Приморская сдвиговые зоны), второй обрамляет Байкало-Патомскую дугу (Северо-Байкальская и Жуинская сдвиговые зоны), а третий очерчивает юго-западный фас Алданского щита (Становая зона сдвига). Ориентировка краевого шва контролирует простирание линейной складчатости в прилегающих частях платформы и складчатого пояса, этому же направлению подчинены простирания различных по времени становления и типу развития окраинных наплатформенных седиментационных бассейнов и краевых вулкано-плутонических поясов.

БРЗ в своей центральной части (впадина оз.Байкал) строго следует вдоль Приморского фрагмента краевого шва Сибирской платформы. На флангах она отклоняется от общего простирания, но и здесь часто подчиняется определенным древним структурным неоднородностям. Например, на юго-западном фланге рифтовая зона следует вдоль юго-восточной границы Тувино-Монгольского палеомикроконтинента, представляющей палеозойскую коллизионную зону. На северо-восточном фланге БРЗ основные рифтогенные впадины (□иммана-Ангарская, Муйская и Чарская) расположены в пределах Байкало-Муйского офиолитового пояса, являющегося структурой сочленения Сибирского кратона и Бургузинского террейна. Вдоль этих впадин проходит полоса высокой сейсмической активности, которая является одним из основных показателей при определении границ литосферных плит. По этой полосе рифтогенных структур Л.П.Зоненшайн и др. [1979; 1992] провели границу между Евразийской и Амурской литосферными плитами. Первая из них включает Сибирскую платформу и в данном районе граница плиты, скорее всего, является и границей платформы.

1.3. Неотектоника и строение Байкальской рифтовой зоны

Геометрически довольно сложная система разломов и впадин, образующих БРЗ, протягивается на 1800 км от Сев.Монголии до долины р.Олекмы и включает 13 крупных рифтовых депрессий (рис.7.3). Она охватывает наиболее поднятую часть нагорий юга Вост. Сибири (до 3-3,5 км над уровнем моря) и соответствует области аномальной мантии

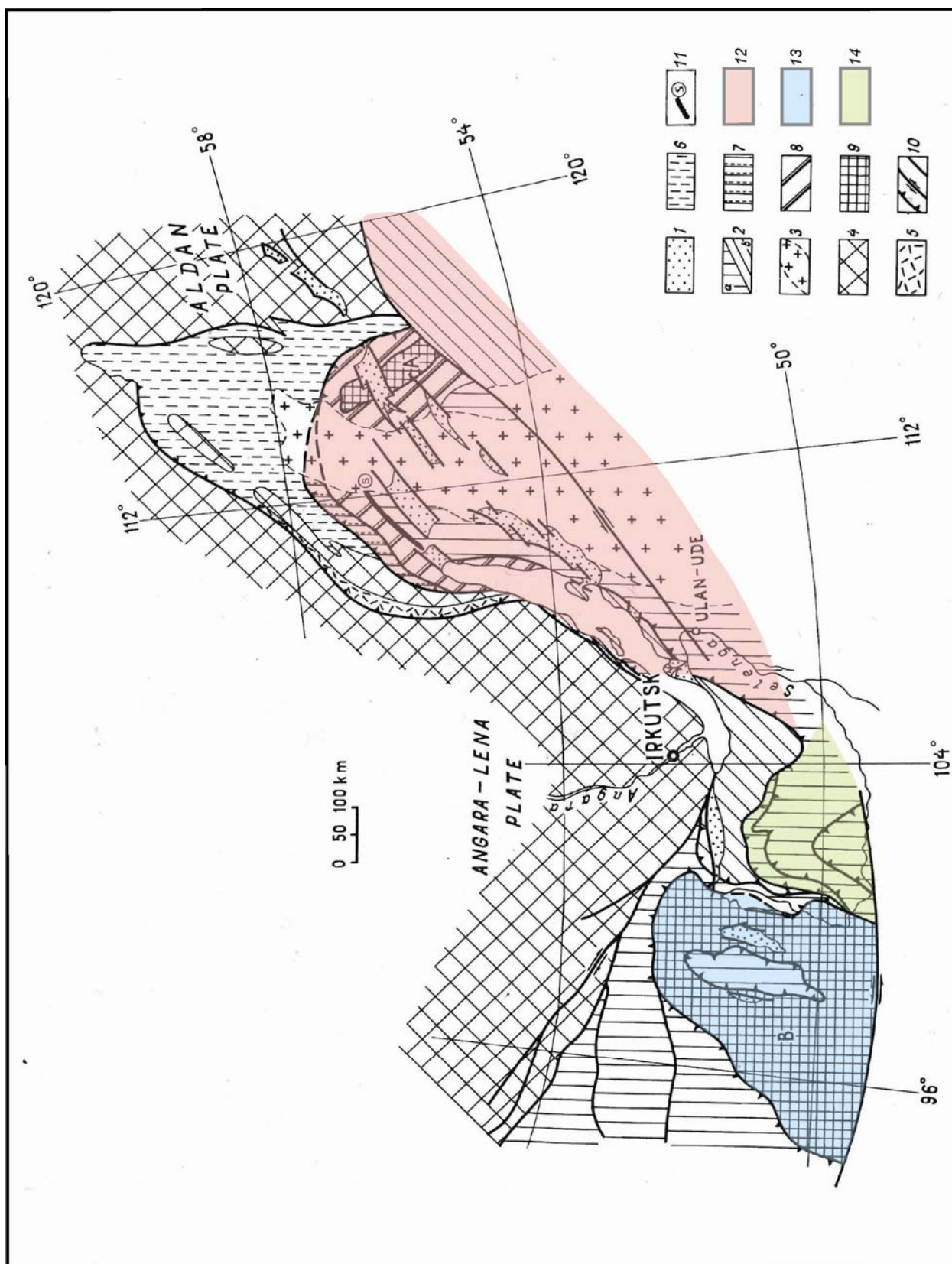


Рис. 7.2. Основные черты тектоники фундамента Байкальской рифтовой зоны (по [Logatchev, 1993] с дополнениями). 1 – кайнозойские отложения рифтовых впадин. 2 – каледонский коллизионный пояс: а) позднедокембрийский-раннепалеозойские комплексы океанической и транзитной стадии развития, б) комплексы докембрийского подвижного пояса фундамента; 3 – внешний контур Ангаро-Витимского раннепалеозойского батолита; 4 – Сибирская платформа; 5 – раннепротерозойский Аkitканский вулканический пояс активной континентальной окраины; 6 – позднепротерозойский Патомский краевой прогиб; 7 – позднепротерозойские осадочно-вулканогенные образования древнего континентального склона (Олокитская зона); 8 – Муйский

офиолитовый пояс (протерозой); 9 – микроконтиненты: А – Муйский, В – Тувино-Монгольский; 10 – надвиги, сдвиги, главные зоны дробления и другие разломы; 11 – система Станового разлома (возможно являющаяся северо-восточным продолжением Байкальской рифтовой зоны); 12 – Баргузинский супертеррейн; 13 – Тувино-Монгольский супертеррейн (микроконтинент); 14 – Джидинский террейн.

И подъема кровли астеносферы к подошве земной коры. По своему строению, характеру ориентировки разломов и их кинематики в пределах рифтовой зоны отчетливо выделяются три крупных сегмента: Юго-Западный фланг, Центральная часть и Северо-восточный фланг [Балла и др., 1990].

Юго-западный фланг БРЗ образуют Восточный Саян, нагорье Сангилен и прилегающие районы Сев.Монголии. Здесь же располагаются три субмеридиональных грабена длиной 120-130 км и шириной 20-30 км: Хубсугульский, занятый оз.Хубсугул, Дархатский, по которому протекают верховья Енисея, и Бусингольский, расположенный на границе Тувы и Монголии. Невысокой перемычкой последняя впадина отделена от расположенной южнее Терехольской впадины. Северной границей меридиональных грабенов Сев. Монголии служит субширотная зона разломов, протягивающаяся от Окинского плоскогорья вдоль южного склона горного массива Мунку-Сардык на восток в Тункинскую долину и далее почти вплоть до Байкала.

К восточному отрезку субширотной разломной зоны приурочена Тункинская впадина, или Тункинский грабен, заключенный между поднятиями Китойских и Тункийских гольцов на севере и хр.Хамар-Дабан на юге (рис. 7.4). Тункинский грабен имеет линзовидную форму, выклиниваясь на запад и на восток. Его длина равна примерно 100 км, ширина 10-20 км. В свою очередь Тункинский грабен состоит из пяти впадин, разделенных перемычками, представляющими собой приподнятые блоки кристаллического фундамента. Весь ряд впадин Тункинского грабена с севера ограничивает Тункинский разлом широтного направления, который протягивается, коленообразно изгибаясь в плане, вдоль южного подножия Тункинских гольцов. Общая протяженность зоны Тункинского сброса 160-180 км. Помимо сбросовой составляющей в зоне Тункинского разлома имеет место левосторонний сдвиговый компонент. Время заложения Тункинской впадины определяется как верхний олигоцен. Скважина вскрыла верхнеолигоценные отложения, залегающие на коре выветривания архейского фундамента впадины на глубине 1060 м. Разрез верхнеолигоценной части танхойской свиты сложен глинами, аргиллитами, песками, известняками и бурыми углями, которые образовались в основном в озерных и болотных обстановках.

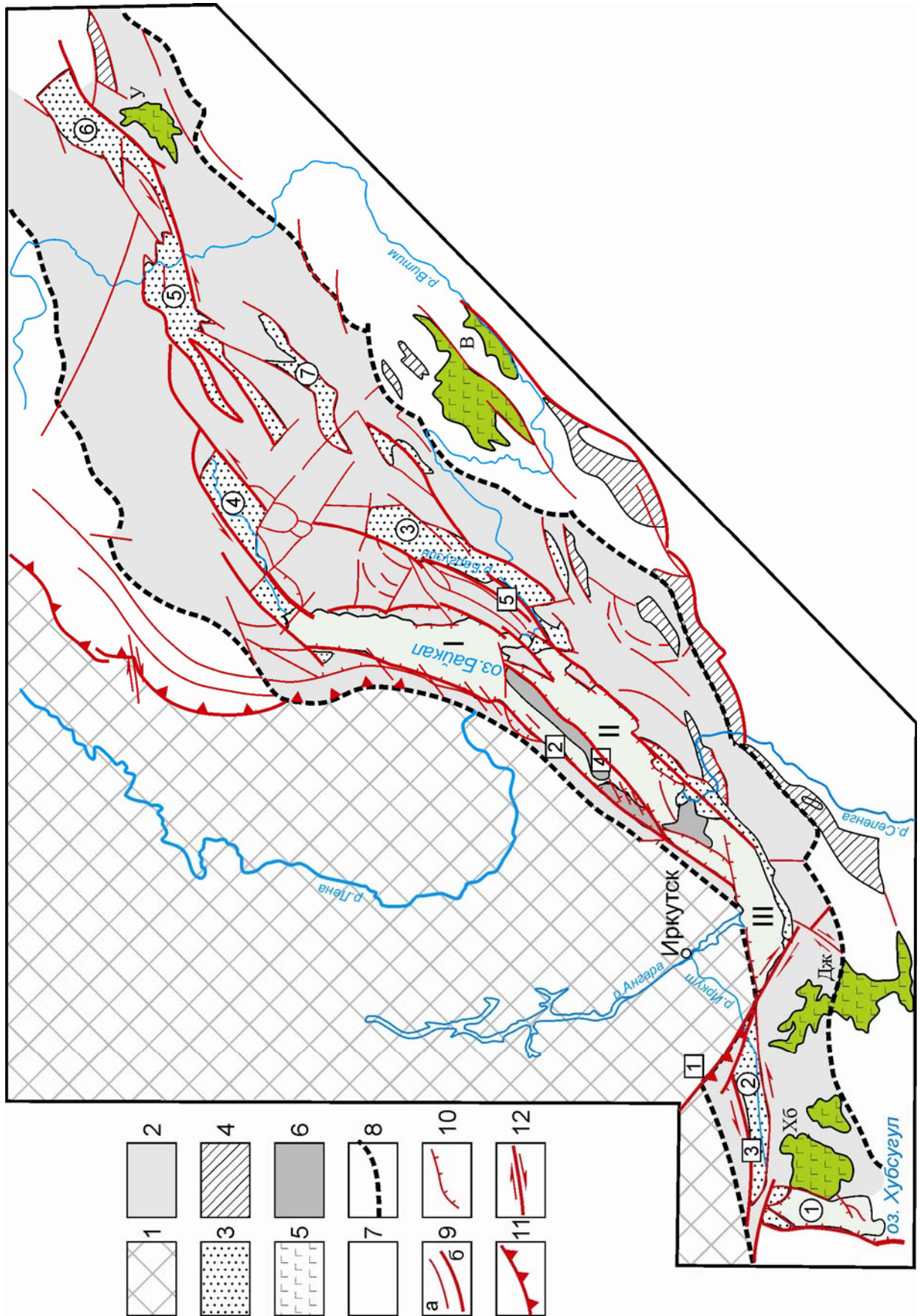


Рис. 7.3. Тектоническая схема Байкальской рифтовой зоны. 1 – Сибирская платформа; 2 – фундамент БРЗ; 3 – кайнозойские рифтогенные впадины (цифры в кружке: 1 – Хубсугульская, 2 – Тункинская, 3 – Баргузинская, 4 – Верхнеангарская, 5 – Муйская, 6 – Чарская, 7 – Баунт-Ципинская); 4 – впадины мезозойского возраста; 5 – ареалы развития неоген-четвертичного

базальтового вулканизма (Хб – Хубсугульский, Дж – Джидинский, В – Витимский, У – Удоканский); 6 – зоны аккомодации (межвпадинные переемычки: А – Академический хребет, ПБ – Посольская банка); 7 – Байкальская горно-складчатая область вне пределов БРЗ; 8 – границы БРЗ; 9 – разломы: а – основные структурообразующие, разделяющие крупные блоки (цифры в квадратах: 1 – Главный Саянский, 2 – Приморский, 3 – Тункинский, 4 – Ольхонский, 5 – Баргузинский); б – прочие; 10 – сбросы; 11 – взбросы и надвиги; 12 – сдвиги. Римские цифры – котловины Байкала: I – Северная, II – Центральная, III – Южная.

Другая скважина, пробуренная в центральной части Тункинской впадины, вскрывает толщу осадков мощностью 2100 м и 40 тел базальтов общей мощностью около 400 м (рис. 7.5). Интересно, что внутриформационные базальтовые потоки (или силлы) сконцентрированы только в наиболее углубленной восточной части впадины и не отмечены во всей остальной ее части. Это объясняется максимальным растяжением и растрескиванием коры на дне впадины в зоне наибольшего прогиба, что способствовало проникновению базальтовой магмы. Базальтовые потоки меньшего объема и шлаковые конусы более свежих извержений (плейстоцен – ранний голоцен) также расположен над той же зоной [Logatchev, 1993].

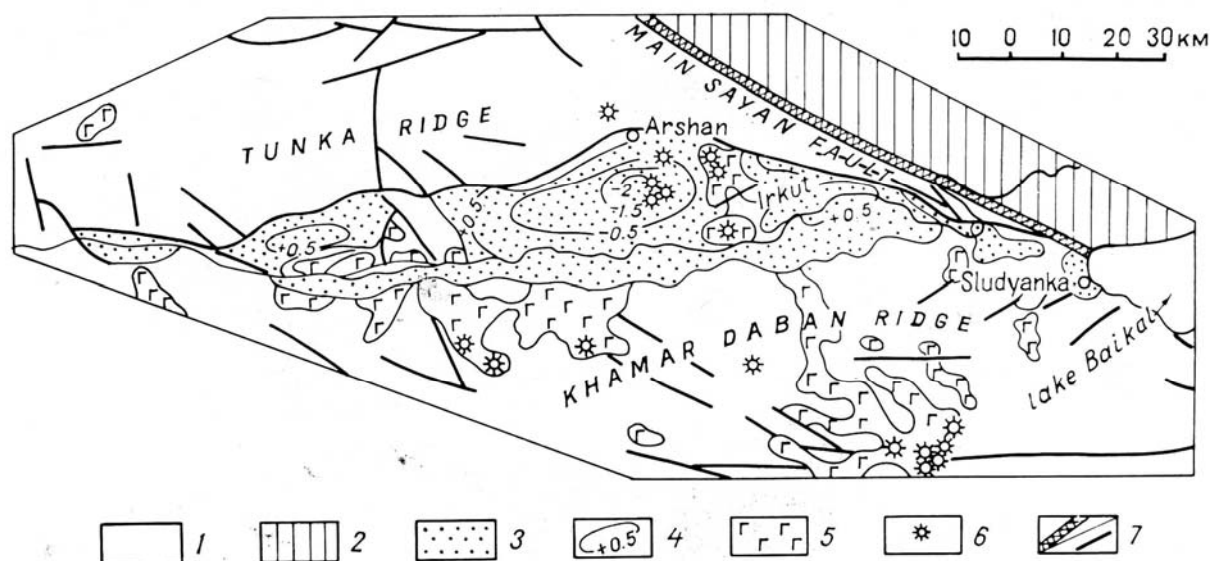


Рис. 7.4. Тектоническая схема Тункинской впадины (по [Logatchev, 1993]). 1 – кристаллический фундамент; 2 – краевая приподнятая зона архейского фундамента Сибирской платформы; 3 – неоген-четвертичные отложения; 4 – изогипсы глубины залегания фундамента (в км); 5 – олигоцен-неоген-четвертичные базальты; 6 – вулканические конуса; 7 – Главный Саянский разлом (юго-западная граница Сибирского кратона) и основные кайнозойские разломы.

От Байкала Тункинская впадина отделена горной переемычкой шириной около 40 км. Вдоль этой переемычки протягивается Главный Саянский разлом, идущий от западной оконечности Байкала в ЗСЗ направлении и связующий разломы ограничения Байкала с разломами Тункинской впадины. Главный Саянский разлом переходит на северо-западе в

разломы Восточной Тувы, окаймляющие базальтовые плато Опино-Хамсаринского междуречья. Юго-восточный отрезок Главного Саянского разлома является границей между Шарыжалгайским выступом кристаллического фундамента Сибирской платформы и Саяно-Байкальской складчатой областью.

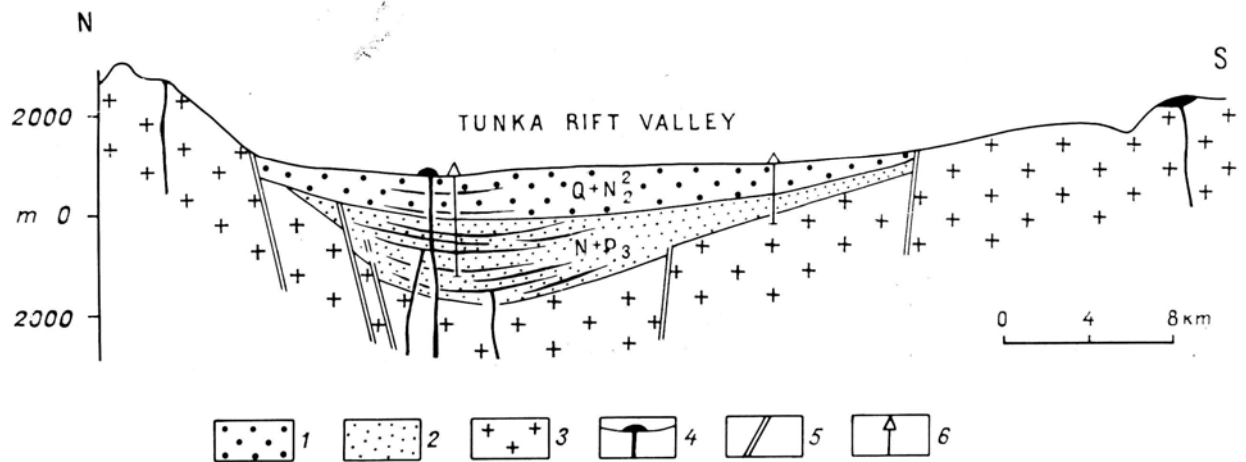


Рис. 7.5. Геологический разрез Тункинской впадины (по [Logatchev, 1993]). 1 – плиоцен-четвертичные осадки; 2 – олигоцен-миоцен-нижнеплиоценовые осадки; 3 – докембрийский кристаллический фундамент; 4 – базальты; 5 – разломы; 6 – скважины.

Центральную треть рифтовой зоны занимает оз. Байкал: длина его примерно 640 км, а ширина в среднем 50 км: оно является самым глубоким озером Земли – до 1700 м (рис. 7.6). В настоящее время происходит активное расширение озера за счет размыва берегов и сейсмогенного проседания блоков пород на склонах и днища, сопровождаемое частыми землетрясениями магнитудой >5 баллов.

БРЗ в своей центральной части (впадина оз. Байкал) строго следует вдоль Приморского фрагмента системы Прибайкальского разлома – краевого шва Сибирской платформы, занимая, по существу, полосу ее сочленения с соседним подвижным поясом, которая характеризуется многократным коллизионным взаимодействием платформы и Центрально-Азиатского подвижного пояса (см. рис.7.3). Иными словами, Прибайкальский разлом представляет собой древнюю конвергентную границу взбросо-надвиговой природы, плоскости которой в кайнозойский этап были использованы в качестве сбросов или сдвиго-сбросов при рифтогенезе. Байкальская впадина, наиболее протяженная и глубокая, имеет весьма сложное очертание и строение в виду того, что в разных местах она располагается на различном по возрасту и структурному рисунку субстрате. Унаследованность развития новейших структур БРЗ хотя и носит избирательный характер, однако, не исключает широкого проявления их дискордантного соотношения с древними тектоническими элементами.

Байкал косыми перемычками разделен на три впадины: Южную, Центральную и Северную (рис. 7.6). Границей между Южной и Центральной впадинами является Посольская банка и подводное продолжение дельты р. Селенги. Центральная и Северная впадины разделены островом Ольхон и находящимся на его продолжении подводным, но высоко поднятым, Академическим хребтом, северо-восточное окончание которого увенчано Ушканьими островами. Северная впадина Байкала, северо-восточная часть которой является суходольной, мельче двух других, ее глубина немного превышает 800 м, тогда как дно Центральной и Южной впадин находятся на глубинах 1500-1600 м; максимальные отметки (1700 м) расположены у подошвы Академического хребта. Впадины обычно рассматриваются как самостоятельные рифты. В этом случае перемычки трактуются как зоны аккомодации [Bosworth, 1985] или зоны приспособления и переноса растяжения с одного отрезка рифтовой зоны на другой [Зоненшайн и др., 1992]. Центральная часть рифтовой зоны, имеющая общую северо-восточную ориентировку, включает в себя и Баргузинскую впадину, расположенную к северо-востоку от Центрально-Байкальской котловины на ее продолжении. Здесь, в этой части БРЗ, преобладают разломы, главным образом, северо-восточного простирания. Это, в основном, сбросы, иногда с очень небольшой по амплитуде лево- или правосторонней сдвиговой компонентой, которая обычно не превышает 10-15% вертикальной амплитуды [Балла и др., 1990].

Приморский разлом, протягивающийся вдоль С-З борта Байкала более чем на 200 км, связывает между собой три его впадины. Его считают “главным граничным разломом”, с которым соподчинена вся структура рифта [Зоненшайн и др., 1992]. Размах перемещения по нему, если судить только по рельефу, составляет не менее 2,5 км, если же прибавить к нему 5 км мощности осадков в южных впадинах, то величина смещения составит как минимум 7,5 км.

Однако, как отмечал Н.А.Логачев (2003), три котловины озера, обособленные друг от друга подводными перемычками дельты Селенги с Посольской банкой и Академического хребта, не являются одноранговыми структурными элементами. Речь может идти только о двух тектонически равнозначных и соизмеримых по протяженности впадинах – Южно-Байкальской (430 км) и Северо-Байкальской (400 км), эшелонировано сопряженных на расстоянии 200 км через диагональную перемычку о. Ольхон–подводный Академический хребет–Ушканий архипелаг. По морфологии, структуре, возрасту и происхождению Селенгинская и Академическая перемычки различны. Селенгинская представляет собой результат долговременной аккумуляции дельты Селенги,

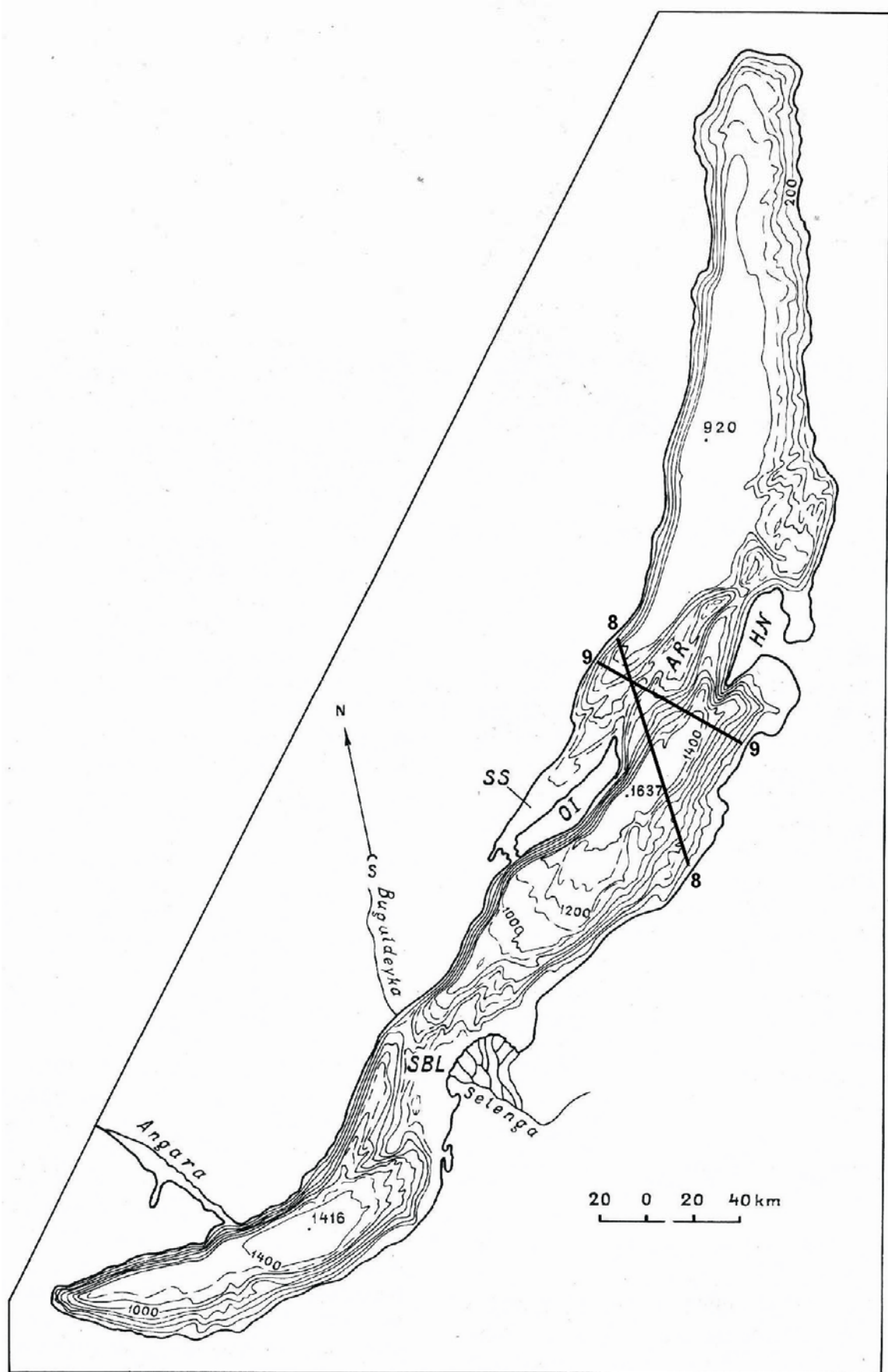


Рис. 7.6. Схема рельефа дна оз. Байкал линиями профилей, показанными на рис.7.8 и 7.15.

деформированной блоковыми движениями фундамента и сейсмогравитационными смещениями осадочных пакетов на поверхности и внутри тела дельты. Поэтому Южно-Байкальская впадина представляет собой единый, хотя и сильно раздробленный разломами, трог, перегороженный в срединной части сложным седиментационно-тектоническим порогом. По обе его стороны не наблюдаются какие-либо аккомодационные изменения структуры рифта за исключением того, что на траверсе перемычки от краевого Приморского разлома в районе устья Бугульдейки ответвляется Ольхонский сброс – главный краевой разлом северо-восточной половины Южной впадины Байкала с 4-5 км вертикальными перемещениями крыльев и приуроченностью к нему максимальных глубин озера (1637 м).

В поле силы тяжести четко отражается блоковое строение Байкальского рифта и подтверждается его деление на две основные части – Южно-Байкальскую и Северо-Байкальскую впадины – по диагональной горстовой перемычке (о.Ольхон, подводный Академический хребет), выраженной в гравитационном поле линейной зоной относительно положительных экстремумов (рис. 7.7). Как единая непрерывная структура выражены высокоамплитудным градиентом поля силы тяжести юго-западная часть Приморского разлома до устья Бугульдейки и Ольхонский разлом. Отрезок Приморского разлома северо-восточнее Бугульдейки выражен градиентом поля силы тяжести с обратным знаком, сочленяющимся у устья Бугульдейки с основным градиентом под некоторым углом. Таким образом, Приморский разлом на всем протяжении от юго-западной оконечности Байкала до мыса Арал не выражен в гравитационном поле как единая структура, а его сухопутная часть причленена на каком-то этапе развития к зоне главного граничного сброса, включающего в себя юго-западную половину Приморского разлома и Ольхонский разлом до Ушканьих островов. С другой стороны, в пределах наиболее погруженной осевой части Байкальской впадины выделено 9 отрицательных экстремумов (5 из которых ранее были неизвестны), отражающих внутривпадинные депрессии, что определяет более дробную сегментацию рифта (см рис. 7.7) [Балуев и др., 2001; 2002].

Все три котловины Байкала представляют собой полуграбены с резко опущенным по разлому фундаментом вдоль северо-западного (Южная и Центральная впадины) и западного (Северная впадина) бортов. По данным многоканального сейсмопрофилирования [Зоненшайн и др., 1993; Хатчинсон и др., 1993] каждый из основных батиметрических бассейнов совпадает с древним депоцентром осадконакопления.

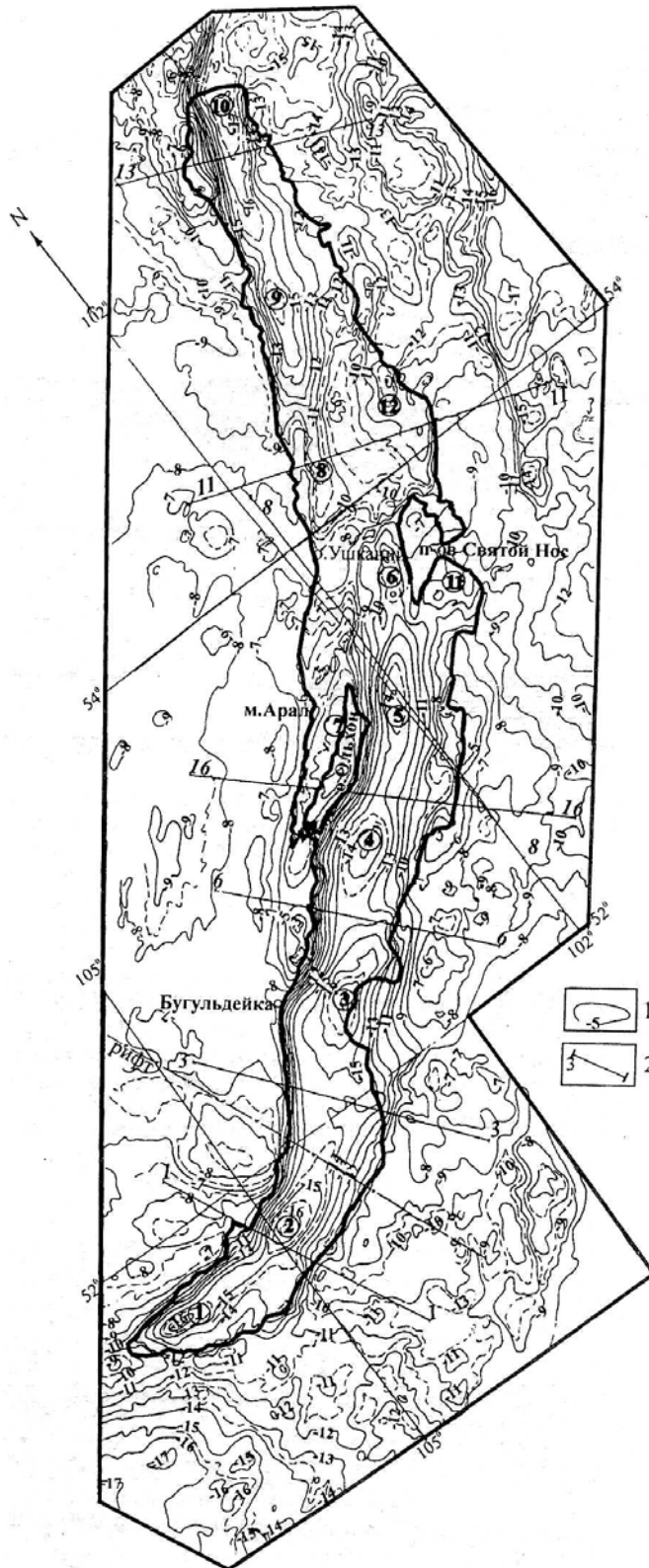


Рис. 7.7. Карта гравитационных аномалий Байкальского рифта [Балуев и др., 2002]. Изолинии проведены через 10 мгал. 1 – акватория оз.Байкал, 2 – линии профилей и их номера, по которым составлены геолого-геофизические плотностные разрезы земной коры Байкальского рифта. Цифры в кружках – основные аномалии поля силы тяжести: минимумы: 1 – Култукский, 2 – Мишихинский, 3 – Усть-Селенгинский, 4 – Южноольхонский, 5 – Североольхонский, 6 – Святоносский, 8 – Солонцовский, 9 – Кедровско-Котельниковский, 10 – Рель-Кичерский, 11 – Усть-Баргузинский, 12 – Сосновский; максимум: 7 – Ольхоно-Маломорский.

Максимальная рассчитанная мощность осадков составляет 7; 7,5 и 4,4 км соответственно для Южного, Центрального и Северного бассейнов. Наибольшая мощность осадков соответствует самой глубокой части каждого из этих бассейнов, смещая дорифтовые коренные породы на глубину 8-8,5 км (Южный бассейн), около 9 км (Центральный бассейн) и 5-5,5 км (Северный бассейн). Вполне вероятно увеличение этих значений на 1-2 км для Южной и Центральной впадин по данным сейсмопрофилирования.

С учетом этих данных [Хатчинсон и др., 1993] осадочный клин Байкала может быть разделен условно на три стратиграфические единицы первого порядка от наиболее древних осадков к наиболее молодым: проторифтовые, среднерифтовые и отложения современного рифта (рис.7.8). Это разделение основано на относительном возрасте отложений. Проторифтовые отложения (так называемая “прозрачная толща”) коррелируются с танхойской и хапагайской свитами – среднемиоценовыми-раннеплиоценовыми тонкозернистыми угленосными отложениями мелководных озер и болот. Среднерифтовые сопоставляются с отложениями грубозернистых песчаников, алевроитов и аргиллитов, которые являются индикаторами более глубокой озерной системы, быстрого подъема и опускания в самом раннем плейстоцене (аносовская и харанцинская свиты). Верхняя стратиграфическая рифтовая единица сопоставляется с современными (четвертичными) отложениями, образование которых сопровождалось привнесом флювиальных, гляциальных и дельтовых осадков и новым этапом разломообразования и опускания. В тектоническом плане по данным многоканального сейсмического профилирования озера Байкал выявлены следующие особенности [Зоненшайн и др., 1992]:

- четкая структурная асимметрия – Байкальский рифт состоит из серии полуграбенов с крутыми СЗ и пологими ЮВ крыльями;
- существование сбросовой лестницы, погружающейся с СЗ на ЮВ с вращением и наклоном блоков в противоположном направлении;
- две фазы сбросообразования, в первую из которых возникла серия полуграбенов, а во вторую – развились антитетические сбросы с падением на СЗ и возник глубокий бассейн на месте Центральной впадины;
- общее растяжение Байкальского рифта очень небольшое, фактор растяжения $\beta = 1,16-1,20$, а суммарная величина раздвижения не превышает 15 км. В результате структура Байкальского рифта, несмотря на длительность развития (30 млн. лет), находится на невысокой стадии тектонической эволюции континентальных рифтов и лишена вулканизма.

С двух сторон впадины Байкальского рифта обрамляют неотектонические поднятия. С северо-запада они сопряжены с поднятием Приморского хребта и его северо-восточного продолжения – Байкальского хребта. Северо-западное плечо рифта носит сводовый характер и является асимметричным: его западный склон более пологий и широкий, чем восточный. Последний повсеместно осложнен сбросовыми уступами. Вдоль оси Приморского сводового поднятия гипсометрическое положение поверхности выравнивания изменяется от 1000 м на юге до 2200 м на севере.

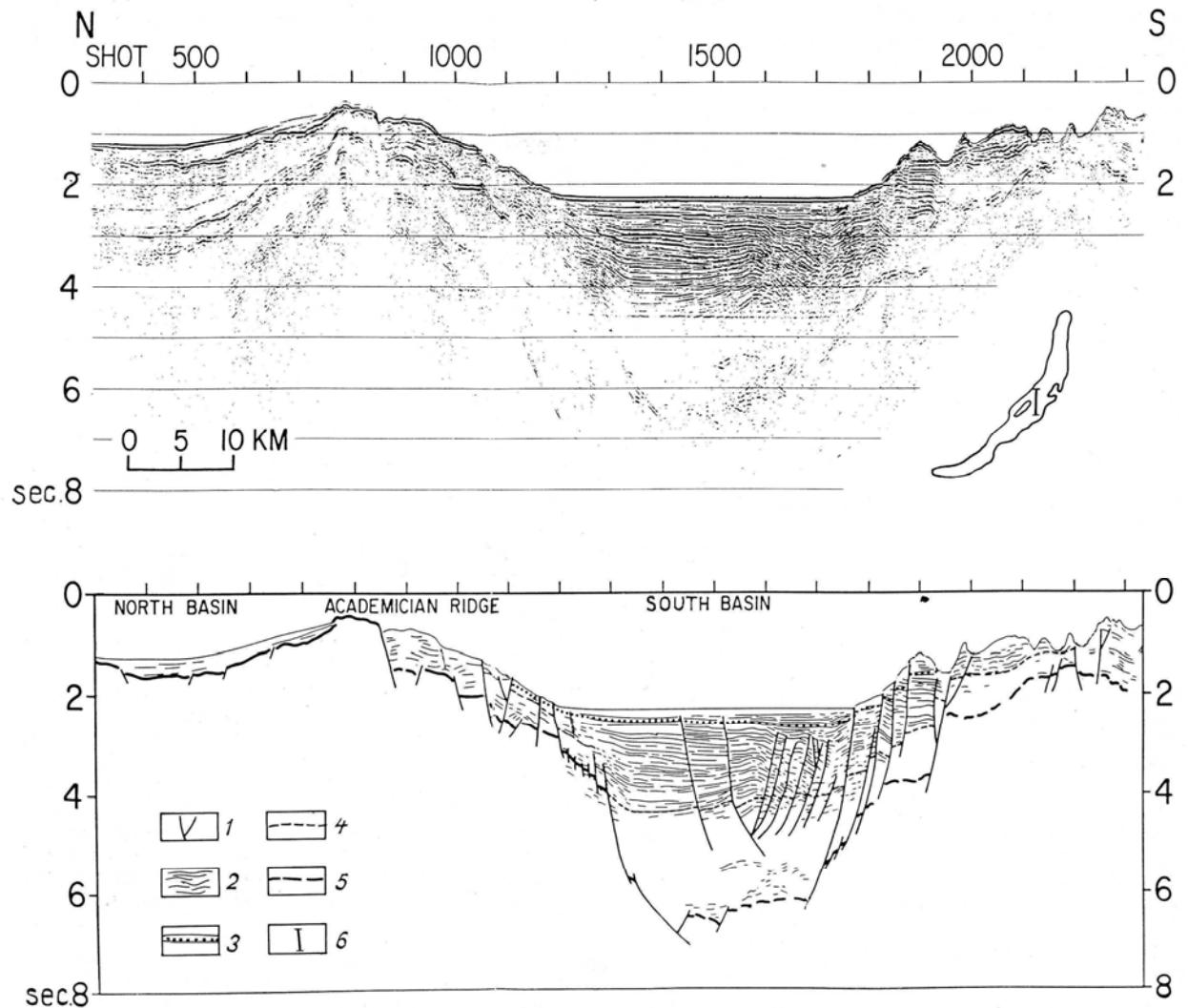


Рис. 7.8. Многоканальный сейсмический профиль № 8 и его интерпретация (по [Logatchev, 1993]). 1 – разломы; 2 – отражатели; 3 – основание верхней толщи (плейстоцен-голоцен); 4 – основание средней толщи (средний + верхний плиоцен); 5 – фундамент; 6 – расположение сейсмического профиля № 8 в пределах оз. Байкал (правая часть рисунка). Положение профиля см. рис. 7.6.

С востока впадина Байкала граничит с рядом сложно построенных поднятий. Наиболее крупным из этих поднятий является Баргузинское, прослеживаемое от устьевой части р. Баргузин до долины Верхней Ангары. Это поднятие является типично сводовым,

с ярко выраженной асимметрией, характерной для сводов Прибайкалья. Его западный склон пологий, плавно погружающийся под воды Байкала, а юго-восточный – узкий и крутой. Последний оборван серией разломов, представляющих собой в рельефе ряд кулисообразно расположенных эскарпов, в сторону Баргузинской впадины. Баргузинский свод воздымается до отн. 2800 м при ширине 100 км. К югу он постепенно сужается, а на севере срезан диагонально наложенной на него Верхнеангарской впадиной. Баргузинский свод осложнен диагонально вторгшимся в него со стороны Байкальской и Баргузинской впадин разломами и следующими за ними впадинами-сателлитами – Давшанской, Язовской, Сосновской и др. Другим крупным неотектоническим сооружением, ограничивающим Байкальскую впадину с юго-востока, является куполовидное поднятие Морского хребта. С юга впадину оз.Байкал ограничивает поднятие хр.Хамар-Дабан, которое также является сводовой структурой.

Важное место в кайнозойской структуре Байкальского рифта имеют тектонические ступени, поверхность которых занимает промежуточное гипсометрическое положение между осями поднятий и поверхностью кристаллического ложа впадины. Обособляются ступени подводные и суходольные. По простирацию они иногда переходят в сводовые поднятия. Самой крупной структурой такого типа является Бугульдейско-Тажеранская промежуточная тектоническая ступень, расположенная между проливом Ольхонские ворота и устьем р.Бугульдейка. На СЗ ступень ограничена Приморским разломом, а на ЮВ – Ольхонским. Все они представляют собой блоки земной коры, ограниченные продольными разломами. Особенности морфологий многих промежуточных ступеней указывают на то, что они ограничены листрическими сбросами, о чем свидетельствуют перекосы ступеней с наклонами в сторону горных поднятий, сопровождающих рифты.

На северо-восток в сторону Станового хребта впадины байкальского типа продолжают в двух системах грабенов, разделенных поднятиями Баргузинского и Северо-Муйского хребтов (см. рис.7.2). На продолжении Центральной котловины Байкала находится Баргузинский и Баунтовский грабены, кулисообразно подставляющие друг друга. Северная котловина Байкала выходит на сушу в устье Верхней Ангары, и здесь срезается северо-западным разломом, смещаясь на юг и подставляясь Верхнеангарским грабеном. В районе 114° в.д. обе системы грабенов сливаются между собой, и отсюда на восток прослеживается единая серия впадин. Она образована относительно небольшими грабенами: Муйским, Чарским и Токкинским, и имеет субширотную ориентировку. Между 118° и 120° в.д. грабены байкальского типа заканчиваются. Далее на восток протягивается Становой хребет, ограничивающий с юга Алданское плоскогорье и

воздымающийся над расположенными южнее понижениями Бомнакской и Удской котловин.

Баргузинская ветвь БРЗ, представленная серией впадин, лежащих на одном простирании, и сопряженными с ними линейными поднятиями, протягивается с восточного берега Байкала от долины р.Кика до верхнего течения р.Баргузин (рис. 7.9). Протяженность ветви составляет около 400 км при средней ширине 20-25 км. Впадины этой ветви рифта

сопряжены на СЗ с поднятием Баргузинского хребта, а на ЮВ – с Икатским, Голондинским и Улан-Бургасским сводовыми поднятиями. Баргузинская впадина, расположенная между Баргузинским сводово-блоковым поднятием и Икатским сводовым поднятием, является наиболее крупной в Баргузинской ветви рифта. Поверхность впадины представляет собой депрессию, протягивающуюся на 240 км и лежащую в среднем на 2000 м ниже поверхности хребтов. Впадина выполнена неоген-четвертичными осадками, максимальная мощность которых по геофизическим данным достигает 2400 м. Неогеновые отложения выходят на поверхность у подножия Икатского хребта и вскрыты в центральных и краевых частях впадины скважинами. Они залегают непосредственно на коре выветривания фундамента мощностью до 10 м и представляют собой, преимущественно, терригенные осадки, среди которых преобладают миоценовые пески. В нижней части разреза присутствуют пласты углей, реже диатомитов. Верхнеплиоцен-четвертичная часть разреза сложена в основном песками с линзами гравия и галечника.

В строении впадины значительную роль играют разрывные нарушения. Наиболее крупные из них приурочены к северо-западному борту впадины. От поднятия Баргузинского хребта она отделяется Баргузинским разломом, представляющим собой систему кулисообразно расположенных сбросовых уступов. Их амплитуды, достигающие 1000-1500 м, практически полностью отражены в перепаде высот рельефа дневной поверхности, т.к. мощность кайнозойских отложений у их подножий невелика. Параллельно этой системе разломов в 2-4 км к юго-востоку от нее протягивается сброс с амплитудой 1000-1500 м, который и служит северо-западной границей зоны больших мощностей кайнозойских отложений. Зона максимальных глубин кристаллического ложа смещена к северо-западному борту, т.е. Баргузинская впадина обладает характерной “байкальской” асимметрией.

К СВ от Баргузинской впадины кулисообразно к ней расположен Баунтовский (или Баунт-Ципинский) грабен, отделенный от первой поднятием Икатского и Южно-Муйского хребтов. В свою очередь, к ССВ от Баунтовского грабена расположен Верхнемуйский грабен, а к ЮЮЗ – Ципиканский. Все три грабена вытянуты в ВСВ

направлении и образуют свою систему (или ветвь) кулисообразно расположенных по отношению друг к другу рифтогенных впадин на юго-восточном крыле БРЗ.

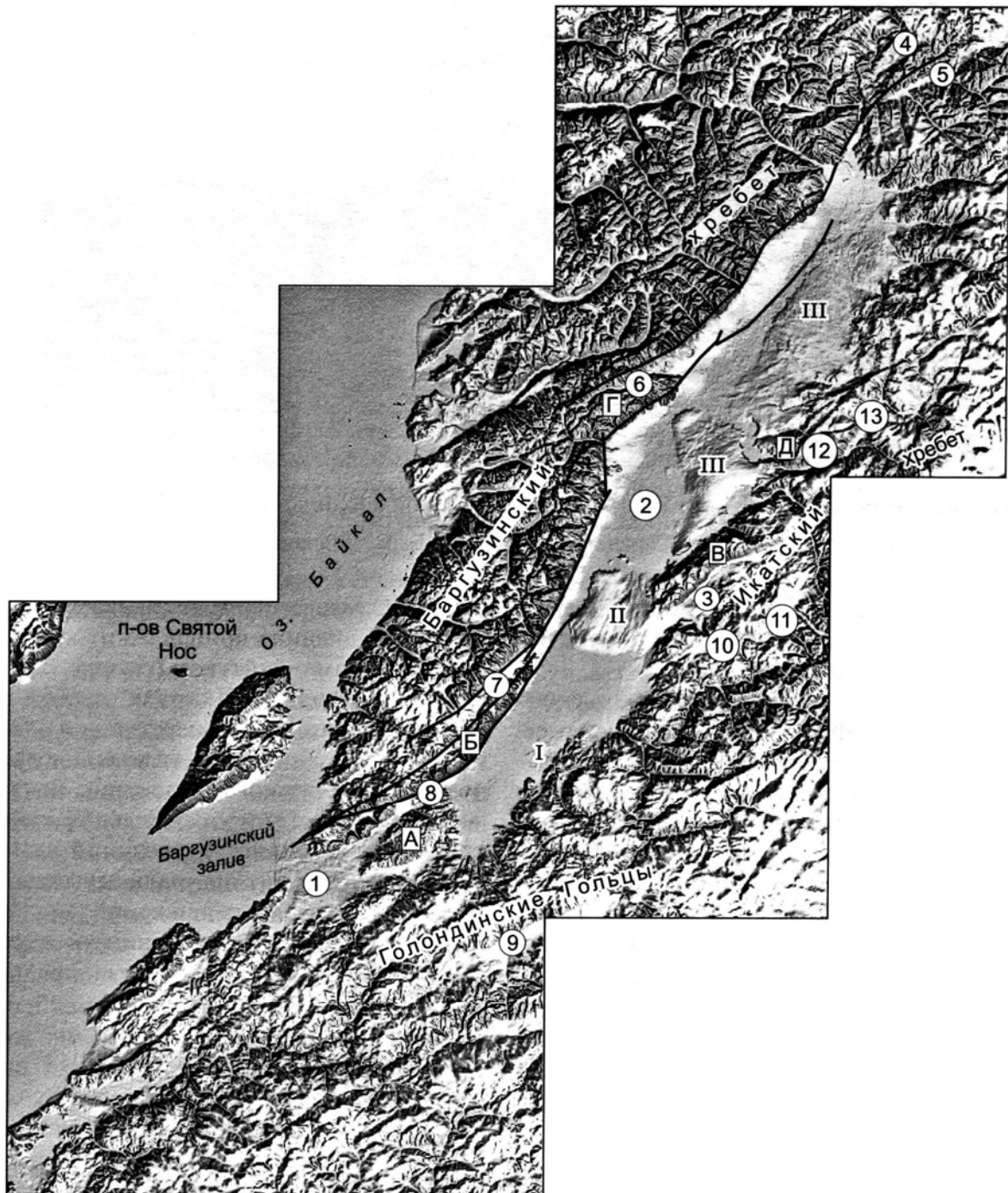


Рис. 7.9. Баргузинская рифтовая впадина и ее обрамление на трехмерной модели рельефа (из [Луниной и др., 2009]). Цифры в кружках – 1–8 – наиболее крупные впадины: 1 – Усть-Баргузинская, 2 – Баргузинская; впадины-сателлиты: 3 – Улан-Бургинская, 4 – Амнундинская, 5 – Ковылейская, 6 – Шаманская, 7 – Улюнская, 8 – Ваулинская; 9–13 – впадины Икатского хребта: 9 – Ямбуйская, 10 – Ясская, 11 – Богундинская, 12 – Подулукская, 13 – Мариктинская. Крупные межвпадинные перемычки (отроги): А – Шаманская, Б – Улюнская, В – Аргодинская, Г – Сахулинская, Д – Молебенская. Песчаные возвышенности (куйтуны): I – Сувинский, II – Нижний, III – Верхний. Сплошными линиями показана Баргузинская система разломов.

Северо-восточный фланг БРЗ, представляющий Муйско-Чарскую ветвь субширотного простирания, включает в себя Верхнеангарскую, Муйскую, Чарскую и Токкинскую рифтогенные впадины (рис. 7.10, 7.11). Первые три – это достаточно крупные структуры с мощным чехлом кайнозойских осадков. Все впадины ориентированы преимущественно косо к оси ветви рифтовой зоны, кулисообразно подставляя друг друга. Каждая впадина отделена от другой межвпадинной перемычкой. Верхнеангарская и Муйская впадины представляют собой двусторонние грабены, и только Чарская является односторонним. Тем не менее, в структуре дна Верхнеангарской и Муйской котловин “байкальская” асимметрия улавливается довольно отчетливо. В структуре основания Верхнеангарской впадины особое значение имеют разломы северо-восточного и северо-западного простирания, благодаря чему впадина имеет форму параллелограмма размером 130x35 км (рис. 7.10).

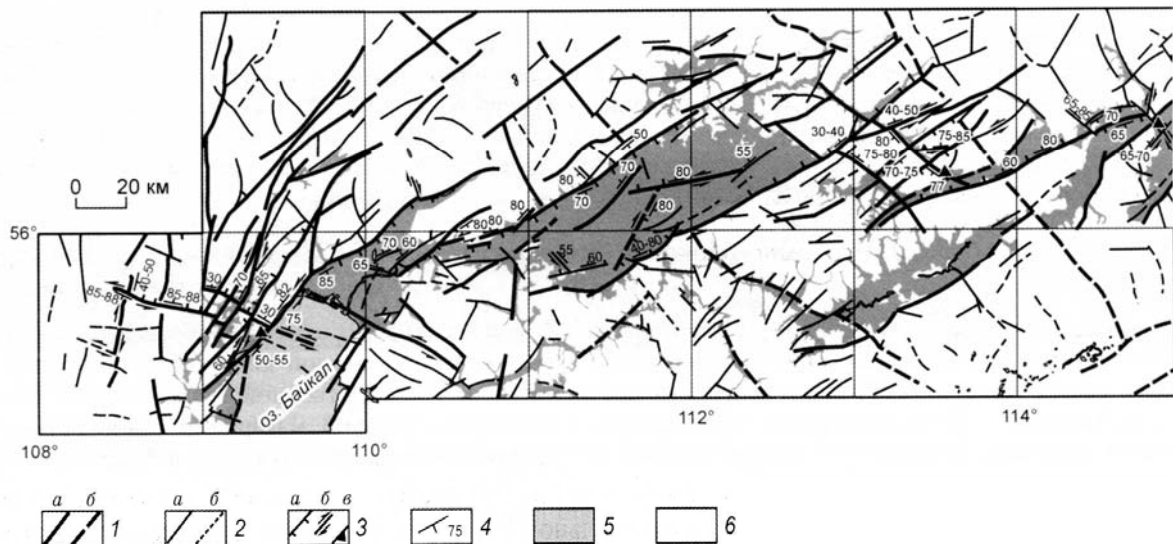


Рис. 7.10. Карта разломно-блокового строения земной коры северо-восточного Прибайкалья (по Луниной и др., 2009). 1 – достоверные (а) и предполагаемые (б) региональные разломы; 2 – достоверные (а) и предполагаемые (б) локальные разломы; 3 – сбросы (а), сдвиги (б), взбросы (в); 4 – направление и угол падения плоскости разлома; 5 – впадины, заполненные кайнозойскими отложениями; 6 – выходы кристаллического фундамента.

Верхнеангарская и Муйская рифтогенные впадины разделены Муйско-Верхнеангарской междувпадинной перемычкой, входящей в состав рифтогенной депрессионной зоны или рифтогенного желоба [Геология и сейсмичность..., 1984]. Роль предрифтовых поднятий (плечей) выполняют на севере горст хр.Делюн-Уран, на юге – горст хр.Южно-Муйского. Муйская впадина состоит из двух объединившихся, вероятно, в плейстоцене котловин – Парамской (северной) и собственно Муйской (южной). В строении фундамента впадин, судя по анализу разломной тектоники в их бортах, принимают участие, в основном, широтные и северо-восточные разломы. Эти впадины,

так же как и Верхнеангарская, являются двусторонними грабенами с сохранением “байкальской” асимметрии. Области максимального погружения фундаменты смещены к северу относительно продольных осей входящих в Муйскую впадину котловин. Обновленные в кайнозой разломы несут на себе следы сбросо-сдвиговых перемещений, направленность которых согласуется с региональным полем напряжений, картируемым как сейсмологическими, так и структурно-геологическими методами.

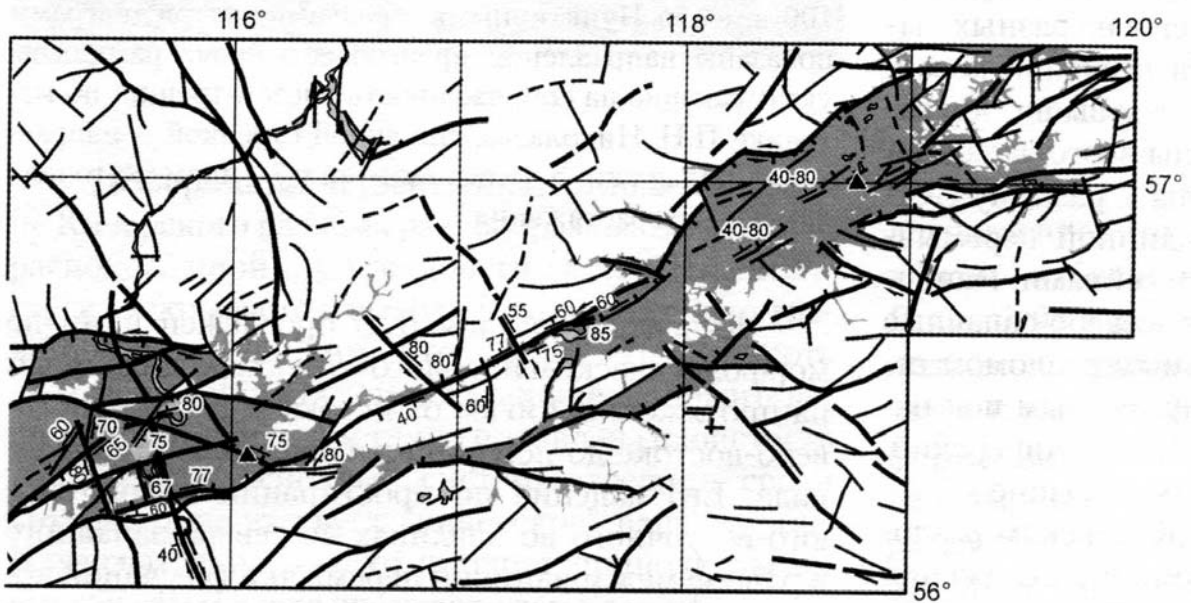
Муйскую рифтогенную впадину от Чарской отделяет Муйско-Чарская междувпадинная перемычка, имеющая сложное строение, отраженное в топографии тектонического рельефа. Она включает высокие (до 2000 м) и протяженные продольные горсты, ступени и своеобразные малые впадины, морфологически неотличимые от широких речных долин.

Чарская впадина имеет обычную для впадин байкальского типа форму (рис. 7.11). Ее северо-западный борт представляет собой крутой сбросовый уступ высотой до 1500 м и более, а южный борт оформлен, преимущественно, изгибовыми дислокациями. По геофизическим данным глубина погружения фундамента впадины может достигать 2000 м и более. Кайнозойские отложения вскрыты скважиной на глубину 1200 м до миоценовых [Уфимцев, Честнов, 1990]. В формировании структуры впадины велика роль кайнозойских сбросо-сдвигов. Они отмечены в южной и широко развиты в северной ее части, где, вероятно, сбросо-сдвиговым перемещением по субпараллельным системам разломов обусловлено возникновение Токкинской впадины – последнего звена в цепи рифтогенных впадин на северо-востоке БРЗ. Эта впадина сравнительно молодая, аккумуляция осадков в ней началась лишь в среднем плейстоцене [Геология и сейсмичность..., 1984], в ее днище распространены ледниковые и флювиогляциальные аккумулятивные формы рельефа. Впадина имеет небольшие размеры и делится на две части выступающим от северного борта изометричным горстом.

Обобщая данные по строению БРЗ, следует отметить, что вдоль оси простираения рифтогенных впадин выделяется так называемый “рифтогенный желоб”, протягивающийся примерно на 1,5 тыс.км из районов Сев.Монголии на юго-западе до долины р.Олекмы на северо-востоке [Геология и сейсмичность..., 1984]. Ширина его достаточно хорошо выдержана (40 км), и существенное расширение он испытывает лишь при разветвлении на две самостоятельные ветви. Одна из них проходит по впадинам Северного Байкала и Верхнеангарской, огибая поднятие Баргузинского хребта с запада и СВ, другая обходит это же поднятие с востока по Баргузинской впадине. Желоб асимметричен, имеет сложную внутреннюю структуру, его западные и северо-западные склоны круче юго-восточных. По простираению желоб имеет ступенчатое строение. В



А.



Б.

Рис. 7.11. Муйская, Чарская и Токкинская впадины: А – вид из космоса (КС «Ландсат» м-ба 1:1000000), Б – схема разломно-блокового строения земной коры северо-восточного Прибайкалья (по Луниной и др., 2009). Условные обозначения на рис. 7.10.

центральной части (Центральная Байкальская котловина) он имеет наибольшую глубину, и от нее к флангам глубина желоба скачкообразно уменьшается почти вдвое. Ступенчатые изменения его глубин обусловлены поперечными разломами, секущими его, и выходом на поверхность древнего фундамента рифтовой зоны. С внешних сторон рифтогенный желоб обрамляется поднятиями, которые носят название «плечей рифта». Ширина плечей рифтогенного желоба в среднем соизмерима с шириной последнего, хотя в отдельных случаях она может существенно меняться. Максимальное сужение (примерно вдвое против средней ширины) испытывает северо-западное плечо – поднятие Приморского хребта, что, видимо, отражает общую асимметрию БРЗ. По простирацию на СВ поднятие Приморского и далее Байкальского хребта постепенно расширяется до средних значений, а изменение ширины сопровождается повышением их максимальных высот. При этом устанавливается прямая связь между величинами: чем выше плечо рифта, тем оно шире, и наоборот. Несколько обособлено поднятие Баргузинского хребта, огибаемое со всех сторон рифтогенным желобом. Оно может рассматриваться либо как самостоятельная структура – внутририфтовое поднятие, либо как структурная форма, возникшая в результате слияния двух плечей рифта.

1.4. Магматизм Байкальской рифтовой зоны

Рифтообразование в БРЗ, как и в других зонах щелевого типа, сопровождалось ограниченным проявлением базальтового вулканизма, общий объем которого (около 8000 км³) составлял в 15 раз меньше суммарной емкости позднекайнозойских рифтовых впадин. Проявления вулканизма сосредоточены в трех районах пояса (см. рис. 7.3): близ ЮЗ окончания (Прихубсугулье, южная часть Восточного Саяна, Тункинская впадина и хр.Хамар-Дабан), на СВ окончании (хр.Удокан к югу от Чарского грабена) и на его юго-восточном крыле (Витимское плоскогорье). Все три вулканических поля смещены относительно оси БРЗ к югу и юго-востоку, за исключением Тункинской и Хубсугульской впадин, где извержения приурочены к поперечным поднятиям и контролируются молодыми разломами. Все другие впадины БРЗ в отношении магматизма «стерильны».

Сопоставляя проявления кайнозойского магматизма в различных частях БРЗ, можно говорить о корреляции его возрастных интервалов в Тункинском сегменте, Витимском и Удоканском вулканических ареалах при сходных вариациях состава лав [Рассказов, 1993]. Говоря о кайнозойском вулканизме, сопровождавшем Байкальский рифтогенез, необходимо рассматривать его в связи с магматической деятельностью, проявившейся в мезозое вдоль юго-восточного края Сибирской платформы и предшествовавшей Байкальскому рифтингу. В Забайкалье активный вулканизм связан с

развитием Селенгино-Витимской структурно-формационной зоны, простирающейся в северо-восточном направлении от бассейна р.Джиды вдоль юго-восточного края БРЗ. Эта зона трассируется цепью мезозойских впадин забайкальского типа [Флоренсов, 1960], выполненных осадочно-вулканогенными континентальными образованиями.

Таким образом, развитие вулканизма в пределах БРЗ протекало в рамках трех циклов: поздний мел-палеоценового, эоцен-олигоценного и неоген-четвертичного (послеолигоценного). Все три цикла проявлены только в структурах, непосредственно сменяющих по простиранию ее центральное (Байкальское) звено, как к западу (Тункинский сегмент), так и к востоку (Витим-Баргузинская зона изменения ориентировки рифтовых впадин) [Рассказов, 1993].

1.5. Глубинное строение Байкальской рифтовой зоны

Строению земной коры и мантии БРЗ посвящено большое количество статей и несколько обобщающих работ [Геология и сейсмичность...,1984; Зорин, 1971; Зорин и др., 1989,1990; Крылов, Мишенькин, 1984; Крылов и др., 1990; Рогожина, Кожевников, 1979 и др.], однако некоторые вопросы строения литосферы разработаны еще недостаточно или не получили однозначного решения. Объясняется это, прежде всего, тем, что разные методы исследования глубинного строения литосферы дают неоднозначные результаты. Поэтому существует несколько моделей строения литосферы БРЗ и прилегающих областей, из которых вытекают различные геодинамические следствия.

Земная кора. Под прилегающей к БРЗ частью платформы толщина земной коры варьирует от 38 до 43 км, а под Забайкальской областью умеренного горообразования – от 42 до 46 км (рис. 7.12). Рифтовая зона существенно отличается от этих районов повышенной изменчивостью толщины земной коры в диапазоне 34-55 км. Этот диапазон становится еще более широким (26-55 км), если рассматривать кристаллическую часть коры без слоя молодых осадочных пород в рифтовых впадинах.

На сравнительно узких участках, соответствующих рифтовым впадинам, кристаллическая часть коры утонена до 26-37 км. Под Байкальской впадиной поверхность Мохо характеризуется сложной разломно-блоковой тектоникой с очень контрастными изменениями в продольном и поперечном направлениях по отношению к оси рифта (рис. 7.13). Под Центральной и Южной котловинами Байкала мощность земной коры (без осадочного заполнения) наименьшая 26-28 км, под Северной котловиной – 32,5 км, под Баргузинской впадиной – 37-38 км, под Тункинской, Муйской и Чарской впадинами – 40 км. Столь значительное утонение коры обязано своим происхождением растяжению, которое началось в олигоцене и, судя по механизмам очагов землетрясений, продолжается

и в настоящее время. Под горными хребтами, являющимися фрагментами Саяно-Байкальского сводового поднятия, мощность земной коры возрастает до 45-55 км.

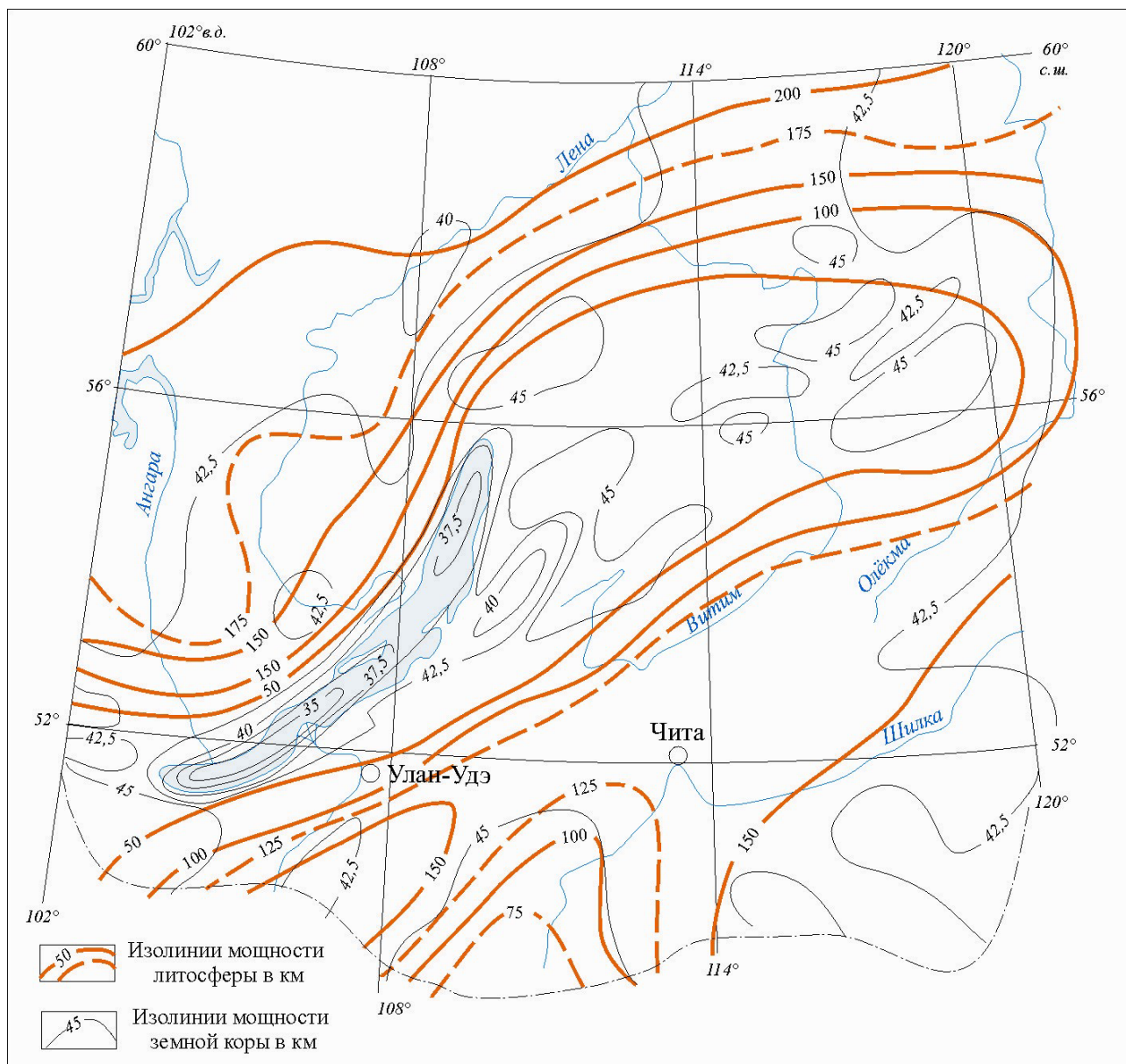


Рис. 7.12. Схема мощностей земной коры и литосферы Байкальского региона (по [Зорину и др., 1989]).

Так как площадь хребтов превышает площадь впадин, то среднее значение толщины коры под этим регионом оказывается большим, чем под Сибирской платформой. Такое региональное утолщение коры характерно для складчатого обрамления платформы в целом. Возникло оно, очевидно, на дорифтовых этапах развития, возможно, еще в раннем палеозое, когда имело место сжатие коры [Зорин и др., 1989].

В БРЗ обнаружен волноводный слой под всеми крупными рифтовыми впадинами. В районах Тункинской, Байкальской, Баргузинской, Муйской и Чарской впадин слой находится примерно в одном и том же интервале глубин – 12-17 км. Мощность слоя с

инверсией скорости всюду составляет около 5 км. По своему положению в разрезе земной коры этот сейсмический волновод практически совпадает со слоем с высокой электрической проводимостью. Скорее всего, они характеризуют один и тот же природный объект – некий инверсионный слой, в котором электрическое сопротивление и скорость сейсмических волн имеют пониженное значение по отношению к вмещающей среде [Крылов и др., 1981].

Ниже инверсионного слоя расположена нижняя часть земной коры, характеризующаяся повышенной однородностью физических свойств (“гомогенный слой” по Крылову и др., [1981]). Нижняя кора по своим реологическим свойствам податлива, для нее свойственны пластические деформации в отличие от верхней части разреза Байкальского рифта, представляющей жесткую верхнюю кору, подвергающейся хрупким деформациям. Подошва хрупкого слоя верхней коры БРЗ определяется глубиной, по которой фиксируются очаги землетрясений. Оценка этой глубины варьирует от 15 до 20 км и практически совпадает с выделенным инверсионным слоем [Зоненшайн и др., 1992]. Т.е. фактически инверсионный слой является разделом между хрупкой верхней корой и пластичной нижней.

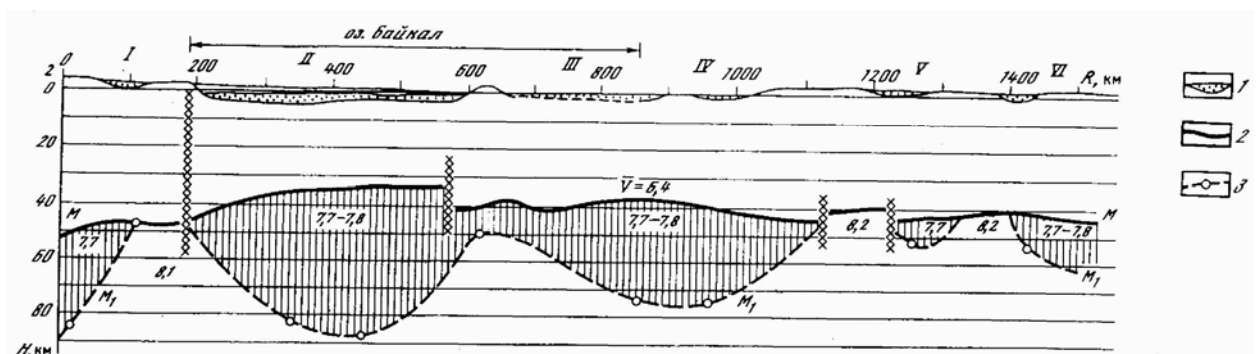


Рис. 7.13. Сейсмический разрез вдоль длинной оси Байкальской рифтовой зоны [Крылов, Мишенькин, 1984]. 1 – осадочные породы; 2 – поверхность мантии; 3 – подошва аномального слоя (аномальный слой отмечен вертикальной штриховкой, указаны значения скорости продольных волн в км/сек); I-VI – рифтовые впадины: I – Тункинская, II – Южно-Байкальская, III – Северо-Байкальская, IV – Верхнеангарская, V – Муйская, VI – Чарская.

Верхи мантии. Самая верхняя часть мантии, изученная методами ГСЗ и сейсмологии местных землетрясений, под БРЗ имеет ряд существенных отличий по отношению к соседним стабильным районам. В активизированной зоне непосредственно под земной корой залегает слой с аномально-низкой скоростью продольных (7,7-7,8 км/сек) и поперечных (4,3 км/сек) волн. Подстилающий слой с подошвой для верхов мантии скоростью ($V_p=8,1-8,2$ км/сек, $V_s=4,55$ км/сек), по-видимому, простирается внутрь на несколько десятков км вплоть до астеносферного волновода \square иммана \square а \square е. Область

распространения слоя с аномально низкой скоростью закартирована на площади 350 тыс. кв. км. Она простирается в северо-восточном направлении более чем на 1,5 тыс. км и имеет ширину в 200-400 км. За пределами этой области скорость на поверхности мантии имеет нормальные значения ($V_p = 8,1-8,2$ км/сек) [Крылов, Мишенькин, 1984].

Верхам мантии в БРЗ свойственна значительная горизонтальная изменчивость геометрических характеристик ее структуры, особенно в приосевой части рифта. Глубины до подошвы аномального слоя варьируют от 40 до 90 км, а мощность его колеблется от 0 до 50 км (под Южной и Центральной котловинами Байкала). На фланговых участках отмечается прерывистое распространение этого слоя. Для наиболее крупных рифтовых впадин (Южно-, Центральной и Северобайкальской) устанавливается связь близповерхностной и верхнемантийной структуры: под впадинами аномальный слой утолщен до 30-50 км, под межвпадинными перемычками он полностью или частично выклинивается (см. рис. 7.13). В поперечном сечении аномальный слой имеет вид утолщенного под рифтом тела, ограниченного почти вертикально у южного края Сибирской платформы и плавно выклинивающегося в юго-восточном направлении

Несколько иная картина в строении мантии под БРЗ создается при исследовании литосферы методом удаленных землетрясений и взрывов [Рогожина, Кожевников, 1979; Кожевников, Яновская, 2003]. Анализ величин запаздываний времен пробега сейсмических волн к станциям профиля Памир-Байкал и станциям сети Прибайкалья позволил выделить в верхней мантии под БРЗ крупную низкоскоростную неоднородность (см. рис. 7.12). Проекция области аномальной мантии на поверхности Земли охватывает практически всю провинцию возрожденных гор Южной Сибири и Монголии. В нее входят вся Байкальская рифтовая зона, Восточный и Западный Саян, Российский и Монгольский Алтай, высокая часть Гобийского Алтая, Хангай и Забайкальское среднегорье. Отличие рифтовой зоны от других районов горообразования, перечисленных выше, заключается в том, что в ее пределах область аномальной мантии расположена непосредственно под корой.

Таким образом, поверхность астеносферного выступа под Байкальским рифтом достигла уровня 70-100 км (см. рис. 7.12), в то же время над ней в подошве коры располагается линза аномальной мантии со средней мощностью 20 км, получившая в литературе название “рифтовой подушки”, которая, возможно, соединялась относительно узким каналом с астеносферным выступом. По мнению В.Г. Казьмина [Казьмин, 1990], с всплыванием линзы аномальной мантии, содержащей 10-15% расплава, сквозь мантийную часть литосферы к подошве коры связано возникновение поднятий, сопровождавших рифтогенез.

Присутствием на границе Мохо аномально разогретого вещества разуплотненной мантии объясняется повышенный тепловой поток, наблюдаемый в пределах БРЗ и выраженный на поверхности следами недавнего вулканизма и нынешней активной гидротермальной деятельностью. В связи с этим необходимо отметить, что БРЗ расположена на северо-западном фланге Центрально-Азиатского горячего поля, в пределах которого фиксируются поднятия астеносферного зеркала, где мощность литосферы уменьшается до 70-80 км [Зоненшайн, Кузьмин, 1993]. Тепловая аномалия БРЗ при этом адекватна горячей точке этого поля.

И в заключение следует подчеркнуть, что в глубинном строении БРЗ – поверхности М, форме астеносферного выступа и линз аномальной мантии (“рифтовых подушек”) – наблюдается такая же асимметрия, как и в поверхностных структурах рифтовой зоны, что свидетельствует о тесных генетических связях между ними.

1.6. Сейсмичность Байкальской рифтовой зоны

Байкальская рифтовая зона составляет протяженное звено в одной из ветвей крупного Центрально-Азиатского сейсмического пояса, пересекающего центральные части Азиатского материка. Высокий уровень современной сейсмической активности зоны Байкальского рифта свидетельствует о том, что процесс рифтообразования продолжается и в настоящее время. Здесь обычны сильные землетрясения с магнитудой больше 5, такие, например, как Великое Восточно-Сибирское 1.2.1725 г., Цаганское 12.1.1862 г., во время которого образовался знаменитый “провал” в дельте Селенги, Мондинское 4.4.1950 г. с магнитудой 7, Муйское 27.6.1957 г. с магнитудой 7,6 и др.

В целом для Центральной Азии характерно рассеянное, диффузное распределение землетрясений на широкой площади, что вообще свойственно континентальной литосфере. Однако область рассеянной сейсмичности Центральной Азии заканчивается у Южной оконечности Байкала, сменяясь далее узким сейсмическим поясом, который Л.П.Зоненшайн и др. [1979] обозначили как Байкало-Становой. Этот пояс включает не только Байкальскую рифтовую зону, но и протягивается на восток за ее пределы до Охотского моря. В нем сконцентрированы все сильные с $M > 5$ землетрясения этой области и подавляющая часть слабых землетрясений. Байкало-Становой сейсмический пояс протягивается в СВ направлении вдоль Байкала, поворачивая у его северного конца на восток до Чарского грабена. В районе 119-120° в.д. находится небольшое “окно” в сейсмичности с отсутствием очагов землетрясений, а дальше на восток хорошо вырисовывается сейсмический пояс вплоть до Удской губы Охотского моря, где он сопрягается с сейсмическими зонами хр.Черского. Все землетрясения Байкало-Станового

пояса являются мелкофокусными, коровыми, глубины их очагов составляют в большинстве случаев 20-30 км. Протяженность пояса составляет не менее 2000 км, а ширина не превышает 50 км. Концентрация очагов землетрясений в пределах узкого и протяженного сейсмического пояса, высокая энергия землетрясений, устойчивость сейсмичности по простиранию – все это позволило Л.П.Зоненшайну и др. [1979] трактовать Байкало-Становой сейсмический пояс как современную границу литосферных плит. К СЗ и к С от сейсмического пояса простирается Евразийская плита, а по другую сторону, к ЮВ и Ю, расположена малая литосферная плита, занимающая в основном бассейн Амура и названная поэтому Амурской. От расположенной южнее Китайской малой плиты она отделена сейсмическими зонами грабенов Шанси района Пекина.

Вместе с тем, само эпицентральное поле БРЗ имеет сложную мозаичную структуру. Эпицентры землетрясений концентрируются в протяженных полосах, ориентированных, преимущественно, по простиранию в направлении СВ-ЮЗ. В центральной (Байкальской) части рифтовой зоны существенно преобладают подвижки типа нормального сброса, следовательно, смещения происходили по одной из нодальных плоскостей с наклоном от 30 до 65° [Мишарина Л.А., Солоненко А.В., 1990].

1.7. Геодинамика Байкальской рифтовой зоны

В настоящее время существуют, по меньшей мере, две альтернативные точки зрения на происхождение Байкальского рифта, которые часто обозначаются как гипотезы активного и пассивного рифтинга: либо впадины возникли как реакция на подъем разогретой мантии вне зависимости (или в очень малой зависимости) от глобального взаимодействия литосферных плит, либо БРЗ образовалась в результате раскола Азиатского материка как следствие столкновения Индии с Евразией [Хаин, 1990].

Первая точка зрения основывается на том, что БРЗ совпадает с выступом аномальной мантии с низкими (7,6-7,8 км/сек) скоростями продольных сейсмических волн, который трактуется как подъем разогретой астеносферы [Рогожина, Кожевников, 1979], аномальная мантия отражается в повышенном тепловом потоке [Лысак, Голубев, 1977], а Байкальский рифт находится в гравитационном равновесии [Зорин, 1971, 1977], свидетельствуя о компенсации прогибания подъемом глубинных масс.

Схема, предполагающая автономную связь рифтогенеза с мантийным диапиризмом сводится к следующему. Легкое вещество, отделяющееся в процессе дифференциации, всплывает к подошве литосферы в виде “плюмажа” или “астенолита” сквозь мантийные породы литосферы за счет механизма инверсии плотностей. Повышенный тепловой поток локализован в осевых зонах рифтов, где он связан с дайковыми интрузиями базальта в

кору [Лысак, Голубев, 1977]. Образование низкоплотностной неоднородности в литосфере вызывает изостатическое поднятие. Достигнув подошвы коры, мантийное вещество начинает растекаться под действием силы тяжести, создавая растягивающие напряжения и порождая рифты. Данная модель предусматривает так называемое чистое скалывание, под которым подразумевается равномерное распределение пластических деформаций во всей толще податливой нижней коры, тогда как лежащий на ней слой прочной верхней коры испытывает хрупкие деформации с образованием нормальных сбросов.

Вторая точка зрения видит место Байкала и всей БРЗ в ряду структур пояса возрожденных гор Центральной Азии, возникших в ходе дифференциальных движений блоков коры в результате продвижения клина Индийского субконтинента вглубь Евразии. Согласно одной из интерпретаций [Зоненшайн и др., 1979], Байкальская рифтовая зона маркирует границу Евразийской и малой Амурской плит.

Используя данные о движениях на границах жестких блоков (смещения по сдвигам, ориентировка напряжений в очагах землетрясений), Л.П.Зоненшайн с соавторами [1979] разработали кинематическую схему, по которой формирование всей совокупности структур этого региона – широтных сдвигов, зон сжатия и зон растяжения, включая Байкальскую рифтовую зону, - происходит в результате относительных перемещений нескольких микроплит, образовавшихся при раздроблении Евразийской плиты (рис. 7.14).

Выбор той или иной модели формирования БРЗ в значительной мере определяется глубинной структурой Байкала. Если по модели “активного рифтинга” корни разломов, ограничивающих Байкальские грабены, должны так или иначе уходить вниз, связывая близповерхностную структуру с ее мантийной первоосновой, то по модели “пассивного рифтинга” такая связь вовсе не обязательна. Глубинная структура может быть подчинена полого падающей поверхности срыва, подобно тем, которые установлены сейчас во многих рифтах. В этом случае доминирующим является не чистое скалывание, как отмечалось выше для “активного рифтинга”, а простое скалывание (*simple shear*), когда деформация растяжения концентрируется в одной плоскости срыва, уходящей полого вниз и пересекающей всю кору вплоть до мантии.

Такую модель предложил Б.Вернике [1981, 1985] для объяснения асимметричной структуры континентальных рифтов. Всякое крыло коры при этом разбивается на блоки, разделенные круто падающими сбросами, которые внизу сливаются с пологой поверхностью срыва на глубинах 10-20 км (и больше). Исходя из асимметрии рифтовой структуры, эта модель предполагает также развитие антитетических сбросов, направленных в сторону противоположную падению поверхности срыва. Модель Вернике

была использована Л.П.Зоненшайном с соавторами [1992] для описания геодинамики Байкальского рифта (рис. 7.15), а В.Г.Казминым [Kazmin, 1991] – для объяснения асимметричного положения вулканизма в пределах континентальных рифтовых зон и, в частности, БРЗ.

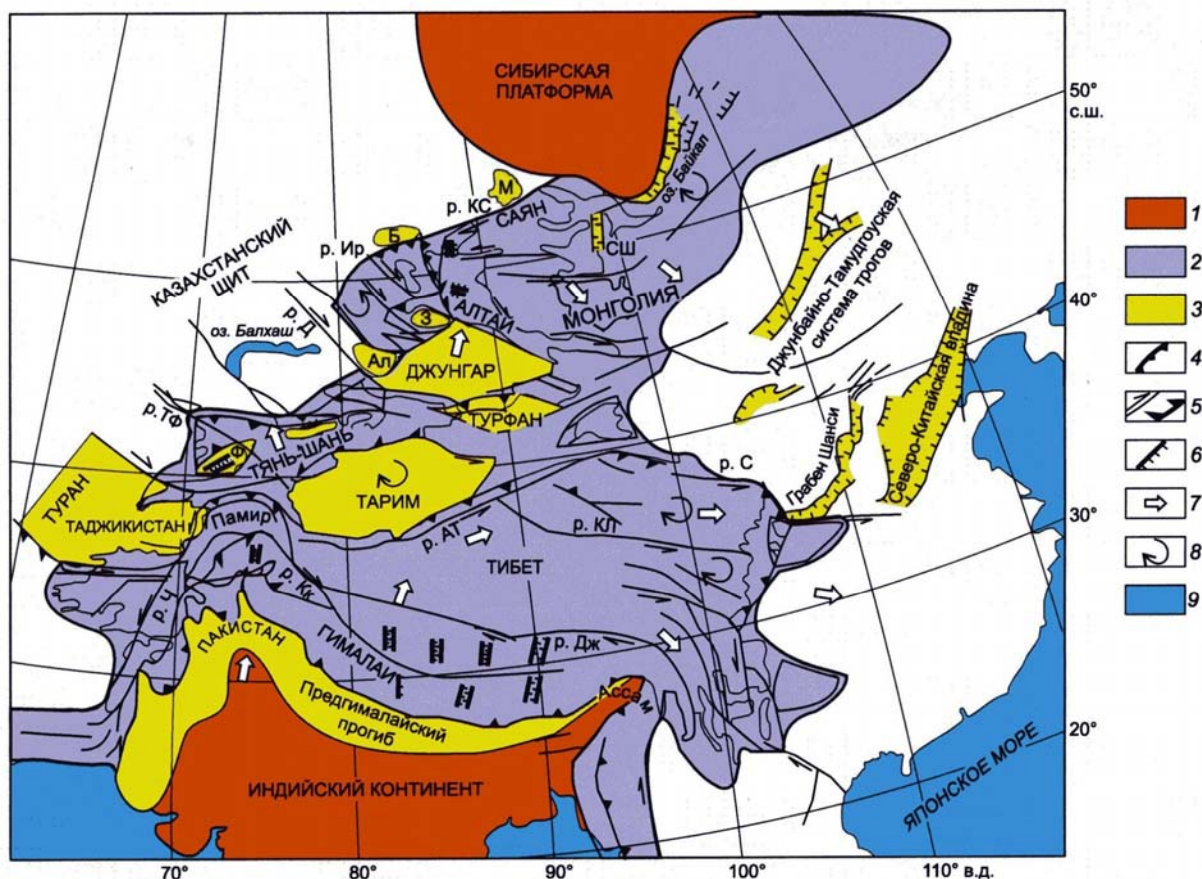


Рис. 7.14. Схема кайнозойской структуры Центральной Азии между Байкальским рифтом и Гималайским коллизионным фронтом (по [Dobretsov et al., 1996]. 1 – Докембрийские континентальные блоки и направления их погружения; 2 – поднятия; 3 – кайнозойские бассейны: Ф – Ферганский, М – Минусинский; Х – Хубсугульский, Ал – Алокольский, З – Зайсанский, Б – Бийско-Барнаульский; 4 – надвиги; 5 – направления смещения; 6 – сбросы; 7 – современная миграция плит и блоков; 8 – современное вращение блоков; 9 – акватории. Основные разломы (р): АТ – Алтын-Тагский, Ч – Чаманский, Ир – Иртышский, Д – Джунгарский, Г – Гератский, Дж – Джаалинский, КЛ – Кунь-Луьнский, Кк – Каракорумский, КС – Курайско-Саянский, ТФ – Талассо-Ферганский, С – Сианьский, СШ – Сяньшуйхейский.

Согласно геодинамической модели Л.П.Зоненшайна (см. рис. 7.15), построенной им для Байкальского рифта с использованием данных многоканального сейсмического зондирования, Приморский разлом, как главный граничный сброс, переходит в полого падающий срыв на глубине около 20 км. Верхняя часть коры является жесткой, подвергающейся хрупким деформациям, а нижняя кора по своим реологическим свойствам податливая, в ней идут пластические деформации. Подошва хрупкого слоя верхней коры определяется глубиной, до которой фиксируются очаги землетрясений, и

варьирует от 15 до 20 км. Поверхность срыва, таким образом, сопрягается с подошвой хрупкого слоя, с которой связана разрядка возникающих на этом уровне сейсмических напряжений.

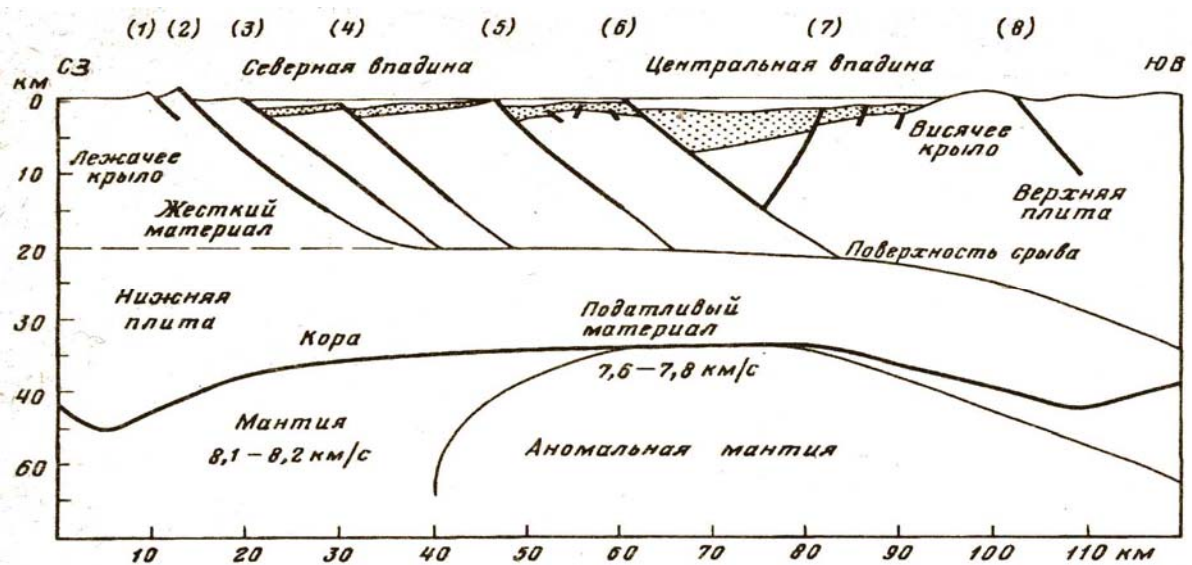


Рис.7.15. Предполагаемый разрез земной коры Байкальского рифта вдоль профиля 9 (см. рис. 7.6) [Зоненшайн и др., 1992]. Точками обозначена осадочная толща. Цифры – скорость продольных сейсмических волн. Цифры в скобках – номера разломов.

Говоря о геодинамической модели БРЗ, необходимо затронуть вопрос о положении вулканизма в ее пределах. Как уже отмечалось, Байкальский рифт расположен на гребне большого асимметричного куполовидного астеносферного поднятия (выступа) с крутым западным и пологим восточным склонами. Асимметрия астеносферного выступа хорошо сопоставляется с асимметрией рельефа. Важным является тот факт, что знак полярности как поверхностных, так и глубинных структур не меняется на всем протяжении Байкальского рифта (более 600 км). В пределах самого Байкальского рифта вулканическая активность отмечена не была, зато на его восточном и южном крыльях существуют три области распространения покровных базальтов, описанные выше.

Тот факт, что в БРЗ, как и некоторых других континентальных рифтах, вулканические породы сосредоточены на одном плече рифта, поддерживает идею о том, что магматический очаг находится не на оси рифта, а несколько смещен. Это, в свою очередь, является еще одним аргументом в пользу модели “простого скола”, которая предполагает поднятие астеносферы под более высоким плечом. Сейсмические данные показывают, что в БРЗ низкоскоростная подкорковая зона (“рифтовая подушка”) все-таки отделена от астеносферы мантийным материалом с нормальными скоростями. В случае модели “простого скола” происхождение “рифтовой подушки” может быть объяснено перемещением расплавов из астеносферы вдоль пологих срывов к подошве коры с

формированием подкорового или внутрикорового магматического резервуара, отдаленного от астеносферы. Если пологий срыв является подводящим магму, то она может достичь вершины рифтового склона на нижнем плече, но не может распространиться далее от него. Таким образом, подобная асимметрия вулканизма в БРЗ поддерживает модель континентального рифтообразования, связанного с пологими срывами “простого скола” (simple shear) [Kazmin, 1991]. Тем не менее, в последние годы все чаще высказывается мнение, что большинство рифтовых систем, в том числе и БРЗ, развивается, вероятно, в конечном счете по смешанному механизму активного и пассивного рифтинга. Трехстадийное развитие Байкальского рифта согласуется с его происхождением, связанным со сложным и изменяющимся тектоническим взаимодействием плит, расположенных далеко, в районе Индо-Евразийской коллизии, однако, как считают Д.Р.Хатчинсон с соавторами [1993], нельзя исключать определенного влияния на развитие рифта подъема мантийного диапира.

Пассивный рифтогенез, доминирующий в первые две стадии развития дополнился активным воздействием астеносферного выступа, по крайней мере, на современном этапе. Это подтверждается телесеismicкими данными [Зорин и др., 1995]. На основе анализа волн SKS обнаружено, что вектор анизотропии (направление максимальных скоростей S-волн) в мантии под БРЗ перпендикулярен простиранию новейших геологических структур. Здесь анизотропия, связываемая с ориентировкой кристаллов оливина в мантии, относится к интервалу глубин, который соответствует астеносфере. Следовательно, вектор анизотропии отражает направление современного течения вещества астеносферы, с которым связано, очевидно, и параллельное ему растяжение коры.

В одной из своих последних работ, посвященной истории и геодинамике Байкальского рифта, академик Н.А.Логачев отмечал [Логачев, 2003], что кайнозойский рифтогенез на юге Восточной Сибири невозможно объяснить одной лишь гималайской коллизией, игнорируя местный геодинамический фактор. Таким образом, противоположные точки зрения на механизм байкальского рифтогенеза сблизились.

1.8. Некоторые особенности тектоники Байкальской рифтовой зоны

Исследования, проведенные автором при составлении «Карты современной геодинамики Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления» (м-ба 1:1000000, ГНПП «Аэрогеология», 1998г.) с использованием материалов дистанционного зондирования (ДЗ), позволили отметить некоторые особенности в строении и эволюции Байкальской рифтовой зоны, которые дают возможность дополнить или увязать уже известные факты

[Балуев и др., 1999; Балуев, Малкин, 1999]. Анализ современного структурного плана БРЗ выявил следующие особенности ее формирования.

1. Подтверждено, что элементы древней архитектуры повсеместно и активно наследуются неоген-четвертичной тектоникой. Молодые (современные) сбросы и сбросо-сдвиги используют плоскости древних разломов, представлявших собой взбросы и надвиги. Данные ДЗ свидетельствуют также о важной роли древних гранитизированных ядер, формирующих основные поднятые блоки в пределах БРЗ и окруженных зонами сейсмоактивных разломов. Это особенно характерно для северо-восточной части БРЗ, где древние ядра Алданского щита являются как бы матрицей современного структурного плана. При высокой скорости воздымания рифтовых плечей эти древние неоднородности фундамента «проявились» вновь в формах современного рельефа, подчеркивающих их радиально-концентрическое строение. Под действием изостазии более легкие гранитные массы быстрее «всплывают», формируя своды на поверхности. Активные рифтогенные разломы в этом случае используют ослабленные зоны дизъюнктивного каркаса древних структур фундамента, а разрядка напряженного состояния земной коры осуществляется часто по этим зонам. Контуры рифтовых впадин приспособливаются к периферийным частям древних ядер фундамента, проникая иногда своими углами или впадинами-сателлитами в межкупольные пространства [Балуев и др., 1994; 1999].

2. Быстрое воздымание сводовых морфоструктур на плечах рифта в условиях растяжения формирует в апикальных частях сводов специфические формы рельефа, которые могут служить индикаторами геодинамического режима. Это радиально-концентрические системы глубоко эродированных трещин, получивших название **эрозионно-раздвиговых желобов**. Формирование ареалов эрозионно-раздвиговых желобов связано не только с растяжением в апикальных частях сводов, но зависит также и от более глубинных причин, определяющих региональное растяжение земной коры. Корреляция ареалов этих структурных форм с областью, расположенной над «раздувами» астеносферного выступа в зонах его планового изгиба, позволяет предполагать связь первых с областью растекания подкорового материала в верхней мантии, создающего напряжения растяжения в верхней хрупкой коре.

3. Исследования методами ДЗ показали существование в истории формирования БРЗ по крайней мере двух типов кинематики раскрытия, сменявших друг друга во времени. С первым типом кинематического режима связано образование системы кулисообразных левосторонних сбросо-сдвигов, ограничивающих практически все крупные неотектонические блоки. Такой структурный рисунок соответствует сдвиго-раздвигу между Сибирской и Амурской субплитами при субширотном растяжении,

которое имело место в позднем миоцене – раннем плейстоцене [Зоненшайн и др., 1995]. Этому периоду соответствовало и субмеридиональное сжатие со стороны Иркутского выступа Сибирской платформы, признаки которого проявляются в разломной тектонике и других геологических данных по южной части БРЗ. Этот аспект позволяет предполагать, что возникновение БРЗ происходило в условиях трансконтинентального сжатия под влиянием процессов столкновения Индийской и Азиатской плит. На начальной (проторифтовой) стадии в условиях горизонтального сжатия происходило заложение впадин, косо ориентированных относительно оси сжатия, которые наследовали активизирующиеся неоднородности фундамента в зоне сочленения Сибирской платформы с Саяно-Байкальским складчатым поясом.

С режимом второго типа связана обстановка чистого раздвига, сопровождавшегося смещениями по нормальным сбросам в приосевой части БРЗ. Такая обстановка характерна для современной эпохи, что подтверждается анализом фокальных механизмов землетрясений, но, вероятно, могла возникать и в прошлом. По данным о механизме очагов землетрясений намечается изменение типа напряженного состояния от условий чистого растяжения в центральной части БРЗ к растяжению с элементами сдвига на ее флангах и, далее, к условиям сжатия за пределами рифтовой зоны.

4. Граница БРЗ, определенная по материалам ДЗ, практически совпадает с контуром области пониженных скоростей на поверхности мантии, что свидетельствует об адекватности поверхностной структуры БРЗ глубинному строению литосферы (см. рис. 7.3 и 7.12). Вместе с тем, на их фоне выделяются локальные центры растяжения (определяемые по аномалиям плотности землетрясений) соответствующие локальным выступам разуплотненной мантии. В некоторых случаях они выражены на поверхности радиально-концентрическими парагенезисами разломов и морфоструктур (Баунт-Ципинская и Придархатская), к которым приурочены молодые неглубокие впадины рифтогенного происхождения. Аномалии плотности землетрясений проявлены в центральных частях этих структур центрального типа, что позволяет предполагать возникновение последних как поверхностное отражение локальных центров растяжения земной коры.

5. По материалам космических съемок отчетливо фиксируются зоны динамического влияния БРЗ, обрамляющие ее и выраженные структурами растяжения. Последние наблюдаются по краю Сибирской платформы в полосе динамического влияния шириной 70-100 км, характерной чертой которой является серия узких вытянутых в северо-восточном направлении параллельно Байкальскому рифту миоценовых впадин (рис. 7.16). В Забайкалье зона динамического влияния БРЗ выражена подновлением



Рис. 7.16. Схема разрывной тектоники Байкальского рифта и его обрамления. 1 – основные кайнозойские рифтогенные впадины (цифры в кружках: 1 – Южно-Байкальская, 2 – Северо-Байкальская, 3 – Баргузинская, 4 – Верхнеангарская, 5 – Муяканская); 2 – система мезозойских впадин Забайкалья; 3 – миоценовые впадины на Сибирской платформе в пределах зоны динамического влияния БРЗ; 4 – купольные структуры гранитоидного состава; 5 – разломы: а – основные структурообразующие, б – второстепенные, в – в пределах акватории оз. Байкал; 6 – сбросы (а), взбросы и надвиги (б); 7 – сдвиги; 8 – номера основных разломов (1 – Главный Саянский, 2 – Ангарский, 3 – Приморский, 4 – Ольхонский, 5 – Академический, 6 – Баргузинский, 7 – Краевой, 8 – Левоминьский, 9 – Байкало-Конкудерский, 10 – Верхнеангарский).

Граничных разломов мезозойских впадин в позднем кайнозое и проявлениями в некоторых из них щелочного базальтового магматизма в плиоцен-раннечетвертичное время (Витимский ареал). Видимо, на ранних стадиях развития БРЗ условия преобладающего растяжения охватили почти всю Забайкальскую плиту и значительную прилегающую полосу Сибирской платформы.

6. Комплексный анализ гравимагнитных полей с данными многоканального сейсмического профилирования, сейсмологии и материалов ДЗ позволил определить

локальное распределение тектонических напряжений в верхней части коры Байкальского рифта и установить их связь с глубинными источниками растяжения на разных уровнях литосферы. В зоне пологого юго-восточного борта Байкальской впадины, насыщенного в осадочном челе и фундаменте разрывными нарушениями, наблюдается разуплотнение субстрата в интервале глубин 2-7 км. Эти участки пространственно коррелируются с аномалиями плотности землетрясений, что заставляет предполагать связь аномалий пониженной плотности субстрата в приповерхностной части коры с зонами максимального растяжения на уровне сейсмоактивного слоя (12-17 км) в области перехода хрупкой коры в пластичную. Совмещение же на поверхности проекций контуров зон максимального растяжения и локальных выступов аномальной мантии в пределах Южной и Центральной впадин Байкала предполагает влияние «растекания» подкорового материала на растяжение верхнего хрупкого слоя земной коры в настоящее время. Направление современного течения вещества разуплотненной мантии отражает вектор анизотропии (направление максимальных скоростей S-волн) в ней, перпендикулярный простиранию новейших геологических структур. Здесь анизотропия, связываемая с ориентировкой кристаллов оливина в мантии, относится к интервалу глубин, соответствующих астеносфере. Следовательно, вектор анизотропии отражает направление современного течения вещества астеносферы, с которым связано, очевидно, и параллельное ему растяжение коры, генерирующее рифтогенез в настоящее время [Зорин и др., 1995]. В то же время, для Северной котловины Байкала таких корреляционных связей зон растяжения с выступами аномальной мантии не наблюдается, что свидетельствует об отсутствии там современных растягивающих напряжений.

Таким образом, пассивный рифтогенез начальных стадий эволюции БРЗ дополняется активным воздействием астеносферного выступа, по крайней мере, на современном этапе, или же, другими словами, в настоящий момент действует смешанный тип механизма рифтогенеза.

VII.2. ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА

В восточной части Африканского континента существуют две разновозрастные системы континентальных рифтов: позднепалеозойская рифтовая система Центральной Гондваны (система Карру) и кайнозойская рифтовая система. Эволюция первой из них привела к расколу суперконтинента Гондваны в конце триаса-начале юры (210 – 180 млн. лет назад) и формированию Индийского океана. Кайнозойская Африкано-Аравийская рифтовая система состоит из рифтов, находящихся на разных уровнях эволюции – от элементарных грабенов до структур, в которых началось образование новой океанской коры. Через Красное море и Аденский залив континентальные рифты Восточной Африки связаны с мировой системой океанских рифтов, т.е. фактически здесь продолжается раскол континента и зарождение океана [Казьмин, 1987]. В этом заключается коренное отличие Восточно-Африканской рифтовой системы от других современных континентальных рифтовых систем таких как, например, Рейнская или вышеописанная Байкальская. Поэтому представляется целесообразным сопоставление тектонического положения палеорифтовой системы Белого моря, эволюция которой, как мы предполагаем, привела к расколу древнего суперконтинента Палеопангеи, с кайнозойской, ныне развивающейся континентальной рифтовой системой Восточной Африки, или с рифтовой системой Карру, эволюция которой привела к расколу суперконтинента Гондваны. Описание Восточно-Африканских рифтовых систем приводится здесь в основном по работам [Казьмин, 1987; Дельво, 1992; Логачев и др., 1983 и др.].

2.1. Рифтовая система Карру.

Обширные центральные области суперконтинента Гондваны лишены покрова палеозойских отложений. Территория Восточной Африки после эпохи деформации и метаморфизма в позднем докембрии («панафриканская орогения») долгое время подвергалась эрозии, сопровождавшейся образованием пенеплена и обнажившей глубинные части докембрийских структур. Лишь начиная с конца карбона в центральных частях материков южной группы начали формироваться впадины, заполнявшиеся преимущественно континентальными толщами Гондванского комплекса. Такие впадины широко развиты в Южной и Восточной Африке, Западной Австралии, Индии и на Мадагаскаре. Их формирование продолжалось до юры, когда началось разделение отдельных фрагментов Гондваны океанскими бассейнами, т.е. образование позднепалеозойских впадин отражает начало фрагментации Гондванского суперконтинента. По конфигурации выходов гондванских (в Африке – карруских) отложений выделяют два типа впадин: широкие изометричные прогибы типа синеклиз

(например, синеклиза Карру в Южной Африке) и грабенообразные впадины, контролировавшиеся зонами крупных разломов. Впадины второго типа по своим морфологическим характеристикам напоминают авлакогены и поэтому могут рассматриваться как рифтогенные структуры.

В Северо-Восточной Африке имеются каррусские структуры двух простираний [Казьмин, 1987]. К первому относятся асимметричные и односторонние грабены, простирающиеся параллельно Кенийско-Сомалийскому отрезку побережья Индийского океана (рис. 7.17). Эти структуры отличаются значительной шириной (100 и более км) и ограничены крупными сбросами с амплитудами смещения до 5-6 км. Как грабены, так и моноклиналильные блоки относятся к категории рифтовых структур и связаны с растяжением земной коры, ориентированным в СЗ-ЮВ направлении.

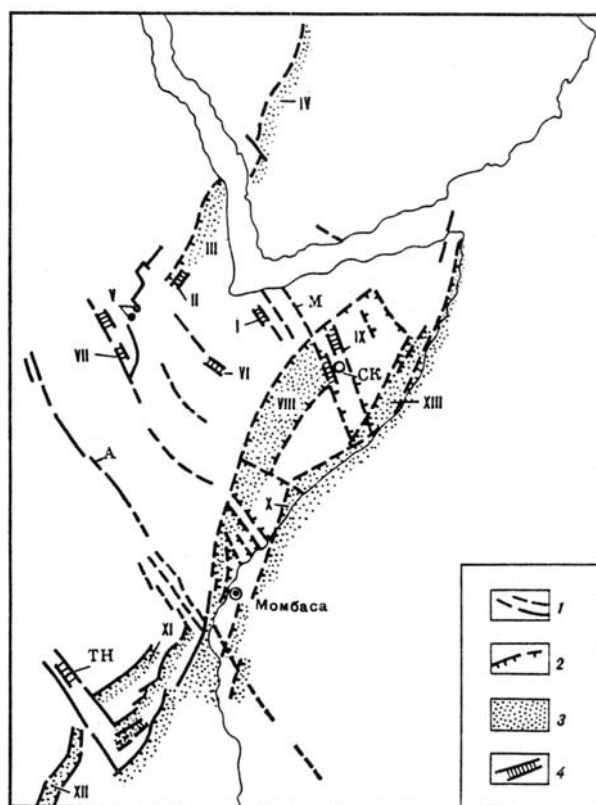


Рис. 7.17. Распространение позднепалеозойских – триасовых (каррусских) отложений в Северо-Восточной Африке (по [Казьмин, 1987]). 1 – зоны поперечных разломов; 2 – главные сбросы; 3 – каррусские осадки; 4 – узкие грабены вдоль поперечных разломов.

I – грабены в бассейне р. Уайю; *II* – впадины в долине Голубого Нила; *III* – прогиб Северной Эфиопии; *IV* – его продолжение на Аравийском п-ове; *V* – каррусские граниты; *VI* – грабены в провинции Бале; *VII* – грабены Юго-Западной Эфиопии; *VIII* – Огаденский прогиб; *IX* – грабены в зоне разломов Марда; *X* – прогиб Кисимайю; *XI* – односторонние грабены в бассейнах рек Руаха и Руфиджи; *XII* – грабен Луангва; *XIII* – зона береговых разломов. СК – глубокая скважина. Поперечные разломы: М – Марда, А – Асва, ТН – Танганьика-Ньяса.

Другой тип каррусских структур связан с докембрийскими разломами северо-западного простирания и представлен узкими (2-10 км) грабенами, вытянутыми вдоль этих разломов. При вышеотмеченной ориентировке растягивающих напряжений движения вдоль разломов носили характер сдвига, а грабены формировались либо за счет непараллельности смещений блоков вдоль линии древнего разлома, либо за счет клавишного опускания блока при смещении плоскости сдвига.

В целом, структурный рисунок Африканского Рога обнаруживает сходство с рифтовыми континентальными окраинами атлантического типа, для которых характерно

развитие моноклиальных блоков и асимметричных грабенов, пересеченных системами поперечных, как правило, древних трещин, сопровождающихся узкими впадинами.

К югу от Африканского рога формации Карру встречаются в грабенах меридионального простирания вдоль восточно-африканского побережья в удлиненных бассейнах общего ВСВ-ЗЮЗ простирания в Южной Танзании и прилегающих странах, в небольших грабенах, вытянутых вдоль линеамента Танганьика-Руква-Малави (ТРМ) в СЗ-ЮВ направлении и на восточной границе бассейна Заир (рис. 7.18). Серии Карру мощностью 6-10 км были выявлены под юрскими отложениями и представлены главным образом континентальными фациями (песчаники, конгломераты, угольные пласты). Короткие морские трансгрессии пермского моря происходили в большинстве западных бассейнах [Дельво, 1992].

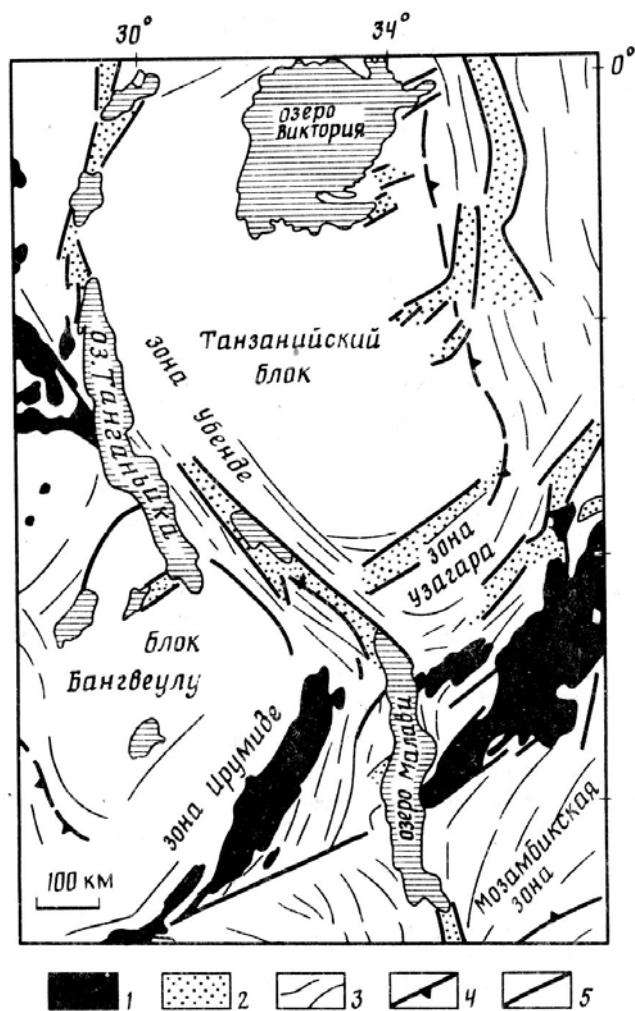


Рис. 7.18. Структурная схема фундамента востока Центральной Африки и положение бассейнов Карру и кайнозойских рифтов (по [Дельво, 1992]). 1 – бассейны Карру; 2 – кайнозойские осадочные и вулканогенные образования; 3 – протерозойские мобильные зоны; 4 – границы зон; 5 – главные кайнозойские разломы.

Бассейны Карру ВСВ-ЗЮЗ простирания обладают значительной протяженностью и выполнены преимущественно кластическими континентальными осадками. Основными бассейнами являются Метангула – Рувума – Руфиджи в северном Мозамбике и южной Танзании, бассейн Рухуху в ЮЗ Танзании и грабен Луангва в восточной Замбии. Эволюция этих бассейнов характеризуется тектоническим контролем осадконакопления в условиях непрерывного погружения от позднего карбона до среднего-позднего триаса или ранней юры. Также серия Карру обнажается в небольших бассейнах вдоль линеамента ТРМ, имеющего северо-западное простирание. Изучение рифтогенных бассейнов Карру Восточной Африки в 70-80 гг. прошлого столетия позволило реконструировать эволюцию палеорифтовой системы Центральной Гондваны [Казьмин, 1987]. Рифтовая система образовалась в конце карбона, расколов Гондвану на две половины: западную (Южная

Америка и Африка) и восточную (Индийский субконтинент, Мадагаскар, Антарктида и Австралия). Раскрытие рифтовой системы началось на севере между Кенийско-Сомалийским сегментом Африканского побережья и Мадагаскаром. Медленное раскрытие рифтовой зоны и продвижение морского бассейна на юг вдоль африканского побережья продолжалось, по крайней мере, до поздней юры (рис. 7.19).

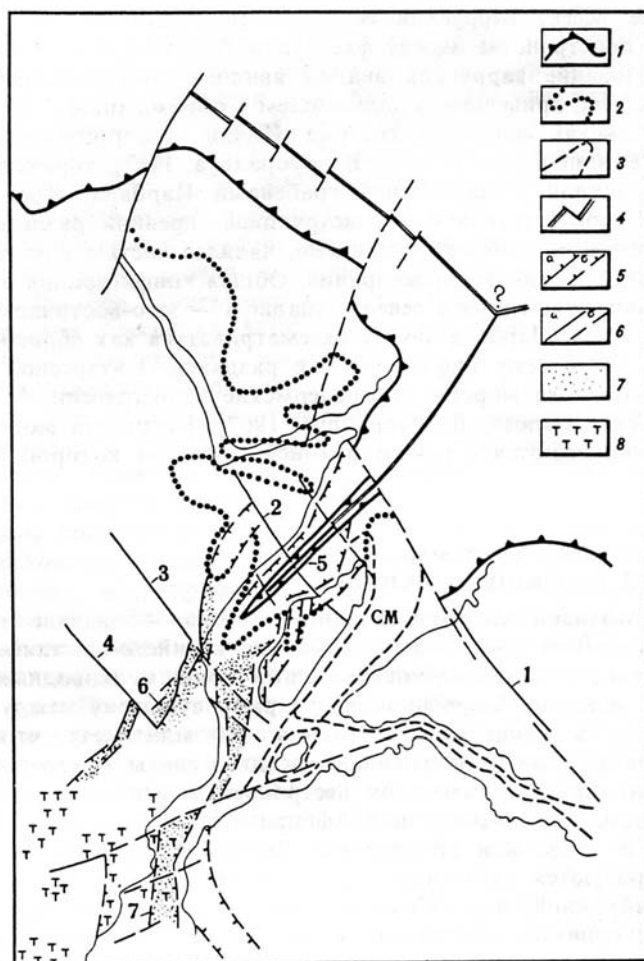


Рис. 7.19. Реконструкция рифтовой системы Центральной Гондваны на конец триаса – начало юры (210 – 180 млн.лет) (по [Казьмин, 1987]).

1 – граница океана; 2 – граница эпиконтинентального бассейна; 3 – граница континентальных блоков (по подножию континентальных склонов); 4 – океанский рифт; 5 – сбросы и флексуры: а – достоверные, б – предполагаемые; 6 – поперечные разломы (а – достоверные, б – предполагаемые); 7 – континентальные осадки; 8 – базальты и риолиты. Поперечные разломы: 1 – Нарбада, 2 – Марда, 3 – Асва, 4 – Танганьика-Ньяса, 5 – зарождающийся океанический рифт между Африкой и Мадагаскаром.

Континентальные рифты: 6 – Юго-Восточной Африки, 7 – к востоку от Мозамбика (?), CM – Сейшельско-Маскаренский, Чагос-Лаккадивский микроконтиненты.

Произошло относительно небольшое отодвигание Мадагаскара от Африки в широтном направлении, при этом образовавшийся рифт был параллелен современной береговой линии. Это сделало возможным осадконакопление Карру, но ограничило морскую ингрессию Тетиса. Бассейны Калу – Лувегу, Рухуху и Луангва расположены точно на юго-юго-западном продолжении бассейна Карру прибрежной Кении (и Мадагаскара в его начальном положении). В ранней юре «имманна» «а» «е» «ани» обстановка преобразовалась в перикратонную, при этом Мадагаскар и Индия полностью отделились от Африки [Дельво, 1992].

В период максимального раскрытия рифтовой впадины ее ширина достигала не менее 250-300 км. В образовавшейся к тому времени осевой зоне началось формирование новой океанской коры. В целом, бассейн был близок по структуре к современному

Красному морю. Средняя скорость раскрытия за период 150 млн. лет составляла 0,2 см в год.

На рубеже 160-150 млн. лет произошла перестройка рифтовой системы с образованием коротких субширотных спрединговых сегментов, соединенных длинными трансформными разломами. Последние, возможно, наследовали положение прежних рифтовых расколов. Развитие рифтовой системы происходило непрерывно-прерывисто с главными импульсами тектонической активности (рифтогенеза) 290-300, 200-205, 190-180, 160-150 млн. лет назад. Импульсы рифтогенеза фиксируются движениями по разломам, усилением темпа погружения грабенов, ингрессиями моря в рифтовую зону, ее перестройками.

Развитие рифтовой системы Центральной Гондваны сопровождалось незначительными проявлениями вулканизма. В северной части системы известны лишь небольшие покровы раннеюрских базальтов щелочного состава. С поперечными разломами Малави (Ньяса) – Южная Танганьика связаны интрузии нижнемеловых карбонатитов. Исключение составляет изометричный ареал каррусского и посткаррусского вулканизма, занимающий обширную территорию в Юго-Восточной Африке на южной оконечности рифтовой системы. Вулканическая деятельность в пределах ареала началась мощными излияниями базальтов преимущественно толеитового состава («континентальные толеиты», траппы). Затем последовали также обширные излияния пород риолитового состава и, наконец, на заключительных этапах – экструзии щелочных базальтоидов, внедрение сиенитов и карбонатитов.

Образование ареала платобазальтов толеитового состава связано с ранней стадией рифтогенеза, когда растяжение имело рассеянный характер и охватывало огромные территории. Последующая концентрация растяжения в рифтовой зоне, разделившей Африку и Антарктиду, сопровождалось переходом к излияниям щелочно-базальтовых лав, сокращением объема и площади вулканических излияний [Казьмин, 1987].

2.2. Восточно-Африканская кайнозойская рифтовая система

Восточно-Африканская кайнозойская рифтовая система лежит в пределах Восточно-Африканского плато и состоит из двух ветвей. Восточная ветвь распространяется от Аденоского залива через Эфиопский рифт до Кенийского (Грегори) рифта, а западная ветвь – от оз. Альберта до Индийского океана через Танганьикские и Малавийские (Ньяские) рифтовые долины.

Восточная ветвь рифтовой системы. В пределах Северо-Восточной Африки, в Афаре расположена область тройного сочленения Красноморского, Аденоского и

Эфиопского рифтов. Последний представляет собой континентальную структуру, в то время как в двух первых уже наблюдается образование молодой океанской коры. Строение уникальной в геологическом отношении области Афарского треугольника определяется сложным сочетанием структур, связанных с развитием трех упомянутых выше рифтов. На южном продолжении Эфиопского рифта расположены рифты Стефания и Туркана (Рудольф), представляющие собой северную оконечность Кенийского рифта.

С развитием рифтовых структур восточной ветви связаны вулканические комплексы, которые формировались в последние 55 млн. лет. Они отчетливо разделяются на две группы – раннюю и позднюю (рис. 7.20). Накопление вулканитов первой группы началось задолго до образования протяженных линейных грабенов в регионе, породы второй группы сопровождают их развитие. Одновременно с вулканитами в рифтогенных грабенах накапливались специфические осадочные комплексы.

К ранним отнесены комплексы вулканических пород, пространственно связанных с Эфиопским рифтом и Афаром, но сформировавшиеся (или начавшие формироваться) задолго до образования этих структур. Они представляют собой мощные накопления платобазальтов и ассоциирующих с ними пород, слагающие Эфиопское и западную часть Сомалийского плато. Ранние вулканические комплексы слагают обширную область овального очертания, протягивающуюся от северной Кении через Эфиопское и Сомалийское плато в область Афара и до Йеменского плато. По отношению к этому овалу Эфиопский рифт занимает резко асимметричное положение: он смещен к восточному краю вулканического ареала.

В поздние вулканические комплексы объединены вулканические породы, пространственно и во временном отношении связанные с поздним этапом, отвечающим образованию и развитию системы линейных грабенов (рифтов). Большая их часть накапливалась непосредственно в грабенах Эфиопского, Кенийского рифтов и в Афарской депрессии (рис. 7.21). Вулканиты, формировавшиеся вне главных рифтовых структур, также обнаруживают тесную временную и структурную связь с развитием последних. В бортах Эфиопского рифта и в краевых частях Афара выделены различные вулканические комплексы, формировавшиеся в интервале 14-10 млн. лет. Их выходы ограничены бортовыми уступами обоих рифтов, хотя иногда они распространяются и на смежных плато. В зонах бортовых уступов наблюдается увеличение мощности вулканитов, что свидетельствует о погружении рифтовых депрессий во время извержений. Вулканические комплексы этого временного интервала характеризуются сильной латеральной изменчивостью.

В Эфиопском рифте четвертичные вулканические породы объединены в серию Вончжи. Главная масса молодых вулканитов сосредоточена в осевой зоне рифта – поясе Вончжи. Помимо осевых зон четвертичный вулканизм контролируется поперечными разломами, распространяясь вдоль них далеко за пределы рифта. В составе серии выделено три «формации» [Kazmin, Verhe, 1978]: игнимбриты Дино, продукты извержений силицитовых вулканических центров и трещинные базальты.

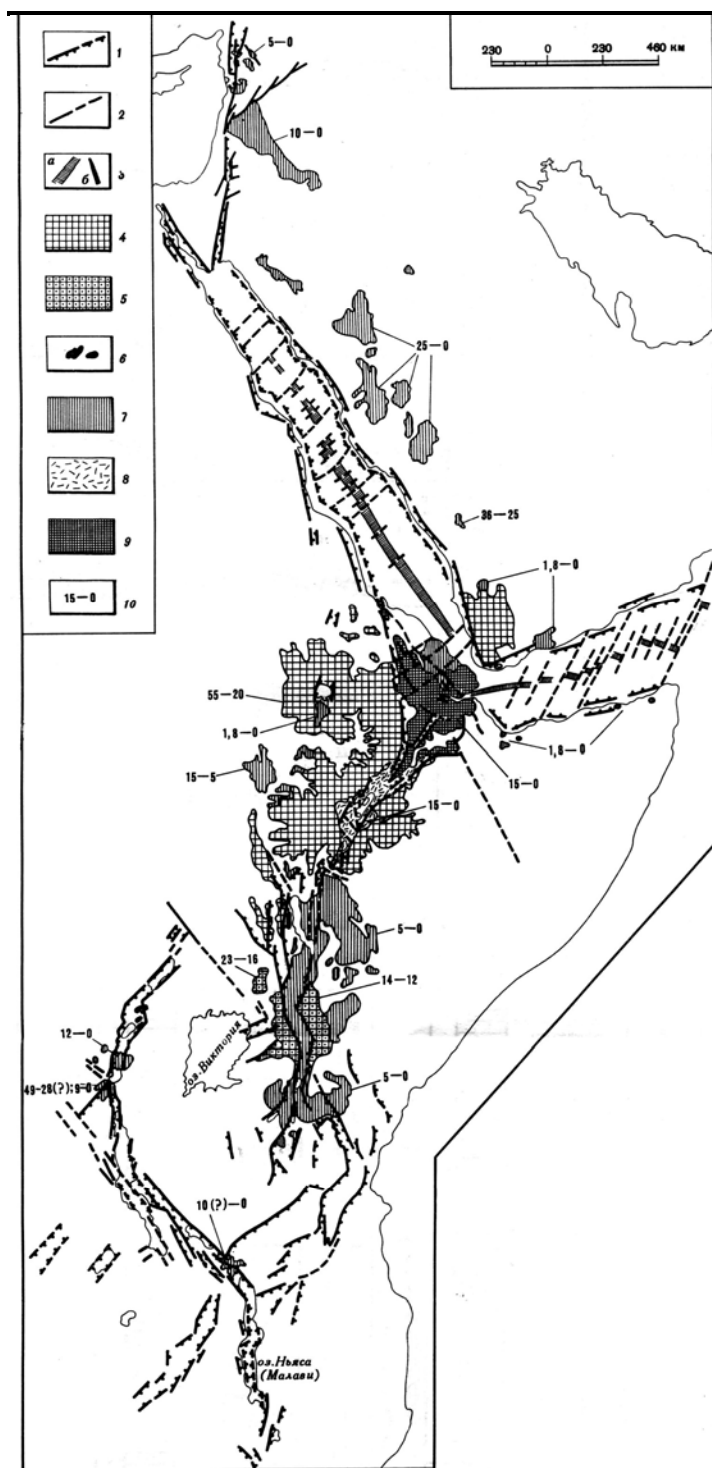


Рис. 7.20. Распространение кайнозойских вулканических пород в Африкано-Аравийской рифтовой системе [Казьмин, 1987]. 1 – главные сбросы; 2 – прочие разломы; 3 – осевые зоны: а – Аденского залива и Красного моря (толеитовый вулканизм), б – Афары (базальты промежуточного типа). *Дорифтовые вулканиты*: 4 – толеиты, промежуточные и щелочные базальты, риолиты (Эфиопский ареал); 5 – платофонолиты (Кенийский ареал). *Рифтовые вулканиты*: 6 – повышенной щелочности, 7 – умеренной щелочности, 8 – щелочные риолиты, 9 – базальты промежуточного типа, 10 – возраст в млн. лет.

В континентальных рифтах восточной ветви рифтовой системы осадочные комплексы занимают подчиненное положение. Они представлены озерными, аллювиальными и пролювиальными фациями. Морские отложения развиты только на севере Афары, в Данакильской депрессии.

Эфиопский рифт – это депрессия 500 км длиной и 70-80 км шириной, которая располагается между поднятыми блоками Эфиопского и Сомалийского плато. Ось депрессии протягивается в северо-восточном направлении. На

северо-востоке Эфиопский рифт открывается в депрессию Афар, при этом его

структурное продолжение (грабен Исса) отчетливо пересекает структурные элементы Южного Афара, прослеживаясь до района оз. Аббе. На юге рифт ветвится и угасает южнее оз. Чамо. Эфиопский рифт пересекает сводовое поднятие, выраженное в рельефе поверхности докембрийского фундамента, высота которого достигает 2,5-3,0 км над уровнем моря в районе центральной и южной частей рифта. К поднятию фундамента приурочено максимальное развитие риолитового вулканизма, сопровождающееся образованием многочисленных стратовулканов и огромных кальдер (рис. 7.22).



Рис. 7.21. Кенийский рифт. Дно грабена покрывает лавовое поле щелочных базальтов четвертичного возраста. Фото Е.Пржиялговского.

В структурном плане этот район напоминает центральную часть Верхнерейнского грабена со сводовым поднятием Шварцвальда и Вогезов. Отличия заключаются в несравненно более мощном вулканизме в Эфиопском рифте и в существенно ином составе вулканитов (риолиты в Эфиопском рифте, щелочные породы в Верхнерейнском грабене).

Бортовые уступы рифта возвышаются над дном депрессии на 1000-1500 м, дорифтовая поверхность в грабене опущена на 2-3 км по отношению к смежным плато. В северной части рифта западный и восточный уступы примерно одинаковы по высоте и имеют сходное строение. В их подножии находится крупный нормальный сброс (или

сбросы) со значительным смещением. Выше, в пределах нижней части склона доминируют антитетические сбросы, разделяющие блоки, наклоненные под углом 10-30° в сторону рифта.

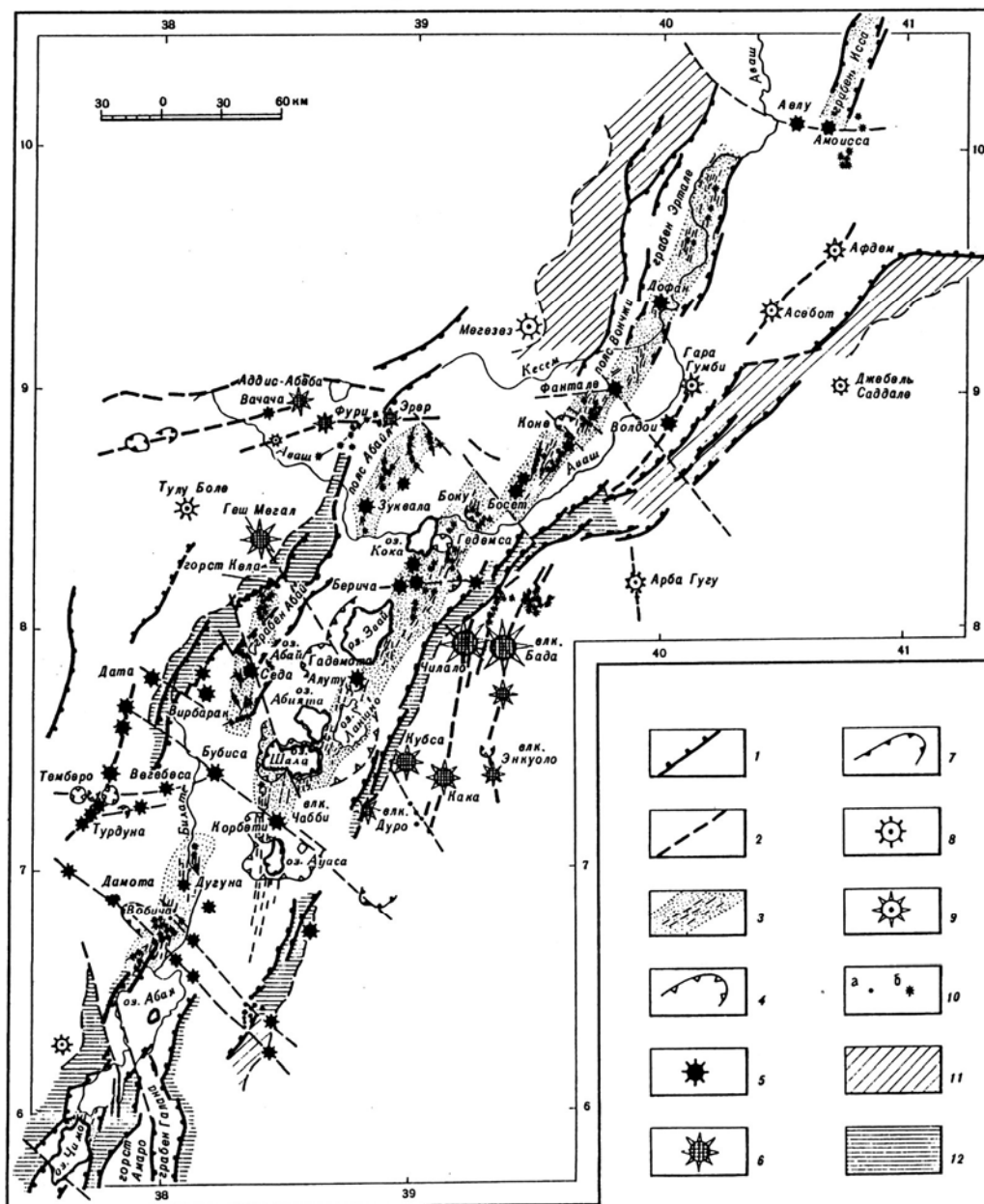


Рис. 7.22. Структурная схема Эфиопского рифта (по [Казьмин, 1987]). 1 – главные сбросы; 2 – поперечные разломы; 3 – осевые зоны (схематически показаны активные трещины); 4 – плейстоценовая кальдера; 5 – плейстоценовый риолитовый вулкан; 6 – плиоценовый вулкан; 7 – плиоценовая кальдера; 8 – среднемиоценовый базальтовый вулкан; 9 – верхнемиоценовый риолитовый вулкан; 10 – мелкие вулканические проявления: а – штоки трахитов, фонолитов, б – базальтовые конусы. Бортовые уступы: 11 – с развитием антитетических сбросов; 12 – ступенчато-сбросовые.

В верхней части уступа обычно расположено несколько крупных нормальных сбросов с суммарным смещением в сторону рифта в несколько сот метров. На восточном

борту эти сбросы ограничивают область распространения базальтов Анчар, являясь, по видимому, границей проторифтовой депрессии.

На широте г. Аддис-Абебы рифтовая долина пересечена широтным линеamentом, к югу от которого структура западного бортового уступа, существенно изменяется. Уступ приобретает ступенчато-сбросовое строение. Ступени (обычно их количество 3-5) или горизонтальны, или слабо наклонены в сторону от рифта. Характерны затухание и кулисная подстановка сбросов по простиранию.

В дне рифта наблюдается большое количество крутопадающих сбросов с небольшой (первые метры до 50-100 м) амплитудой смещения, разделяющих небольшие грабены и горсты. Особенно многочисленны такие разломы в приафарском и северном сегментах рифта, тогда как в центральном и южном сегментах выделяются обширные участки дна, не затронутые молодыми разрывами. Последнее характерно в особенности для центральной части депрессии, выполненной молодыми озерными отложениями. Максимальная концентрация разломов растяжения в дне рифта наблюдается в узкой (10-15 км) зоне, получившей название пояс Вончжи [Mohr, 1967]. Эта зона прослеживается от оз. Аваса до северного окончания Эфиопского рифта и далее в пределы Южного Вфара, вплоть до оз. Аббе. Структурные данные позволяют охарактеризовать пояс Вончжи как зону активного современного растяжения. Это подтверждается и тем, что пояс контролирует положение большинства четвертичных вулканов.

Большую роль в структуре Эфиопского рифта играют поперечные разломы. С ними связаны смещения или резкое сужение рифтовой долины, смещение ее осевых зон. Зачастую поперечные разломы контролируют размещение пантеллеритовых центров. В большинстве случаев поперечные разломы имеют северо-западную или север-северо-западную ориентировку, но также очень важны и широтные разломы.

Эфиопский рифт характеризуется высокой сейсмичностью. Распределение эпицентров землетрясений за последние десятилетия хорошо увязывается с главными структурными элементами. Большинство землетрясений, в том числе и мощных (М до 6,3), здесь приурочено к осевой зоне – поясу Вончжи, возможно, к местам пересечения пояса поперечными разломами. К этим же пересечениям приурочены крупные вулканы, так что сейсмичность и вулканизм связаны весьма тесно.

Как и для других континентальных рифтов, для всей зоны Эфиопского рифта характерна широкая отрицательная аномалия силы тяжести с амплитудой порядка 100-120 мгл. Эта аномалия не может быть объяснена накоплением относительно маломощного слоя легких пород (кислые вулканы, осадки) в грабене и поэтому связывается с телом разуплотненных мантийных пород со скоростями прохождения сейсмических волн 7,1-7,5

км/сек и плотностью $3,1 \text{ г/см}^3$ («аномальная мантия»), залегающих непосредственно под корой рифта. Наличие под Эфиопским рифтом разогретого низкоплотного материала подтверждается данными о замедленном прохождении сейсмических волн непосредственно под рифтом. По гравиметрическим данным [Makris et al., 1972], тело имеет линзообразную форму мощностью порядка 30 км и быстро выклинивается по обе стороны от рифта.

Выявлена устойчивая тенденция к расширению рифта в направлении, поперечном к поясу Вончжи. В северной части рифта скорость расширения колеблется от 3 до 6 мм в год. Масштаб и скорость расширения в Эфиопском рифте убывают с северо-востока на юго-запад, о чем свидетельствует общее веерообразное раскрытие рифта в сторону Афара.

Кенийский (Грегори) рифт протягивается от оз. Рудольфа к югу через Кению в северную Танзанию вдоль оси сводового поднятия как единый грабен, который вблизи периклинальных замыканий свода разветвляется на мелкие впадины (рис. 7.23). Кенийское сводовое поднятие представляет собой структуру второго порядка в пределах более обширного Восточно-Африканского плато. Морфология Кенийского поднятия сравнительно проста: в плане оно имеет форму овала, длина которого составляет 1000 км при ширине 350-400 км. Высота земной поверхности в его пределах достигает 3,5-4,0 км над уровнем моря. Оно начало формироваться в миоцене до развития рифтовых впадин

[Логачев и др., 1983].

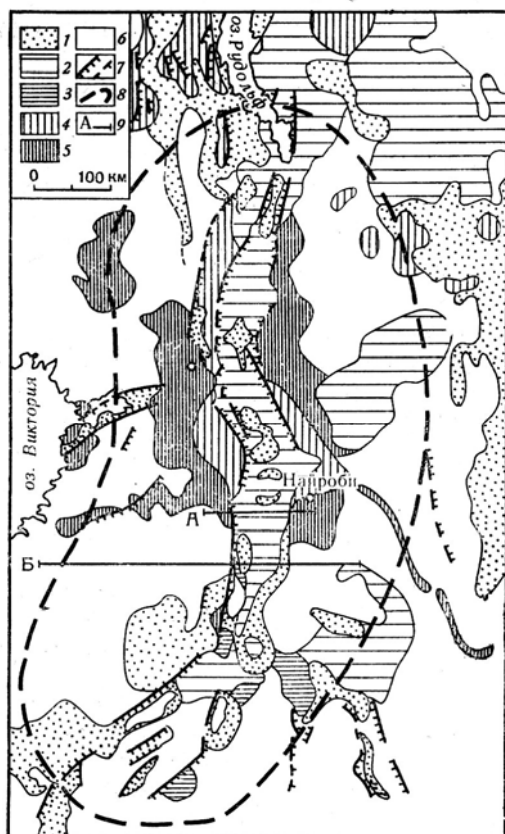


Рис. 7.23. Схема геологического строения Кенийского рифта (по [Логачев и др., 1983]).

Среднеплиоценово-четвертичные образования.

1 – песчаные глины, алевролиты, песчаники, гравеллиты, эвапориты, реже – известняки и мергели (континентальная молласа); 2 – базальты, трахибазальты, трахиты, пирокласты, базаниты, риолиты (щелочная оливин-базальтовая формация); 3 – нефелиниты, меланефелиниты, фонолиты, карбонатиты (формация щелочных базальтоидов).

Миоценово-раннеплиоценовые образования: 4 – базальты, трахибазальты, трахиты, пирокласты (щелочная оливин-базальтовая формация); 5 – нефелиниты, меланефелиниты, фонолиты, карбонатиты (формация щелочных базальтоидов); 6 – породы докайнозойского фундамента; 7 – разломы; 8 – контуры сводового поднятия

От центральной части грабена на запад отходит короткий рифт Кавирондо, достигая оз. Виктория, в котором проявляется в виде залива Кавирондо. Длина осевой впадины превышает 600 км при ширине до 60-80 км. Ее строение довольно сложно: она ограничена серией соединяющихся между собой сбросов, каждый из которых имеет сравнительно небольшую длину. В поперечных сечениях на бортах грабена наблюдаются несколько сбросов, разделяющих блоки, поверхности которых ступенчато погружаются к его центральной части (рис. 7.24). Разломы имеют большие амплитуды на западном обрамлении впадины, в связи с чем структура последней асимметрична. Глубина погружения фундамента впадины по геофизическим данным предполагается до 4 км.



Рис. 7.24. Кенийский рифт. На переднем плане сбросовые ступени в пределах грабена. Фото Е.Пржиялговского.

В границах, близких к современным, осевой рифт начал формироваться только на позднем этапе развития Кенийской зоны, т.е. со среднего плиоцена. Вероятно, на этом этапе увеличилась скорость растяжения коры, что вызвало быстрое углубление рифтового рва, которое не смогло компенсироваться накоплением вулканитов [Логачев и др., 1983]. В Кенийском рифте излияния оливиновых базальтов раннекайнозойского возраста сопровождали предрифтовое сводообразование. На поздней стадии развития преобладают фонолиты, трахиты и кениты.

Осадочные образования в Кенийском рифте имеют резко подчиненное значение. В нижней и средней части толщи эффузивов они образуют тонкие слои и линзы. Более существенную роль осадки играют в верхней части разреза. Переслаиваясь с вулканитами, они местами выстилают дно рифтовой долины. Представлены они преимущественно озерными и аллювиальными образованиями: песчанистыми глинами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, эвапоритами, диатомитами, изредка – известняками и мергелями. Весь этот комплекс осадков относится к континентальной молассе.

Западная ветвь Восточно-Африканской рифтовой системы расположена преимущественно в подвижных поясах раннего протерозоя, которые обрамляют архейские кратоны Танзании и Бангвеулу (см. рис. 7.18). Раннепротерозойское основание Северо-Западной Танзании характеризуется двумя подвижными поясами, расположенными к западу (пояс Убенде) и к югу (пояс Узагара) от Танзанийского кратона. Пояс Убенде северо-западного простирания сложен крупно- и среднезернистыми гнейсами основного-кислого состава, в которых развиты узкие пластичные зоны скалывания с ретроградными образованиями зеленосланцевой фации. Пояс Узагара, вытянутый в широтном и северо-восточном направлении, также сложен крупно- и среднезернистыми гнейсами, деформированными надвигами. Поздний протерозой характеризуется панафриканским орогенезом, который развивался в условиях хрупкопластичных деформаций. Тектоно-термальный Мозамбикский пояс простирается в региональном направлении вдоль индийского побережья от Кении до Мозамбика.

Западная ветвь Восточно-Африканской рифтовой системы состоит из серий глубоких трогов, представляющих собой типичные рифтовые долины. Она имеет форму сигмоиды и огибает Танзанийский кратон с запада. Рифты выполнены мощными плиоцен-четвертичными отложениями и частично заполнены глубокими озерами Мобуту (Альберт), Иди-Амин (Эдвард), Киву, Танганьика, Руква и Малави (Ньяса) (см. рис. 7.18). Несколько поперечных неглубоких депрессий северо восточного простирания также связаны с западной ветвью этой рифтовой системы.

Третичный вулканизм проявился в четырех изолированных провинциях (Торо – Анколе, Вирунга, Киву и Рунгве), расположенных вдоль западной ветви рифтовой системы. Они совпадают с зонами аккомодации, что предполагает тесную связь вулканизма со сбросообразованием во время начальных этапов развития континентального рифта. Третичный вулканизм начался в миоцене, 10-12 млн. лет назад, в вулканической провинции Киву у северного конца оз. Танганьика. В пределах региона Рунгве (между оз. Руква, оз. Малави и низинами Узангу) начало вулканических проявлений относится к позднему миоцену (7 млн. лет назад). Они предшествовали

развитию или происходили одновременно с развитием крутопадающих сбросов на границе первоначально изолированных бассейнов Руква и Северного Малави (Ливингстон). Депоцентры и фации осадконакопления контролировались развитием полуграбенов [Дельво, 1992].

Рифт оз. Танганьика протягивается на 670 км к югу от вулканической провинции Киву – Русизи и имеет ширину 60-80 км. Поверхность озера расположена на уровне 762 м выше уровня моря. Обрамляющие рифт горы достигают высоты 2000 м над уровнем моря, а максимальная глубина озера 1400-1500 м. Рифт заполнен осадками мощностью 4-5 км. Таким образом, вертикальная амплитуда между поверхностью пенеplена на вершине рифтовых гор (плечей) и подошвой рифтовых осадков (фундаментом) составляет 7400-8500 м. Предполагается, что третичное \square иммана \square а \square е \square ание в оз. Танганьика началось между ранним и поздним миоценом [Дельво, 1992].

Рифт Танганьика имеет достаточно сложное строение. Эта рифтовая зона разделена на типичные полуграбеновые структуры протяженностью 80-160 км и шириной 30-50 км (рис. 7.25). Реконструкция тектонической и стратиграфической истории озера показывает, что в течение периода рифтообразования произошло изменение положения депоцентра. Рифт зарождался в нескольких отдельных районах, расположенных вдоль древнего линеамента. Ось рифта под разными углами сечет простирания докайнозойских бассейнов. Рифт Танганьика подразделяется на четыре структурные и седиментационные провинции, каждая из которых объединяет одну или несколько полуграбеновых структур: Русизи, Кигома, Калеми, Мпулунгу [Sander, Rosendahl, 1989]. Полуграбен Калеми вытянут поперек пермо-триасового рифта, известного к западу от оз. Танганьика и выполненного серией Лукуга (Карру). Нижний сейсмический раздел осадочной толщи Танганьики присутствует только в южной части озера. Он коррелируется с верхней частью толщи Лукуга и, вероятно, относится к рифтообразованию эпохи Карру (или к раннему кайнозою). На основании сейсмических данных и простирания рифта Рухуху предполагается, что пермо-триасовый грабен Калеми может продолжаться под южную половину оз. Танганьика и влиять на современную рифтовую структуру [Sander, Rosendahl, 1989].

Провинции Калеми и Мпулунгу (южная половина оз. Танганьика) образуют вместе единый бассейн осадконакопления, где частные впадины разделены зонами аккомодации с плоским рельефом. По сейсмическим профилям зафиксированы три главные осадочные толщи (снизу вверх): Лукуга (Карру), Махали и Сонгве. В провинции Мпулунгу депоцентры расположены, главным образом, на западной стороне вблизи основных

граничных сбросовых систем. Проявления вулканизма в рифтовой зоне Танганьики отсутствуют.

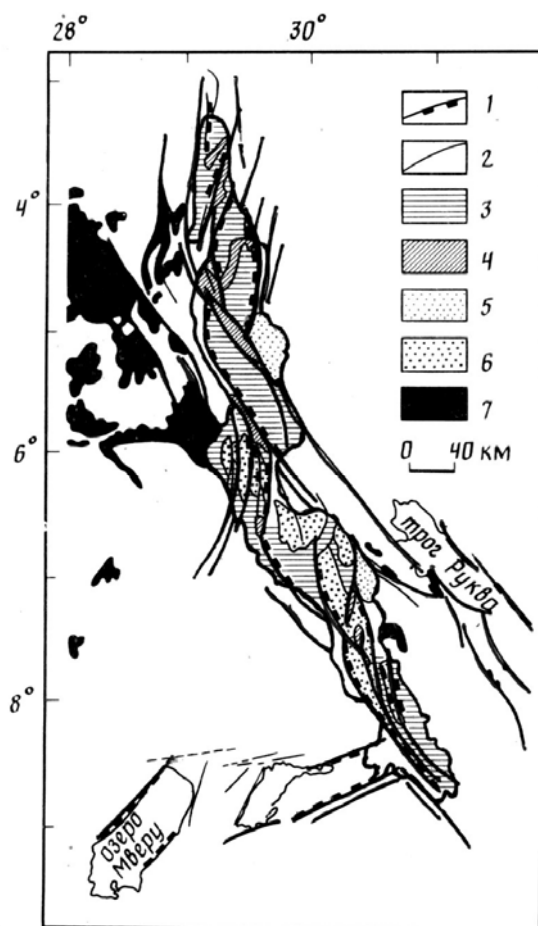


Рис. 7.25. Общая структура Танганьикской рифтовой зоны (по [Дельво, 1992]). 1 – главные разломы; 2 – второстепенные разломы; 3 – полуграбены; 4 – низкий рельеф в зонах сочленения; 5 – «платформы» (ступени); 6 – центры максимального осадконакопления; 7 – отложения Карру

К северу от оз. Танганьики зона Киву – Мобуту-Сесе-Секо смещена к западу относительно Танганьики и имеет с ней выраженную структурную связь, хотя оз. Киву соединяется с оз. Танганьика, уровень которого на 700 м ниже. Берега оз. Киву опущены по сбросам, исключая низкий уступ на востоке. Озеро Эдуард, долина р. Семлики и оз. Мобуту-Сесе-Секо являются рифтовыми впадинами, последовательно смещенными к западу. Высокие уступы сопровождаются

низкими обрывами на противоположной стороне. Поднятие западного фланга (плеча) Танганьики продолжается в эту зону, что и привело к отклонению прежней речной сети бассейна Конго западного направления, к бассейну Нила. Вулканы Вирунга подпрудили долину р. Ручуру с образованием оз. Киву. Вулканизм развит до поля Форт-Портал севернее Рувензори. Состав вулканитов варьирует от базальтов до трахитов и сильнощелочных лав.

Рифт оз. Руква расположен между озерами Танганьика и Малави (Ньяса) и представляет собой долину 350 км в длину и 25-36 км в ширину, частично покрытую мелководным озером Руква, глубина которого не превышает 13 м (см. рис. 7.18). Однако мощность осадочной толщи в грабене может достигать 7,5 км. В рифте Руква присутствует полуграбеновая структура первого порядка, наклоненная к северо-востоку. С северо-востока она ограничена листрическим нормальным сбросом (разлом Лупа) с амплитудой от 5 до 10 км, простирающимся по азимуту 130°. С юго-западной стороны она отделена более молодой системой разломов; к ней принадлежит разлом Уфипа, который образует главный 3-километровый уступ. Современная структура рифта Рукве формировалась в течение длительного времени. Фаза мезозойского рифтообразования в

долине Руква была вызвана, в основном, нормальным тектоническим растяжением. Однако современное сбросообразование, по-видимому, в значительной мере определяется правым сдвигом, субпараллельным разлому Лупа [Chorowicz et al., 1987].

Между озерами Руква и Ньяса находится сбросовая впадина, выполненная континентальными отложениями Карру и меловой системы, разделенными угловым несогласием. Эта рифтовая долина, следовательно, претерпела два или три этапа развития. Базисной поверхностью выравнивания по обоим флангам зоны на всем ее протяжении является палеогеновая денудационная равнина. Между озерами Ньяса и Руква находится вулканическое поле Рунгве, сложенное базальтами, трахитами и фонолитами.

Рифт Малави (Ньяса) (см. рис. 7.18) простирается более чем на 700 км от вулканической провинции Рунгве на севере до грабена Урема на юге. Размеры оз. Малави 550 км в длину и 50-80 км в ширину. Его поверхность расположена на высоте 474 м над уровнем моря, максимальная глубина 700 м, при этом плечи рифта поднимаются на 400-2000 м над уровнем озера. По значительно более высокой степени метаморфизма (высокотемпературная амфиболитовая и гранулитовая фации) пород, слагающих восточное плечо рифта, и содержанию в них глубинных (6-9 км) пегматитов кварц-микроклинового состава определена глубина эрозионного среза поднятия примерно на 2-3 км больше, чем на прилегающей территории, где развиты редкометалльные пегматиты средних глубин образования (3-5 км) в пределах Мозамбикского пояса (провинция Альту-Лигония, Мозамбик) [Балуев, 1989]. Рифт Малави является сейсмически активным, но магматизм ограничен щелочным вулканизмом у северной оконечности озера. Новейшие рифтовые структуры оз. Малави, по-видимому, моложе, чем средний миоцен. По данным сейсмического профилирования [Specht, Rosendahl, 1989] впадина озера подразделяется на семь полуграбеновых структур размером 120×70 км (с севера на юг Ливингстон, Усизайя, Мбамба, Бандавале, Метангула, Мваньяже и Мтакатака). Эти бассейны разделены зонами аккомодации и промежуточными ступенями (рис. 7.26).

Мощность отложений в наиболее северном бассейне Ливингстон значительно меняется: ее максимум достигает 4 км, а в среднем составляет около 2,5 км. Данные сейсмических и полевых исследований юго-западной части котловины озера свидетельствуют в пользу присутствия в низах разреза, в наиболее глубокой части бассейна, мезозойских осадков (Карру или меловых) [Specht, Rosendahl, 1989]. К югу озеро Ньяса (Малави) через грабен Шире сообщается с рекой Замбези. В целом Западная ветвь рифтовой системы изостатически уравновешена, включая даже приподнятые горстовые блоки. Однако заполненные осадками впадины озер характеризуются

сильными отрицательными изостатическими аномалиями, а области флангов (плечей) – положительными.

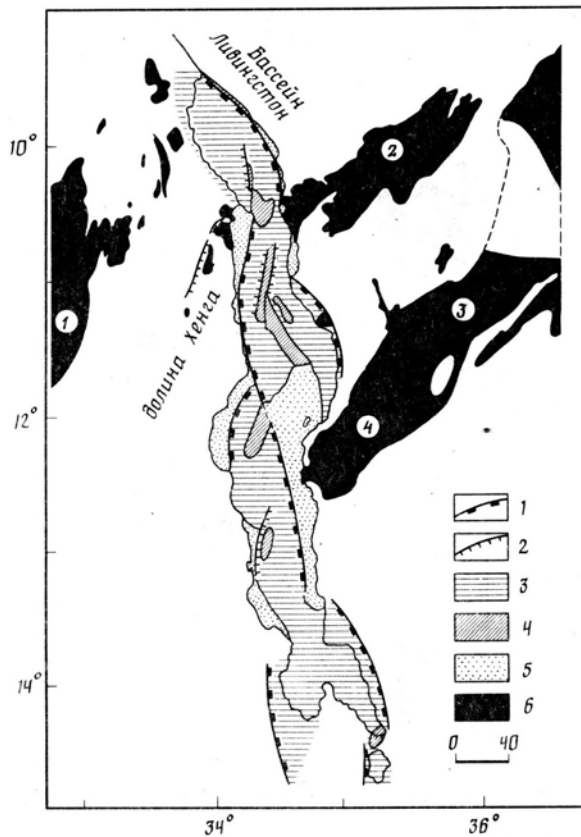


Рис. 7.26. Общая структура рифтовой зоны Малави (по [Specht, Rosendahl, 1989]). 1 – главные разломы; 2 – второстепенные разломы; 3 – полуграбены; 4 – низкий рельеф в зонах сочленения; 5 – «платформы» (ступени); 6 – бассейны Карру (1 – Луангва, 2 – Рухуху; 3 – Рувима; 4 – Метангула).

Видимой структурной или тектонической связи между северным окончанием Западной и Восточной ветвями рифтовой системы не существует, однако неоднократно делалась попытка связать рифты Восточной Африки в единую систему, разделенную на четыре сегмента – Эфиопский, Кенийский, Западный и Ньясский – тремя крупнейшими

трансформными зонами: Эфиопско-Кенийской, Асва и Ньяса-Танганьика [Казьмин, 1987].

Зона Ньяса-Танганьика занимает в Восточно-Африканской рифтовой зоне особое положение, являясь трансформной зоной, она наследует древние дорифтовые разрывы земной коры. Можно отметить, что кайнозойские рифты Грегори (Кенийский) и Ньяса (Малави), располагаясь в пределах Мозамбикского тектоно-термального подвижного пояса, сохраняют его общее простирание. Хотя в целом, можно утверждать, что восточно-африканские рифты ведут себя достаточно индифферентно по отношению к складчатым поясам докембрия, а рифтовые разломы зачастую являются новообразованными [Казьмин, 1987].

2.3. О двух типах раскола континентов

С точки зрения геодинамики В.Г.Казьмин, рассматривая и анализируя строение рифтовых систем Восточной Африки и сопоставляя их с другими рифтовыми системами Земли [Казьмин, 1987], пришел к выводу о существовании двух типов раскола континентов и, следовательно, двух основных типов рифтов.

К первому типу относятся рифты, образующиеся при «свободном» расхождении фрагментов крупных континентов. Их развитие сводится к растягиванию и изостатическому погружению утоненной литосферы, а завершается разрывом литосферы и началом спрединга. Растяжение сопровождается пассивным подъемом астеносферы, всплыванием аномальной мантии и накоплением ее в подошве коры. Этот тип рифтогенеза характерен для распада Пангеи. Начало распада относится к концу палеозоя, затем он продолжался в триасе, юре и раннем мелу. Для всей этой эпохи характерно одновременное проявление рифтогенеза в различных частях суперконтинента. Позднепалеозойские рифты (конец карбона) возникли практически в одно время в различных частях Гондваны: в Восточной Африке (система Карру), Индии, Антарктиде, Западной Австралии. В триасе развитие этих рифтовых систем продолжалось, и к ним присоединились рифты на месте Центральной и Северной Атлантики, Западной Европы и Западной Сибири.

Ко второму типу относятся рифты, образовавшиеся в условиях столкновения континентов. Они характеризуются импульсным растяжением с длительными промежутками относительного покоя между импульсами рифтогенеза. В этом случае растяжение также сопровождается пассивным подъемом астеносферы, всплыванием аномальной мантии, накоплением ее в подошве коры. Однако здесь это приводит к формированию поднятий в промежутках между импульсами растяжения. Этот тип развития рифтов наблюдается преимущественно в кайнозое. К нему относятся такие крупнейшие континентальные рифтовые системы как Восточно-Африканская, Байкальская, Рейнская, Запада США, в которых выделяется одна общая для них черта – образование грабенов (рифтов) сопровождается поднятиями различного масштаба. Наиболее крупные (сводное поднятие Эфиопского плато, Провинция бассейнов и хребтов, Байкальское сводное поднятие) достигают 800-1000 км в поперечнике, поднятия меньших размеров измеряются первыми сотнями или десятками км (Рейнская система, Западный рифт Восточной Африки). Как для крупных, так и для небольших поднятий характерна овальная, изометричная форма, их абсолютные высоты колеблются от сотен до 2500-3000 м.

В обоих случаях растяжения, создающие рифты, имеют региональную природу. Предполагается, что они, скорее всего, создаются конвективными токами в астеносфере. Литосферные неоднородности, наблюдаемые под современными рифтами, не связаны со структурами типа восходящих потоков, плюмов или астенолитов, а образуются в результате растяжения литосферы. Под континентальными рифтами имеются неоднородности, регистрируемые сейсмологическими методами, связаны с пассивным

поднятием астеносферы и областями всплывания легкого материала над ними [Казьмин, 1987].

Глава VIII. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА РСБМ И ДРУГИХ СИСТЕМ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТИНГА

Знания о строении и механизмах формирования ныне активных континентальных рифтовых зон позволяют реконструировать структуры погребенных палеорифтовых систем (авлакогенов) и их палеогеодинамику. Ключом к таким реконструкциям могут являться структурные парагенезы, которые формируются в процессе рифтообразования и легко распознаются в современных рифтовых системах, а в палеорифтах нередко закрыты платформенным чехлом или завалуированы вследствие эрозионно-денудационных процессов. Сравнительный анализ строения наиболее изученных и ныне активных Байкальской и Восточно-Африканской рифтовых систем с палеорифтовой системой Белого моря на Восточно-Европейской платформе, большая часть которой перекрыта платформенным чехлом и водами Белого моря, позволил реконструировать в пределах последней некоторые особенности ее строения и установить структурные парагенезы, контролирующие проявления среднепалеозойского магматизма в этом регионе. Здесь можно выделить несколько типов структурных парагенезов.

1. Генетическая связь (унаследованность?) рифтогенных структур с более древними структурами основания. Вопрос об унаследованности внутриконтинентальными рифтами более древних структур фундамента, в частности, приуроченности к гранулитовым или подвижным поясам, обсуждается в последнее время достаточно часто [Bogdanova et al., 1996; Леонов Ю., 2001; Николаев, 2004; Божко, 2006; Балуюев, Терехов, 2007 и др.], однако причины этого явления во многом остаются не вполне ясными. В данном случае элементы такой приуроченности наблюдаются и в древнем Онежско-Кандалакшском палеорифте, и в современном Байкальском рифте, и в Восточно-Африканской рифтовой системе.

БРЗ образовалась в конце кайнозоя в результате раскола Азиатского материка, как считает большинство исследователей, вследствие столкновения Индии с Евразией, однако пассивный рифтогенез, доминирующий в первые две стадии развития дополнился активным воздействием астеносферного выступа, по крайней мере, на современном этапе. Ее формирует сложная система разломов и впадин, часто кулисообразно подставляющих друг друга, однако лишь ее центральная (байкальская) часть заложилась вдоль древнего шва между Сибирским кратоном и Саяно-Байкальской складчатой областью. Граница между этими крупнейшими тектоническими элементами земной коры является самой крупной структурой и оказывала влияние на все последующее развитие региона. При этом цепочка горстовых структур докембрийского фундамента (Бугульдейско-Тажеранская ступень, Ольхоно-Академическая перемычка, пологий свод в южной части Северной

впадины) с проявлениями рифейского магматизма основного состава, косо секущая впадину Байкальского рифта, трассирует в северо-восточном направлении Томпудо-Светличный структурный шов в пределах Баргузинского поднятия. Элементы древней архитектуры повсеместно и активно наследуются неоген-четвертичной тектоникой. Молодые (современные) сбросы и сбросо-сдвиги используют плоскости древних разломов, представлявших собой взбросы и надвиги. Данные дистанционного зондирования (ДЗ) свидетельствуют также о важной роли древних гранитизированных ядер, формирующих основные поднятые блоки в пределах БРЗ и окруженных зонами сейсмоактивных разломов.

В Восточно-Африканской рифтовой системе элементы унаследованности также присутствуют. Само расположение Западной и Восточной ветвей рифтовой системы свидетельствует о том, что эти ветви огибают с двух сторон Танзанийский кратон как жесткую глыбу. При этом установлено, что Танганьикский рифт и рифт Руква заложилась вдоль древней системы разломов земной коры, которая в процессе рифтогенеза стала играть роль трансформной зоны. Кайнозойские рифты Грегори (Кенийский) и Ньяса (Малави), располагаясь в пределах Мозамбикского тектоно-термального подвижного пояса, который интерпретируется как пояс континентальной коллизии, сохраняют его общее простирание. Однако в целом, как заметил В.Г.Казьмин, восточно-африканские рифты ведут себя достаточно индифферентно по отношению к складчатым поясам докембрия, а рифтовые разломы зачастую являются новообразованными [Казьмин, 1987].

Принципиально по-другому трактуется причина раскрытия рифтовой системы Белого моря рифейского заложения, активизированной в конце девона и вновь ожившей в конце кайнозоя, когда образовался Кандалакшский залив Белого моря в пределах Балтийского щита. Онежско-Кандалакшский палеорифт, являющийся краевым членом этой системы, пространственно приурочен к осевой части юго-восточного фрагмента Лапландского гранулитового пояса, являющегося составной частью подвижного пояса Лапландско-Беломорского подвижного пояса, разделяющего Карельский и Кольский геоблоки Балтийского щита. Можно думать, что так же, как и на других древних платформах, пространственную локализацию Онежско-Кандалакшской палеорифтовой зоны предопределяла древняя линейная зона чарнокит-гранулитового пояса. Вероятно, последний являлся ослабленной зоной древней литосферы, по которой происходили ее рифтогенерирующие разрывы в обстановке регионального растяжения земной коры северо-восточного (в современных румбах) сегмента Восточно-Европейского кратона при расколе суперконтинента Палеопангеи (Колумбии) в среднерифейское время.

Можно также отметить, что палеорифтовая система Белого моря, располагаясь практически целиком в пределах регионального дугообразного пояса под названием «Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского □иммана-палеопротерозойского внутриконтинентального коллизионного орогена», выделенного М.В.Минцем по результатам анализа аномальных □имман- и магнитных полей ВЕП [Минц, 2007], следует его общему простираю на северо-западном отрезке пояса. В данном случае Лапландско-Беломорский пояс Балтийского щита является фактически обнаженной частью этого внутриконтинентального коллизионного орогена, а погребенная часть палеорифтовой системы также сохраняет его простираие. В то же время на часть этого орогенного пояса северо-восточного простираия накладывается и Среднерусский авлакоген.

Таким образом, можно говорить о том, что палеорифтовая система Белого моря имеет такую же тенденцию следовать вдоль подвижного пояса земной коры, как и современные (кайнозойские) рифты, которые хоть и пересекают местами различные структурные элементы, но в целом не выходят за пределы поясов деформаций, которые, в общем плане, маркируют древние зоны сближения или столкновения литосферных плит. То есть, *рифтовые системы используют зоны слабости, в пределах которых сплошность литосферы уже была нарушена в прошлом*. Поэтому говорить об унаследованности в развитии рифтов можно лишь постольку, поскольку каждое последующее раскалывание литосферы в какой-то степени связано с зонами ее разрушения в прошлом.

Обращает на себя внимание общий рисунок рифтовых систем как современных, так и древних, особенность которого заключается в разветвлении рифтовых зон, которые обрамляют какие-то неоднородности земной коры преимущественно овальной формы. У Байкальской рифтовой системы такой неоднородностью является сводовое сооружение Баргузинского хребта, которое обрамляется с одной стороны – запада и севера – рифтогенными впадинами Северного Байкала и Верхнеангарской (Байкальская ветвь), а с другой стороны – юго-востока – цепью кулисообразно расположенных впадин Баргузинской, Баунтовской и Верхнемуйской (Баргузинская ветвь). Баргузинское сводовое поднятие вытянуто на 300 км при ширине 90-100 км и сложено преимущественно гранитоидами и метаморфизованными породами.

В Восточно-Африканской рифтовой системе, как отмечалось выше, Западная и Восточная ветви рифтовой системы огибают с двух сторон Танзанийский кратон раннедокембрийской консолидации овальной формы (1200×700 км) как жесткую глыбу. При этом установлено, что Танганьикский рифт и рифт Руква заложились вдоль древней системы разломов земной коры.

В погребенной под платформенным чехлом палеорифтовой системе Белого моря выделяется Архангельский выступ овальной формы с размерами (300×150 км), сопоставимыми с Баргузинским сводовым поднятием, который с юго-запада обтекает Онежско-Кандалакшский палеорифт, а с северо-востока – Керецко-Пинежский. Обе эти ветви рифтовой системы практически сливаются к северо-западу от Архангельского выступа в районе Кандалакшского залива. Амплитуда сбросовых склонов, ограничивающих выступ, в северо-западной части колеблется в интервале 2-3 км до пенеценизированной поверхности, которая расположена на глубине 0,5-1,0 км, и достигает 4-5 км в юго-восточной части. Архангельский выступ платформенного фундамента сложен глубокометаморфизованными породами беломорской серии и представляет собой, по-видимому, относительно жесткую глыбу.

Таким образом, очевидно, что конфигурация рифтовых зон (систем) и их морфология, независимо от времени их формирования, подчиняются в большой степени реологическим особенностям фундамента, на котором закладывались рифты, т.е. раскол земной коры при растяжении литосферы происходил, огибая жесткие глыбы консолидированного фундамента с мощной, слабонарушенной в прошлом корой.

2. Структурные особенности рифтовых парагенезов БРЗ и РСБМ. Как уже отмечалось выше, в тектоническом плане по данным многоканального сейсмического профилирования озера Байкал выявлены четкая структурная асимметрия – Байкальский рифт состоит из серии полуграбенов с крутыми СЗ и пологими ЮВ крыльями; существование сбросовой лестницы, погружающейся с СЗ на ЮВ с вращением и наклоном блоков в противоположном направлении; две фазы сбросообразования, в первую из которых возникла серия полуграбенов, а во вторую – развились антитетические сбросы с падением на СЗ и возник глубокий бассейн на месте Центральной впадины. Северную и Центральную впадины Байкальского рифта разделяет косая перемычка Академического хребта и о. Ольхона, которая трактуется как зона аккомодации или зона приспособления и переноса растяжения с одного отрезка рифтовой зоны на другой. Подобно другим рифтам, например Восточно-Африканскому, в БРЗ наблюдается эшелонированное расположение впадин, разделенных косыми зонами аккомодации. В то же время все три впадины Байкала связаны Приморским разломом, который можно считать «главным граничным сбросом», выполаживающимся по границе верхней хрупкой и нижней податливой коры, являясь полого падающей поверхностью срыва.

Асимметрия БРЗ выражена не только в поверхностных структурах, но и в глубинном строении литосферы: строение верхней границы области аномальной мантии асимметрично в поперечных сечениях. Она довольно круто обрывается вблизи границы

Сибирской платформы, а к ЮВ от рифтовой зоны верхняя граница неоднородности сравнительно полого погружается, достигая глубины 300 км (от поверхности мантии).

По своим структурным особенностям Байкальская рифтовая зона сопоставима более всего с западной ветвью Восточно-Африканской рифтовой системы, которая также состоит из серии глубоких трогов, представляющих собой типичные рифтовые долины, выполненные мощными плиоцен-четвертичными отложениями и частично заполненные глубокими озерами. Рифты Таганьика и Малави подразделяются на несколько полуграбеновых структур, разделенных зонами аккомодации и промежуточными ступенями. Незначительные проявления третичного щелочного вулканизма приурочены к зонам аккомодации, разделяющим основные рифтогенные впадины.

Данные геолого-геофизических исследований последних лет в Беломорском регионе, и в первую очередь в акватории Белого моря, позволили выявить многие черты строения глубоко погребенных или покрытых морскими водами палеорифтовых структур. Реконструировать достаточно полно строение этих погребенных рифтогенных образований и их тектоническую эволюцию невозможно было бы без знания характерных особенностей строения и эволюции современных внутриконтинентальных рифтовых зон, и в частности, хорошо изученных Байкальской рифтовой зоны и Восточно-Африканской рифтовой системы.

Как показывает сравнительный анализ, геологическое строение палеорифтовой системы Белого моря характеризуется особенностями, которые типичны для Байкальской рифтовой зоны: наличие протяженных глубоких трогов, асимметрия рифтовых впадин, смещение относительно мантийного выступа, ассоциация разломов со сдвиговой компонентой с нормальными сбросами, существование полого падающего сброса (детачмента), сегментация грабенов и полуграбенов, разделенных перемычками, являвшихся в свое время зонами аккомодации со сменой полярности по простиранию рифтовой зоны и др., а также и для многих других континентальных рифтовых систем Земли. По данным сейсмического профилирования глубина погружения кристаллического фундамента в некоторых грабенах РСБМ достигает 8-10 км, что вполне сопоставимо с современным Байкальским рифтом.

Однако, при сопоставлении рифейских рифтовых зон с современными отмечается отсутствие под первыми выступами аномальной мантии, выраженного обычно на глубинных сейсмических разрезах и в физических полях современных рифтов. Возможно, это объясняется сглаживанием мантийных неоднородностей с течением времени. Тем не менее, в глубинном строении РСБМ также угадываются черты, присущие современным рифтовым системам: это существование смещенного относительно краевой ветви

рифтовой системы подъема поверхности Мохо (без аномальной мантии), т.е. значительное сокращение мощности консолидированной коры (до 25 км под Мезенским грабеном), существование внутрикорового раздела между верхней хрупкой и нижней пластичной корой. В Байкальской рифтовой зоне такой раздел совпадает со сейсмоактивным слоем на глубине 15-20 км, в котором сконцентрирована подавляющая часть очагов землетрясений и по которому, по всей вероятности, происходит срыв и проскальзывание верхнего слоя земной коры по нижнему при ее растяжении. В земной коре РСБМ такой слой зафиксирован как детачмент на глубине 12-15 км [Костюченко, Романюк, 1997]. Этот раздел выходит на поверхность в виде листрического сброса, ограничивающего Онежско-Кандалакшский рифт с юго-запада в качестве главного магистрального разлома (см. рис. 2.34).

3. Структурные парагенезы концентрических комплексов. Несмотря на различные причины образования БРЗ и РСБМ, обе структуры формировались в условиях растяжения литосферы как крупнейшие сдвиги-раздвиги, что привело к созданию аналогичных структурных парагенезов. Последние формируются как зоны динамического влияния при развитии разрывных структур и включают в себя линейные деструктивные поля на крыльях разрыва, образованные уже на начальной стадии его роста. Вокруг же вершин линейных разрывов возникают области концентрации напряжений и деформаций, имеющие форму, близкую к кольцевой. При возрастании длины разрыва области концентрации напряжений смещаются вместе с его вершиной, увеличиваясь при этом в диаметре.

Так, в краевых частях впадин БРЗ дистанционными методами фиксируются новейшие концентрические комплексы. Вокруг СВ и ЮЗ окончностей Байкальского рифта располагаются выраженные в рельефе цепочки сменяющих друг друга концентрических образований радиусом от 25 до 100 км (рис. 8.1). В центральной части Байкальского рифта выделяются еще две концентрические системы. Они тяготеют к окончаниям трех котловин протяженностью 200-275 км каждая, из которых слагается впадина. Четкая выраженность в рельефе, геометрически правильная структура этих образований позволяют связать их происхождение с развитием Байкальского грабена в соответствии с описанным выше механизмом [Косыгин, Маслов, 1989].

На юго-западном фланге БРЗ с концентрической системой связан ареал развития рифтогенных щелочных базальтов, а к центральной части Придархатской кольцевой структуры приурочена интенсивная аномалия плотности землетрясений, свидетельствующая о продолжающемся в наши дни разрастании рифта.

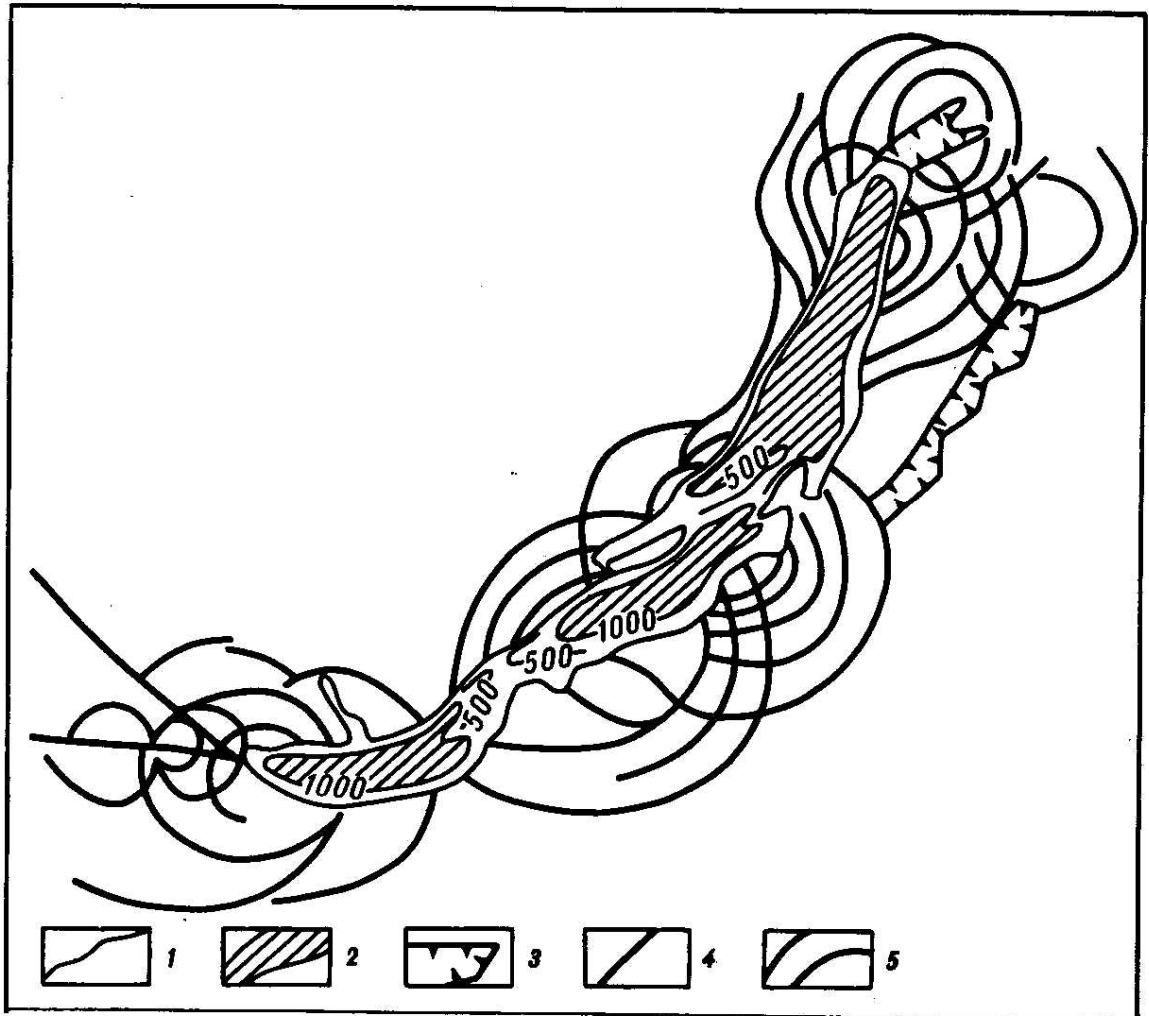


Рис. 8.1. Положение новейших концентрических комплексов в краевых частях рифтогенной впадины оз Байкал (по [Косыгин, Маслов, 1989]). 1 – береговая линия; 2 – отдельные изобаты, м (заштрихованы наиболее глубокие котловины); 3 – контуры кайнозойских впадин байкальского типа; 4, 5 – разломы: 4 – линейные, 5 – кольцевые и дуговые.

В строении Кандалакшского рифта, на его крыльях, так же как и на крыльях Байкальского рифта, весьма заметно участие сдвигов, которые предопределили закономерную ориентировку многочисленных даек щелочных базитов, маркирующих трещины отрыва и скалывания. На СЗ окончании Кандалакшского рифта также выделяются дугообразные и кольцевые разломы, отчетливо видные на КС и АФС (см. рис. 1.12 и 2.14). Именно к этим разломам приурочено большинство щелочных интрузий и трубок взрыва. Унаследованность древнего тектонического рисунка в виде Кандалакшской кольцевой структуры на окончании рифейского грабена привела к тому, что по обновленным в девоне тектоническим ограничениям этой структуры происходила разгрузка напряжений, связанных с активизацией рифта, и, как следствие этого, по периферии структуры в узлах растяжения локализовались щелочные массивы центрального типа — Умбинский, Африканда, Лесная Варака, Ковдор, Вуориярви,

Ковдозерский, а к узлам пересечений дуговых разрывов с линейными рифтогенными разломами приурочены «кусты» щелочных даек позднедевонского возраста.

Таким образом, рифтовые системы или зоны, образованные под воздействием сдвига-раздвиговых деформаций в литосфере, независимо от причин их возникновения характеризуются сходным структурными парагенезами, выраженными сочетаниями линейных и кольцевых форм и близким по составу магматизмом.

4. Сопоставление области горизонтального растяжения литосферы РСБМ с зонами растяжения современных континентальны рифтов. Палеорифтовая система Белого моря представляет собой единую систему субпараллельных рифтогенных желобов, вытянутых вдоль края древней континентальной плиты Восточно-Европейского кратона более чем на 1000 км при ширине 300-500 км. Фактически эти параметры фиксируют минимальную область растяжения литосферы края континентальной плиты в начальный период континентального рифтинга. Примерно такими же характеристиками обладают зоны растяжения континентальной литосферы современных (кайнозойских) рифтовых систем. Как установлено [Казьмин, 1987], начальное растяжение в условиях континентальной литосферы проявляется зачастую в широкой полосе, а уже потом обособляются главные рифтовые зоны. Так, в Эфиопии структуры растяжения, параллельные Эфиопскому рифту, развиты по всей ширине Эфиопского плато – около 700 км (рис. 8.2А).

А если сравнивать структурное положение палеорифтовой системы Белого моря с современной Восточно-Африканской рифтовой системой, то, в этом плане, очевидно их сходство: обе рифтовые системы, состоящие из субпараллельных рифтовых зон, простираются вдоль края континентальной плиты, свидетельствуя о том, что также, как восточный край Африканского континента в настоящее время испытывает растяжение в режиме транстенсии, так и северо-восточная (в современных румбах) окраина древнего континента Балтики практически всю вторую половину рифея испытывала транстенсионный режим. При этом ширина области, охваченной растяжением, в том и другом случае одного порядка: для Восточно-Африканской рифтовой системы она составляет от 1200 км в самом широком месте до 500 км в южной части, а для палеорифтовой системы Белого моря – примерно от 600 до 1000 км.

Такие же параметры свойственны области растяжения литосферы западной части Североамериканского континента – рифтовой системе Провинции бассейнов и хребтов. Она представляет собой изометричную площадь размером примерно 1000×500 км, вытянутую в меридиональном направлении. Рифтовая система состоит из отдельных поясов грабеновых структур, которые в одних местах характеризуются параллельным, а в

других кулисообразным расположением (рис. 8.2Б). В данном случае палеорифтовая система Белого моря по своему строению, размерам и по положению в пределах кратона очень напоминает рифтовую систему Провинции бассейнов и хребтов, хотя причины континентального рифтинга, сформировавшие эти системы, разные. Поэтому РСБМ может быть отнесена к тафрогенам также, как рифтовая система Провинции бассейнов и хребтов [Шенгёр, Натальин, 2009].

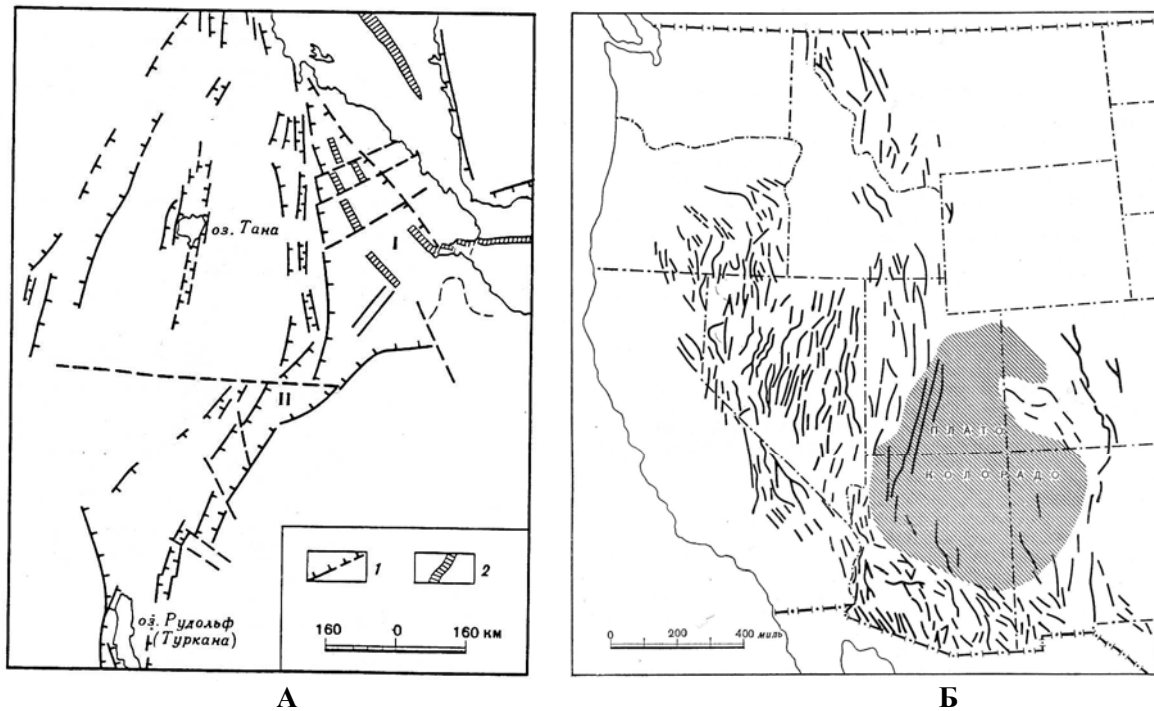


Рис. 8.2. Области горизонтального растяжения литосферы в Северо-Восточной Африке (А) [Казьмин, 1987] и на западе Северной Америки (Б) [Томпсон, 1970]. А – растяжение охватывает не только Афар (I) и Эфиопский рифт (II), но и все Эфиопское плато (к западу и востоку от оз. Тана). 1 – сбросы; 2 – осевые зоны Красного моря, Афара, Аденского залива. Б – кайнозойские нормальные сбросы Запада США. Зона развития сбросов определяется рифтовой системой Провинции бассейнов и хребтов.

5. Рифтовый магматизм. В пределах РСБМ проявления рифтового магматизма известно лишь в Онежском грабене Онежско-Кандалакшского палеорифта, где в центральной его части бурением вскрыта толща вулканогенно-обломочных пород, вмещающая силлы и дайки диабазов и долеритов. Вещественный состав изверженных пород сравнительно однообразен. По своим структурным особенностям в большинстве случаев это типичные базальты, в центральных частях крупных тел встречаются полнокристаллические породы с долеритовой и офитовой структурой. Присутствие смешанных вулканокластических образований, содержащих вулканические бомбы шарообразной, эллиптической и веретенообразной формы, свидетельствует о близости вулканического центра с активной эксплозивной деятельностью. По своим петрохимическим характеристикам базальты и долериты близки платобазальтам, а также

среднему долериту траппов и, таким образом, являются типичным представителем толеитовой серии основных изверженных пород. Характерные аномалии волнового и потенциальных полей предполагают наличие внутри рифейской толщи Кандалакшского грабена таких же вулканогенных образований. Вулканогенные породы, по-видимому, довольно широко распространены в северо-западной и центральной частях Кандалакшского и на юго-востоке Керецкого грабенов. В других рифтовых зонах палеорифтовой системы Белого моря проявления синрифтового магматизма неизвестны.

Подобная ситуация наблюдается в Байкальской рифтовой зоне, где \square иммана \square магматизм обнаружен лишь в Тункинской впадине. Скважина, пробуренная в центральной части Тункинской впадины, вскрывает толщу осадков мощностью 2100 м и 40 тел базальтов общей мощностью около 400 м. Интересно, что внутрiformационные базальтовые потоки (или силлы) сконцентрированы только в наиболее углубленной восточной части впадины и не отмечены во всей остальной ее части. Это объясняется максимальным растяжением и растрескиванием коры на дне впадины в зоне наибольшего прогиба, что способствовало проникновению базальтовой магмы. Базальтовые потоки меньшего объема и шлаковые конусы более свежих извержений (плейстоцен–ранний голоцен) также расположен над той же зоной. Начинались извержения 15-16 млн. лет назад с оливиновых толеитов и завершались меланократовыми гавайитами-щелочными оливиновыми базальтами-базанитами, т.е. ассоциацией пород более недосыщенных кремнеземом.

От Восточно-Африканской рифтовой системы РСБМ по характеру и объему магматизма принципиально отличается, особенно от ее восточной ветви, с развитием которой связаны вулканические комплексы, формировавшиеся последние 55 млн. лет. Комплексы вулканических пород, пространственно связанных с Эфиопским рифтом и Афаром, но сформировавшиеся (или начавшие формироваться) задолго до образования этих структур, представляют собой мощные накопления платобазальтов и ассоциирующих с ними пород, слагающие Эфиопское и западную часть Сомалийского плато. Ранние вулканические комплексы слагают обширную область овального очертания. Поздние вулканические комплексы накапливались непосредственно в грабенах Эфиопского, Кенийского рифтов и в Афарской депрессии и связаны уже непосредственно с образованием и развитием системы линейных грабенов (рифтов). Вулканические породы здесь занимают доминирующее положение в заполнении грабенов, в отличие от грабенов Западной ветви Восточно-Африканской системы, большинства грабенов Байкальской рифтовой зоны и палеорифтовой системы Белого моря.

Таким образом, рассматривая палеорифтовую систему Белого моря как рифтовую систему пассивной окраины древнего континента Балтика с крайне незначительным проявлением синрифтового магматизма, можно отнести ее к амагматичным рифтам. В условиях отсутствия или малого количества магматического материала пассивная окраина формируется только за счет растяжения континентальной литосферы и ее утонения в несколько раз

6. Сравнительный анализ с рифтовой системой Карру. Однако, наиболее близкой по строению и своему тектоническому положению к палеорифтовой системе Белого моря представляется восточноафриканская рифтовая система Карру позднепалеозойского заложения, образование которой отражает начало фрагментации Гондванского суперконтинента. Так же как РСБМ протягивается вдоль края Восточно-Европейского кратона, так и асимметричные и односторонние грабены системы Карру простираются параллельно Кенийско-Сомалийскому отрезку побережья Индийского океана (рис. 7.17). Эти структуры отличаются значительной шириной (100 и более км) и ограничены крупными сбросами с амплитудами смещения до 5-6 км. Как грабены, так и моноклиналильные блоки относятся к категории рифтовых структур и связаны с растяжением земной коры, ориентированным в СЗ-ЮВ направлении. Эволюция этих бассейнов характеризуется тектоническим контролем осадконакопления в условиях непрерывного погружения от позднего карбона до среднего-позднего триаса или ранней юры. Так же как и в РСБМ грабены системы Карру выполнены терригенными образованиями с крайне незначительными проявлениями вулканизма. В северной части системы известны лишь небольшие покровы раннеюрских базальтов щелочного состава. С поперечными разломами Малави (Ньяса) – Южная Танганьика связаны интрузии нижнемеловых карбонатитов. Бассейны Калу – Лувегу, Рухуху и Луангва расположены точно на юго-юго-западном продолжении бассейна Карру прибрежной Кении (и Мадагаскара в его начальном положении). Схожая ситуация наблюдается и в Мезенской ветви РСБМ, которая располагается на продолжении береговой линии Баренцева моря и края платформы. И в том, и в другом случае развитие крайних ветвей рифтовых систем отражают раскол суперконтинентов: Мезенская (Баренцевоморская) рифтовая зона – распад Палеопангеи в конце рифея, а рифтовая зона Карру прибрежной Кении – распад Гондваны в поздней юре. Внутрикратонная обстановка преобразовалась в перикратонную для РСБМ в позднем рифее, а для рифтовой системы Карру – в ранней юре.

Структурный рисунок Африканского Рога, также как и РСБМ, обнаруживает сходство с рифтовыми континентальными окраинами атлантического типа, для которых характерно развитие моноклиналильных блоков и асимметричных грабенов, пересеченных

системами поперечных, как правило, древних трещин, сопровождающихся узкими впадинами.

На основании выше описанного сопоставления рифтовых систем можно сделать вывод о том, что палеорифтовая система Белого моря относится, скорее всего, к первому типу рифтов по В.Г.Казьмину, так же, как и система Карру, т.е. к рифтам, образующимся при «свободном» расхождении фрагментов крупных континентов. Их развитие сводится к растягиванию и изостатическому погружению утоненной литосферы, а завершается разрывом литосферы и началом спрединга. Континентальный рифтогенез в этом случае не сопровождался сводовым поднятием территории.

Подводя итог сопоставлению погребенной палеорифтовой системы Белого моря с современными (кайнозойскими) и позднепалеозойскими рифтовыми системами, можно констатировать, что авлакогены северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы несут в себе все признаки рифтогенных структур, сформировавшихся в условиях трансензионного режима, который возник при расколе суперконтинента Палеопангеи и господствовал во второй половине рифея на протяжении длительного периода на пассивной континентальной окраине палеоконтинента Балтика. Несмотря на то, что процессы континентального рифтогенеза протекали в разное время и в разных геодинамических обстановках, в конечном счете, все сводилось к возникновению на различных участках континентальных плит геодинамических режимов трансенсии и/или транспрессии, которые формировали сходные структурные парагенезы континентального рифтинга.

Таким образом, на основании сравнительного анализа строения и тектонических режимов формирования палеорифтовой системы Белого моря и современных (кайнозойских) континентальных рифтовых систем Земли сформулировано **пятое защищаемое положение:**

Сравнительный анализ тектоники палеорифтовой системы Белого моря с современными континентальными рифтовыми системами показал принципиальное сходство их строения: наличие протяженных глубоких трогов, сегментация грабенов и полуграбенов, разделенных перемычками, являвшихся зонами аккомодации со сменой полярности по простиранию рифтовой зоны, смещение рифта относительно мантийного выступа, существование полого падающего сброса (детачмента) и др., что подтверждает рифтогенную природу авлакогенов северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили обобщить имеющиеся к настоящему времени данные по геологическому строению северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы. На основе синтеза всех новейших данных по геологическому строению и тектонике северной части Восточно-Европейской платформы, включая данные комплексных геолого-геофизических исследований в акватории Белого моря, полученные в последние годы, данные наземных исследований этой территории было проведено изучение строения рифейских рифтогенных структур, погребенных под осадочным чехлом платформы или скрытых водами Белого и Баренцева морей. Традиционно эта территория рассматривалась как площадь развития континентального рифтогенеза в рифее, который предшествовал началу общего прогибания и формирования осадочного чехла Мезенской синеклизы. Новые же данные значительно меняют сложившиеся представления о строении земной коры этого региона, заставили пересмотреть саму структуру рифейских авлакогенов северной части Восточно-Европейской платформы.

Основные научные результаты исследований, выполненных автором, сводятся к следующему:

1. Значительно уточнено и детализировано строение северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы, основным структурным элементом которого является палеорифтовая система Белого моря рифейского заложения. РСБМ рассматривается автором как единый структурно-парагенетический ансамбль рифтовых структур, образовавшийся при формировании пассивной континентальной окраины в результате распада мезопротерозойского суперконтинента Палеопангеи.
2. Определена структурная приуроченность проявлений внутриплитного рифей-вендского и среднепалеозойского щелочного магматизма северо-восточного сегмента ВЕП к зонам динамического влияния палеорифтовой системы Белого моря.
3. Составлена модель строения палеорифтовой системы Белого моря, в основу которой положено выделение ряда крупных литрических сбросов, выполаживающихся к единому внутрикоровому разделу, идентифицируемому с детайчментом, присущего многим континентальным рифтам и пассивным окраинам континентов деструктивного типа.
4. Составлена модель тектонической эволюции РСБМ с момента ее формирования до современной эпохи, в которой выделены 4 основных этапа рифтогенеза и несколько промежуточных этапов, связанных с другими тектоническими событиями:

5. Проведен анализ развития континентального рифтогенеза на ВЕП с целью определения места РСБМ в авлакогенной сети платформы, сходства и отличия ее от других рифтогенных структур.

6. Проведен сравнительный анализ РСБМ со строением наиболее изученных и тектонически ныне активных Байкальской и Восточно-Африканской рифтовых систем, что позволило расшифровать некоторые элементы строения палеорифтовой системы, установить в ее пределах структурные парагенезы, контролирующие проявления рифейско-вендского и среднепалеозойского магматизма в этом регионе и определившие характер ее тектонической эволюции.

Вопрос нефтегазоносности Беломорского и Мезенского осадочных бассейнов остается не решенным. Большая мощность и субплатформенное залегание образований рифея оставляют надежды на обнаружение залежей углеводородов. Наибольшие перспективы, вероятно, следует связывать с предтимаанской частью территории, где рифейские комплексы перекрыты достаточно мощной толщей (до 2-2.5 км) венд-палеозойских осадков. Однако следует учитывать длительный этап формирования этих пород, что привело к их уплотнению и, как результат, низкой пористости и проницаемости, а также сравнительно небольшое содержание органического вещества (ОВ). Большинство комплексов пород рифея пребывают на значительных глубинах, поэтому ОВ прошло все стадии катагенетических преобразований, а выделившиеся углеводороды могли сохраниться при условии ненарушенности покровов. Нельзя не учитывать и того, что в пределах палеорифтовой системы Белого моря вполне реально обнаружение и нетрадиционного типа месторождений УВ, связанных с породами фундамента в трещинных коллекторах. 66% гигантских месторождений нефти и газа связаны с рифтогенезом, т.е. со сводовыми структурами, в которых большую роль играют силы растяжения, сбросо- и трещинообразование, которым соответствуют выступы легких малоскоростных пород верхней мантии с вероятным скоплением флюидов, в том числе и УВ. Подобная ситуация просматривается и в строении фундамента РСБМ. Таким образом, главные надежды на обнаружение промышленных концентраций углеводородов надо связывать с прибортовыми частями рифтогенных грабенов (Понойского, Усть-Мезенского и Пешской впадины), а также с дезинтегрированными апикальными частями разделяющих их выступов кристаллического фундамента.

ЛИТЕРАТУРА

Аветисов Г.П. Тектонические факторы внутриплитной сейсмичности западного сектора Арктики. // Физика Земли. 1996. № 12. С. 59-71.

Айсберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Старчик Т.А. Геодинамическая природа вендского и девонского магматизма юга Восточно-Европейского кратона. // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы совещания. Т.1. М.: ГЕОС, 1999. С. 31-35.

Айсберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Карабанов А.К. Особенности формирования рифтовых и пассивно-окраинного бассейнов запада Восточно-Европейской платформы // Литасфера № 1 (30). 2009. с. 3-10.

Аксенов Е.М. История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук в виде науч. доклада. СПб.: ИГГД. 1998. 106 с.

Андреев С.И., Миллер Ю.В. Продольный сейсмический профиль Беломорского подвижного пояса // Отечественная геология. 1999. № 2. С. 46-50.

Аплонов С.В. Геодинамика: учебник. – СПб.: Изд-во С.-Петербур. Ун-та, 2001. 360 с.

Аплонов С.В., Бурзин М.Б., Вейс А.Ф. и др. Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна. – СПб.: Наука, 2006. 319 с.

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беляцкий Б.В. Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектоно-магматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия // Петрология. 1998а. Т.6, № 3. С. 316-336.

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Строение палеозойских щелочно-ультраосновных интрузий Кольского полуострова по гравиметрическим данным // Геология и геофизика. 1998б. Т. 39, № 2. С. 211-221.

Арзамасцев А.А., Митрофанов Ф.П. Палеозойские плюм-литосферные процессы в северо-восточной Фенноскандии: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Петрология. 2009. Т. 17, № 3. С. 324-336.

Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. – 383 с.

Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В., Травин А.В. Палеозойский толеитовый магматизм в Кольской провинции: ареал, возраст, связь с щелочным магматизмом // Доклады АН. 2010. Т. 430, № 5. С. 662-666.

Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под ред. О.А.Богатикова. М.: Изд-во МГУ. 2000. 524 с.

Ассиновская Б.А. Механизмы очагов землетрясений северо-восточной части Балтийского щита // Физика Земли. 1986. № 1. С. 101-105.

Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция СВ Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16-28.

Балашов Ю.А. Детальная AR₂-PR₁-геохронологическая шкала Балтийского щита // Доклады АН. 1995. Т. 343, № 4. С. 513-516.

Балла З., Кузьмин М.И., Леви К.Г. Кинематика раскрытия Байкала // Геотектоника, № 2, 1990, с.80-91.

Балуев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23-38.

Балуев А.С. Кольцевые структуры в южной части Мозамбикского пояса и их роль в размещении пегматитовых месторождений // Известия вузов. Геология и разведка. 1989, № 2, с. 3-13.

Балуев А.С. Основные этапы тектонической эволюции палеорифтовой системы Белого моря // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Мат-лы международной научной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. С. 20-23.

Балуев А.С., Асташенков О.Г., Чернов А.А. О строении Байкальского рифта по данным интерпретации гравитационного поля акватории озера Байкал // Тектоника неогей: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV Тектонического совещания. Т. 1. М., ГЕОС, 2001, с.25-28.

Балуев А.С., Асташенков О.Г., Чернов А.А. Тектоническая модель Байкальского рифта по данным гравитационной съемки акватории оз. Байкал // Известия вузов. Геология и разведка. 2002, № 4. С. 95-105.

Балуев А.С., Васильева Т.И., Глуховский М.З., Моралев В.М., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Геодинамическая эволюция палеорифтовых систем Белого и Баренцева морей // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 1. Тектоника, стратиграфия, литология. Мат. Всерос. науч. конф. М. ООО "Связь-принт", 2002. С. 23-25.

Балуев А.С., Глуховский М.З., Терехов Е.Н. Об эндогенном происхождении и возрасте брекчиевидных пород юго-восточного Беломорья // Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере: мат-лы XI Международной научной конференции (Сыктывкар, 20-22 сентября 2005 г.) / Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. – Сыктывкар: Геопринт, 2005, с. 24-26.

Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С. Чапомский грабен Кольского полуострова как реликт северо-западного окончания Керецко-Лешуконского палеорифта // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Мат-лы ХLI Тектонического совещания. Т. 1. – М.: ГЕОС, 2008. С. 47-50.

Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С. Новые данные о строении центральной части палеорифтовой системы Белого моря // Доклады АН. 2009а. Т. 427, № 3. С. 348-353.

Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1500000). Тр. ГИН РАН. Вып. 597. М.: ГЕОС. 2012. 104 с.

Балуев А.С., Кузнецов Н.Б., Зыков Д.С. Новые данные по строению литосферы и истории формирования Западно-Арктического шельфа (моря Белое и Баренцево) // Строение и история развития литосферы (серия «Вклад России в Международный полярный год»). – М.: Paulsen, 2010. С. 252-292.

Балуев А.С., Малкин Б.В., Казьмин В.Г. Некоторые аспекты геодинамики Байкальской рифтовой зоны по данным дистанционного зондирования. Тезисы доклада на совещ. 11-17 мая 1994 г. «Байкал – природная лаборатория для исследования изменений окружающей среды и климата», т.4, секция «Геология, геоф., геодинамика», 1994, с.3-4.

Балуев А.С., Малкин Б.В. Поля тектонических напряжений северо-западной части Байкальской рифтовой зоны по данным компьютерного анализа космических снимков // Исследование Земли из космоса, 1999, № 2, с. 71-78.

Балуев А.С., Минеева Д.Н., Фомин В.И. Тектонические движения в Байкальской рифтовой зоне и вызывающие их причины // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизм. Мат-лы XXXI11 Тектон. Сов. Т.1. М., ГЕОС, 1999, с.63-67.

Балуев А.С., Моралев В.М. Структурный контроль и геодинамические условия внутриплитного магматизма на Восточно-Европейской платформе // Известия вузов. Геология и разведка. 2001. № 1. С. 13-30.

Балуев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С.30-43.

Балуев А.С., Моралев В.М., Гоникберг В.Е., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Структурные парагенезы континентального рифтинга // Структурные парагенезы и их ансамбли: мат-лы совещания. М.: ГЕОС. 1997. С. 13-15.

Балуев А.С., Моралев В.М., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н., Сукач В.С. О вероятном эндогенном происхождении конгломератоподобных пород юго-восточного побережья Белого моря. // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 4. С. 412-424.

Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Экспедиционные работы 2007 г. на южном берегу Баренцева моря и в центральной части Кандалакшского залива Белого моря // Информационный бюллетень «Новости МПГ 2007/08 в Российской Федерации и в мире». № 12 (февраль 2008 г.). С. 16-19.

Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Новые данные по тектонике Онежско-Кандалакшского палеорифта (Белое море) // Доклады АН. 2009б. Т. 425, № 2. С. 199-203.

Балуев А.С., Терехов Е.Н. Разноглубинные ксенолиты из девонских интрузий Кольского полуострова – ключ к расшифровке палеодинамических условий проявления щелочного магматизма // Доклады АН. 2006. Т. 406, № 5. С. 651-655.

Балуев А.С., Терехов Е.Н. К вопросу о причинах приуроченности (унаследованности) авлакогенов к палеопротерозойским подвижным поясам // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Мат-лы междунар. науч. конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2007. С. 23-27.

Балуев А.С., Терехов Е.Н. Хибино-Контозерская тектоническая зона – структура пропагации Восточно-Баренцевского рифтогенного трога // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Мат-лы XLIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2010. С. 33-37.

Баренцевская шельфовая плита / ПГО «Севморгеология». «ВНИИОкеангеология». Труды. Т. 196. Под ред. Акад. И.С. Грамберга. –Л.: Недра, 1988. С. 50-51.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. Автореферат докт. Дисс. М.: ИЛРАН 2002. 48 с.

Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф. и др. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Приложение № 3 к монографии «Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2002. 53 с.

Беляев К.Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского п-ва / Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука. 1971. С. 218-225.

Беляев К.Д., Увадьев.Л.И. Палеозойские дайковые комплексы Кольского полуострова и Северной Карелии// Сов. Геология. 1977. № 2. С. 67-76.

Беляев О.А. Древнейший фундамент Терской структурной зоны // В кн.: Геологическое строение и развитие структурных зон Кольского полуострова. Апатиты. Изд. Кольского филиала АН СССР. 1980. С. 3-14.

Беляцкий Б.В., Никитина Л.П., Савва Е.В., Левский Л.К. Изотопные характеристики лампроитовых даек восточной части Балтийского щита // Геохимия. 1997. № 6. С. 658-662.

Бибилова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным изотопного U-Pb исследования сфенов и рутилов // Геохимия. 1999. № 8. С. 842-857.

Богатиков О.Ф., Кононова В.А., Носова А.А., Кондрашов И.А. Кимберлиты и лампроиты Восточно-Европейской платформы: петрология и геохимия // Петрология. 2007. Т. 15. № 4. С. 339-360.

Богданов Н.А. О тектонической эволюции окраинных морей // Проблемы глобальной геодинамики: Мат-лы теорет. Семинара ОГГТГН РАН, 1998-1999 гг./ Под ред. Д.В.Рундквиста. М.: ГЕОС, 2000. С. 159-169.

Богданов Н.А. Континентальные окраины: общие вопросы строения и тектонической эволюции // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 231-249.

Богданова С.В. Земная кора Русской платформы. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 408. М.:Наука. 1986. 224с.

Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т.17. № 3. С. 29-45.

Божко Н.А. Гранулитно-гнейсовые пояса – зоны периодически постоянной мобильности // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. Т.1. М.: ГЕОС, 2006. С. 29-32.

Борисова Т.П., Герцева М.В., Егоров А.Ю., Кононов М.В., Кузнецов Н.Б. Докембрийский континент Арктида – новые кинематические реконструкции позднедокембрийско-раннепалеозойской коллизии Арктиды и Европы (Балтии) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Мат-лы XXXVI Тект. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. С. 68-71.

Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К. Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. М.: Наука, 1976. 244 с.

Булин Н.К., Богданов Ю.Б., Супруненко Э.И. Глубинное строение и элементы палеотектоники Кольско-Мезенского геоблока в полосе геотраверса Мурманск-Кызыл // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР.

Апатиты, изд-во КНЦ РАН, 1992. С. 59-71.

Буш В.А. Трапповые и дайковые поля Мезенской синеклизы // Геотектоника. 2013 (в печати).

Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М., Недра, 1978. 152 с.

Вейс А.Ф., Федоров Д.Л., Кузьменко Ю.Т., Воробьева Н.Г., Голубкова Е.Ю. Микрофоссилии в биостратиграфии рифея Севера Восточно-Европейской платформы (Мезенская синеклиза // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 6. С.16-35.

Верба М.Л., Иванова Н.М., Кацев В.А., Рослов Ю.В., Пиммана Т.С., Телегин А.Н. Результаты сейсмических исследований по опорным профилям АР-1 и АР-2 в Баренцевом и Карском морях // Разведка и охрана недр. 2001. № 10. С. 3-7.

Воинов А.С., Полеховский Ю.С. Некоторые вопросы геологии и метаморфизма беломорид Кийостровского архипелага (юго-восточное Беломорье) // Вестник Ленинградского университета. 1971. № 24. С. 48-56.

Вревский А.Б., Матреничев В.А., Ружьева М.С. Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников //Петрология. 2003. Т.11. №6. С. 587-617.

Гаврилов В.П., Дворецкий П.И., Дунаев В.Ф., Пономарев В.А., Руднев А.Н. Геология и нефтегазоносность Московской и Мезенской синеклиз. М.: ОАО Издательство «Недра», 2000. 144 с

Галдобина Л.П. Генетические типы шунгитосодержащих и шунгитовых вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород заонежской свиты людиковия // Палеовулканология, вулканогенно-осадочный литогенез, гидротермальный метаморфизм и рудообразование докембрия. Петрозаводск. 2001. С.72.

Гарецкий Р.Г. Авлакогены платформ Северной Евразии // Геотектоника. 1995. № 4. С. 16-28.

Гарецкий Р.Г., Зиновенко Г.В. Вендский вулканизм запада Восточно-Европейской платформы // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. – М.: КМК. 1994. С. 176-182.

Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента Севера Русской плиты. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 212 с.

Геодинамическая карта Украины. Масштаб 1:1000000. Объяснительная записка. В.Г.Пастухов и др. Киев. 1993.

Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника, отв. Ред. Логачев Н.А. «Наука», Сиб. Отдел., Новосибирск, 1984, 206 с.

Геология и сейсмичность зоны БАМ. Глубинное строение. Под ред. Пузырева Н.Н. и Мандельбаум М.М. – Новосибирск, Наука, 1984. 173 с.

Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмичность./ Голенецкий С.И., Кочетков В.М., Солоненко А.В. и др. – Новосибирск, Наука, 1985. 192 с.

Геологическая карта СССР м-ба 1:200000 листов R-37-XXXIII, XXXIV. Объяснительная записка. М.: «Недра», 1966

Геология СССР. Т. XXVII. Мурманская область, ч.1. М.: Госгеолтехиздат.1958. 716 с.

Гилярова М.А. Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л., Недра. 1974. 218 с.

Гипсометрическая карта поверхности кристаллического фундамента Центральной и Северной частей Восточно-Европейской платформы. Масштаб 1:2500000 / Отв. ред. В.П.Орлов, Д.Л.Федоров. Коллектив авторов. СПб.: Карт. Фабрика ВСЕГЕИ. 2001.

Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатилов О.А. Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. М.: Наука. 1987. 121 с.

Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника, 1996. № 1. С. 63-75

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В.Шарова. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2004. 353 с.

Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Балтийского щита: профиль Кемь-Калевала. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2001. 194 с.

Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 6. С. 3-15.

Глуховский М.З., Моралев В.М. Горячий пояс ранней Земли и современная глубинная геодинамика по данным сейсмической томографии // Геология и геофизика. 1998. № 1.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-(35)-37 – Мурманск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 233 с.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-(35)-37 – Кировск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 268 с.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-38-40 – о. Колгуев. Объяснительная записка. СПб.: СПб. КФ, 2003. 289 с.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Листы R-37, 38 – м. Святой Нос, м. Канин Нос. Объяснительная записка / Отв. ред. С. И. Шкарубо. Гл. ред. Б. Г. Лопатин. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. С. 251.

Гражданкин Д.В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11, № 4. С. 3-23.

Грачев А. Ф. Рифтогенные зоны Земли. М.: «Недра», 1987. 285 с.

Григорьева Л.В., Савицкий А.В. Новые данные об особенностях проявления дайкового магматизма в ЮЗ части Кольского п-ва // Доклады АН, 1980. Т. 254, № 5. С. 1194-1198.

Гродницкий Л.Л. Закономерности размещения свекофеннских диафторитов в Беломорском подвижном поясе. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 1998. С.88-95

Дельво Д. Рифтообразование в западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы (обзор) // Геотектоника. 1992. № 3. С. 79-89.

Добрынина М.И. Рифтогенез в геологической истории докембрия северной части Русской плиты // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов европейской части СССР. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1992. С. 71-78.

Долгинов Е.А., Д'Альмейда Ж.А. Соотношение рифтов позднего фанерозоя со структурами докембрия в Африкано-Аравийском регионе / Геотектоника. 2002. № 5. С. 89-96.

Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Климов Л.В., Никитина Л.П., Прияткина Л.А. Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука. 1972. 225 с.

Егоркин А. В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам. – В кн.: Глубинное строение территории СССР / Ред. В. В. Белоусов, Н. И. Павленкова, Г. И. Кветковская. – М.: Наука, 1991. С. 118-135.

Еременко А.В., Ненахов В.М. Геология и геодинамическая модель формирования трубок взрыва Архангельской алмазоносной провинции // Вестник Воронежского университета. Геология. 2002, № 1. С.36-42.

Жиров К.К., Федотов Ж.А., Кравченко М.П., Суровцева Л.Н. О проявлении избыточного аргона в основных дайковых интрузиях Северной Печенги // Геохимия. 1974. № 12. С. 1856-1861.

Журавлев В.А. Структура земной коры Беломорского региона // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 22-26.

Журавлев В.А., Варламова А.А., Рыбалко А.Е. Четвертичные отложения Белого моря и их связь с древними геологическими структурами. // Материалы XIV международной конференции. 1 часть. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 195-197.

Журавлев В.А., Павлов С.П., Шипилов Э.В. Структура фундамента и осадочного чехла Беломорского сектора Восточно-Европейской платформы. // Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов российских морей Северо-Европейского бассейна (проект программы «Исследование природы Мирового океана» федеральной целевой программы «Мировой океан»). – Вып. 2. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2007. С. 302-310.

Журавлев В.А., Шипилов Э.В. Новые данные о тектонике и структуре осадочного чехла Беломорской рифтовой системы. // Доклады АН. 2007. Т. 417, № 6. С. 1-5.

Загородный В.Г. Мирская Д.Д., Сулова С.Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.: Л.: Наука, 1964. 207 с.

Зайцев В.А., Морозов Ю.А., Шолто В.Н. Структурно-кинематический анализ деформаций рифейского комплекса полуостровов Рыбачий и Средний // Тектоника Неогей: общие и региональные аспекты. Мат-лы XXXIV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2001. С. 235-239.

Замараев С.М., Васильев Е.П., Мазукабзов А.М., Ружич В.В., Рзанов Г.В. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. – Новосибирск, Наука, 1979. 126 с.

Зандер В.Н. и др. Геологическое строение фундамента Русской плиты. – Л.: Недра, 1967.

Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В.Шарова, А.А.Маловичко, Ю.К.Щукина. Кн. 1: Землетрясения. Петрозаводск: Кар.НЦ РАН, 2007. 381 с.

Зоненшайн Л.П., Гольмиток А.Я., Хатчинсон Д. Структура Байкальского рифта // Геотектоника, № 5, 1992, с.63-77.

Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И., Добрецов Н.Л., Баранов Б.В., Кононов М.В., Мац В.Д., Балла З., Фиалков В.А., Харченко В.В. Геология дна Байкала, изученная с подводных аппаратов «Пайсис» // Доклады АН, 1993, т.330, № 1, с.84-88.

Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И. Новые данные по истории Байкала: результаты наблюдений с подводных обитаемых аппаратов // Геотектоника, 1995, № 3, с.46-58.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М., Наука, 1993, 192 с.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит внутренней Азии. В кн.: «Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал». Отв. Редактор Л.С.Монин. Ин-т океанологии АН СССР, 1979, с.157-202.

Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия БРЗ и сопредельных территорий. Наука, 1971; 168 с.

Зорин Ю.А. Основные особенности новейшей структуры (гл.Ш). В кн., Сейсмическое районирование Вост. Сибири и его геолого-геофизические основы. «Наука», Сиб. Отд. Новосибирск, 1977.

Зорин Ю.А., Логачев Н.Л., Мордвинова В.В., Кожевников В.М. Глубинное строение Вост. Сибири и Монголии по телесеismicким данным. // РФФИ в Сиб. Регионе (земная кора и мантия). Тез. Докл. Т.1, Иркутск, 1995, с.9-10.

Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. Строение литосферы Монголо-Сибирской горной страны. – В кн.: Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. – Новосибирск, Наука, 1990, с.143-154.

Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Новоселова М.Р., Балк Т.В. Объемная модель литосферы южной части Восточной Сибири // Геотектоника, 1989, № 1, с.96-106.

Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балуев А.С. Признаки горизонтальной неотектонической подвижности фундамента в районе Беломорья // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. Геология. 2008. Т. 83, вып. 2. С. 15-25.

Иваников В.В., Рухлов А.С. Геохимия и петрогенезис мелилитит-нефелинит-карбонатитовой дайковой серии Турьего полуострова (Кандалакшский залив Белого моря) // Зап. Всес. Мин. Об-ва. 1998. Ч. СХХVII, № 2. С 10-25.

Казак А.П., Зайцев В.С., Якобсон К.Э. О типах эксплозивно-инъекционных флюидизатных систем // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. Тез. докл. Всерос. Съезда геологов. Т. Алмазы России. – С–Пб.ВСЕГЕИ 2000. С. 260-262.

Казанин Г.С., Журавлев В.А., Павлов С.П. Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря // Бурение и нефть. 2006. № 2. С. 26-28.

Казьмин В.Г. О двух типах раскола континента. // Геотектоника, 1984, № 2, с.23-36.

Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 206 с.

Казьмин В.Г. Формирование высоких плато в условиях растяжения. – В кн.: Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. – Новосибирск, Наука, 1990, с.329-336.

Казьмин В.Г., Бяков А.Ф. Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника. 1997. № 1, с. 20-31.

Казьмин В.Г., Гольмиток А.Я., Балуев А.С., Хатчинсон Д., Шольц К. Геология Посольской банки по результатам подводных наблюдений и сейсмических исследований // Байкал – природная лаборатория для исследований окружающей среды и климата. Тезисы, т.4, секция «Геология, геофизика, геодинамика». Иркутск, ЛИСНА, 1994, с.25-26.

Калинкин М.М., Арзамасцев А.А., Поляков И.В. Кимберлиты и родственные породы Кольского полуострова // Петрология. 1993. Т. 1, № 2. С. 205-214.

Каулина Т.В., Богданова М.Н. Основные этапы развития Северо-Западного Беломорья (по U-Pb изотопным данным) // Литасфера. 2000. № 12. С. 85-97.

Кириллова-Покровская Т.А., Дьяченко А.Б. Дочехольное основание прибрежных зон Западно-Арктических морей. – В кн.: Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып.3. Специальное издание, посвященное 40-летию МАГЭ. – М.: ГЕОС. 2011. С. 45-58.

Коган Л.И., Маловицкий Я.П., Мурзин Р.Р. Глубинное строение Восточно-Баренцевской мегавпадины по данным широкоугольного глубинного сейсмического профилирования // Геотектоника. 2004. № 3. С. 79-94.

Когарко Л.Н. Неоднородность верхней мантии Земли и щелочной магматизм // Материалы 27-го Междунар. Геол. Конгресса. Секция «Геохимия и космохимия». М., 1984. Т. 11. С. 157-164.

Кожевников В.М., Яновская Т.Б. Трехмерная скоростная структура земной коры и верхней мантии Азии по данным поверхностных волн Рэлея // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Новосибирск: Издательство СО РАН, Филиал “ГЕО”, 2003. С. 61-63

Колодяжный С.Ю. Структурные парагенезисы и кинематика центрально-карельской зоны сдвиговых деформаций (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 2. С. 59-79.

Колодяжный С.Ю. К вопросу о генезисе рифейских рифтогенных структур Восточно-Европейской платформы // Док. АН. 2003. Т. 389. № 6. С. 781-785.

Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. Тр. ГИНа. Вып. 572. М.: ГЕОС. 2006. 332 с

Колодяжный С.Ю. Область динамического влияния Арктической зоны спрединга на северо-востоке Восточно-Европейской плиты // Геология полярных областей Земли. Мат-лы XLII Тектонического совещания. Т. 1. – М.: ГЕОС. 2009. С. 280-285.

Коноплева Н.Г. Основные вопросы стратиграфии верхнего докембрия Балтийского щита и прилегающих территорий // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С. 125-129.

Константиновский А.А. Рифейский Онежско-Кандалакшский грабен Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1977. № 3. С. 38-45.

Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука. 2005. 340 с.

Костюченко С. Л. Структура и тектоническая модель земной коры Мезенской синеклизы по результатам комплексного геолого-геофизического изучения // Геология и охрана недр. 1995. №5. С. 2-7.

Костюченко С.Л., Джи Д., Егоркин А.В., Сапожников Р.Б. Структура и геодинамика земной коры северо-востока Европейской части России. В кн.: Строеение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. С. 540-553.

Костюченко С.Л., Романюк Т.В. О природе Мезенского гравитационного максимума // Физика Земли. 1997. № 12. С. 3-22.

Косыгин Ю.А., Маслов Л.А. Основные типы хрупких и нехрупких геологических дислокаций и их взаимодействие // Тектонические процессы. Докл. Сов. Геологов на XXVIII сес. МГК (Вашингтон, июль 1988). М.: Наука, 1989, с. 193-201.

Крамм У., Когарко Л.Н., Кононова В.А. Средний и поздний девон – краткий период магматической активности в палеозойской Кольской щелочной провинции (Россия и Финляндия) // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 148-168.

Крапивнер Р.Б. Быстрое погружение Баренцевского шельфа за последние 15-16 тысяч лет // Геотектоника. 2006. № 3. С. 39-51.

Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П. и др. Недр Байкала по сейсмическим данным. – Новосибирск, Наука, 1981. 105 с.

Крылов С.В., Мишенькин Б.П. Глубинная структура Байкальского региона по сейсмическим данным // 27-й Международный геологический конгресс. Доклады. Секция 08: Геофизика. – М., Наука, 1984, с.53-56.

Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Брыксин А.В. Глубинное строение зоны Байкальского рифта по данным многоволновых сейсмических исследований / В кн.: Геодинамика внутриконтинентальных горных областей.. – Новосибирск, Наука, 1990, с.162-169.

Кузнецов Н.Б. Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды, ороген Протоуралид-Тиманид и продукты его размыва в Арктике // Доклады АН. 2006. Т. 411, № 6. С. 788-793.

Кузнецов Н.Б. Кембрийский ороген протоуралид-тиманид: структурные доказательства коллизионной природы // Доклады АН. 2008. Т. 423, №.6. С.774-779.

Кузнецов Н.Б. Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды – начальный этап «собираения» северной части позднепалеозойско-раннемезозойской Пангеи // Бюллетень МОИП. Отд. Геологии. 2009. Т. 54, вып. 1. С. 18-38.

Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. Сыктывкар: Геопринт. 2005. 100 с.

Кулешов В.Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. М.: Наука, 1986. 126 с.

Кулешов В.Н., Илупин И.П. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатных ксенолитов из кимберлитовых трубок Сибири // Докл. АН СССР. 1978. Т. 239. № 6. С. 1437-1440.

Кулешов В.Н., Чистякова И.А. $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ железомарганцевых конкреций Онежского залива Белого моря. // Литология и полезн. Ископаемые. 1989. № 2. С.126-132.

Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б. С., Писаревский С.А., Пухтель И.С. Соколов С.Я. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск. Кар. НЦ РАН. 1999. 96 с.

Куликов Н.В., Коновалов В.А., Медведев С.А., Чигвинцев В.Д. Новые данные о геологическом строении севера Кольского полуострова // Разведка и охрана недр. 2007. № 4. С. 22-25

Купцова А.В. Особенности строения и эволюции рифейских ураноносных бассейнов: Пашско-Ладожского, Восточно-Анабарского и Атабаска. Автореф. Дисс. канд. геол.-мин. наук. С.-Пб.ГУ. 2012.

Леонов М.Г. Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 91-154.

Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры (Труды ГИН РАН; вып. 575). М.: Наука, 2008. 457 с.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Лишневский Э.Н., Сомин М.Л. Очерки постархейской геодинамики Карельского массива (Труды ГИН РАН; вып. 536). – М.: ГЕОС, 2001. 120 с.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические ансамбли и некоторые особенности постархейской геодинамики Карельского массива (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 5. С.19-44.

Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3-21.

Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С.3-16.

Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы III, VII, IX. / Гл. ред. А.В.Чекунов. Киев: Наук. Думка. 1993.

Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Другова Г.М., Грачева Т.В., Амелин Ю.В., Матреничев В.А. Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой Губы северо-западного Беломорья. Петрология. 1993. Т. 1. С. 657-677.

Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Другова Г.М. и др. Архейский магматизм района оз. Нотозера северо-западного Беломорья: Изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. Т.3. № 6. С. 593-621.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Степанов В.С., Слабунов А.И., Арестова Н.А. Беломорский пояс – позднеархейская аккреционно-коллизийная зона Балтийского щита // Доклады АН. 1998. Т. 358. № 2. С. 226-229.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 5, с.391-406.

Логачев Н.А., Зорин Ю.А., Рогожина В.А. Кайнозойский континентальный рифтогенез и геологические формации (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон) // Геотектоника. 1983. № 2. С. 3-15.

Лукьянова Л.И., Лобкова А.П., Михайлов М.В., Шеманина Е.И., Эринчек Ю.М. Кимберлитовый и лампроитовый магматизм и проблемы коренной алмазности Восточно-Европейской платформы // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: Геоинвекс, 1994, с. 43-49.

Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития / Ин-т земной коры СО РАН. – Новосибирск: Акад. Изд-во «Гео», 2009. – 316 с.

Лысак С.В., Голубев В.А. Геотермика. Вопросы глубинного строения Байкальского рифта. Новосибирск, Наука, 1977, с.120-134

Любцов В.В., Предовский А.А. К стратиграфии верхнепротерозойских отложений Кольского побережья (Баренцевоморский регион) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 3. С. 17-28.

Ляшкевич З.М. Магматизм Днепровско-Донецкой впадины // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: Геоинвекс, 1994. С.

Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры // Ред. Ф.П.Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Апатиты. КНЦ РАН. 1995. 258 С.

Макаров В.И., Щукин Ю.К., Юдахин Ф.Н. Позиция Соловецких островов в неотектонической структуре Беломорья, их природа и современная геодинамика // Литосфера. 2007. №3. С. 86-94.

Макиевский С.И., Николаева К.А. О тектонике СЗ Кольского п-ва. В сб.: Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова. М.: Наука, 1966. С. 3-15.

Мальков Б.А. Ксенолиты и ксенокристы в кимберлитах России. – Сыктывкар: Коми пединститут, 2009. 96 с.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского Мезенского бассейна // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 3. С. 290-312.

Махлаев Л.В., Голубева И.И. Флюидизаты и их положение в систематике горных пород // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы. Материалы XIII геол. Съезда р. Коми. Т. II. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 1999. С. 165-167.

Махлаев Л.В., Голубева И.И. Магматогенные флюидизированные (псевдооживленные) системы и их роль в пороодообразовании и сопутствующей минерагении // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар. 2006. С. 143-159.

Махоткин И.Л., Журавлев Д.З., Саблуков С.М., Жердев П.Ю., Томпсон Р.Н., Гибсон С.А. Плом-литосферное взаимодействие как геодинамическая модель образования Архангельской алмазоносной провинции // Доклады АН. 1997. Т. 353, № 2. С. 228-232.

Мацюк С.С., Платонов А.Н., Хоменко В.М. Оптические спектры и окраска мантийных минералов в кимберлитах. Киев: Наукова думка, 1985. 248 с.

Медведев С.А., Медведев Ст.А., Коновалов В.А. Новые данные о геологическом строении северной части Кольского полуострова (блок Рыбачий-Средний) // Отечественная геология. 2009. № 6. С. 60-65.

Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра. 1983. 280 с.

Милановский Е.Е. Новейшая глобальная активизация рифтогенеза как проявление экспансионистской фазы пульсации Земли в плиоцен-антропогене // Вестник Моск. Ун-та. 1994. Сер. 4, отд. Геол. № 1. С. 10-29.

Милановский Е.Е., Никишин А.М., Фурнэ А.В. Рифейская эволюция Восточно-Европейского кратона // Доклады АН. 1994. Т. 339. № 4. С. 513-517.

Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 2005. № 6. С. 80-93.

Миңц М.В. Палеопротерозойский суперконтинент: возникновение и эволюция аккреционных и коллизионных орогенов (например северных кратонов) // Геотектоника. 2007. № 4. С. 3-29.

Миңц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 278 с.

Миңц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С. и др. 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.

Митрофанов Ф.П., Предовский А.А., Любцов В.В., Мартиросян В.Н., Попова Л.А., Припачкин В.А. Верхнепротерозойские осадочные толщи Кильдинско-Беломорско-Мезенской площади как объект прогнозирования энергоносителей. КНЦ РАН, 1999, 61 с.

Митрофанов Ф.П., Предовский А.А., Любцов В.В., Чикирев И.В. Структурная зональность прибрежной области Кольского полуострова в связи с перспективами ее нефтегазоносности // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. С. 151-160.

Мишарина Л.А., Солоненко А.В. Соотношение распределения сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне с блоковым строением земной коры. – В кн.: Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. – Новосибирск, Наука, 1990, с.236-241.

Моралев В.М., Аракелянц М.М., Балугев А.С., Глуховский М.З., Ларин Н.В., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Новые данные о среднепалеозойском магматизме севера Восточно-Европейской платформы // Доклады АН, 1998а, т.361, № 4, с.514-517.

Моралев В.М., Балугев А.С., Васильева Т.И. и др. Основные этапы структурной эволюции разломно-трещинной сети рифтовой системы Белого моря // Тектоника, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 1. Тектоника, стратиграфия, литология. М.: ООО «Связь-Принт», 2002а. С. 70-72.

Моралев В.М., Балугев А.С., Глуховский М.З., Ларин Н.В., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Структурное положение проявлений среднепалеозойского магматизма на Восточно-Европейской платформе // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1998б. № 2. С. 16-27.

Моралев В.М., Балугев А.С., Ларин Н.В., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Геохимия РЗЭ и зональность размещения щелочных пород Беломорского дайкового пояса как свидетельства пропагации Кандалакшского палеорифта // Геохимия. 2002б. № 5. С. 499-512.

Морозов Ю.А. О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37-50.

Морозов Ю.А. Пространственно-временные закономерности структурообразования в земной коре (с позиций структурно-парагенетического анализа). Автореферат доктора геол.-мин. наук. М.: ИФЗ РАН. 2004. 42 с.

Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море: седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 235 с.

Негруца В.З. Докембрийская формация кварцевых конгломератов. Апатиты: Изд-во Кольского науч. Центра АН СССР, 1989. 180 с.

Никишин А.М., Фурнэ А.В., Циглер П. Рифейско-вендская геологическая история и геодинамика Восточно-Европейского кратона. // Вестник Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 4. С.12-22.

Николаев В.Г. К проблеме унаследованности внутриконтинентальных рифтов (авлакогенов) // Современные проблемы геологии. Тр. ГИНа, вып. 565. Отв. ред. Ю.О.Гаврилов, М.Д.Хуторской. М.: Наука. 2004. С. 271-290.

Носова А.А., Ларионова Ю.О., Веретенников Н.В., Юткина Е.В. Корреляция неопротерозойского вулканизма Юго-Восточного Беломорья и Западного Урала: новые данные об изотопном возрасте базальтов Солозера (Онежский грабен) // Доклады АН. 2008. Т. 418, № 6. С.811-816.

Носова А.А., Ларионова Ю.О., Самсонов А.В. и др. Изотопное ограничение базальтов Солозера (Кандалакшско-Двинский рифт): новые данные о неопротерозойском внутриплитном магматизме Восточно-Европейской платформы. // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Мат-лы III рос. Конференции по изотопной геохронологии. Т.2. М.: ГЕОС, 2006. С. 81-86.

Объяснительная записка к Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России м-ба 1:2 500 000 / Отв. ред. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин. М.: Институт литосферы РАН, 1996. 94 с.

Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тиммана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 164 с.

Оловянишников В.Г. Геологическое развитие полуострова Канин и Северного Тиммана. Сыктывкар: Геопринт. 2004. 80 с.

Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. (Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа). Тр. ГИН РАН, вып. 543. М.: Научный мир, 2004. 526 с.

Парфеевец А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы / Отв. ред К.Г. Леви; Ин-т земной коры СО РАН. – Новосибирск: Акад. Изд-во «Гео», 2006. 151 с.

Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. – М.: Наука, 2000. 228 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 535).

Полканов А.А. Гиперборейские формации полуострова Рыбачий и острова Кильдин // Проблемы советской геологии. 1934. Т. 11. № 6. С. 201-221.

Поселов В.А., Павленкин А.Д., Дараган-Сущева Л.А., Буценко В.Е. Глубинное строение зоны сочленения Балтийского щита и Баренцевской плиты // Геофизика. 1995. № 2. С. 55-61.

Пржиялговский Е.С., Балухев А.С., Терехов Е.Н. Структурная позиция силлов и даек долеритов в южном борту Баренцевоморского рифта рифейского возраста // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Мат-лы 14 Международной конференции. Петрозаводск: Кар. Н.Ц. РАН. Ч. 2. 2008. С. 124-127.

Пржиялговский Е.С., Моралев В.М., Балухев А.С., Ларин Н.В., Терехов Е.Н. Новые данные о структурном контроле даек среднепалеозойских щелочных пород Беломорского пояса // Изв. ВУЗ'ов. Геология и разведка. 1996. N 5. С. 3-10.

Путинцева Е.В., Увадьев Л.И. О эволюции дайкового магматизма Кандалакшского района (Кольский п-ов). Зап. Всес. Мин. Общ. 1987. Ч. СХVI. Вып. 6. С. 659 – 666.

Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликов В.С., Куликова В.В. Петрография и Sm-Nd – возраст дифференцированного потока коматиитовых базальтов Ветреного пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 1991. № 5. С. 625-634.

Пучков В.Н. Взаимоотношения плюм- и плейт-тектоники в перспективе развития глобальной геодинамической теории // Сб. геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург 2007. С. 23-51.

Пучков В.Н. Тектоника и геодинамика тиманид // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Мат-лы междунар. научной конференции (Ш чтения памяти С.Н.Иванова). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН. 2008. С. 104-109.

Пучков В.Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2, с. 28-39.

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Структура, метаморфизм и возраст докембрийских образований полуострова Канин и Северного Киммана // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 176-194.

Рагозина А.Л., Степкин Е.В. Стратиграфия и корреляция рифейских и вендских отложений Кольского полуострова // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С. 129-132.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. В.О. «Наука», Новосибирск, 1993. 288с.

Рогожина В.А., Кожевников В.М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. – Новосибирск: Наука, 1979. – 104с.

Романенко Ф.А., Гаранкина Е.В., Баранская А.В. Особенности палеогеографии северного побережья Кольского полуострова в позднем плейстоцене и голоцене. // Природа шельфа и архипелагов европейской Арктики. Вып. 8. Мат-лы междунар. Научной конференции (Мурманск, 9-11 ноября 2008 г.). М.: ГЕОС, 2008. С.319-323.

Русанов М.С., Арзамасцев А.А., Хмелинский В.И. Новый вулcano-плутонический комплекс Кольской щелочной провинции // Отечественная геология. 1993. № 10. С. 46-52.

Рыбалко А.Е., Назарова О.В., Никитин М.А. и др. Новые данные о геологии четвертичного покрова в Белом море. // Геология морей и океанов. Материалы XVIII Международной научной конференции по морской геологии. Т. III. – М.:ГЕОС, 2009. С. 232-236.

Рыбальченко А.М., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И. и др. О новом типе коренных источников алмазов на Урале // Докл. РАН. 1997. Т.353. № 1. С. 90-93.

Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973. 310 с.

Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В. Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района, Архангельская алмазоносная провинция // Петрология. 2000. Т. 8, № 5. С. 518-548.

Самсонов А.В., Носова А.А., Третьяченко В.В. и др. Возраст и тектоническая принадлежность кристаллического фундамента Зимнебережного района (Архангельская алмазоносная провинция). // Сборник публикаций по результатам I и II ежегодных научных чтений им. Г.П. Кудрявцевой. М.: МГУ. 2008. С. 124-145.

Сапожников Р.Б., Ченборисова Р.З., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Андрющенко Ю.Н. Эффективность сейсморазведки МОГТ при изучении геологического строения Мезенской синеклизы // Разведка и охрана недр. 2003. № 5. С. 32-35.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Рифейский вулcano-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, Карельский НЦ РАН, 1995. 211 с.

Светов А.П., Свириденко Л.П., Иващенко В.И. Вулканоплутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск. Ин-т геологии АН СССР Кар. НЦ. 1990. 320 с.

Свириденко Л.П., Светов А.П. Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН. 2008. 125 с.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион / Коллектив авт. Под ред. Ф.П.Митрофанова, Н.В.Шарова. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. Ч. I. 237с.

Сергеев А.С., Сергеева Э.И. О генезисе псевдоконгломератов в песчаниках турьинской свиты (Кольский п-ов) // Вестник Ленинградского университета. 1972. № 18. С. 40-46.

Симонов А.П., Губерман Д.М., Яковлев Ю.Н. и др. Полуостров Рыбачий (Баренцево море): новые данные о тектонике и перспективах нефтегазоносности рифейских отложений прибрежной зоны Кольского полуострова // Доклады АН. 2002. Т. 384. № 6. С. 795-801.

Синицын А.В. О распределении микроэлементов в дифференцированной интрузии долеритов губы Ивановской (Восточно-Мурманское побережье) // Известия АН СССР. Сер. Геол. 1965, № 7. С. 50-64.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2008. 296 с.

Слабунов А.И., Шаров Н.В., Исанина Э.В. и др. Сейсмотомографическая модель земной коры по профилю ГСЗ-ОГТ «Суша-Море» Калевала-Кемь-Горло Белого моря. В кн.: Строение и развитие литосферы. Гл. ред. Ю.Г.Леонов. М.: Paulsen, 2010. С. 293-311.

Смирнова В.С., Бабошин В.А. Геологическое строение, метаморфизм и пегматитоносность архейских образований юго-западного Беломорья. М.: Недра, 1967. 246с.

Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука. 1992. 272 с.

Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Происхождение алмазов и перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1996. 145 с.

Спиридонов М.А., Девдариани Н.А., Калинин А.В. и др. Геология Белого моря // Советская геология. 1980. № 4. С.45-55.

Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Гриб В.П., Добейко И.П. Венд Юго-Восточного Беломорья // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1981. № 2. С. 78-87.

Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Константинов Ю.Г. и др. Первая находка эффузивов среди редкинских отложений венда на Севере Русской платформы // Доклады АН СССР. 1977. Т. 234, № 3. С. 661-664.

Станковский А.Ф., Синуцын А.В., Шинкарев Н.Ф. Погребенные траппы Онежского полуострова Белого моря // Вестник Ленингр. Ун-та. 1972. № 18. С.12-20.

Старостенко В.И., Стифенсон Р.А., Егорова Т.П., Стомба С.Н. Глубинное строение и эволюция Припятско-Днепровско-Донецкой впадины и вала Карпинского. В кн.: Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. С. 337-342.

Степкин Е.С. Последовательность образования некоторых структурных элементов верхнедокембрийской зоны Имман-Варангер // Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кольский филиал АН СССР. 1980. С. 90-99.

Строение литосферы Балтийского щита / Отв. ред. Н.В.Шаров. М.: Наука. 1992. 166 с.

Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Шарова Н.В., Митрофанова Ф.П., Вербы М.Л., Гиллена К. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. 2005. 318 с.

Структурная геология и тектоника плит: в 3-х томах: т.1. Пер с англ./Под ред. К.Сейферта. М.: Мир, 1990. 315 с.

Тарасов Г.А., Шлыкова В.В. Распределение мощностей четвертичных отложений и основные черты довалдайской поверхности бассейна Белого моря // Доклады АН. 2006. Т. 411, № 2. С. 226-230.

Тараховский А.Н. Новая разновидность мелилитсодержащих пород в Беломорье // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. Серия. 1960. Вып. 40. С. 65-71.

Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий м-ба 1:1500000. Гл. редакторы Леонов М.Г., Казанин Г.С. Отв. редактор Балуев А.С. М.: ИПП «Куна», 2010.

Терехов Е.Н. Геологическое строение Лапландско-Беломорского пояса и роль процессов растяжения в его эволюции. Автореф. Дисс. доктора г.-м.н. М. 2003. 49 с.

Терехов Е.Н. Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы // Литосфера. 2007а. № 6. С. 15-39.

Терехов Е.Н., Балуев А.С., Пржиялговский Е.С. Структурное положение и геохимические особенности девонского дайкового магматизма Кольского полуострова // Геотектоника. 2012а. № 1. С. 77-94.

Терехов Е.Н., Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Щербакова Т.Ф. Строение, состав и геодинамическое положение баренцевоморского комплекса долеритов и причины формирования субгоризонтальных интрузивных тел // Проблемы плейт- и плюм-тектоники в докембрии. Материалы III Российской конференция по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Санкт-Петербург. 2011. ИГГД РАН. С. 175-177

Терехов Е.Н., Балуев А.С., Щербакова Т.Ф., Ипатьева И.С. Возрастные парадоксы девонского магматизма северо-восточной части Кольского полуострова // Доклады АН, 2012б. Т. 442. № 6. С. 795-804.

Терехов Е.Н., Ефремова Л.Б. Эволюция содержаний РЗЭ в породах восточной части Балтийского щита как отражение геодинамических обстановок // Геохимия. 2005. № 11. С. 1161-1174.

Терехов Е.Н., Левицкий В.И. Субщелочные граниты основания Лапландских гранулитовых покровов как геохимические аналоги гранитов рапакиви. // Геохимия. 1995. № 2. С. 174-188.

Томпсон Дж. А. Рифтовая система Запада США / Система рифтов Земли. Перевод с английского. М.: Мир. 1970. С. 173-180.

Тусынин В.Ф. Верхний предел устойчивости анальцима. Очерки физико-химической петрологии. Вып. IV. М.: Наука, 1974. С. 23 – 28.

Увадьев Л.И. Рифейский щелочной магматизм в зоне Кандалакшского грабена // Доклады АН СССР. 1980. Т. 254. № 6. С. 1435-1436.

Увадьев Л.И. Разломы района Кандалакшской губы Белого моря // Геотектоника. 1981. № 4. С.20-30.

Увадьев Л.И., Путинцева В.В. Кандалакшские дайковые комплексы щелочно-ультраосновных пород // Новое в геологии Северо-Запада РСФСР. М.: Недра. 1988. С. 92-102.

Уфимцев Г.Ф., Честнов А.И. Чарско-Олекминское звено Байкальской рифтовой зоны // Советская геология, № 11, М., 1990, с.69-77.

Федотов Ж.А., Амелин Ю.В. Постсфекофенские дайки долеритов Кольского региона: Двойственная природа кратонного магматизма // Вестник МГТУ. 1998. Т. 1. № 3. С. 33-42.

Федотов Ж.А., Марчук Т.С. Раннепротерозойский Баренцевоморский дайко-силловый долеритовый комплекс: петрология и реконструкция геодинамического режима (Кольский полуостров) // Актуальные вопросы геологии докембрия, геофизики, геоэкологии. Мат-лы XVIII молодежной научной конференции. Спб. 2007. С. 79-82.

Филатова Н.И., Хаин В.Е. Кратон Арктида и неопротерозойские-мезозойские орогенные пояса Циркумполярного региона // Геотектоника. 2010. №3. С.3-29.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. – 258 с.

Фонарев В.И. Метаморфическая эволюция Колвицкого анортозитового массива (Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс, Балтийский щит) // Доклады АН. 2004. Т.395. №3. С.397-402.

Хаин В.Е. Происхождение Центрально-Азиатского горного пояса: коллизия или мантийный диапиризм? – В кн.: Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. – Новосибирск, Наука, 1990, с.5-8.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир. 2001. 606 с.

Хаин В.Е., Левин Л.Э., Геодинамические типы глобальных поясов нефтегазоносности и их особенности // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 11, 12. С. 1724-1738.

Харитонов Л.Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита // Тр. 3-й сессии комиссии по опред. Абс. возраста. М.: Изд-во АН СССР. 1955. С. 51-77.

Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М. 1966. 360 с.

Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. М.: ОАО «Издательство «Недра». 1998. 555 с.

Хатчинсон Д.Р., Гольмиток А.Ю., Зоненшайн Л.П., Мур Т.К., Шольц К.А., Клитгорд К.Д. Особенности строения осадочной толщи оз.Байкал по результатам многоканальной сейсмической съемки (1989г.) // Геология и геофизика, 1993, т.34, № 10-11, с.25-36.

Хейсканен К.И. Карельская геосинклиналь. Л.: Наука. 1980. 168 с.

Хераскова Т.Н., Сапожников Р.Б., Волож Ю.А., Антипов М.П. Геодинамика и история развития севера Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии по данным регионального сейсмического профилирования // Геотектоника. 2006. № 6. С. 33-51.

Хераскова Т.Н., Антипов М.П., Волож Ю.А., А.А. Богданов и проблемы тектоники Восточно-Европейской платформы // Бюллетень МОИП. Отд. Геологии. 2007. Т. 82. Вып. 1. С. 12-23.

Цветкова Т.А., Шумлянская А.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией. Ч. II // Геофизический журнал. № 1. Т. 32. 2010. С. 60-77.

Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. Автореферат диссертации доктора геол.-мин. наук. М.,2013.

Чамов Н.П., Костылева В.В., Вейс А.Ф., Горбачев В.И. Позднерифейское осадконакопление в Среднерусском авлакогене // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 5. С. 539-550.

Чамов Н.П., Костылева В.В., Вейс А.Ф. Строение докембрийского осадочного чехла и верхней части фундамента Среднерусского авлакогена и Оршанской впадины (Восточно-Европейская платформа) // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 1. С. 63-98.

Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Левский Л.К. Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // *Геохимия*. 1997. 8. С. 805-816.

Чекунов А.В. Днепровско-Донецкий палеорифт-синеклиза // *Геологія і геохімія горючих копалин*. 1994. № ½ (86-87). С. 5-13.

Чернышев Ф.Н. О тектонике Тимана и об отношении Тиманской дислокации к другим областям севера Европы // *Зап. Импер. Мин. об-ва*. 1902. Сер. 2. Ч. XXXIV. Вып. 1. С. 19-46.

Чувардинский В.Г. Неотектоника восточной части Балтийского щита. Апатиты: Кольский НЦ РАН. 2000. 287 с.

Чуйкина Е.П. Структура и пегматитоносность Северной Карелии. В сб.: Мусковитовые пегматиты СССР, Л.: Наука. 1975. С. 153-159.

Чумаков Н.М. Проблема тотальных оледенений Земли в позднем докембрии // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2008. Т. 16, № 7, с. 3-13.

Шатский Н.С. Избранные труды. Т. 2. М.: Наука. 1964. 425 с.

Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы: сравнительная тектоника древних платформ // *Изв. АН СССР. Сер. Геология*. 1946. № 1. С. 5-62.

Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба // *Бюлл. МОИП, отд. геол.* 1955. Т. 30, № 5. С. 3-26.

Шварцман Ю.Г. Аномальные процессы в недрах пограничных районов Мезенской синеклизы // *Геологические опасности: мат-лы XV Всероссийской конференции / Отв. ред. Ф.Н.Юдахин*. Архангельск. ИЭПС АНЦ УрО РАН. 2009. С. 492-495.

Шенгёр А.М.С., Натальин Б.А. Рифты мира. Учебно-справочное пособие. Пер. с англ. – М.: Геокарт-ГЕОС. 2009. 188 с.

Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны // *Докл. АН СССР*, 1977. Т.233, № 2, с.461-464.

Шпилов Э.В., Шкарубо С.И., Журавлев В.А. Глубинное строение и тектоника зоны сочленения Восточно-Европейского кратона (Балтийский щит) и Западно-Арктической платформы по комплексу геолого-геофизических данных // *Связь поверхностных структур земной коры с глубинными*. Мат-лы 14 Междунар. конференции. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. 2008. Ч.2. С. 356-358.

Шкарубо С.И., Шпилов Э.В. Тектоника Западно-Арктической платформы // *Разведка и охрана недр*. 2007. № 9. С. 32-47.

Шлыкова В.В., Тарасов Г.А. Особенности сейсмоакустического строения кайнозойских отложений Белого моря // *Доклады АН*. 2006. Т. 409, № 4. С. 518-521.

Шуркин К.А. О «конгломератах» Кандалакшских островов и Турьего мыса. // Тр. Лаборатории геологии докембрия. Вып. 9. 1960. С. 398-411.

Шуркин К.А., Румянцева Т.А. Эксплозивные брекчии кандалакшского комплекса щелочных лампрофиров // Петрологические и минералогические особенности пород и технических камней. М.: Наука, 1979. С. 131-145.

Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А., Колбанцев Л.Р., Орлова М.П., Смолькин В.Ф. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб: Недра. 1993. 244 с.

Щербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Луговая И.П. Изотопная геология Украины. Киев: Наукова Думка, 1981. 248 с.

Щербакова Т.Ф. Амфиболиты Беломорского комплекса и их гранитизация. М.: Наука. 1988. 149 с.

Щукин В.С., Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Белоусова Е.А., Гриффин В.Л. Поздневендский азральный щелочной вулканизм рифтогенного типа в Зимнебережном кимберлитовом районе (Архангельская алмазоносная провинция) // Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов. Тр. II Международного семинара. Иркутск-Владивосток: Изд-во ИрГТУ. 2002. С. 151-165.

Эринчек Ю.М., Рыхлова Т.И., Салтыков О.Г. и др. Структурный контроль размещения кимберлитов Зимнебережного алмазоносного района (Архангельская область) // В сб.: Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы. Мат. XIII Геолог. съезда Р.Коми. Т. IV. Сыктывкар. 1999. С. 138-141.

Юдахин Ф.Н., Французова В.И. Особенность проявления геодинамических процессов и внутриплитной сейсмичности на северо-западе Восточно-Европейской платформы // В сб.: Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. Мат. межд. конф. ВГУ. 2001. С. 223-225.

Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН. 2003. 299 с.

Якобсон К.Э. Парадоксы венда // Природа. 1993. № 12. С. 26-32.

Якобсон К.Э., Казак А.П., Толмачева Е.В. Инъекционные туффизиты севера Русской платформы // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы. Материалы XIII геол. съезда р. Коми. Т. II. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. 1999. С. 177-178.

Якобсон К.Э., Кузнецова М.Ю., Станковский А.Ф., Гриб В.П., Медведев В.А., Третьяченко В.В. Рифей Зимнего берега Белого моря. // Советская геология, 1991, № 4, с. 44-48.

Beard A.D., Downes H., Hegner E. et al. Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia: implication for the petrogenesis of kimberlites and melilites // *Contribs Mineral and Petrol.* 1998. V. 130. P. 288-303.

Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precambrian Res.* 2008. Vol. 160. P. 23-45.

Bogdanova S., Gorbatshev R., Garetsky R.G. EUROPE: East European Craton // *Encyclopedia of Geology.* Elsevier, 2005. Vol. 2. P. 34-49.

Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatshev R., Orlyuk M.I. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics // *Tectonophysics* 268 (1996) 1-21.

Bosworth W. Geometry of propagating continental rifts // *Nature*, 1985, v.315, p.625-627.

Cawood P.A., Strachan R., Cutts K., Kinny P.D., Hand M., Pisarevsky S. Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic // *Geology*, February 2010; v. 38. No. 2. P. 99-102.

Chorowicz J., Le Fournier J., Vidal G. A model for rift development in Eastern Africa // *Geol. J.* 1987. V. 22. P. 495-513.

Cocks, L.R.M., Torsvik T.H. European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic // *Gee, D.G., Stephenson, R.A. (eds).* 2006. *European Lithosphere Dynamics.* Geological Society, London, *Memoirs*, 32. P. 83-95.

Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F., Moczydlowska M., Vidal G., Claesson S. Numerical ages of volcanics and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of East Poland // *Geol. Soc.* 1995. V. 152. P/ 599-611.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Bersin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // *Int. Geol. Rev.*, 1996, v. 38, p. 430-446.

Ernst R.E., Bell K. Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites // *Mineralogy and Petrology.* 2010. 98. P.55-76.

Geological Map of the Fennoscandian Shield. Scale 1:2000000. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia. 2001.

Goldsmith I.F., Graf D.L. The system CaO-MnO-CO₂: solid solution and decomposition relations // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1937. V. 11. P. 310-321.

Haapala I., Front K., Rantala E., Vaarma M.C. Petrology of Nattanen type granite complexes, Northern Finland // *Precambrian Res.* 1987. V. 35. P. 225-240.

- Hoffman P., Schrag D.* The Snowball // *Earth. New Scientist.* 1999. V. 117. P. 1-5.
- Kazmin V.G.* The position of continental flood basalts in the rift zones and its bearing on the model of the rifting // *Tectonophysics.* 1991. Vol.199. P.375-387.
- Kazmin V.G., Berhe S.* Geology and development of the Nazret area, Northern Ethiopian Rift // *Ethiop. Instit/ Geol. Surv. Notes.* 1978: N 100. 26 p.
- Lister G.S., Etheridge M.A., Symonds P.A.* Detachment models for the formation of passive continental margins. // *Tectonics.* 1991. V. 10. № 5. P. 1038-1064.
- Logatchev N.A.* History and geodynamics of the lake Baikal rift in the context of the Eastern Siberia rift system. BCREDP, № 17, 1993, p.353-370.
- Logatchev N.A., Zorin Yu.A., Rogozhina V.A.* Baikal rift: active or passive? - comparison of the Baikal and Kenya rift zones // *Tectonophysics.* 1983, v.94. p.223-240.
- Makris J., Menzel H., Zimmermann J.* A preliminary interpretation of the gravity field of Afar, Northeast Ethiopia // *Tectonophysics.* 1972. Vol. 15, N ½. P. 30-39.
- Marker, M.* Early Proterozoic (c. 2000-1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: Tectonic division and tectogenesis // *Nor. Geol. Unders. Bull.* 1985. 403. P. 55-74.
- Melezhik V.A., Sturt B.A.* General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra -Varzuga-East Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield // *Earth-Science Reviews* 1994. V. 36. P. 205-241.
- Mohr P.A.* The Ethiopian Rift system // *Bull. Geophys. Observ. Adis-Ababa.* 1967/ N 11. P. 1-65.
- Molnar P., Tapponer P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // *Science*, v.189, 1975, p.419-426.
- Pesonen L.J., Torsvik T.H., Elming S.-A., Bylund G.* Crustal evolution of Fennoscandia – palaeomagnetic constraints // *Tectonophysics.* 1989. V. 162. P. 27-49.
- Piper J.D.A.* The Neoproterozoic supercontinent. Rodinia or Palaeopangaea? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 176. P. 131-146.
- Pirajno F.* Mantle plumes, associated intraplate tectono-magmatic processes and ore systems // *Episodes.* 2007. V. 30. №. 1. P. 6-19.
- Puchkov V.N.* Structure and geodynamics of the Uralian orogen // *Orogeny through time.* Geological Society of London Special Publications. 1997. No 121. P. 201-234.
- Rice, A.H.N., Roberts D.* Very low-grade metamorphism of Upper Proterozoic sedimentary rocks of the Rybachi and Sredni Peninsulas and Kildin Island, NW Kola region, Russia // *Norv. Geol. Unders. Special Publ.* 7. 1995. P. 259-270.
- Roberts D.* Geochemistry of Dolerite and metadolerite Dykes from Varanger Peninsula, Finnmark, North Norway // *Norvsk. Geol. Undersokelse.* 1975. V. 322. P. 55-72.

Roberts D. Principal features of the structural geology of Rybachi and Sredni Peninsulas, NW Russia, and some comparisons with Varanger Peninsula, North Norway // *Norvsk. Geol. Unders. Special Publ.* 7.1995. P. 247-258.

Roberts D., Onstott T.C. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser microprobe analyses and geochemistry of dolerite dykes from the Rybachi and Sredni Peninsulas, NW Kola, Russia // *Norvsk. Geol. Unders. Special Publ.* 7.1995. P.307-314.

Rogers J.J.W., Santosh M. Configuration of Columbia, a Mezoproterozoic supercontinent // *Gondwana Res.* 2002. V.5. P.5-22.

Sander S., Rosendahl B.R. The geometry of rifting in Lake Tanganyika, East Africa // *J. Afr. Earth. Sci.* 1989. Vol. 8, N 2-4. P. 323-354.

Silvennoinen A. General geological setting and deep fracture structures in the Kuusemo-Kuolarvi – Paanajarvi area // *Spec paper/ Geol. Survey Finl.* 1992. № 13. P. 5-10.

Specht T.D., Rosendahl B.R. Architecture of the Lake Malawi Rift, East-Africa // *J. Afr. Earth Sci.* 1989. V. 8. N 2-4. P. 355-382.

Svethurst M.A. A practical suggestion regarding the use of Scandinavian and Russian paleomagnetic data to determine the paleo-position of Baltica in Ordovician time // *Tectonophysics.* 1992. V. 201. P. 65-73.

Talwani M., Abreu V. Inferences regarding initiation of oceanic crust formation from the U.S. East Coast margin and conjugate South Atlantic margins. // *Atlantic rifts and continental margins.* .AGU Geophys. Monogr. 115. Washington, 2000. P. 211-234.

Teertstra, Cerny. Controls on Morphology of Analcime – Pollucite in Natural Minerals, Synthetic, and Nuclear Waste Products.// *Cryst. Res. Technol.* 1992. V 21. № 7. P. 931-939.

Torsvik T.H., Lohman K.C., Sturt B.A. Vendian glaciations and their relation to the dispersal of Rodinia: Paleomagnetic constraints // *Geology.* 1995a. V. 23. № 8. P. 727-730.

Torsvik, T.N., Roberts D., Siedlecka A. Palaeomagnetic data from sedimentary rocks and dolerite dykes, Kildin island, Rybachi, Sredni and Varanger Peninsulas, NW Russia and NE Norway: a review // *Nor. geol. unders. Special Publ.* 1995b. 7. P. 315-326.

Torsvik, T.N., Tait J., Moralev V.M. et al. Ordovician paleogeography of Siberia and adjacent continents // *J. Geological Society. London.* 1995c. V. 152. P. 279-287.

Tuisku P., Laajoki K. Metamorphic and structural evolution of the Early Proterozoic Puolankajrvi formation, Finland // *J. Metamorphic Geol.* 1990. V. 8. № 3 P. 375-391.

Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S. A Paleo-Mezoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup // *Earth Sci. Rev.* 2004. V. 67. P.91-123.

Wernicke B. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: Nappe tectonics in an extending orogen // *Nature.* 1981.V.291. P.645-648.

Wernicke B. Uniforme-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Canad. J? Earth Sci.* 1985. V. 22. P. 789-795.

ЛИТЕРАТУРА ФОНДОВАЯ

Балуев А.С., Минеева Д.Н., Фомин В.И. и др. «Опытно-методические работы по использованию материалов дистанционного зондирования для составления карт современной геодинамики сейсмических районов в масштабе 1:1 000 000 (на примере Байкальской рифтовой зоны) 1991-1997 гг. (Отчет по объекту № 307 в двух томах). Москва. ГНПП «Аэрогеология». 1997.

Журавлев В.А., Вискунова К.Г., Кириллова Т.А. и др. «Переобработка и комплексная интерпретация гравимагнитных, сейсмоакустических, сейсмических (МОВ ОГТ) данных по всей зоне Кольско-Канинской моноклинали в 2001-2003 гг». (Отчет по объекту М-31). Мурманск, ОАО МАГЭ, 2003.

Журавлев В.А., Павлов С.П., Шлыкова В.В. и др. «Изучить глубинное строение Баренцево-Карской плиты на основе результатов комплексных геофизических (сейсморазведочных МОВ ОГТ, КМПВ, ГСЗ, гравиметрических, магнитометрических) исследований на опорных профилях», Мурманск, ОАО МАГЭ, 2005.

Журавлев В.А., Шкарубо С.И., Маркина Н.В. и др. «Геологическая съемка масштаба 1:1000000 акватории Белого моря и составление Госгеолкарты-1000/3 листов Q-(35)36, 37, 38». Мурманск, ОАО МАГЭ, 2009.

Зандер В. М. Аэромагнитная съемка масштаба 1:1 000 000. – Л., ЗГТ ПГО «Севзапгеология», 1960.

Черемхина Г.М., Степанов В.П., Румянцева Т.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые полуострова Канин (Отчет Несской ГСП). Архангельск, ОАО «Архангельскгеолдобыча», Новодвинская ГГФЭ, 1996