Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Российской академии наук

На правах рукописи
УДК 551.24

СОКОЛОВ СЕРГЕЙ ЮРЬЕВИЧ

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЭКВАТОРИАЛЬНОГО СЕГМЕНТА АТЛАНТИКИ

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук
по специальности 25.00.03
(Геотектоника и геодинамика)

Москва – 2019 г.

Введение. 4

Глава 1. Обзор данных, геодинамических моделей, энергетического баланса и существующих проблем 13
1.1. Обзор компиляции используемых данных 13
1.2. Тектоника плит и факты, необъяснимые в ее рамках 20
1.3. Мотивация поиска альтернативной геодинамической модели 23
1.4. Баланс выделения и расхода энергии в Земле и тектонический «остаток» 25
1.5. Обзор количественных глобальных геодинамических моделей 28
1.5.1. Ранние и наиболее важные эмпирические наблюдения 32
1.5.2. Аппроксимационные модели 42
1.5.3. Причинно-следственные модели 44
1.5.4. Модели с космическим фактором 51
1.6. Обзор ротационных механизмов геодинамики 52
1.7. Синтез 67

Глава 2. Обзор тектоники и геодинамики Атлантики, строения осадочного чехла и деформаций экваториального сегмента 70
2.1. Обзор тектоно-геодинамических взглядов на литосферу Атлантики в целом (глобальный уровень) 70
2.2. Обзор данных по переходному экваториальному сегменту Атлантики (региональный уровень) 81
2.3. Обзор данных по деформациям осадочного чехла Атлантики (детальный уровень) 90
2.4. Синтез 100

Глава 3. Тектоника и геодинамика литосферы Атлантики по новым данным и подходам (без активных окраинных фрагментов) 103
3.1. Общие понятия и определения 103
3.2. Тектонический и геодинамический смысл данных 106
3.3. Методика многомерной обработки 119
3.4. Интерпретация результатов тектоногеодинамического районирования Атлантики 122
3.5. Сопоставление новых данных с известными ранее представлениями 135
3.6. Сейсмотомографическая основа для корреляции вдольосевых характеристик САХ 139
3.7. Статистические характеристики структурных элементов вдоль САХ 147
3.8. Корреляция геолого-геофизических параметров САХ с осевым томографическим разрезом 151
3.8.1. Характеристики структурных элементов САХ 152
3.8.2. Кластеры, гравитационные аномалии и сейсмичность вдоль САХ 155
3.8.3. Данные GPS и аномальная сейсмичность вдоль САХ 158
3.8.4. Вариации скорости спрединга вдоль САХ 162
3.8.5. Интенсивность АМП и содержание железа в базальтах вдоль САХ 170
3.8.6. Гидротермальные проявления вдоль САХ 172
3.9. Площадное распределение реологических свойств в мантийном слое между глубинами 400 и 670 км 174
3.10. Параметры, характеризующие тип коры и границу континент-океан 177
3.11. Синтез 190

Глава 4. Тектоника и геодинамика экваториального сегмента Атлантики (ЭСА) по мелкомасштабным данным 197
4.1. Особенности экваториального сегмента Атлантики 197
4.2. История тектонического развития экваториального сегмента Атлантики 199

4.3. Глубинное строение сегментов ЭСА и его обрамления по данным сейсмотомографии и расслоенность литосферы 205
4.4. Некоторые особенности строения дна вдоль демаркационных разломов 215
4.4.1. Южное обрамление ЭСА 216
4.4.2. Аналоги из северной Атлантики 220
4.5. Деформации осадочного чехла и геофизические поля 224
4.5.1. Признаки деформаций 225
4.5.2. Сопоставление с глубинным геодинамическим состоянием 227
4.5.3. Геотраверс западного фланга САХ 228
4.5.4. Геотраверс восточного фланга САХ 235
4.5.5. Взаимосвязь деформаций и геодинамического состояния 240
4.6. Отображение структур экваториального сегмента Атлантики в геофизических полях 242
4.6.1. Аномалии силы тяжести в свободном воздухе 242
4.6.2. Аномалии Буге 244
4.6.3. Изостатические аномалии 249
4.6.4. Остаточные аномалии Буге 251
4.6.5. Аномальное магнитное поле 254
4.7. Векторизация элементов тектоники экваториального сегмента Атлантики 256
4.8. Особенности распределения осадочного чехла 266
4.8.1. Осадочный чехол в мелкомасштабном представлении 267
4.8.2. Осадочный чехол в детальном представлении 270
4.9. Синтез 276

Глава 5. Особенности строения экваториального сегмента Атлантики (ЭСА) и его обрамления по детальным сейсмическим данным 285
5.1. Фоновые и локальные особенности строения осадочного чехла 285
5.2. Зона полиразломной трансформной системы Сан-Паулу 287
5.3. Северный борт трансформного разлома Романш 294
5.4. Восточная часть трансформного разлома Богданова 297
5.5. Зона уступа Кабо-Верде 301
5.6. Юго-восточное обрамление котловины Зеленого Мыса 307
5.7. Зона перехода от уступа Кабо-Верде к возвышенности Сьерра-Леоне 311
5.8. Проявления деформаций осадочного чехла по данным НСП 315
5.9. Деформации в пассивных частях разломов в Ангольской котловине 318
5.10. Дегазация: признаки причин и следствий 322
5.11. Характеристики деформационных структур: первичный подход 326
5.12. Типы деформационных структур 328
5.13. Общее пространственное распределение деформаций 332
5.14. Распределение сдвиговых деформаций 334
5.15. Корреляция деформаций с геофизическими полями 336
5.15.1. Структуры протыкания 337
5.15.2. Штамповые складки 339
5.15.3. Чешуйчато-надвиговые формы 341
5.15.4. Взбросы 343
5.15.5. Вертикальные акустические осветления 343
5.15.6. Горизонтальные акустические осветления 345
5.16. Схема геодинамики 347
5.17. Синтез 349

Заключение 359
Литература и данные 362

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований

Геолого-геофизические исследования Атлантического океана последние несколько десятилетий проводились с опорой на тектонику плит в качестве фундаментальной геодинамической модели, в рамки которой адаптировались результаты инструментальных наблюдений и донного опробования. Исследования подтвердили актуальность основного положения модели – горизонтального перемещения плит и сопряженных с ним механизмов формирования разнообразных морфоструктур дна. Накопленные факты о структурах и процессах внутри плит и на их границах (рифтогенез, спрединг, смещения в трансформных разломах, магматизм, сейсмичность, рельеф, осадочный чехол и его деформации и т.д.) показали их нарастающее их расхождение с другим постулатом модели – жесткостью плит. В связи с этим все положения рабочей геодинамической модели были переформулированы (Хаин, Ломизе, 2005). Главной особенностью, заложенной в уточненной модели, является расслоенное и блоковое строение внутриплитного пространства, при котором фрагменты плит способны к независимым горизонтальным и вертикальным смещениям, а также значительные латеральные неоднородности строения литосферы и астеносферы как ортогонально Срединно-Атлантическому хребту (САХ), так и вдоль него. Внутриплитные процессы формируют структуры, механизмы возникновения которых и адаптация к рабочей геодинамической модели не очевидны и не имеют упрощенных решений. Интерпретация накопленных данных и выводы о причинах структурообразования на внутриплитном пространстве должны проводиться таким образом, чтобы разрыв между рабочей теоретической моделью и фактурой был сокращен. Направлением решения этой задачи может быть усложнение рабочей модели введением в нее новых факторов тектогенеза, которые образуют суперпозицию сил, действующих на среду с усложненным относительно модельных примитивов строением. Эта задача имеет фундаментальный характер и актуальна всегда, когда имеет место разрыв теории и фактов. Экваториальный сегмент Атлантического океана (ЭСА) содержит структурные элементы, которые иллюстрируют этот разрыв особенно ярко. Решение актуальных задач опирается на картирование этих элементов, изучение возможных механизмов их формирования и выстраивание причинно-следственных связей между разномасштабными явлениями в геолого-геофизических данных в рамках обновленной модели.

Степень разработанности

Эффективное решение задачи интерпретации данных по ЭСА и попытки встраивания их в теорию базируется на степени изученности района. Изученность набортными маршрутными и полигонными геофизическими промерами, бурением и донным опробованием, в отличие от равномерной плотности спутниковых покрытий акватории, имеет в ЭСА «белые пятна».

Некоторые районы размерами до нескольких сотен километров не имеют ни одного пересечения с эхолотным промером или сейсмопрофилированием. Именно эти районы содержат такие элементы, как: внутриплитные деформации осадочного чехла, дискордантные нарушения, «кинк-банд» структуры, зоны конвергенции пассивных частей трансформных разломов и дополнительные троги, косоориентированные разломы и цепочки подводных гор. ЭСА, в отличие от общемировой изученности, выделяется плотностью геофизических съемок, полученных в российских экспедициях ГИН РАН с борта НИС «Академик Николай Страхов» и других судов с участием сотрудников Лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов. Это создает возможность получения приоритетных результатов в ЭСА. Перечисленные выше структурные элементы дна адаптированы в рабочую геодинамическую модель лишь частично, и многие особенности их строения и генезиса еще предстоит исследовать. Общемировая тенденция в изучении подобного рода объектов часто избегает постановки задач и поиска нетривиальных решений в условиях неприменимости упрощенных моделей.

Объект исследований

Объектом исследований является ЭСА, имеющий уникальные особенности строения дна и ограниченный с юга разломом Романш, а с севера разломом 15°20’ (Зеленого Мыса). В работе на основании детальных полигонных исследований НИС «Академик Николай Страхов» рассмотрены сравнительные характеристики ЭСА относительно Атлантики в целом от тройного сочленения Буве до хребта Книповича, поскольку ЭСА является зоной перехода структур южной Атлантики в северную. На региональных сейсмотомографических разрезах, геотраверсах с маршрутным геофизическим промером и потенциальных полях показаны особенности строения ЭСА и его отличия от сопредельных районов океана. Отдельно проведен анализ трансформных разломов, сегментирующих ЭСА, и их сравнение с аналогами из других частей Атлантики. По данным полигонного геофизического промера исследованы расположенные в пределах ЭСА объекты и явления, имеющие ключевое значение для понимания внутриплитных процессов: полиразломная система Сан-Паулу, осадочный чехол южной части ЭСА, постседиментационные явления и строение пассивных частей трансформных разломов, разделяющих северную и южную части ЭСА, строение зоны конвергенции разломов и формирование субмеридиональных надвиговых структур в южном обрамлении котловины Зеленого Мыса, деформационные структуры северной части возвышенности Сьерра-Леоне, внутриплитные деформации в пассивных частях разломов Марафон и Меркурий. Проведено сопоставление характеристик перечисленных объектов с данными сейсмотомографии и потенциальных полей, которые определены для всего района и равномерно отражают строение ЭСА без пробелов, характерных для маршрутных измерений.

Цели исследований

С учетом состояния проблемы, степени актуализации геодинамической модели относительно новых данных и изученности ЭСА, главная цель исследования формулируется следующим образом: построение непротиворечивой причинно-следственной цепочки природных явлений от глубинной геодинамики к внутриплитным деформациям, регистрируемым в верхней части разреза. Наличие и доступность данных различных масштабных уровней – глобальных, региональных, детальных – позволяет определить эту цель, как переход от общего к частному. Для различных масштабов и структурных уровней общая цель может быть разделена на несколько отдельных составляющих:

1. Выявление аномального глубинного состояния мантии, формирующего поверхностный структурный рисунок, не адаптированный в рабочую геодинамическую модель, поскольку аномальное строение дна отражает реологические неоднородности верхней мантии.

2. Определение возможного спектра механизмов, реализующих переход дифференцированного по глубине и латерали подвижного состояния мантии в структурный комплекс тектонических элементов, деформации коры и осадочного чехла на поверхности.

3. Делимитация ЭСА в общем структурном плане Атлантики с использованием широкого спектра типов данных (в дополнение к рельефу дна): сейсмической томографии, потенциальных полей и их трансформант, возраста фундамента, региональных геотраверсов с сопоставлением данных сейсмопрофилирования и томографии, отражающей геодинамическую подвижность.

4. Определение структурных элементов ЭСА, отличающихся от существующих тектонических интерпретаций и более соответствующих актуализированному набору данных на регион, с построением карты этих элементов.

5. Определение особенностей распределения осадочного чехла на неоднородном фундаменте с дифференцированной внутриплитной подвижностью.

6. Определение типов деформационных структур осадочного чехла по детальным сейсмическим данным как результата имплементации механизмов воздействия неоднородного глубинного состояния на структуры поверхности.

Задачи исследований

Заявленные общая и отдельные цели приводят к постановке следующих задач:

1. Обзор используемых данных, геодинамических моделей, энергетического баланса Земли, существующих проблем в расхождении рабочей геодинамической модели с накопленной фактурой, мотивация и направление поиска реалистичного решения для интерпретации современной структуры дна ЭСА, закартированной в экспедициях ГИН РАН. Решению задачи отведена **Глава 1**.

2. Обзор тектоники и геодинамики литосферы Атлантики на различных масштабных уровнях, строения осадочного чехла и деформаций экваториального сегмента, а также степени их адаптации к существующим геодинамическим моделям и дифференцированному по амплитуде и направлению горизонтальному движению плит и их фрагментов. Решению задачи отведена **Глава 2**.

Решение задач 3–5, относящихся к данным глобального масштаба, проведено в **Главе 3.**

3. Расчет латеральной и меридиональной гетерогенности Атлантики методами многомерной статистики с использованием набора геофизических покрытий, имеющих геодинамическую интерпретацию.

4. Расчет вариаций реологического состояния верхней мантии по данным сейсмотомографии (отношение *Vp/Vs*) как фактора, определяющего геодинамический режим, и сопоставление его с морфоструктурами дна, составом продуктов магматизма, разломными зонами, сейсмичностью и скоростями спрединга.

5. Обоснование внутриплитных вертикальных и горизонтальных движений, формирующих деформационные структуры, как явлений изостатической компенсации при плотностных изменениях и сдвигов по разрывам, сформированным в осевой зоне САХ.

Решение задач 6–9, относящихся к данным регионального масштаба, проведено в **Главе 4**.

6. Обособление ЭСА в полученных расчетах геодинамических характеристик и сопоставлениях данных глобальной и региональной детальности. Визуализация ЭСА в данных сейсмотомографии и анализ эволюции тектонических режимов в его обрамлении.

7. Анализ особенностей разломных и полиразломных систем ЭСА с большим латеральным смещением оси САХ, превышающим длины рифтовых сегментов.

8. Формулирование признаков волнового поля, указывающих на деформационный генезис структур на сейсмической записи. Сопоставление зон деформаций с геофизическими полями, имеющими геодинамическую интерпретацию.

9. Обоснование и построение обновленной тектонической карты ЭСА с учетом новых тектонических элементов, получаемых при анализе современной фактурной базы.

Решение задач 10–14, относящихся к детальным данным, проведено в **Главе 5**.

10. Определение фоновой и локальной компонент осадочного чехла с наложенными внутриплитными деформациями, выделяемыми по специфическим признакам волнового поля.

11. Выделение закономерностей акустического фундамента полиразломной системы Сан-Паулу под осадочным чехлом.

12. Изучение деформаций осадочного чехла восточной пассивной части разлома Богданова, зоны конвергенции пассивных частей в районе уступа Кабо-Верде, южной части котловины Зеленого Мыса, северного обрамления возвышенности Сьерра-Леоне. Выделение

возможных геодинамических режимов, при которых физически реализуемо установленное разнообразие деформаций.

13. Выделение особенностей флюидонасыщения слабоконсолидированных осадков на сейсмических записях. Формирование причинно-следственной цепочки геологических явлений, конечным элементом которой являются аномалии акустического осветления разреза типа «газовая труба» и горизонтальные линзы акустической прозрачности.

14. Определение типов и общих закономерностей пространственного распределения деформационных структур с вертикальным подъемом блоков фундамента. Сопоставление статистических характеристик деформаций с геофизическими полями и построение возможной геодинамической схемы образования деформаций.

Новизна исследований

Новизна исследований обеспечивается в первую очередь преимущественной изученностью района маршрутным и полигонным геофизическим промером, выполненным Геологическим институтом РАН в 1985-2006 гг. в пределах ЭСА, по сравнению с международными исследованиями. Материалы экспедиций, частично опубликованные в первичных статьях при участии автора, обобщены с позиций обновленного подхода к геодинамической модели. Материал представлен как конечный элемент причинно-следственной цепочки явлений от неоднородностей глубинного реологического состояния мантии до поверхностных структур. Проведенные в работе сопоставления сделаны впервые и показывают наличие существенной гетерогенности свойств верхней мантии по данным отношения *Vp/Vs*, коррелируемой с поверхностными структурами. Для ЭСА проведено сопоставление зон внутриплитных деформаций с геофизическими полями, отражающими геодинамические особенности коры и верхней мантии на длинных геотраверсах, пересекающих разные морфоструктурные зоны глубоководной части океана. Построена карта тектонических элементов ЭСА по актуализированному набору геофизических данных, существующему для всей акватории. Проведен анализ внутриплитных деформаций с использованием их морфометрических характеристик и сопоставлением с геофизическими полями; сделан вывод о возможных геодинамических обстановках, в которых могли формироваться деформационные комплексы.

Теоретическая и практическая значимость

Основная значимость работы относится к решению фундаментальных задач, связанных с взаимной адаптацией новых данных и обновленной геодинамической модели. Многочисленные примеры сейсмических разрезов, приведенных в работе, и их сопоставление с другими геофизическими характеристиками показывают правильность рассмотрения литосферного пространства в блоковом и расслоенном виде, в котором фрагменты плиты имеют возможность

к независимым друг от друга горизонтальным и вертикальным смещениям. В этой концепции интерпретация происхождения внутриплитных деформационных структур становится физически реалистичной и обоснованной при допущении геодинамических режимов со сдвиговой компонентой и вертикальными движениями, связанными с преобразованием и разуплотнением мантийного вещества. Главная практическая значимость работы заключается в том, что такие явления в верхней части разреза, как дегазация, современные разрывные нарушения, деформации слабоконсолидированного осадочного чехла и др. приобретают новую теоретическую базу для истолкования закономерностей их распределения и эволюции. Перечисленные явления представляют опасность для техногенной деятельности и навигации, поэтому всестороннее изучение геодинамических условий их возникновения имеет и практическое значение.

Защищаемые положения

1. Латеральные вариации геодинамического состояния верхней мантии под срединно-океаническим хребтом и котловинами Атлантического океана, определенные через отношение скоростей продольных и поперечных волн, отражают гетерогенность глубинного строения и определяют макротрещиноватость, изменение геометрии главных тектонических элементов, деформации фундамента и осадочного чехла, неоднородность горизонтальных смещений и скоростей спрединга, сейсмичность, сочетания геофизических характеристик и состав продуктов магматизма. (Глава 3)

2. В экваториальном сегменте Атлантического океана по сейсмическим данным и геофизическим полям установлены положительные вертикальные движения блоков фундамента, возникающие при серпентинизации пород верхней мантии. Происхождение внутриплитных деформаций и зон дегазации в осадочной толще связано с разуплотнением, выделением флюидов и дополнительной намагниченностью пород верхней части фундамента, неоднородным состоянием верхней мантии и макротрещиноватостью. (Глава 4)

3. За пределами Срединно-Атлантического хребта выявлены внутриплитные деформации, которые в условиях сдвигов в комбинации со сжатием и растяжением формируют цветочные, чешуйчато-надвиговые, взбросовые и диапировые структуры, медианные хребты, штамповые складки и другие структуры, сопровождающиеся акустическим осветлением осадочной толщи в форме линз и «газовых труб» и подъемом блоков фундамента в среднем на 400 м. (Глава 5)

Структура и объем работы

Работа содержит 385 страниц, включая 167 рисунков, 9 таблиц и список литературы и данных из 337 названий. Работа состоит из введения, 5-и глав и заключения. В 1-й главе приведен обзор используемых данных, геодинамических моделей, энергетического баланса Земли, существующих проблем в соответствии геодинамических моделей и накопленных

данных. Во 2-й главе проанализировано строение объекта на разных масштабных уровнях – глобальном, региональном и детальном, и имеющиеся противоречия в адаптации новых данных к теоретической геодинамической модели. Следующие 3 главы посвящены описанию решения вышеуказанных 3-х групп задач, связанных с соответствующими уровнями детальности данных и отображаемых в них процессов: 3-я глава – описанию тектоники, геодинамики и гетерогенности по геофизическим полям Атлантики в целом; 4-я глава – особенностям ЭСА как сегмента океана, ограниченного длинными разломными системами и имеющего контрастное по сравнению с обрамлением строение, нарушенное внутриплитными деформациями; 5-я глава – описанию детальных полигонных и маршрутных промеров, фиксирующих деформационные структуры, и их сопоставлению с геофизическими данными. В заключении сформулированы наиболее важные результаты работы и даны комментарии. В конце каждой главы приведен синтез ее содержания, коротко отражающий сущность каждого подраздела.

Апробация работы

Результаты диссертационной работы докладывались автором на 31, 38, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 47, 48, 49, 50-м Всероссийских Тектонических совещаниях; на 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22-й Международных научных конференциях (Школах) по морской геологии; на 2, 3, 5, 6, 7, 9, 10-м Рабочих совещаниях Российского отделения международного проекта InterRidge; 5, 6, 7-м Симпозиумах им. Л.П. Зоненшайна “Тектоника литосферных плит”. Также работы докладывались на 33-м Международном геологическом конгрессе, 26-й сессии Европейского геофизического общества, конференции Гольдшмидта 2004 г. Промежуточные итоги данного исследования докладывались на конкурсных чтениях и Тектонических коллоквиумах Геологического института РАН. Автором по теме работы опубликовано самостоятельно и в соавторстве (статистика получена из *elibrary.ru* 13.02.2018): 66 статей по индексу РИНЦ, 47 статей по списку ВАК, 26 по списку WOS или SCOPUS. В тексте работы цитируются 46 публикаций автора.

Используемые данные

В работе использовались данные 2, 6, 7, 9, 11, 12, 13, 16, 18, 19, 22, 23-го рейсов ГИН РАН (АН СССР до 1991 г.) проведенных на НИС «Академик Николай Страхов». Автор принимал участие в большинстве этих экспедиций. Также использовались данные 12-го рейса НИС «Академик Борис Петров» (ГЕОХИ АН СССР). Автор использовал в работе данные сейсмопрофилирования, многолучевого эхолотирования и высокочастотного профилирования, полученные в перечисленных экспедициях. В списке данных и литературы перечислены рейсовые отчеты, в которых приведена первичная интерпретация полученных экспедиционных данных. Кроме этого, использовались открытые международные базы данных по альтиметрии (Sandwell, Smith, 2009), рельефу (GEBCO30”, ETOPO5), сейсмичности(ANSS, NORSAR),

глубоководному бурению (DSDP-ODP), геофизическому промеру (GEODAS), геохимии (GEOROC), векторам смещений плит (GPS), донному опробованию осадков (LDEO), аномальному магнитному полю (Maus et al., 2009) и сейсмотомографии (Grand et al., 1997; Van der Hilst et al., 1997).

Поддержка работы

В течение многих лет работа выполнялась при поддержке грантов РФФИ №№ 97-05-65359, 98-05-64212, 01-05-64168, 04-05-64905, 06-05-65223, 11-05-00628, 13-05-12076, 15-05-05888. Работа выполнялась в рамках государственных тем: «Оценка связи рельефа дна Атлантического и запада Северного Ледовитого океанов, деформаций осадочного чехла, процессов дегазации и опасных геологических явлений с геодинамическим состоянием коры и верхней мантии» (№ 0135-2014-0015), «Опасные геологические процессы в Мировом океане: связь с геодинамическим состоянием коры и верхней мантии и новейшими движениями в океане» (№0135-2016-0013); Программы Президиума РАН №15 «Природные катастрофы и адаптационные процессы в условиях изменяющегося климата и развития атомной энергетики».

Благодарности

Автор всегда будет помнить ученых, под чьим руководством шло его становление и начинались первые шаги в морских геолого-геофизических экспедициях – Л.В. Дмитриева и Г.Б. Удинцева. Автор выражает глубокую признательность коллегам, постоянное общение и дискуссии с которыми явились неотъемлемой частью научной жизни и источником идей – А.О. Мазаровичу, Ю.Г. Леонову, В.Н. Ефимову, В.Г. Гайнанову, Л.Р. Мерклину, В.В. Ярмолюку, Ю.Н. Авсюку, Г.В. Агаповой, Н.П. Чамову, М.Д. Хуторскому, Б.Г. Поляку. Научным руководителем большинства экспедиций, материалы которых использованы в работе, являлся Ю.М. Пущаровский.

Автор благодарен за наиболее продуктивное обсуждение экспедиционных данных и рабочей геодинамической теории, имевшее место в разное время: Ю.Н. Разницину, С.Г. Сколотневу, А.А. Пейве, Н.Н. Турко, Э. Бонатти, М. Лиджи, Л. Гасперини, А.А. Булычеву, С.А. Силантьеву, Е.П. Дубинину, Н.М. Сущевской, Г.Н. Савельевой, М.К. Иванову, О.В. Левченко, Ю.П. Непрочнову, М.Ю. Токареву, Л.И. Лобковскому, В.Г. Трифонову, А.В. Хортову, А.В. Соловьеву, С.Ю. Колодяжному, А.С. Перфильеву, А.Ф. Бересневу, Ю.А. Воложу, К.О. Добролюбовой, А.А. Разумовскому, А.В. Кольцовой.

В рейсах НИС «Академик Николай Страхов» автор работал в разное время в период с 1988 г. по 2013 г. совместно с А.С. Абрамовой, С.Б. Аверьяновым, М.П. Антиповым, Г.Г. Ахмановым, В.Р. Ахмедзяновым, Ю.Е. Барамыковым, И.А. Бересневым, Дж. Бортолуцци, Д.А. Гилод, В.М. Голодом, П.А. Гладких, Я.Е. Губановой, Б.Я. Гуревичем, Л.Г. Домарацкой, А.Е. Ескиным, А.В. Ермаковым, С.А. Ерофеевым, П.Н. Ефимовым, В.Н. Ефремовым, А.В.

Зайончеком, Ю.А. Зарайской, А.С. Зверевым, М.В. Захаровым, Н. Зиттелини, А.И. Иоффе, Н.Д. Калининым, Г. Каррарой, Л.И. Коганом, В.Ю. Колобовым, Д.В. Коростом, А.В. Коханом, К.В. Кривошеей, В.Ю. Лаврушиным, Э. Лодоло, Ю.Я. Маликиной, Е.А. Морозом, А.Д. Мутовкиным, О.И. Окиной, Д.М. Ольшанецким, А.Н. Перцевым, В.В. Петровой, В.М. Побержиным, А.С. Пономаревым, В.А. Равенковым, Э.П. Радионовой, В.П. Расторгуевым, А.А. Рихтером, В.Н. Семеновым, Г.Н. Стрельниковой, В.А. Симоновым, Е.А. Сухих, В.Г. Удинцевым, П. Фабретти, Дж. Холлом, Н.В. Цукановым, А.А. Черных, А.М. Чиликовым, А. Чиприани, В.В. Шиловым, А.А. Шматковым, Ф. Шуто, Р. Экиньяном, К.П. Ямпольским.

Во всех рейсах работа научного состава обеспечивалась самоотверженным трудом экипажа НИС «Академик Николай Страхов», низкий поклон которому от всех ученых, чьи достижения основаны на повседневном труде моряков – от капитана до палубной команды. Отдельная благодарность службе НТС и В.В. Велинскому.

Автор особо признателен своим родным и близким за поддержку и долготерпение.

Глава 1. Обзор данных, геодинамических моделей, энергетического баланса и существующих проблем

1.1. Обзор компиляции используемых данных

Современные исследования крупных региональных объектов базируются на изученности по множеству различных геолого-геофизических типов данных. Доступ к открытым цифровым базам данных, хранящихся в различных форматах, коллекции карт геолого-геофизического содержания, а также литературные источники, позволяют создать всеобъемлющую тематическую компиляцию информационных слоев под управлением геоинформационной системы (ГИС) на Атлантический океан. База данных, собранная в ГИС-среде ArcGIS версии 9.3.1 (США), является мощным инструментом для визуального корреляционного анализа данных, а также для использования численных алгоритмов классификации, представленных в дополнительных модулях программы (кластерный анализ и т.п.) и других средствах, работающих с совместимыми форматами.

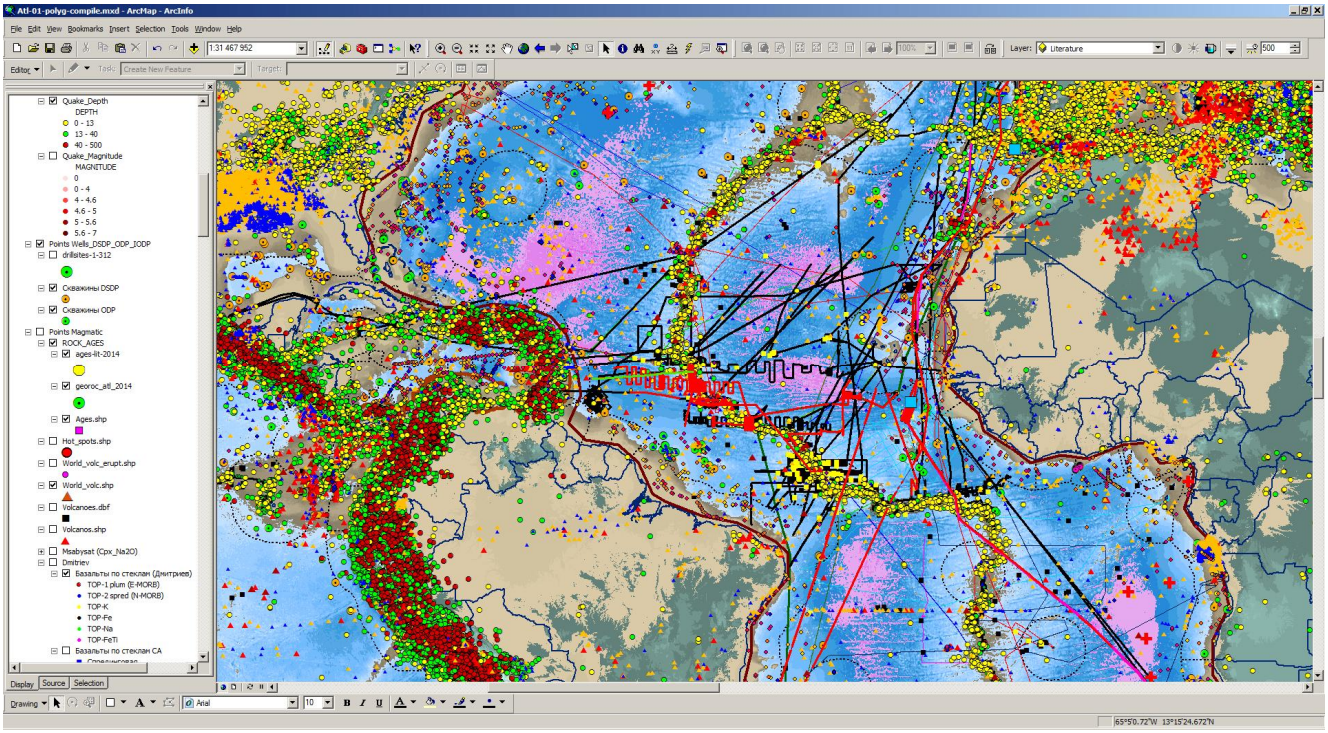


Рис.1.1. Образец компиляции геолого-геофизических данных на Атлантический океан в среде ArcGIS 9.3.1.

Характер насыщенности такой картографической базы данных показан на рис.1.1. В ней собран практически весь набор типов данных, используемых в настоящий момент в региональных обзорах и построениях. Дерево информационных слоев показано на рисунке слева, и в пределах видимости находится лишь небольшая его часть. Обобщенный в базе материал состоит из следующих физических типов данных: космические снимки, рельеф дна,

гравитационное поле и его трансформанты, магнитное поле и его трансформанты, сейсмотомография, осадочный чехол, тектонические и геологические карты, структурные поверхности, географические маркеры, схема сейсмической и сейсмоакустической изученности, в том числе полученной сотрудниками Лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов Геологического института РАН (ГИН РАН), магматические провинции, скважины, гидротермальные и вулканические проявления и данные петрологических анализов, землетрясения, тепловой поток, напряженное состояние недр, GPS-наблюдения и проч. Список источников данных с указанием адресов в сети и необходимыми при использовании ссылками легко может быть получен в любой поисковой системе. В данной работе ссылки на данные будут появляться по мере их использования. Группирование и расположение слоев (или тем в терминологии ГИС) в ГИС-среде производится с учетом топологии типов данных и их логической ассоциированности. Для сейсмических данных и данных сейсмоакустики, отображенных в ГИС-среде как привязанные к положению профиля изображения разрезов в многостраничном формате PDF, формируются отдельные проекты в специализированных программных средах для обработки (RadExPro 2014.3, Россия) и интерпретации (KingDom Suite 8.3, США).

В случае, если данные структурированы, и в наличии имеются модули (встроенные или в других программных продуктах), реализующие классификационные алгоритмы, аналитические или обычные корреляционные сравнения, а также алгоритмы направленной фильтрации данных, ГИС-проект может рассматриваться не просто как традиционный информационный продукт, а как ***экспертная система*** или ее часть. “Экспертная система – это программа для компьютера, которая оперирует со знаниями в определенной предметной области с целью выработки рекомендаций или решения проблем” (Джексон, 2001). В данном случае предметной областью является геолого-геофизическое и частично инфраструктурное информационное обеспечение акватории Атлантического океана. ГИС-проект, содержащий собрание структурированных данных по заданной тематике, является компонентой экспертной системы, которую принято называть ***базой знаний***. Выбранная для построения ГИС-проекта оболочка ArcGIS 9.3.1 позволяет осуществить построение не только базы знаний, но и интегрировать формальные методы анализа и отбора данных в той же самой среде в виде скриптов, расширений, внешних модулей и т.д. Сложность работы в данной экспертной системе (ГИС-проекте) с неизбежностью будет состоять в том, что предметные геолого-геофизические данные обладают свойствами неполноты и неравномерности, в то время как подавляющее большинство алгоритмов, рассчитывающих какую-либо площадную характеристику, подразумевают равномерную сетку и погрешность данных в пределах изучаемой площади. Полнота и погрешность данных являются постоянно пополняемым и улучшаемым свойством ГИС-

проекта. Покрытия предметной территории ГИС-проекта рядом параметров носит не непрерывный, а мозаичный характер, например, детальные съемки рельефа дна многолучевым эхолотом. Приведем описания ключевых групп тем ГИС-проекта.

Группы тем «**ГРИДЫ обзорные**» состоят из покрытий, построенных на основе гридов (набор значений параметра на регулярной сетке) обзорной детальности рельефа, гравитационного и магнитного полей, осадочному чехлу и томографии по Атлантическому океану и прилегающей суше. Обзорной или региональной считается детальность гридов, соизмеримая с 1 – 10 дуговыми минутами. Менее детальные покрытия считаются глобальными, более детальные – съемочными полигонными вставками, которые могут иметь очень большую детальность (до 10 тыс). Глобальная и региональная детальность представлена практически всеми основными видами данных, являющихся геофизическими полями, и «белые пятна» в данной категории данных в целевом масштабе на акваторию Атлантики отсутствуют.

Группы тем **«Растровые карты»** содержат коллекцию отсканированных растровых карт геологического и тектонического содержания. Нет сомнений в том, что обобщения геолого-геофизических данных и измерений, проводимые по новым методикам, приведут к созданию новых концепций строения региона, и представленные карты будут модифицироваться. Но в настоящий момент картографический материал отражает доступную фактуру и комбинированные концепции развития океана и прилегающих континентов. Между тем, проводимые детальные исследования шельфовых зон и зон САХ, позволяют строить карты детального и регионального масштаба. Например, съемки многолучевыми эхолотами в глубоководных условиях позволяют получать топоснову масштаба 100 тыс., а в случае придонных съемок – 10 тыс. На этой фактуре возможны тектонические интерпретации локальных объектов, но не акватории океана в целом. Таким образом формируется пирамидальная (по иерархии масштаба) система из трех групп растровых объектов, в которой базовый детальный слой заполнен не полностью, и остается место для дальнейших «инкрустаций» детальных карт структурного, геологического и тектонического содержания, анализ которых на фоне менее детальных карт позволит проводить более или менее адекватные сравнения локальных объектов. Отметим, что множество детальных карт и съемок недоступно по коммерческим и другим соображениям. Таким образом, полнота картографических обобщений уменьшается по мере роста масштаба и при смещении в глубоководную часть региона, где плотность съемок несравнима с шельфовыми зонами.

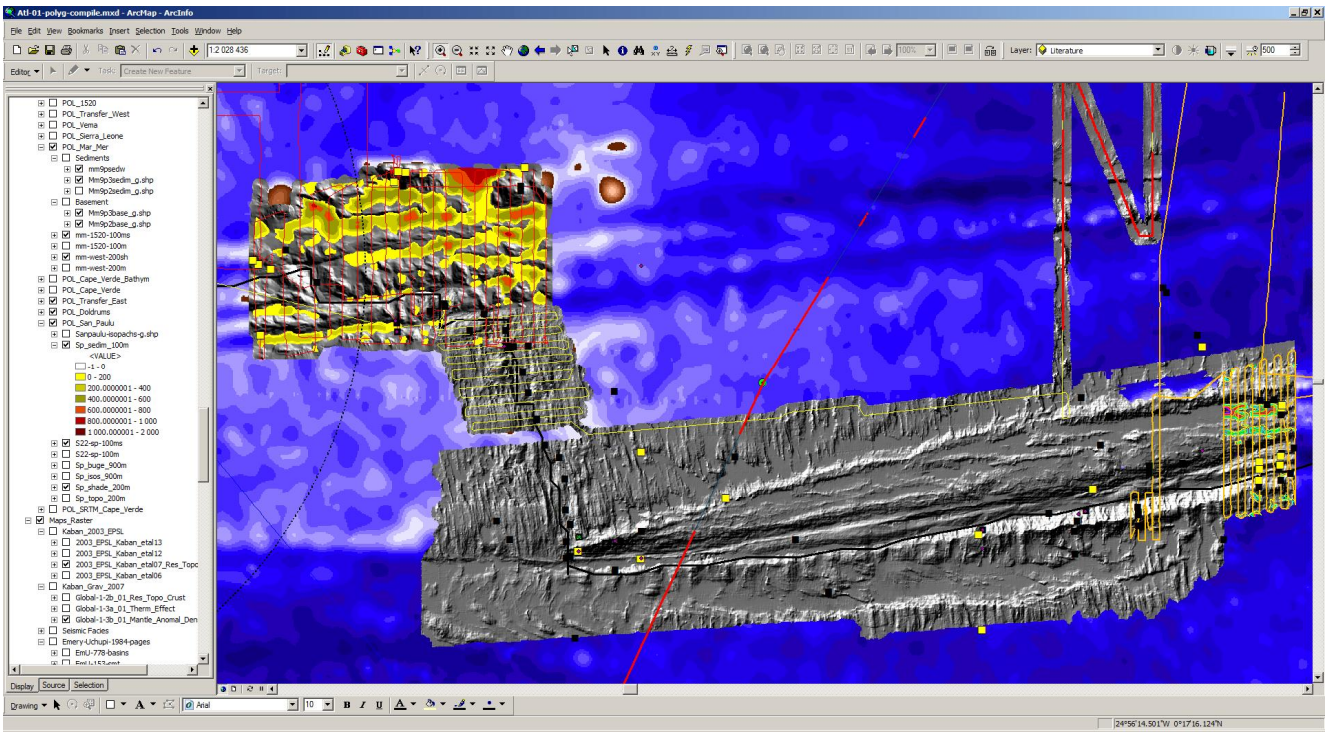


Рис.1.2. Образец компиляции детальных гридов мощности осадочного чехла и рельефа дна по результатам полигонных сейсмических съемок и многолучевого эхолотирования в районе разломов Романш и Сан-Паулу на фоне сплошного регионального покрытия рельефа дна, полученного комбинацией промера и пересчета из спутниковых данных (GEBCO, 2014), точек пробоотбора и некоторых маршрутных промеров.

Группы тем **«ГРИДЫ детальные».** На рис.1.2 представлен образец компиляции гридов, полученных в результате детальных полигонных исследований сейсмоакустическими методами и многолучевым эхолотом в глубоководной акватории в районе разломов Сан-Паулу и Романш на фоне сплошного регионального покрытия рельефа дна, полученного комбинацией промеров и пересчета спутниковых данных (GEBCO, 2014), точек пробоотбора и некоторых маршрутных промеров. Наличие топосновы является необходимым элементом при планировании и проведении работ, в частности, по проботбору, но в глубоководной части океана получение детальной топосновы, как правило, происходит параллельно со съемкой. Подобная специфика формирует определенные методические приемы полевых работ. Со стороны информационного обеспечения при этом требуется априорная информация о пробоотборе и съемках, осуществленных ранее в районе работ, собранная в ГИС-проекте. В различные периоды работы ГИН РАН с борта НИС «Академик Николай Страхов» проводились следующими многолучевми эхолотами: ECHOS-625 (15 лучей), Simrad EM120 (81 луч), SeaBat 7150 (256 лучей). В группу включены, кроме данных ГИН РАН, компиляции зарубежных съемок, имеющиеся в открытом доступе, а также некоторые данные с отечественных судов.

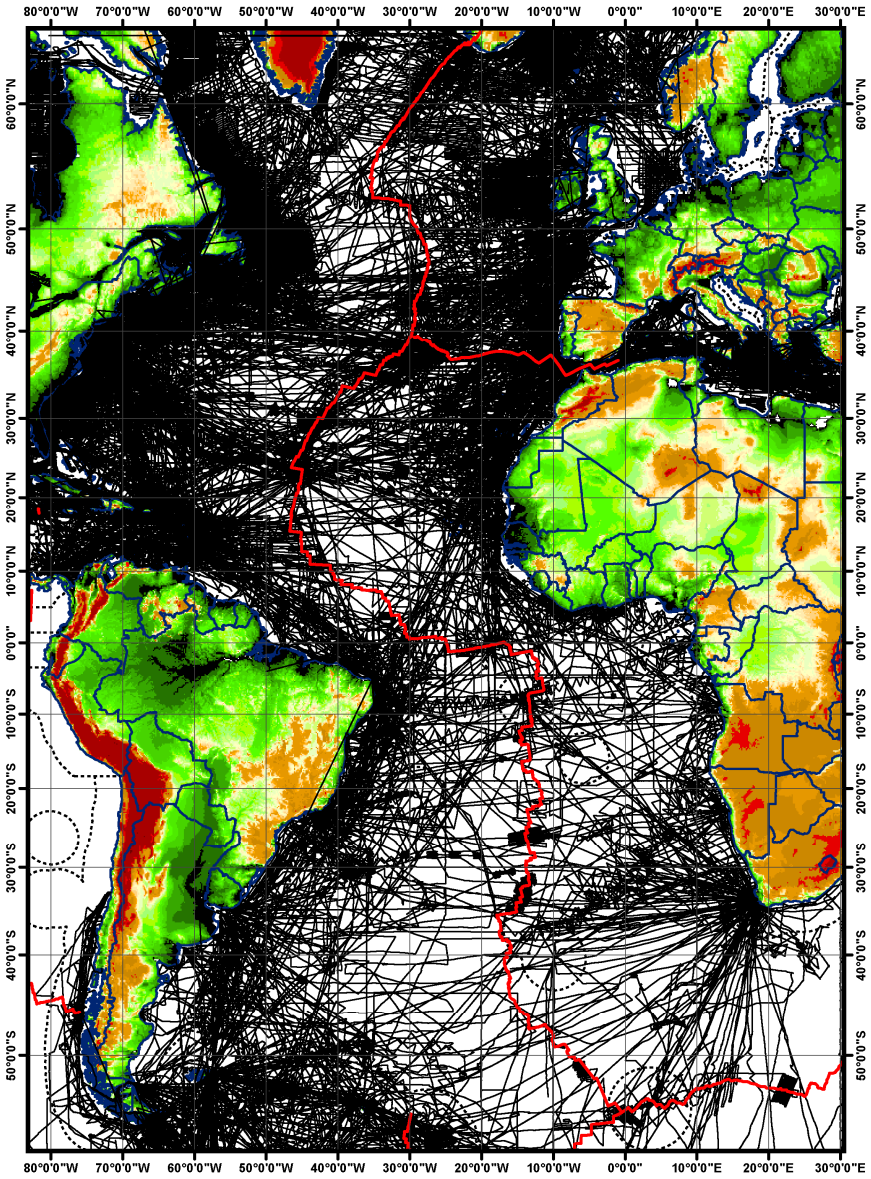


Рис.1.3. Изученность акватории Атлантики полигонными и маршрутными геофизическими промерами (все методы) по данным открытого доступа (GEODAS, 2010).

Группы тем **«Сейсмическая изученность».** На Рис.1.3 представлена изученность акватории Атлантики полигонными и маршрутными геофизическими промерами (все методы) по данным открытого доступа (GEODAS, 2010). Концентрация маршрутов показывает, что Северная Атлантика изучена существенно лучше, чем Экваториальная и Южная. Максимальная концентрация находится на шельфах и континентальных склонах, а также увеличивается в районах САХ. Обе эти зоны содержат объекты интенсивного изучения: шельфы – по причине обустройства внешних морских границ, хозяйственной деятельности и поиска ресурсов, САХ – по причине протекания в этой зоне процессов тектогенеза и формирования океанической коры из вещества, поступающего из верхней мантии. Имеется также концентрация маршрутных промеров вдоль основных путей перехода между главными портовыми зонами на берегах Атлантики. Наименее изученными с помощью бортовых наблюдений объектами являются

котловины. Но следует отметить, что информация спутникового происхождения (гравика по данным альтиметрии, предсказанный рельеф) покрывает всю акваторию равномерно.

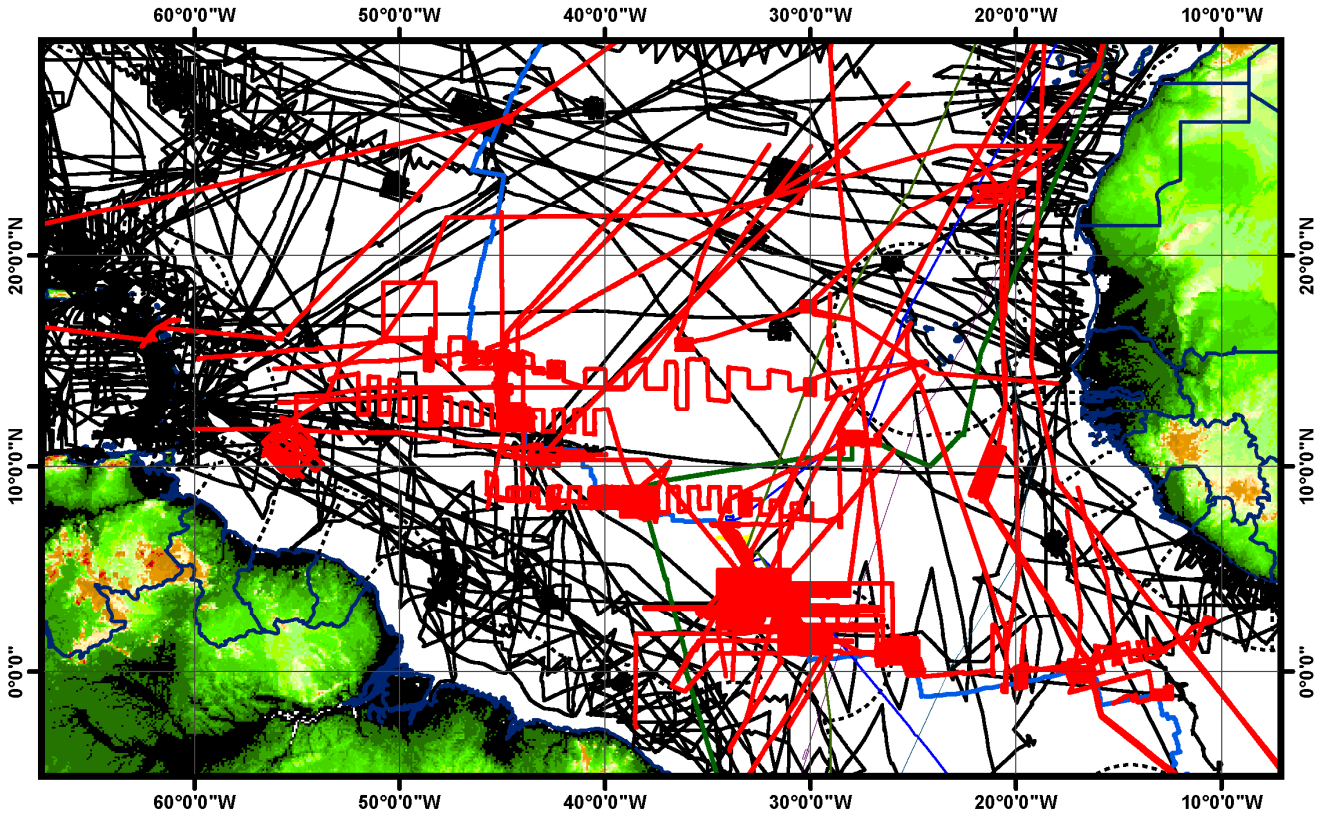


Рис.1.4. Схема изученности экваториальной Атлантики полигонными и маршрутными геофизическими промерами (только сейсмика и сейсмоакустика) по данным открытого доступа (GEODAS, 2010) – черные линии, и данным Геологического института РАН на НИС «Академик Николай Страхов» – красные линии.

Группы тем «**Профили СТРАХОВ**». На рис.1.4 показана схема изученности экваториальной Атлантики полигонными и маршрутными геофизическими промерами (только сейсмика и сейсмоакустика) по данным открытого доступа (GEODAS, 2010) и данным ГИН РАН на НИС «Академик Николай Страхов». Детальное картирование осадочного чехла в глубоководных котловинах по полигонной системе не является в мире популярной темой в свете задач, которые вытекают из текущей тектонической модели и по причинам, указанным выше и в п.2.1. Анализ изученности глубоководных частей по данным GEODAS в экваториальном сегменте показывает, что районов, где выполнены и опубликованы в открытой печати такие работы, крайне мало, и значительная их часть выполнена отечественными исследователями, в частности, в ГИН РАН, в основном на базе НИС «Академик Николай Страхов» (см.рис.1.4). Это создает возможность получения результатов, имеющих приоритет над разработками зарубежных исследователей.

В различные периоды работы проводились следующими методами: многоканальное сейсмическое профилирование, одноканальное непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), высокочастотное профилирование (ВЧП) верхней части разреза (ВЧР) осадочного чехла, гидролокация бокового обзора (ГБО, сонарная опция эхолота SeaBat 7150). Перечисленные данные разрезов и полос озвучивания доступны для просмотра в ГИС-проекте методом гиперссылок от элементов тем на файлы с изображением разрезов.

Группы тем с информацией «точечного» типа. На рис.1.1 частично показана изученность акватории Атлантики бурением и донным опробованием по открытым данным. Бурение глубоководных частей выполнялось в рамках проектов по глубоководному бурению (DSDP-ODP, 2011). Также показана сейсмичность Атлантики с магнитудами выше 3 баллов по данным (ANSS, 2014), представленная в композитном каталоге Геологической службы США (USGS) и университета Беркли, и содержащая данные о событиях, регистрируемых станциями по всему миру, то есть имеющими магнитуду, как правило, не ниже 3. Имеется информация о механизмах очагов сильных землетрясений. На рис.1.1 показана изученность Атлантики измерениями теплового потока по данным (Pollack et al., 1993), различным литературным компиляциям и данным Геологического института РАН (Хуторской и др., 2013), полученным в ходе экспедиций на НИС «Академик Николай Страхов». Данный параметр, измеряемый с борта судна, по понятным причинам представлен крайне неравномерно на акватории Атлантики. Тем не менее, его использование необходимо при геодинамических интерпретациях. Кроме описанных точечных тем, в ГИС-проект загружены данные о векторных промерах (GPS, ориентация напряжений, вектора модельных движений плит), датировках магматических и осадочных пород, горячих точках, вулканических постройках. Использовались также данные петрологической классификации базальтов (Дмитриев и др., 1999), различные геохимические данные (GEOROC, 2008), данные о станциях пробоотбора с борта НИС «Академик Николай Страхов», положения гидротермальных полей и проч.

Собранные данные, как геолого-геофизические, так и общегеографические, загружены в каркасный ГИС-проект. Параметры каркаса в среде ArcGIS версии 9.3.1 следующие: проекция – Меркатор, единица измерения – метры, смещения X,Y – 0,0, центральный меридиан – 0°, стандартная параллель – 0°, датум – WGS-1984. Возможность оперативного манипулирования указанными данными позволяет рассматривать любой объект и любой вид данных в контексте накопленной «базы знаний» и, значит, получать более объективную его оценку. Наличие «базы знаний» в рабочем пространстве позволяет изучать объект с «более открытыми глазами» и в ряде случаев формировать 3D представление. Мультидисциплинарный характер проблем диктует необходимость использования средств построения пространственных баз данных, интегрирующих разные типы данных, как физические, так и топологические.

1.2. Тектоника плит и факты, необъяснимые в ее рамках

Прогресс в накоплении геолого-геофизической информации о строении дна океанов и Атлантики в частности (см.п.2.1), после Второй Мировой Войны резко увеличил концентрацию знаний о объекте, принципиально отличающимся по своему строению от континентов. Полученные факты были объяснены введением в тектоническую модель представлений о крупных горизонтальных перемещениях литосферных плит, что было впоследствии подтверждено инструментальными измерениями (GPS, VLBI).

Основная фактурная база тектоники плит компактно суммирована в работе (Добрецов и др., 2001, с изменениями), и представлена следующими группами явлений:

1. Спрединг и зависимость рельефа дна и теплового потока от возраста. Механизм – подъем и кристаллизация магмы.

2. Полосовые магнитные аномалии

3. Новый класс разломов с противоположным сдвиговым смещением – трансформные разломы.

4. Поглощение океанской литосферы под дуговыми зонами активных окраин по зонам Беньофа.

5. Предположение о жесткости плит на пластичной подложке с деформациями только по краям и недеформированность осадков и ложа Мирового океана вне СОХ и трансформных разломов.

6. Горячие точки как результат воздействия независимого от движения плит механизма мантийных плюмов на движущиеся плиты.

Также отметим, что линейные магнитные аномалии фиксируют смену намагниченности магматических пород во времени при наращивании коры в процессе рифтогенеза СОХ и заполнении пространства продуктами базальтового магматизма. Были собраны данные и проведена детекция кинематических типов механизмов очагов, которые показали, что в оси СОХ имеют место механизмы растяжения, в зонах субдукции – механизмы надвига (поддвига), а в активных частях трансформных разломов – сдвиги. Важное для тектоники плит положение о том, что внутриплитные деформации – это явление, установленное исключительно по границам плит и затухающее при удалении от них, отмечается многими (см. п.1.5). Но реальность сложнее представления о том, что между осью СОХ и пассивной окраиной океана (или конвергентной зоной) не происходит ничего, кроме накопления осадков на магматическом субстрате и остывания литосферы (*прим. автора*).

Дальнейший прогресс в накоплении геолого-геофизической информации о строении дна океанов привел к необходимости сделать ряд коррекций и дополнений в положения теории,

которые по данным (Хаин, Ломизе, 2005) могут быть сведены в таблицу со сравнением старых и скорректированных тезисов (Таблица 1.1).

Таблица 1.1. Сравнение классических и современных положений теории тектоники плит (Хаин, Ломизе, 2005)

Положения теории (классика)	**Положения теории (современное)**
1. Верхняя часть твердой Земли разделяется на хрупкую литосферу и вязкую астеносферу.	1. Верхняя часть твердой Земли разделяется на литосферу и астеносферу, но литосфера не столь монолитна, как предполагалось, и подвержена расслаиванию, а астеносфера существенно изменяет свою мощность и вязкость в латеральном направлении.
2. Литосфера разделена по латерали на ограниченное число крупных и средних по размерам плит.	2. Литосфера разделена по латерали на крупные, средние и малые плиты. Между крупными плитами расположены пояса, состоящие из мозаики малых плит, а сами крупные плиты неоднородны как в вертикальном, так и в горизонтальном сечении.
3. Литосферные плиты находятся в постоянном относительном движении по поверхности астеносферы, а основная тектоническая, сейсмическая и магматическая активность сосредоточена на их границах.	3. Литосферные плиты находятся в постоянном относительном движении по поверхности астеносферы, и основная тектоническая, сейсмическая и магматическая активность сосредоточена на их границах, хотя и в меньшем масштабе, проявляется и во внутренних частях плит.
4. Горизонтальные перемещения литосферных плит поддаются описанию, исходя из теоремы Эйлера.	4. Горизонтальные перемещения литосферных плит поддаются описанию, исходя из теоремы Эйлера, но малые плиты могут испытывать более сложные перемещения.
5. Наблюдается три основных типа относительных перемещений плит: 1) расхождение (дивергенция), выраженное рифтингом и спредингом; 2) схождение (конвергенция), выраженная субдукцией и коллизией; 3) сдвиговые перемещения по трансформным разломам.	5. Наблюдается три основных типа относительных перемещений плит: 1) расхождение (дивергенция), выраженное рифтингом и спредингом; 2) схождение (конвергенция), выраженная субдукцией, обдукцией, эдукцией, коллизией, выжиманием масс горных пород в латеральном направлении, в том числе по сдвигам; 3) сдвиговые перемещения по трансформным разломам, нередко сочетающиеся со сжатием (транспрессия) или растяжением (транстенсия).
6. Спрединг в океанах автоматически компенсируется субдукцией и коллизией по их периферии и, благодаря этому, радиус и объем Земли остается постоянными.	6. Спрединг в океанах компенсируется не только субдукцией и коллизией, но и другими процессами, связанными с конвергенцией плит (обдукция, эдукция, сдвиги и пр.), причем все эти процессы не находятся в постоянном количественном соответствии. Поэтому радиус и объем Земли могут испытывать пульсации, хотя и в ограниченных размерах. Кроме того, весьма вероятно вековое уменьшение радиуса и объема Земли вследствие ее общего охлаждения.
7. Перемещения литосферных плит относительно астеносферы обязаны их волочению под действием конвективных течений в астеносфере.	7. Перемещения литосферных плит относительно астеносферы обязаны не только их волочению под действием конвективных течений в астеносфере, но и отодвиганию от осей срединно-океанических хребтов (ridge push) и затягиванию в зоны субдукции (slab pull)
8. Главным «мотором» тектоники плит служит конвекция, которая является общемантийной и имеет чисто тепловое происхождение.	8. Главным «мотором» тектоники плит служит конвекция в мантии, но она проявляется в гораздо более сложной форме, различной на разных уровнях, многослойной, и является не чисто тепловой, но и химической.
9. Ряд важных тектонических и вообще геодинамических процессов остался вне рассмотрения в классической тектонике плит, а такие основные процессы как рифтинг, спрединг, субдукция, перемещения по трансформным разломам рассматриваются весьма упрощенно.	9. При создании более общей геодинамической концепции необходимо учитывать более широкий круг процессов, включая внутриплитные деформации и магматизм, периодические изменения эндогенной активности Земли, а также сложность движений на границах плит, их изменчивость в пространстве и времени.

Модификации положений 1 и 2, выполненные под давлением неоспоримых фактов о внутриплитных движениях и деформациях, фактически позволяют рассматривать крупные плиты как совокупность расслоенных блоков с собственной подвижностью в пределах верхней части литосферы, а в некоторых случаях, как, к примеру, в северном продолжении Афарского плюма (Соколов, Трифонов, 2012) – в пределах всей литосферы. При этом внутри плиты происходят независимые от средних параметров движения большой плиты локальные движения и деформации, никак не описываемые положением полюсов вращения и угловой скоростью, задаваемых глобальными моделями (п.1.5). Модификации 3 и 4 являются естественным продолжением пунктов 1 и 2. Модификация 5 связана с результатами углубленных исследований структур вдоль границ плит. Модификация 6 возникла из-за необходимости «сведения дебета» между новообразованной земной корой и ее деструкцией. Но приведенные в ней расширения не решают вопроса сходимости и взаимодействия: например, имеются три субмеридиональные рифтовые системы – САХ (около 16 тыс.км), Африканский рифт (около 6 тыс.км) и Индийский хребет (около 7 тыс.км), и между ними нет **ни одной** конвергентной границы. Около Атлантики практически отсутствуют зоны субдукции с падением слэбов от САХ. Дуговые зоны Малых Антильских островов и моря Скоша общей длиной около 2 тыс.км проблемы никак не решают. Модификации 7 и 8 связаны с тем, что сейсмотомографические исследования мантии все более убедительно показывают наличие в ней аномалий типа «плюм» и отсутствие признаков классических конвективных ячеек (см. п.1.5.1). Это вынуждает расширить список возможных механизмов горизонтальных движений или усложнить форму конвективного «мотора». Модификация 9 фактически отменяет строгость положения теории о жесткости плиты и отсутствии внутриплитных деформаций.

Как было отмечено выше, появление модификаций теории связано с накоплением новых фактов и возникновению ситуаций, плохо объяснимых с точки зрения классической тектоники плит. Ниже приведен список таких фактов, касающихся тематики данной работы:

– конвергенция пассивных частей трансформных разломов и увеличение их количества в экваториальном сегменте Атлантики к востоку от САХ, отчетливо проявленные в данных спутниковой альтиметрии;

– дискордантные зоны, не совпадающие по своей ориентации с трансформными разломами;

– наличие субширотно ориентированных сейсмофокальных зон желоба Пуэрто Рико и моря Скоша;

– дискретность петрологических параметров базальтового магматизма вдоль оси САХ, представленных двумя принципиально разными базальтовыми ассоциациями – спрединговой и плюмовой, характеризующимися резко контрастным проявлением геодинамических процессов

разного уровня, что фиксируется формированием специфических структур хребта, его сегментацией, и отражается на геофизических полях (Дмитриев и др., 1999);

– наличие косо ориентированных по отношению к главным структурным элементам дна Атлантки разломных зон и приуроченных к ним внутриплитных землетрясений (Мазарович, Соколов, 2002);

– наличие анизотропии деформаций осадочного чехла котловин (Мазарович, Соколов, 2004) с максимальной интенсивностью деформаций, ориентированной субмеридионально;

– субширотные зоны, расположенные по обе стороны от САХ, в которых устойчивым является контрастное сочетание повышенных значений аномалии Буге и пониженных значений изостатической аномалии, подобное преддуговым областям Тихого океана (Sokolov et al., 2008).

Данный список является далеко не полным, но уже из перечисленного следует, что накопился новый разрыв между фактами и рабочей геодинамической моделью, их объясняющей. Одной из тем, которая выделяется среди новых фундаментальных задач, является исследование структуры, генезиса и других свойств внутриплитных деформаций, имеющих место в глубоководных котловинах на удалении от границ плит. Эта тема имеет фундаментальное значение для разработки непротиворечивой геодинамической модели, претендующей на адаптацию новых фактов.

1.3. Мотивация поиска альтернативной геодинамической модели

В основу рабочей геодинамической модели заложена конвекция в мантии, при которой главными силами (по новой версии модели), ответственными за приповерхностную динамику масс литосферы являются: давление со стороны хребта (ridge push) при растяжении вдоль его оси, затягивание субдуцируемой плиты (slab pull) в мантию и перенос литосферы астеносферным течением, являющимся следствием конвекции. Отмеченные силы и механизм их энергообеспечения не объясняют возникновение упомянутых в п.1.2 проблем и фактов из-за дефицита в них горизонтальной компоненты движения, ориентированной неортогонально САХ, из-за сложности с обоснованием наличия конвективных ячеек по данным сейсмотомографии, из-за отсутствия увязки дискретного характера параметров магматических процессов вдоль САХ с представлением о существовании сплошного восходящего потока вещества вдоль дивергентной зоны конвективной ячейки и многого другого. Говоря проще, литосферные массы перемещаются по поверхности Земли не так, как им предписывается геодинамической моделью, а сложнее. Отметим, что дискретные условия формирования базальтовых магм (Дмитриев и др., 1999) также плохо сочетаются с представлениями о системе конвективных ячеек, за исключением многоярусных моделей конвекции. Противоречие не может быть

разрешено даже с помощью данных о возможной миграции ветвей Атлантического суперплюма вдоль оси САХ в южном направлении (Dmitriev et al., 2001).

Главным подтверждением наличия конвекции в мантии должна была быть сейсмотомография, но она показала наличие вертикальных прогретых областей, имеющих конфигурацию, отличную от замкнутой системы ячеек, охватывающих мантию (см. п.1.5.1). Вместо конвективных ячеек были обнаружены ветвящиеся плюмы, восходящие к поверхности от двух суперплюмов – Африканского и Тихоокеанского. При этом структуры САХ, где должны были фиксироваться глубинные восходящие потоки конвекционных ячеек, раздвигающие плиты с линейным размером до 15000 км, в томографии не прослеживаются глубже 300 км. Таким образом, зона САХ никак не связана с аномалией прогретого вещества, сопоставимой по масштабу с движимым объектом, и непонятно, каким образом этот слой формирует усилие по расталкиванию литосферных плит на базе почти в 15 тысяч километров (расстояние между внешними границами континентов обрамления Атлантики, например). Данное обстоятельство проиллюстрировано на примере трансатлантического профиля, включающего северную Америку и Африку в работе (Соколов, 2010). Сопоставимыми аномалиями являются плюмы, но они точечно проплавляют литосферу и не ассоциированы с ее движением. В случае особо крупных размеров верхних частей плюмов формируются локальные течения, способные формировать значительный латеральный перенос литосферных блоков (Трифонов, Соколов, 2015), но не плит в целом. Затягивание субдуцируемой плиты (slab pull) для Атлантики вообще не актуально из-за отсутствия зон субдукции с падением от САХ (Малая Антильская дуга и море Скоша не в счет, так как они на порядок меньше размеров Атлантики), затягивание в которые могло бы осуществить раскрытие этого океана. Остающееся астеносферное течение в случае своего наличия должно было бы создать хорошо распознаваемый динамический рельеф, увязанный с САХ. Но по данным (Kaban et al., 2003) динамический рельеф, являющийся частью остаточного рельефа, в котором удалено изостатическое влияние литосферных масс, увязан не с системой САХ, а с системой восходящих плюмов. Аномалии рельефа, связанные с динамическим напором, наблюдаются только в тех участках САХ, которые интерферируют с ответвлениями плюмов (Исландия, Азорские острова, район Буве). Кроме того, неясно как течение – явление, имеющее зону повышенных значений скорости с шириной много меньшей длины, на которой оно проявляется, может иметь обратное сочетание размеров: длину, сопоставимую или меньшую чем ширина (в данном случае размер САХ около 16 тыс.км).

Таким образом, для получения наблюдаемого тектогенеза необходимо сочетание тепловой машины мантии, выраженной плюмами, с чем-то еще. Одновременное существование конвективных ячеек и плюмов вызывает большие сомнения, но плюмы при этом являются

реально наблюдаемым по сейсмотомографии явлением. Система СОХ глобальна и непрерывна, а система плюмов дискретна. Это создает неопределенность в объяснении структурообразования СОХ за счет одного фактора и заставляет искать дополнительный. Для Атлантики основные объявленные механизмы тектогенеза, обеспечивающие горизонтальное перемещение литосферных плит (см. Таблицу 1.1), выглядят малозначащими. Дополнительным фактором к плюм-тектонике могут быть объемные силы, действующие за счет тангенциальных компонент ускорений в системе вращающегося сфероида.

1.4. Баланс выделения и расхода энергии в Земле и тектонический «остаток»

Расчет баланса энерговыделения в теле Земли и расхода на тектоническую активность и другие процессы необходим для определения достаточности энергии для их реализации и, в частности, для горизонтальных перемещений и сопутствующих деформаций литосферных масс. Если считать мощность литосферной оболочки, перемещающейся по сфероиду, равной 150 км, плотность 3.3 г/см3, а среднюю скорость плит по данным модели NUVEL-1A (De Mets et al., 1994) 3 см/год, то кинетическая энергия движения плит составит 1.14×10^{12} эрг/с. Это очень небольшая величина, но она не означает, что в реальности на перемещение литосферных плит затрачивается именно эта энергия, поскольку подобный прямой расчет не учитывает преодоление силы трения подошвы литосферы и астеносферы. Расчет энергии, затрачиваемой на движение плит литосферы с учетом трения, в сильной степени зависит от выбора значения вязкости астеносферы. По сводке данных в работе (Хаин, Ломизе, 1995) она может составлять от 10^{21}-10^{22} П (пуаз) под континентами до 10^{19}-10^{20} П под океанами. Расчет мощности приведен в работе (Гогель, 1978, с.154) (см. Табл.1.2).

Таблица 1.2. Мощность, затрачиваемая на движение плит (Гогель, 1978)

Мощность (км)	Скорость (см/год)	Вязкость (П)	Мощность (кВт)	Мощность (эрг/с)
100	3	10^{19}	4.5×10^{6}	4.5×10^{16}
300	2	10^{21}	6.6×10^{7}	6.6×10^{17}

Примечание: в оригинале публикации приведенные величины названы энергией в единицу времени.

Для средних значений мощности литосферы, вязкости астеносферы и скоростей плит можно считать среднюю энергию, затрачиваемую на движение плит, равной 1.7×10^{17} эрг/с. Эта величина, к примеру, много меньше энергии осевого вращения Земли 3×10^{36} эрг (Авсюк, 2001). Даже небольшие вариации параметров вращения приводят к изменениям энергии осевого вращения на величины, достаточные для обеспечения движения плит. 600 млн. лет назад сутки составляли около 18 часов (Сорохтин, Ушаков, 1993), и при увеличенной скорости вращения энергия была приблизительно в 1.8 раза больше, чем в настоящее время. Легко подсчитать, что

за период длительностью около 1.89×10^{16} с энергия в среднем уменьшалась на 1.06×10^{20} эрг в секунду. Здесь существенную роль играют механизмы передачи энергии в системе между оболочками при совершении работы по перемещению плит и их деформации. По расчетам (Гогель, 1978) суммарный эффект энергозатрат от всех тектонических процессов (движение, деформации, разломообразование и проч.) может составлять $1\div2\times10^{18}$ эрг/с (или 10^{11} W).

В таблице 1.3 приведены оценки энерговыделения в теле Земли из различных литературных источников. Эти цифры показывают величины генерации энергии тремя основными процессами – гравитационной аккрецией, распадом радиоактивных изотопов и приливным действием, тормозящим осевое вращение Земли и выделяющим тепло.

Таблица 1.3. Сводка значений энерговыделения в теле Земли

Источник энерговыделения	**Приливное действие**	**Радиогенная энергия**	**Остаточная от аккреции и выделения ядра**	**Гипотетические истчники**	**Сумма**
Артюшков, 1979		1.27×10^{13} W 1.5×10^{31} J	0.951×10^{13} W (в нижней мантии) 1.5×10^{31} J		
Verhoogen, 1980			2.49×10^{32} J (со статикой)		
Поляк, 1988	0.05×10^{13} W	$1.1\text{-}2.6\times10^{13}$ W	4.05×10^{13} W		$5.3\div7.2\times10^{13}$ W
Сорохтин, Ушаков, 1993	0.1×10^{13} W	1.13×10^{13} W	4.05×10^{13} W (без статики) 8.09×10^{13} W (полная энергия)		
Stacey, Stacey, 1999		7.8×10^{30} J	1.4×10^{31} J		
Авсюк, 2001	1.3×10^{13} W (4×10^{11} W на мантию)		3.5×10^{22} J (без статики)		
Сорохтин, Ушаков, 2002	0.287×10^{13} W (в основном в гидросфере – 94%)	0.91×10^{13} W 1.25×10^{13} W (с мантией)	2.8×10^{13} W	2.41×10^{13} W	

Примечание. Джоули (J) даны за весь период истории Земли, остальные значения приведены в ваттах (W). Гипотетические источники – то, что, по мнению О.Г.Сорохтина, должно быть введено для уравновешивания баланса с теплопотерями. О.Г.Сорохтин считает, что это химико-плотностная дифференциация.

По мнению (Поляк, 1988), глобальная оценка современной мощности явлений энерговыделения имеет пока ориентировочный характер и требует дальнейшего изучения. Б.Г. Поляк также особо выделяет оценку потока солнечной энергии через поверхность Земли, равную 340 W/м^2 или 5.5×10^{31} эрг/год (или 1.75×10^{17} W), но отмечает, что большая часть этой мощности рассеивается в пространство. Рассмотрим таблицу со сводкой литературных данных по энергозатратам (см. таблица 1.4).

Таблица 1.4. Сводка значений энергозатрат в теле Земли

Источник энергозатрат	Тепловой поток	Вулканизм	Упругая энергия	Горообразование	Горизонтальные перемещения плит	Изменение энергии вращения	Магнитное поле	Тепловая конвекция	Плавление внешнего ядра	Общий разогрев Земли
Гогель, 1978					1.7×10^{10}					
Артюшков, 1979	3.17×10^{13}						0.951×10^{12}			
Артюшков, 1979	3.17×10^{13}						0.951×10^{12}			
Verhoogen, 1980	4×10^{13}	8×10^{11}	1×10^{12}	7×10^{9}		1×10^{8}				
Сорохтин, Ушаков, 1993	4.2×10^{13}						1×10^{9}		0.28×10^{13}	0.38×10^{13}
Авсюк, 2001	3×10^{13}						10^{10}	3×10^{13}		
Сорохтин, Ушаков, 2002	4.3×10^{13}									

Примечание. Значения приведены в ваттах.

Подсчет суммы энергозатрат по таблице 1.4 дает значение $\sim 8\times10^{13}$ W. Порядок этой величины совпадает с максимальной суммой по таблице 1.3, где приведены данные энерговыделения – $5.3\div7.2\times10^{13}$ W. С учетом разброса оценок компонент энерговыделения, их расчет, выполненный по максимальным значениям, может даже превосходить энергозатрты. Таким образом, выделение и расход энергии в теле Земли в целом сходятся с точностью от 10 до 20 %. Реализация более точных оценок энергетического баланса, по-видимому, является делом будущего. Вывод, который можно сделать по приведенным материалам, состоит в следующем. Вариации выделения энергии по любому из главных процессов (см. табл.1.3) значительно превосходят мощность, необходимую для реализации тектонических процессов: перемещения плит, горообразования, разломообразования, деформаций и т.д. Это означает, что их энергетическая реализуемость является физически обоснованной, а главные проблемы состоят в механизмах передачи энергии между блоками расслоенных геосфер (теплоносителями), участвующих в тектонических процессах. Учитывая обоснованные сомнения по поводу действия механизмов движения в Атлантическом океане, считающихся главными (slab pull, ridge push, астеносферное течение – см. п. 1.2, 1.3), связанных с конвективным движением вещества в мантии, для вышеупомянутых тектонических процессов целесообразно рассмотрение влияния ротационного фактора. Его энерговыделение достаточно для реализации тектонических процессов. Конкретные механизмы его воздействия на расслоенные блоки коры и верхней мантии в работе не рассматриваются.

1.5. Обзор количественных глобальных геодинамических моделей

К середине 90-х годов в научном сообществе, занимающемся тектоникой и геодинамикой, окончательно сложилось понятие об одновременном существовании нескольких самостоятельных одноранговых факторах тектогенеза. По-видимому, первой четкой формулировкой существования такого сочетания была работа (Maruyama et al., 1994) о новой парадигме геодинамики, которая неоднократно цитируется в литературе, например (Хаин, Ломизе, 2005). **В ней постулируется сочетание трех глобальных факторов тектогенеза: плейт-тектоника, плюм-тектоника и тектоника роста в ядре**. Под плейт-тектоникой подразумевается совокупность процессов от земной коры до раздела в мантии около 670 км. Под плюм-тектоникой понимаются процессы в остальной части мантии (до глубин 2950 км). Под тектоникой роста понимаются процессы в ядре, которые сопровождаются гравитационной аккрецией вещества и, следовательно, подкачкой энергии в «тепловую машину» в мантии и процессы конвекции во внешнем жидком ядре. Напомним, что «тепловой машиной» называется система или устройство, преобразующее тепловую энергию в механическую (или наоборот), что приводит к возникновению собственно тектонического процесса. Ограничимся рассмотрением первых двух обозначенных факторов, полагая, что влияние на них третьего состоит в поддержании функционирования «тепловой машины» в мантии, **существование которой не отрицается никем**. Возможно также рассмотрение взаимодействия оболочек ядра с системой космических тел (космический фактор), но об этом позже в данном разделе. Отметим только, что в литературе сочетание плейт- и плюм-тектоники по механизму действия опирается только на «тепловую машину»: для плейт-тектоники – на конвекцию разогретого вещества по системе ячеек, для плюм-тектоники – на локальный подъем разогретого вещества (адвекция). Одновременное сочетание этих способов реализации «тепловой машины» вызывает большие сомнения (см. п.1.3). Кроме того, при любых вариантах признается существование горизонтальной расслоенности литосферы и способности слоев к горизонтальным перемещениям. Также не вызывает сомнений вертикальная подвижность геоблоков, происходящая в случаях нарушения изостатического равновесия геологических масс на поверхности Земли с вязким субстратом в подошве.

Четкую формулировку идеи, что совокупный результат тектонического строения коры объясняется ранжированным по масштабу наложением (**суперпозицией**) действия факторов тектогенеза с различным генезисом, можно также найти в работе (Гончаров и др., 2005). Здесь же предлагается ранговая классификация факторов и объяснение характера суперпозиции геодинамических процессов. Важным моментом является то, что ситуации, когда весь спектр тектонических структур, сформированных на поверхности Земли («тектонический результат»),

объяснялся действием одного конвекционного механизма, поддерживающего плейт-тектонику, уже нет. Собранный фактический геолого-геофизический материал и сравнение его с геодинамической теорией ввело научное сообщество в состояние поиска дополнительных (или альтернативных) факторов тектогенеза, которые были бы способны ликвидировать разрыв теории и фактов, поскольку усложнения и модификации плейт-тектоники с конвективным механизмом в основе имеют разумный предел.

Количественный подход к решению задач геодинамики может быть основан только на четком определении самого понятия «геодинамика». Сравнение представлений специалистов с диаметрально противоположными взглядами (Белоусов, 1975; Павленкова, 1987; Зоненшайн, Кузьмин, 1993) показало, тем не менее, что существует единый «стержень», основанный на определении дисциплины «динамика», который принят в физике. «Механикой называется наука о простейшей форме движения материи – механическом движении, которое состоит в изменении взаимного расположения тел или их частей в пространстве с течением времени. Телами называются макроскопические системы, состоящие из очень большого числа молекул и атомов, так что размеры этих систем во много раз больше межмолекулярных расстояний. В кинематике изучается механическое движение тел вне связи с определяющим его взаимодействием между телами. В динамике рассматривается влияние взаимодействия между телами на их механическое движение» (Яворский, Детлаф, 1974, стр.13-14). Под взаимодействием понимается анализ сил и источников энергии. Таким образом, под «геодинамикой» нами будет подразумеваться наука, которая изучает взаимодействие между геологическими объектами во времени. Важным для решения проблем геодинамики представляется выработка подходов к параметризации сложнейших свойств геологических тел для дальнейшего использования их в количественном анализе. Наиболее близкое к данному определение «геодинамики» можно найти в работе (Хаин, Ломизе, 1995, стр.5). Объекты, рассматриваемые в геодинамике, имеют сложность неизмеримо более высокую, чем объекты в классической физике, что и делает данную дисциплину уникальной. Сложность объектов сильно влияет на наличие адекватных и эффективных количественных моделей, описывающих процессы геодинамики.

Именно по этой причине такие понятия, как «геодинамическая обстановка» и «геодинамический режим» существуют в описании не физических, а геологических дисциплин. Например (Полянин, 2009), геодинамическая обстановка – это локальная элементарная совокупность поверхностных и глубинных седиментационных, магматических, метаморфических и тектонических процессов, проявляющихся на некоторой территории в пределах господства того или иного геодинамического режима в определенный (продолжительностью не менее периода) отрезок геологического времени. Геодинамический

режим – совокупность геодинамических обстановок с общностью порождающего их процесса и функционирующих близодновременно в пределах крупного сегмента. Выделяются основные геодинамические процессы и режимы: предспрединговый рифтогенез (часто континентальный); спрединговый океанический рифтогенез; субдукционный процесс; коллизионный процесс; режим платформенной стабилизации; внутриконтинентальный орогенез, не связанный с коллизией и диапиризмом – экстенсия. Сюда следует добавить (*прим. автора*) внутриокеанические процессы, осложняющие стандартное строение коры на пространстве от спредингового рифта до зоны субдукции или пассивной окраины. Примером карты, составленной на основе такого подхода к геодинамическим режимам, является (Parfenov et al., 2004).

Одним из вариантов определения геодинамики, учитывающим процессы во всех оболочках Земли, является постулат, приведенный в работе (Богатиков и др., 1984). Он определяет точку зрения, при которой под геодинамикой следует понимать всю совокупность глубинных динамических процессов в толще Земли, обуславливающих движение масс вещества и энергии внутри Земли и в ее верхних оболочках, а под тектоникой – их отражение на поверхности нашей планеты. По существу этот постулат является адаптацией классического определения динамики из физики, приведенного выше, для нужд наук о Земле. При этом тектоника рассматривается как структурный фактор, сформированный в результате действия сил и энерговыделения в недрах Земли и на ее поверхности (*прим. автора*).

В работе Н.И. Павленковой (1987) со ссылкой на труды Белоусова В.В. (1978) приведена классификация эндогенных режимов: платформенный, геосинклинальный, орогенный, рифтовый, тафрогенный, режимы континентальных окраин и магматической активизации платформ. Несмотря на привязку классификации к единственному источнику эндогенной энергии и исключение из рассмотрения идей о горизонтальном перемещении, рассматриваемых плейт-тектоникой, данная классификация опирается на четкие количественные геофизические параметры, такие как строение коры по данным ГСЗ, тепловой поток, плотность, магнитная восприимчивость, скоростные характеристики, сейсмичность и т.д. Это создает надежную основу для использования результатов классификации «эндогенных режимов», которые по географическому распределению мало отличаются от результатов классификации по современным «геодинамическим обстановкам». Классификаторские работы, использующие разные данные – геологические и геофизические, тем не менее, приводят к сходным результатам, что не может не радовать.

Количественный подход, опирающийся на математическое описание геологической среды, расчет полей напряжений и деформационных структур был развит М.В. Гзовским (1975). Представленный математический аппарат позволяет «освещать механизм развития деформаций

и разрывов, возникающих в земной коре благодаря действию глубинных процессов». Нижеследующий обзор геодинамических моделей касается природы глубинных процессов и сил.

Геодинамические модели, основанные на физических дисциплинах, как и любые другие модели, объясняющие данные наблюдений и «тектонический результат», бывают двух типов: **аппроксимационные и причинно-следственные**. Аппроксимационные модели служат для наиболее точного (обычно с некоторой среднеквадратической погрешностью) описания данных с целью их прогноза либо интерполирования значений в областях с отсутствием измерений. Их особенностью является то, что они описывают фактуру, но мало отражают причинно-следственные связи внутри явления. Например, облако точек измерений с наличием интересного тренда можно аппроксимировать либо прямой, либо кривой второго порядка с соответствующим подбором кривизны, дающей улучшение погрешности аппроксимации, но для физического механизма формирования данного тренда наблюдений в такой модели еще предстоит подобрать интерпретацию. Под причинно-следственными моделями понимаются модели, в которых при заданных исходных состояниях (например, распределение масс, скоростей, напряжений или температур) на основании физических законов рассчитывается результат геодинамического действия и далее сравнивается с контрольными измерениями.

Процесс создания полноценной научной теории или гипотезы весьма условно может быть разделен на три этапа: установление корреляционных связей между явлениями (накопление фактов и эмпирические обобщения по определению В.И. Вернадского), создание причинно-следственной модели явления, объясняющей наблюденную корреляцию (как правило, количественно), использование теории для расчетов и прогнозов. Первые два этапа принято называть фундаментальной наукой, хотя границы между этапами размыты. Исследователями Земли были наблюдены и сформулированы самые разнообразные «эмпирические обобщения», многие из которых легли в основу геодинамических и тектонических моделей. Ввиду сложности объекта исследования создание адекватной количественной теории не всегда удается. Под давлением новых фактов структура моделей должна постоянно уточняться.

Геодинамические модели по механизму, заложенному в основу действия, весьма условно могут быть разделены на те, которые используют «тепловую машину» в том или ином виде, например конвекцию или подъем плюмов, на модели, использующие дополнительные факторы – ротационные, космические, пульсационные и др., и на модели, предполагающие комбинацию действия различных факторов. Здесь и в разделе 1.6 (ротационный фактор) будут приведены описания наиболее значимых (с точки зрения автора) моделей и обобщений, как правило, создающих количественную основу для расчетов геодинамических эффектов. Модели, носящие

декларативный характер или содержащие очевидные противоречия с фундаментальной фактурной базой, не рассматриваются.

1.5.1. Ранние и наиболее важные эмпирические наблюдения

Подробный обзор геотектонических гипотез к 1970 году можно найти в работе (Пухляков, 1970). Поскольку большая часть приведенного материала не позволяет построить полноценную теорию с количественными элементами, этот материал необходимо рассматривать как важные эмпирические наблюдения. В частности, в работе приведена оценка реалистичности контракционной гипотезы, долгое время считавшейся одной из главных в теории Земли. Горообразование в поверхностном слое Земли, происходящее вследствие остывания сфероида, должно было сопровождаться сокращением радиуса Земли приблизительно на 500 км при остывании, что не подтверждено никакими исследованиями поведения вещества при высоких давлениях и температурах. Также неясно, как в рамках этой гипотезы вещество недр должно было, остывая, сжиматься больше вещества коры, как внешней оболочки с максимальными теплопотерями. Если при дифференцированном охлаждении внешняя оболочка остывает больше, то на поверхности должно происходить сжатие блоков с образованием трещин между ними, а не смятие в складки и формирование горизонтальных смещений в первые сотни километров. Симметричные соображения относятся и к гипотезе расширения Земли. Отметим (*прим. автора*), что наличие количественных элементов в гипотезе отнюдь не означает, что гипотеза отражает объективную реальность.

Более современный обзор геотектонических гипотез можно найти в (Планета Земля, 2004). В этом издании приведены только наиболее значимые, с точки зрения начала XXI века, идеи.

Одним из наиболее впечатляющих по своим последствиям наблюдений ушедшего века является совпадение границ континентов в Атлантическом океане, отстоящих друг от друга на тысячи километров, сделанное А. Вегенером (Вегенер, 1925), которое, вместе со способностью больших масс к течению, привело к созданию гипотезы тектоники плит. Значимость этой гипотезы трудно переоценить, поскольку она утвердила представление о крупных горизонтальных перемещениях литосферных плит, что было впоследствии подтверждено инструментальными измерениями (GPS, VLBI). Другим источником аргументации в пользу дрейфа континентов и аккреции молодой океанической коры вдоль СОХ во второй половине XX века стало обнаружение линейных магнитных аномалий, которые фиксируют смену намагниченности магматических пород при спрединге – процесс наращивания коры при расширении рифтов СОХ и их заполнение продуктами базальтового магматизма. Кроме того, с 60-х годов глобальная сейсмологическая сеть позволила собрать данные, с помощью которых была проведена детекция кинематических типов механизмов очагов. Было установлено, что в

оси СОХ имеют место механизмы растяжения, в зонах субдукции – механизмы надвига (поддвига), а в активных частях трансформных разломов – сдвиги.

Вместе с тем, жесткая привязка «тектонического результата» на поверхности Земли к действию одной лишь мантийной конвекции и отказ от рассмотрения в рамках гипотезы альтернативных геодинамических факторов с горизонтальным действием сделали невозможным объяснение ряда фактов (см. п.1.2) и привели к усложнению и иерархичности теории конвективного механизма. Парадокс состоит в том, что революционное обновление тектоники и геодинамики введением в анализ горизонтальных перемещений сопровождалось безальтернативным подходом к движущему механизму – тепловой конвекции в мантии. Вполне очевидно, что это было связано с тем, что конвекция – это единственный механизм глобальной тектоники, для которого был развит количественный подход и проведены расчеты вариантов эволюции Земли.

Другим важным феноменом, объясняющим вертикальную компоненту движения поверхностных блоков Земли, является изостазия, обнаруженная в XVIII веке и получившая математическое описание в XIX веке от Дж.Эри и В. Пратта. Безотносительно причин, вызывающих нарушение архимедова равновесия блоков коры или литосферы, расположенных на вязком субстрате, изостатическое выравнивание положения блока в зависимости от его общего размера и веса является распространенным способом восстановления равновесия. Это явление сглаживает дисбаланс нагрузок на способный к вязкому течению субстрат. Нарушение этих нагрузок возникает по разным причинам. Это могут быть избыточные массы над поверхностью выравнивания, возникающие из-за коллизии геоблоков при горизонтальных перемещениях, а также дефицит масс в зонах растяжения геоблоков, при котором компенсация приводит к подъему вещества. В любом случае, это ответная «пассивная» реакция на «активное» внешнее действие, которое происходит из-за процессов с горизонтальной компонентой движения геоблоков, либо из-за седиментационного перераспределения нагрузок.

Особо важной категорией явлений, получившей освещение в литературе с конца 70-х годов, является система восходящих плюмов в мантии Земли, обнаруженная по данным сейсмотомографии. Целью данного метода является получение объемной модели распределения скоростей распространения сейсмических P- и S-волн в теле Земли (или других сейсмических атрибутов) от естественных источников – землетрясений. Одним из первых опытов применения времен пробега от сильных сейсмических событий по разным траекториям для реконструкций латеральных скоростных неоднородностей в мантии считается работа (Алексеев и др., 1971) в пределах профиля Памир-Байкал. Развитие мировой сейсмологической сети и доступ к огромному массиву данных породил новый вид глобальных исследований – сейсмотомографию мантии Земли, для которой пионерской считается работа (Dziewonsky et al.,

1977). Суть сейсмотомографии состоит в методе подбора латеральных вариаций скоростей в мантии относительно средних значений таким образом, чтобы минимизировать зарегистрированные невязки времен пробега, рассчитываемые как разность измеренного значения и теоретического, рассчитанного по радиально симметричной скоростной модели. Детальность моделей скоростных вариаций в мантии зависит от числа используемых сферических гармоник для спектрального представления поля скоростных вариаций. Первые модели в 70-ые и 80-ые годы содержали гармоники 12-го и 16-го порядка. На рубеже 2000-х годов для глобальной картины вариаций использовались модели 31-го порядка. Для современных региональных моделей используются гармоники более высоких порядков (Жао и др., 2010) или значения параметризации в 3-6 раз более детальные. Получение региональных моделей эффективно в высокосейсмичных районах, например, вдоль тихоокеанской зоны субдукции. Общий анализ физических свойств моделей и их обзор приведен в работе (Becker, Boschi, 2001).

Полученные вариации δV отрицательного знака интерпретируются, как правило, как следствие прогретого и частично расплавленного состояния недр, при котором локальные скорости падают. Вариации δV положительного знака интерпретируются как холодное вещество древних кратонов или как субдуцирующие от дуговых зон плиты. Большие скопления положительных аномалий иногда называют «кладбищем слэбов», хотя остается неясным, как долго эти слэбы находятся в недрах, не прогреваясь до температуры окружающей среды. Данная интерпретация δV, называемая условно «термальной», является общепринятой. В работе (Becker, Boschi, 2001) при обзоре моделей делается упор именно на этом подходе, как базовом для большинства исследователей. Это вызывает ряд сомнений, поскольку, кроме «термального», существуют еще «вещественный» механизм образования вариаций δV и «тензочувствительность среды» (Проблемы геотомографии, 1997), которая способна дать вариации δV в первые проценты аналогично термальному механизму. Отказ от других механизмов интерпретации вряд ли является продуктивным. Это наглядно демонстрируют графики взаимной корреляции моделей P- и S-волн, представленные в работе (Becker, Boschi, 2001). Исходя из «термальной» интерпретации, поведение моделей разных типов волн с глубиной должно быть синхронизировано, но на практике приемлемые коэффициенты корреляции начинаются с глубины около 700 км. До этого уровня модели по разным волнам существенно расходятся, что говорит, как минимум, о необходимости рассматривать что-то еще для обоснования наблюдаемого поля вариаций. Основные результаты глобальной сейсмотомографии состоят в следующем. По S-волнам для поверхности очевидна система отрицательных аномалий, связанных со срединными океаническими хребтами (СОХ) и главными горячими точками (Рис.1.5). Кратоны представлены ровным положительным полем

δV, кроме районов выхода горячих точек (например, Афар в Африке). На глубинах свыше 300 км система СОХ в поле δV распадается, и надежно проследить наличие единой восходящей аномалии, связанной с восходящим конвективным потоком в дивергентной зоне Земли не представляется возможным. Этот факт вполне достоверно выявлялся по данным сейсмотомографии уже с конца 80-х годов (Anderson et al., 1992). В этой же работе срединно-океанические хребты рассматриваются как структуры, возникшие в результате пассивной реакции на расхождение плит, а не как маркер восходящих глубинных мантийных потоков по границам конвективных ячеек. Наблюдаются мощные изолированные аномалии, которые являются корнем и ответвлениями суперплюмов – Африканского и Тихоокеанского, стартующих от границы мантия – ядро (см. рис.1.6). В работе (Courtillot et al., 2002) и многих других неоднократно подчеркивалось наличие привязки приповерхностных ответвлений суперплюмов в плане к внешнему контуру периферии их корней. Структуры СОХ имеют глубокие корни в тех случаях, когда на СОХ наложены ответвления суперплюмов (Исландия – наиболее яркий пример). Главный вывод, который необходимо сделать при объемном анализе «термальных горячих аномалий» (см. рис.1.7), состоит в том, что **в мантии не обнаружены непрерывные аномалии от поверхности до границы с ядром, связанные с восходящими зонами вдоль дивергентных границ конвективных ячеек. Непрерывные аномалии под СОХ отрицательного знака не прослеживаются глубже 300 км**. По новым данным (Lebedev, Van Der Hilst, 2008) осевая отрицательная аномалия скорости не прослеживается глубже 150 км, что приближает глубину подошвы аномальной зоны к глубине солидуса под осью САХ. Аномалии, связанные с суперплюмами, имеют форму восходящих к поверхности и ветвящихся «колонн», которые по пространственному положению не совпадают с классическими дивергентными границами плит. Данная картина не подтверждает широко распространенный вывод, что сейсмотомография является «мгновенной фотографией» конвективных течений в мантии по системе ячеек. По Р-волнам основным фактором, формирующим вариабельность аномалии δV на поверхности Земли, является не прогретое или частично расплавленное состояние вдоль СОХ, а плотность источников волн, которая максимальна в коллизионных зонах – Тихоокеанской и Альпийской (см. рис.1.8), в которых процессы коллизии происходят в настоящее время. СОХ как термальный объект никак не выражен в Р-волнах на значимом уровне по причине низкой плотности как событий, так и станций наблюдения. Для получения вариаций скоростей S-волн в работе (Becker, Boschi, 2001) частично использовались поверхностные волны, что позволило получить для зон СОХ улучшенные данные.

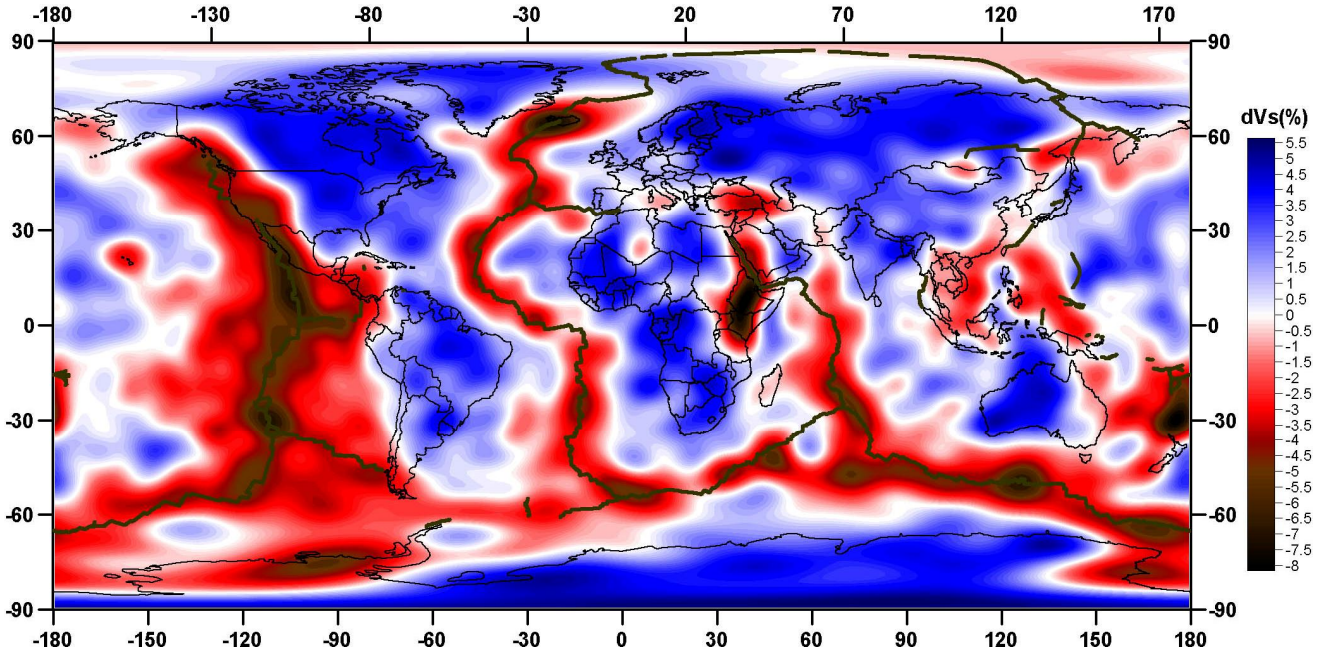


Рис.1.5. Горизонтальный срез δV сейсмотомографической модели NGRAND (Grand et al., 1997), модифицированной в 2001 году (Becker, Boschi, 2001) по S-волнам в слое 0-100 км.

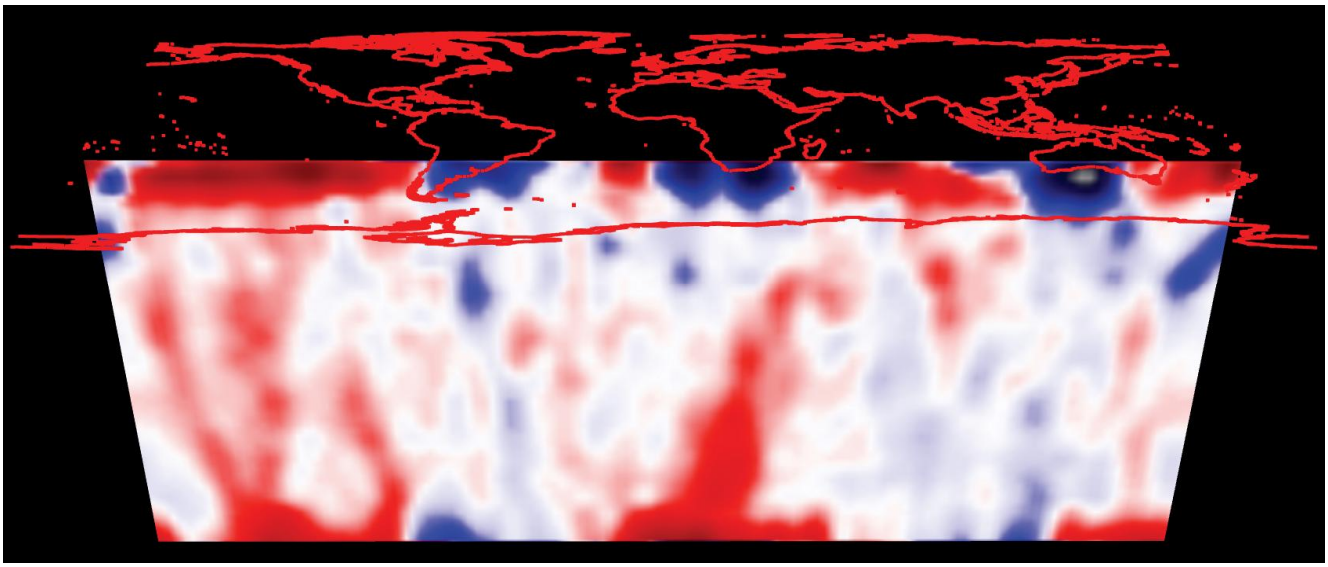
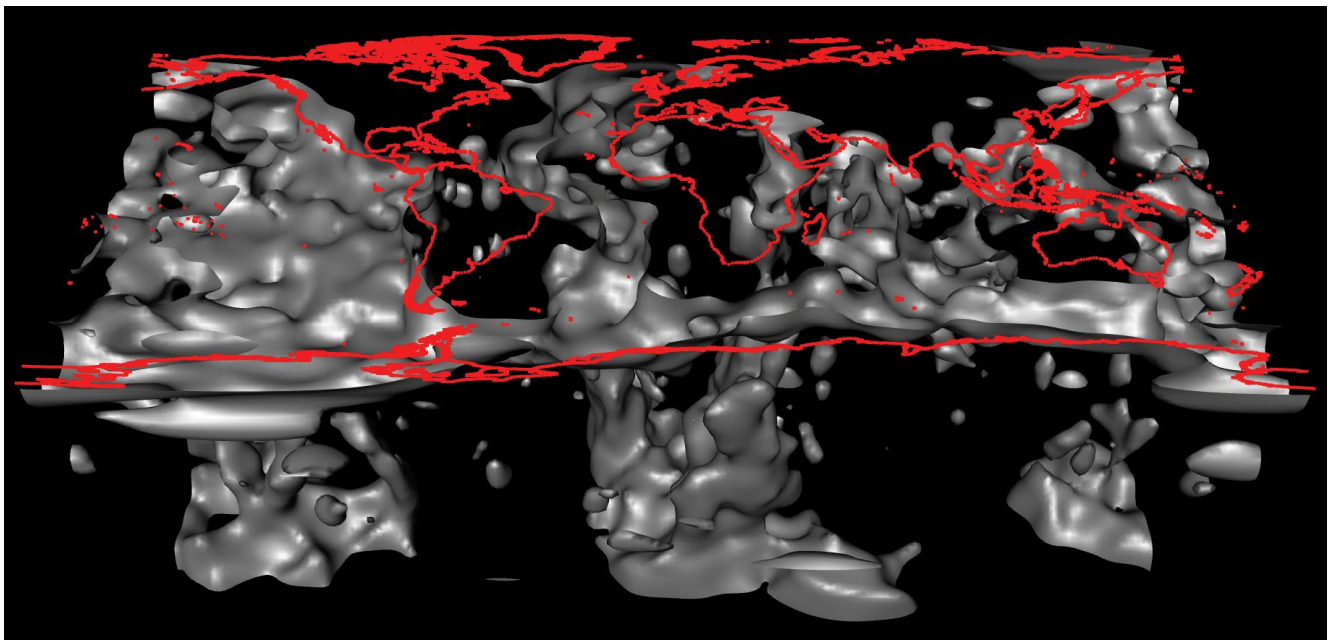
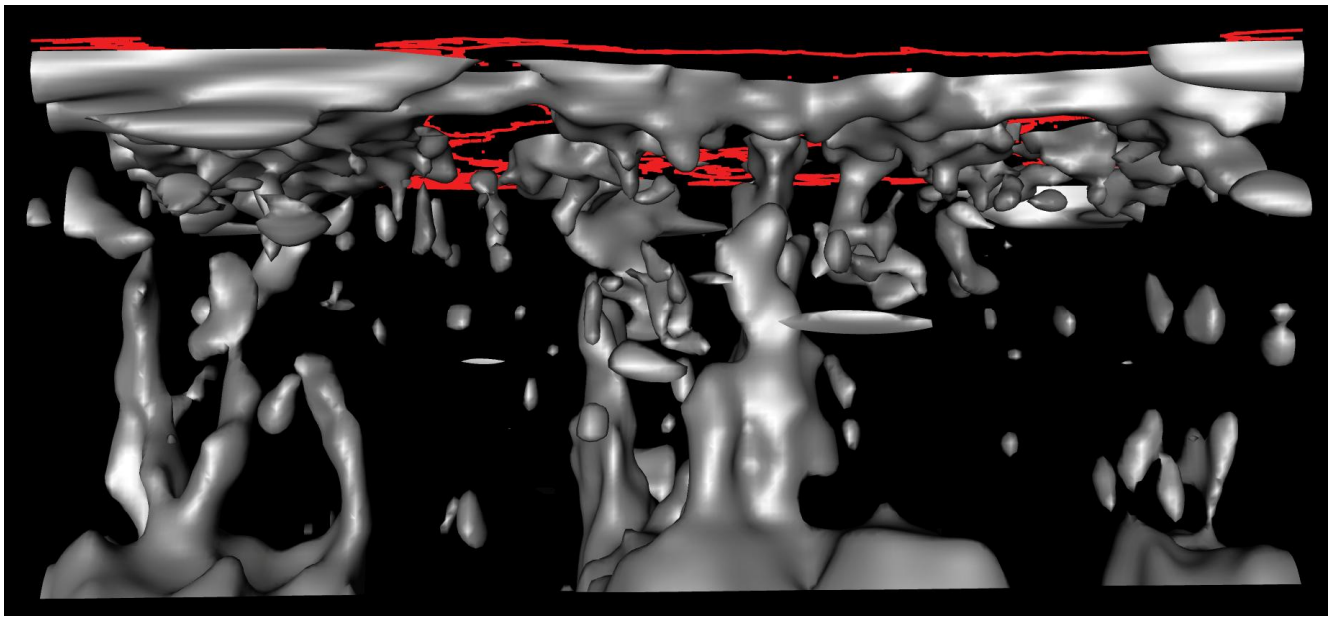


Рис.1.6. Вертикальный срез δV сейсмотомографической модели NGRAND (Grand et al., 1997), модифицированной в 2001 году (Becker, Boschi, 2001) по S-волнам от кровли мантии до подошвы на широте 27° ю.ш. Шкала цветов: от -8% (красный) до +5.6% (синий).



1



2

Рис.1.7. Объемный вид δV сейсмотомографической модели NGRAND по S-волнам для изоповерхности -0.55% выше малых фоновых вариаций. 1 – вид сверху с юга, 2 – вид снизу с юга.

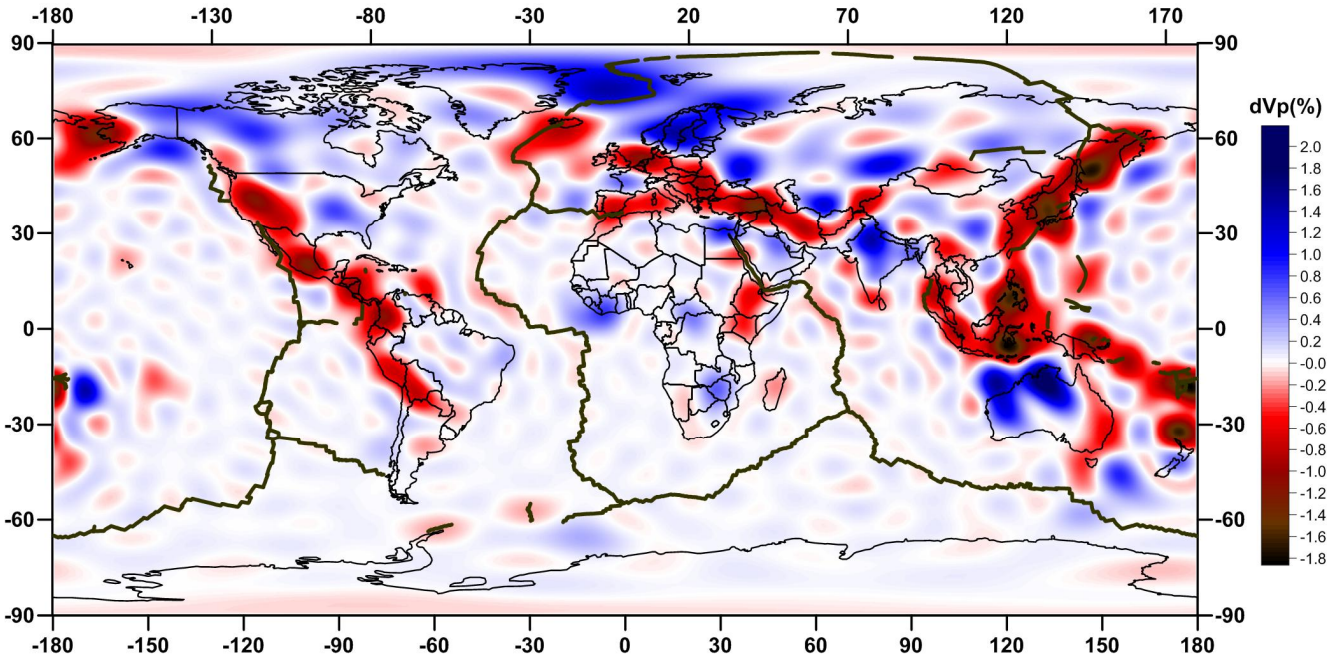


Рис.1.8. Горизонтальный срез δV сейсмотомографической модели HWE97P (van der Hilst et al., 1997) по P-волнам для слоя с глубинами кровли и подошвы от 0 до 100 км.

В 1980 году было введено понятие тектонической расслоенности литосферы (Тектоническая …, 1980). Появлению этого понятия предшествовали открытия таких явлений, как перемещение близповерхностных геологических масс на большие (сотни километров) расстояния, с формированием литопластин, сдвигов, надвигов и тектонических покровов с образованием внутрикоровых чешуйчатых структур. Это является результатом дифференцированного субгоризонтального смещения масс, амплитуда которого в коре и верхней мантии (граница М) визуально увеличивается при приближении к поверхности. Но при этом определить реальную амплитуду смещения по субгоризонтальным плоскостям срывов, где происходит выполаживание плоскостей надвигов или листрических сбросов, не всегда возможно. Неоднородности при тектонических импульсах (Пущаровский, 2004) создают условия для возникновения покровно-надвиговых структур. В случае, если источником горизонтального тектонического импульса является одна из главных сил в плейт-тектонике – подлитосферное течение, остается неясным, откуда берется дифференциация величины горизонтальной компоненты импульса от подошвы литосферы до поверхности (*прим. автора*). Подобная картина может быть объяснена действием поля напряжений с тангенциальной компонентой, никак не связанной с подлитосферным течением.

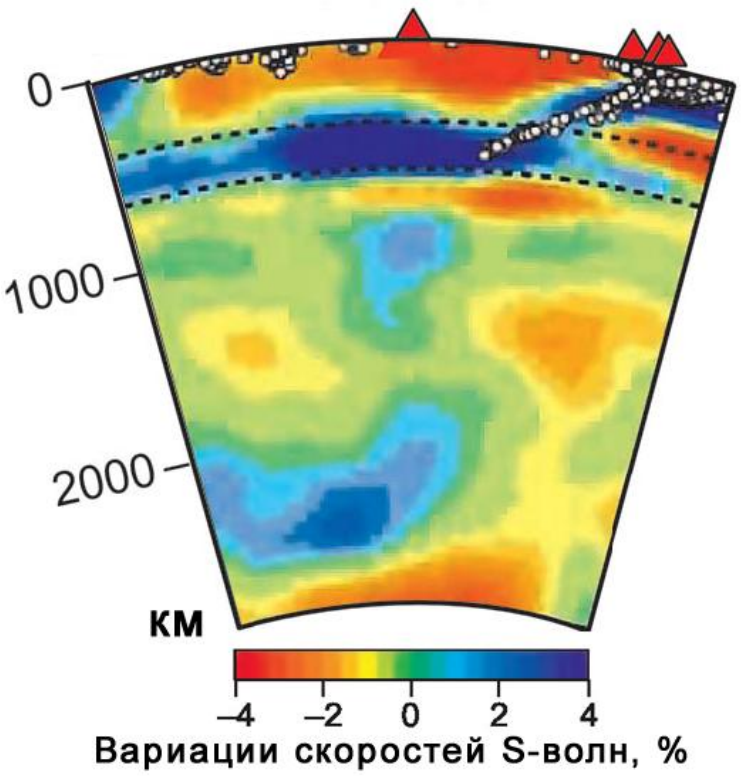


Рис.1.9. Региональный сейсмотомографический разрез по S-волнам вдоль субширотной линии от северной части Корейского полуострова до острова Хоккайдо по данным (Жао и др., 2010), с изменениями.

В связи с тектонической расслоенностью интересно отметить тот факт, что на региональных томографических моделях большой детальности (Жао и др., 2010) области слэбов в зонах субдукции (см.рис.1.9) не переходят через раздел 600 км и формируют слой от 400 до 600 км. Другими словами, проникновение положительных аномалий слэбов глубже этого уровня отсутствует на подавляющем большинстве пересечений западно-тихоокеанской зоны субдукции. Конфигурация этих аномалий скоростей имеет форму, сходную с распределением плоскостей сместителей в надвиговых и покровно-складчатых структурах с выполаживанием сместителей с глубиной. В данной ситуации объяснение феномена положительных томографических аномалий слэбов за счет надвигания слоя литосферы и верхней мантии мощностью до 400 км представляется более рациональным, чем субдуцирование остывшей океанической литосферы к низам мантии с формированием «кладбища» слэбов.

При анализе взаимодействия континентальных и океанических плит в северо-западной части Тихого океана необходимо отметить наблюдение А.Н. Мазаровича (Мазарович, 1938, стр.478): «Край континентальной литосферы надвинут на океаническое дно, причем дугообразная форма островных гирлянд представляет собой проекцию прямолинейных плоскостей надвига на шаровой поверхности (имеющую непременно форму дуги)». В

настоящий момент смысл сказанного ценен тем, что генезис дуг сформирован не субдукцией океанических плит под континент (как отмечает автор работы, геологи А.Лоусон и С.В.Обручев считали, что «океаническое дно … благодаря своей огромной массе пододвинулось под край континента»), а надвигом континентальной литосферы на океаническую. Только такой процесс, по мнению автора, мог сформировать имеющуюся конфигурацию континентальной окраины.

Отметим работу Б.Л. Личкова (1965), в которой делается упор на «гравитационное расплывание» поверхностных коровых масс, и констатируется, что (Личков, 1965, стр.70) «земная тектоника … возникла в теле планеты вследствие борьбы в условиях вращения планеты, ее гравитационных сил и сил сцепления горных пород. На основе той же борьбы продолжается дальнейшее развитие тектоники, а равно ее перестройка». Поразительное по точности для времени написания работы определение поведения самоорганизующихся систем с многофакторным действием в условиях конкуренции параметров. В работе цитируется В.В. Шулейкин, утверждавший, что по поверхности блуждают как материки, так и полюса. По мнению Личкова, роль блуждания полюсов сильно преувеличена, и основная роль отводится перемещениям и деформациям материков при взаимодействии оболочек Земли – литосферы, гидросферы и атмосферы в ротационно-приливном процессе.

В обзорной статье по своим работам П.С. Воронов (1993), со ссылкой на работу 1964 года, обращает внимание на значимость течения вещества от полюса к экватору, возникающего при наличии подвижных блоков на вращающемся сфероиде (геофлюкция) под влиянием полюсобежных сил. Необходимо заметить (*прим. автора*), что переход незакрепленных на вращающемся основании тел в положение, удаленное от оси вращения – в данном случае к экватору, является вполне очевидным следствием вращения, но неиспользование этого факта в тектонических теориях объясняется тем, что тогда все подвижные массы должны были раз и навсегда сконцентрироваться около экватора. Поскольку этого не наблюдается ни сейчас, ни в геологическом прошлом, то это противоречие возможно будет преодолено в будущем.

Дискретный характер тектонических процессов по данным (Гарецкий, Добролюбов, 2005) свойственен системам с периодическим внешним воздействием, например, за счет приливных факторов в литосфере, называемых иногда «приливной вибрацией». Речь идет о дискретности, возникающей за счет упруго-фрикционных горизонтальных срывов на контактах слоев при накоплении напряжений выше определенного предела, а не о «старт-стопном» режиме работы системы в целом.

Отметим обобщающую работу (Казанский, 2007), в которой приведен статистический анализ рельефа Земли и его свойств симметрии. Установлены параметры энергетических свойств рельефа: под этим понимаются интегральные характеристики квадратов глубин и высот. Данные характеристики чрезвычайно важны, поскольку фактически являются расчетом

части момента инерции при постоянной плотности поверхностного слоя Земли, ограниченного рельефом сверху. Точки выхода осей симметрии весьма близки к положению главных осей инерции верхней оболочки (раздельное рассмотрение допустимо, поскольку момент инерции аддитивен). Линии распределения максимальной энергии рельефа при этом схожи с положением экватора в случае вращения Земли относительно оси симметрии.

В работе (Федоров, 2007) проведен анализ распределения высот рельефа северного и южного полушарий Земли в зависимости от широты. Отмечено, что графики этого распределения смещены друг относительно друга на величину от 22.5° до 30°. Цепочка экстремумов северного полушария смещена на эту величину в западном направлении. При мысленной прокрутке южного полушария на этот угол в западном направлении достигается симметрия в распределении рельефа. Автор делает вывод о дифференциальном проскальзывании коры и мантии относительно ядра в разных полушариях.

Одним из важнейших результатов исследований геологической среды является выявленная система периодичностей и пульсаций в параметрах процессов, структурообразовании и магматизме. Обзор этого явления представлен в работе (Милановский, 2004). Периоды пульсаций колеблются от сотен миллионов лет до нескольких тысяч лет. Совпадение параметров периодичностей, как правило, указывает на то, что между процессами имеется причинно-следственная связь. Циклы состоят из начальной фазы, в которой доминируют условия растяжения и подъем уровня моря, и конечной фазы с преобладанием сжатия и падением уровня моря. В работе выводится понятие пульсационно-экспансионной гипотезы на том основании, что наличие огромных океанских территорий молодого возраста на поверхности Земли с тектонической историей в несколько млрд. лет должно было сопровождаться увеличением объема (или радиуса) планеты. В настоящее время обоснования подобных вариаций радиуса за счет перестройки кристаллической структуры вещества отсутствуют.

Важным эмпирическим наблюдением является обобщение данных по количеству и структурной ориентации глобальной макротрещиноватости. Эта область активно исследовалась в работах Г.Н. Каттерфельда, например (Каттерфельд, 1984; Каттерфельд, Чарушин, 1970), а также более ранние. Диаграммы азимутов разновозрастных разломов и линеаментов, дешифрированных по данным космоснимков, топографии и другим, показывают, что на всех континентах они имеют сходное распределение в виде двух главных групп – субширотных и субмеридиональных с промежуточными максимумами на углах, кратных 45 градусам. Особо выделяется Африка, у которой промежуточные максимумы более четкие, чем у остальных континентов. В одном из современных обзоров данной темы (Maslov, Anokhin, 2007) приведена диаграмма (см.рис.1.10) с раздельным распределением линеаментов и разломов. Заметно, что

линеаменты в отличие от разломов на промежуточных углах проявляют бимодальность на углах ±10° от значений, кратных 45°. Данное распределение согласуется с тем, что должно формироваться в виде регматической сети при вариациях параметров вращения Земли.

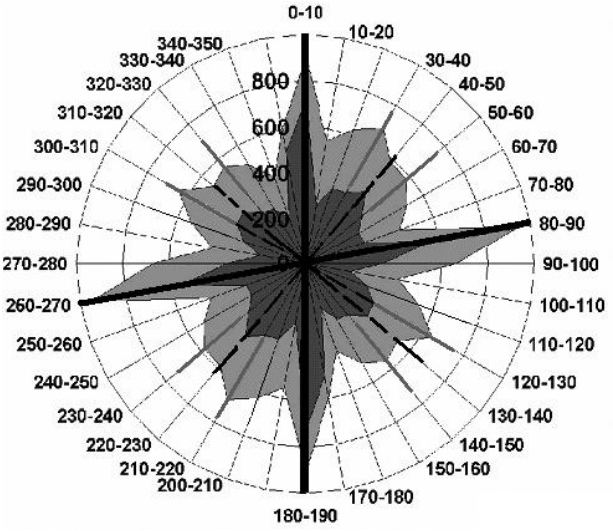


Рис.1.10. Диаграмма азимутов линеаментов (светло-серый) и разломов (темно-серый) по (Maslov, Anokhin, 2007), с изменениями. Радиальная координата – число объектов. Промежуточные максимумы линеаментов выделены сплошной линией, у разломов – пунктирной.

1.5.2. Аппроксимационные модели

Аппроксимационные модели служат для описания отдельных измерений геодинамических параметров (скорость движения, напряжения) простыми закономерностями, позволяющими рассчитать значения на регулярную сетку (грид). Они позволяют провести интерполяцию значений параметра на области, где измерения отсутствуют.

Примером такой модели является NUVEL-1A (De Mets et al., 1994), в которой скорости движения, полученные по данным GPS, аппроксимируются движением набора из 16 плит, для каждой из которых определяются координаты полюса вращения и угловая скорость (см.рис.1.11), при которых измеренные значения скоростей на опорных точках в пределах плит аппроксимируются движением плиты как единого тела с минимизированными погрешностями. Таким образом, многообразие динамики литосферных плит описывается 3N параметрами, где N – число плит. Естественно, при таком подходе реальная региональная картина может сильно отличаться от модельной. В ряде случаев (например, территория Турции) отклонения направления вектора движения могут меняться на противоположные по сравнению с моделью. Если рассматривать плиты как жесткие тела и не учитывать возможные деформации, смещения блоков плиты и подлитосферные течения, подобные расхождения, конечно, будут наблюдаться. Данная модель задает общий характер планетарного движения в целом, но региональная тектоника всегда будет определяться большим количеством дополнительных факторов.

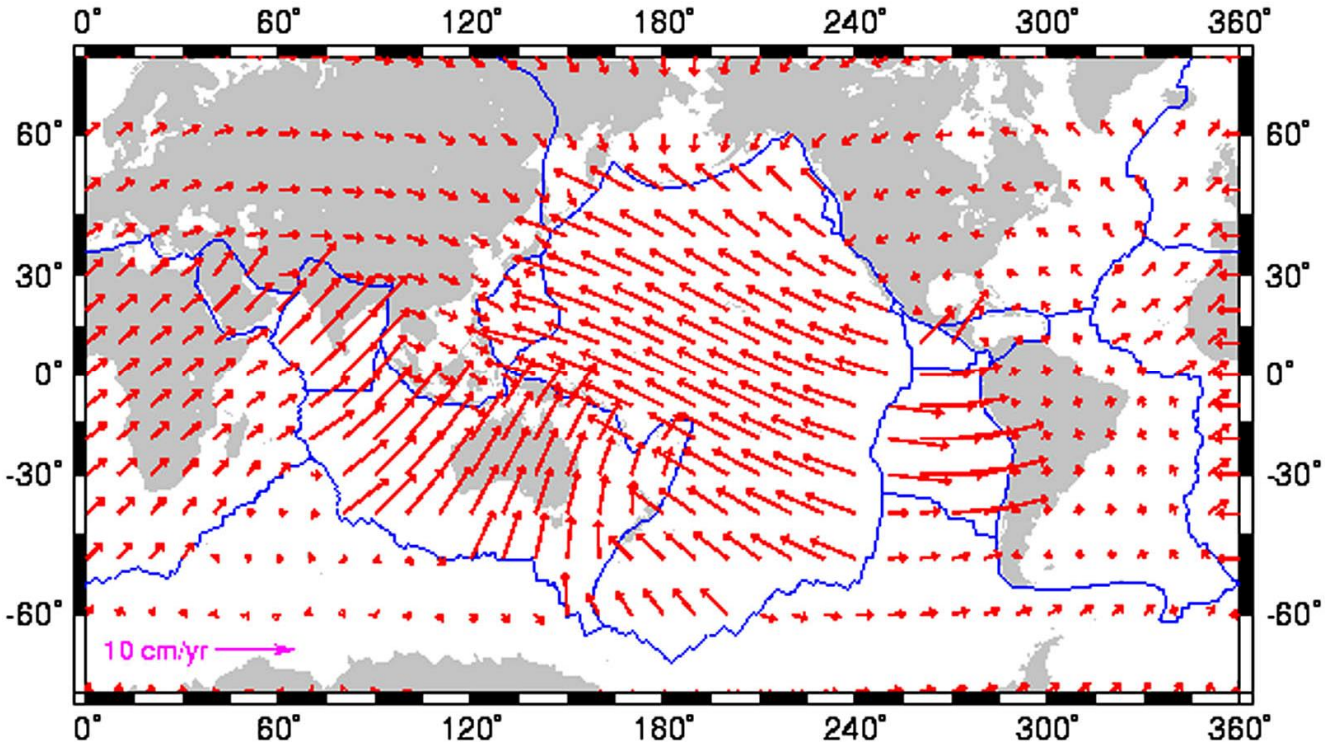


Рис.1.11. Векторы движения плит по данным модели NNR-NUVEL-1A по данным (De Mets et al., 1994).

В работе этих же авторов (De Mets et al., 2010) построена усовершенствованная модель MORVEL, в которой аппроксимация движения осуществляется при помощи 24 плит. Подробно проиллюстрировано отклонение аппроксимационных значений от реальных направлений динамики по механизмам очагов сильных землетрясений и значений, полученных в спрединговых зонах по линейным магнитным аномалиям молодого возраста. Данная модель позволяет предсказывать общий характер движения плит, направление и амплитуду спрединга на дивергентных границах в океане. При этом всегда остаются отклонения реальной картины от модели, которые показывают степень «неучета» моделью разнообразия природных явлений. Это касается в основном региональных обстановок, для которых могут разрабатываться региональные модели с повышенной детальностью. В региональных моделях упор делается на измерения GPS, и отсутствуют попытки аппроксимировать движения региона в целом.

Примером восстановления траекторий абсолютного движения является работа (Zoback, 1992). По ориентации индикаторов напряжений – механизмов очагов сильных землетрясений, скважинных данных, ориентации разломов и других геологических индикаторов – проведена качественная аппроксимация траекторий движения, максимально правдоподобно объясняющая характер данных (по состоянию на начало 90-х годов) (рис.1.12). Очевидной целью этой аппроксимации являлась попытка согласовать данные наблюдений с обязательным условием перпендикулярности траекторий дивергентным океаническим зонам СОХ. Поскольку расхождение от зон подъема прогретого вещества на границе конвективной ячейки считалось

главным механизмом движений, то выполнению этого условия подчинен принцип аппроксимации. Это привело к ряду несоответствий в данных по всем океанам Земли, которые стали очевидны при появлении данных GPS и сравнении аппроксимационных траекторий с данными базы World Stress Model, собранными автором (Zoback, 1992).

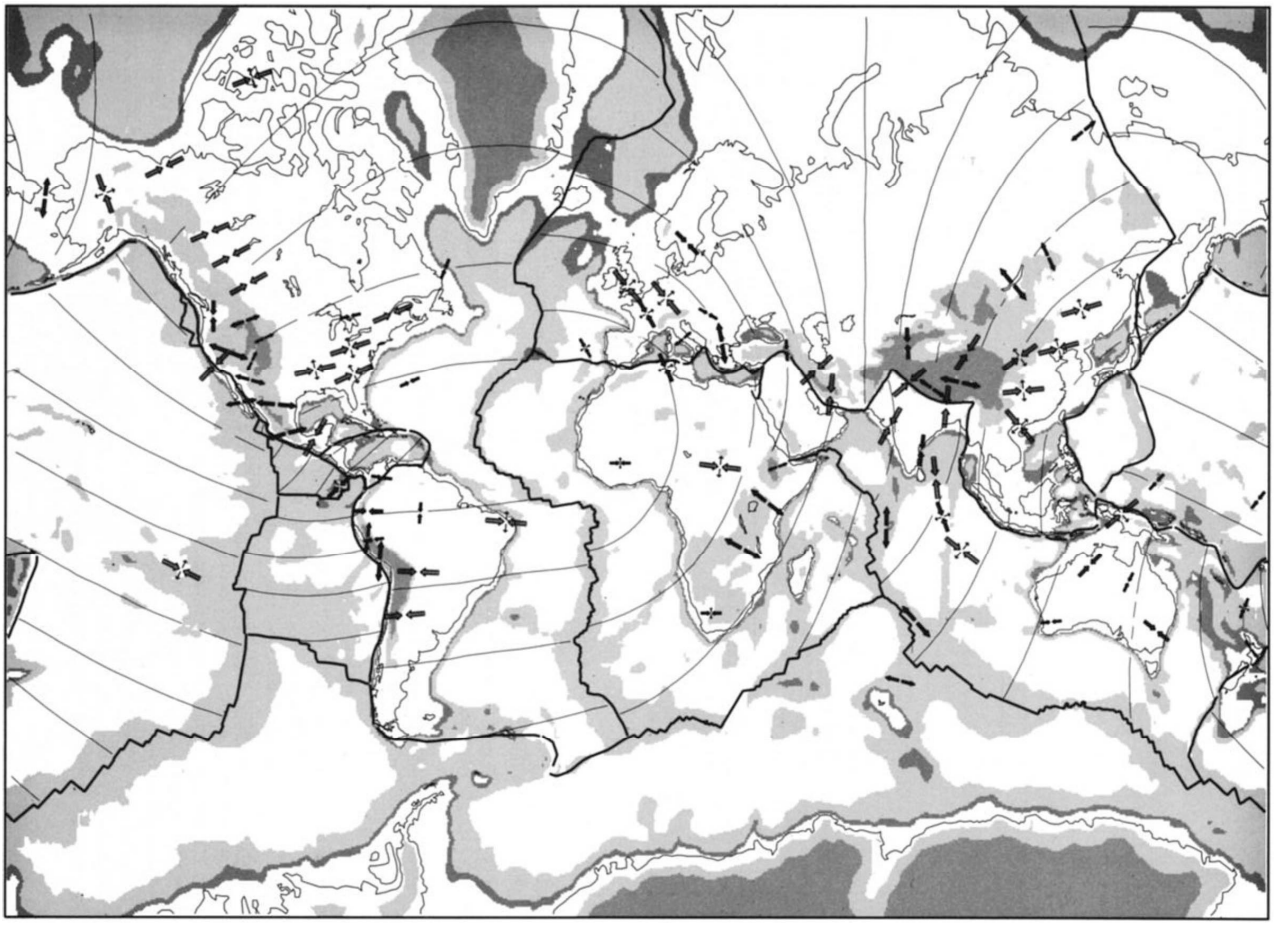


Рис.1.12. Траектории абсолютного движения, восстановленные по ориентации индикаторов напряжений по данным (Zoback, 1992), с упрощениями.

1.5.3. Причинно-следственные модели

Под причинно-следственными моделями понимаются модели, в которых при заданных исходных состояниях (например, распределение масс, скоростей, напряжений или температур) на основании физических законов рассчитывается тектонический результат геодинамического воздействия. Первой количественной и наиболее эффективной моделью, объясняющей глобальные закономерности тектонического строения верхних оболочек Земли, является модель тектоники литосферных плит или плейт-тектоника. Гипотеза А. Вегенера о дрейфе континентов, считавшаяся плохо обеспеченной доказательствами до конца 40-х годов, вследствие революционного роста фактического материала в послевоенные годы, свидетельствующего о существенной роли горизонтальных движений крупных геологических масс в верхних оболочках Земли, получила новый импульс развития. Главным элементом плейт-тектоники должен был стать физический механизм горизонтальных движений, в качестве

которого была выбрана тепловая конвекция в мантии. В дальнейшем с ростом фактурной базы появились расхождения модели с реальностью, и назрела необходимость менять модель под давлением новых фактов (см. п.1.2 и 1.3). Но в период с 60-х по начало 90-х годов данная гипотеза позволила сформулировать объяснение для многих фактов и, в первую очередь, заложила фундамент количественных подходов в геодинамике и тектонике.

Изложение основополагающих идей этой модели можно найти в сборнике статей (Новая глобальная..., 1974) или (Ле Пишон и др., 1977) в оригинале, изданном в 1973 г. Наиболее систематическое изложение количественных основ модели приведено в (Теркот, Шуберт, 1985). В этой монографии изложено физическое обоснование и математический аппарат для осуществления расчетов геодинамических процессов в рамках заданной модели.

Модель с «тепловой машиной» (преобразование тепловой энергии в механическую) составляет основу большинства компьютерных подходов к расчетам развития конвекции при различных параметрах среды и начальных условиях. Наиболее четкое и формализованное описание, удобное для реализации расчетов, приведено в (Добрецов, Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2001; глава 2, с.48-79): «Для того, чтобы найти распределение температуры в движущейся жидкости, необходимо знать распределение скорости в объеме и во времени. Поэтому процесс теплопереноса в движущейся жидкости описывается системой следующих уравнений: уравнением теплообмена (или уравнением сохранения энергии), уравнением движения (уравнением сохранения импульса) и уравнением неразрывности (уравнением сохранения массы)». Подробно описаны приближения, позволяющие записать систему уравнений в максимально пригодной для численного решения форме, и условия подобия. Приведены многочисленные результаты численных и физических экспериментов по моделированию конвективных ситуаций. Особое внимание уделено физической реализуемости полученных результатов. В частности, цитируется работа (Chandrasekhar, 1961), где приведены результаты оценки устойчивости конвекционных явлений в зависимости от соотношения вертикального l и горизонтального l_1 размеров и чисел Рэлея (см.рис.1.13). Хорошо видно, что для значений числа Рэлея около 2000, при котором конвекция может стартовать, соотношение вертикального и горизонтального размеров конвективной ячейки равно 1. При уменьшении этого значения в несколько раз, за счет увеличения горизонтальных размеров, число Рэлея, ограничивающее зону стабильности, возрастает на порядок и более.

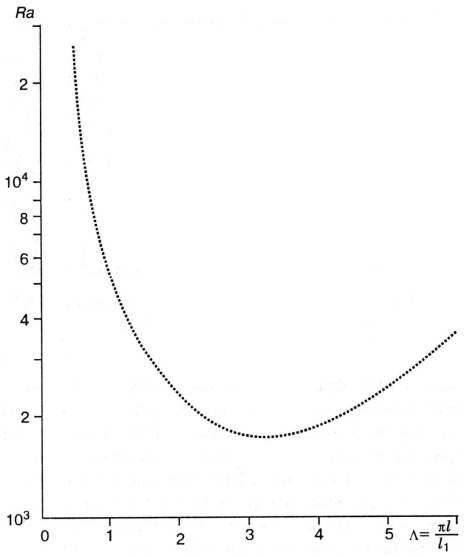


Рис.1.13. Диаграмма устойчивости конвективных валиков по (Chandrasekhar, 1961), с изменениями. Область над кривой соответствует параметрам, для которых конвекция устойчива.

Главным подтверждением наличия конвекции в мантии должна была быть сейсмотомография, но она показала наличие вертикальных прогретых областей, имеющих конфигурацию, отличную от замкнутой системы ячеек, охватывающих всю мантию (п.1.3). Вместо этого были обнаружены ветвящиеся плюмы, восходящие к поверхности от двух суперплюмов – Африканского и Тихоокеанского (см.рис.1.6). Данный вид теплопереноса от низов мантии к ее верхним частям, безусловно, является частью «тепловой машины», но которая функционирует совсем не так, как предполагалось до сейсмотомографии. При этом структуры СОХ, где должны были фиксироваться глубинные восходящие потоки конвекционных ячеек, раздвигающие плиты размером до 10000 км, в томографии не прослеживаются глубже 300 км. Местами имеется «горячий слой» сходной мощности. Одним из способов адаптации конвекционной модели к реальности является введение стационарной двухъярусной термической конвекции (Лобковский и др., 2004). При этом получает объяснение плюмовая картина от кровли ядра до глубин 700 км, а для верхней части мантии предполагается отдельный ярус с конвекционными явлениями, получающий накачку от нижнего яруса. В верхнем ярусе для обеспечения движения плит должен действовать механизм конвективных валиков (Добрецов, Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2001), но практически не наблюдается никаких его признаков в геологической структуре с шагом, равным мощности валиков, и, к тому же, конвекционные ячейки с вертикальным размером 300-400 км при горизонтальном размере плит до 10000 км вряд ли будут в зоне устойчивости конвекции.

Следует отметить модель «плавающих континентов» по работам (Трубицын, Рыков, 1998; Трубицын и др., 2001): «...в мантии устанавливается развитая нестационарная тепловая конвекция с узкими нисходящими и восходящими потоками в виде плюмов со скоростями мантийных течений от 1 до 10 см/год. Эволюция системы мантия – континент находится численным решением уравнений переноса импульса, массы и тепла для вязкой жидкости и

твердого континента. Сначала в течение долгого времени (порядка 500 Ма) континент практически остается неподвижным, но в мантии происходит кардинальная перестройка течений, в результате которой холодные нисходящие мантийные потоки под континентом подавляются, а вместо них под континент стягиваются горячие восходящие потоки. После этого под влиянием результирующей силы вязкого сцепления с мантийными течениями континент начинает перемещаться с переменной скоростью в среднем порядка 1 см/год». «...при этом в результате механического сцепления и теплового взаимодействия с движущимся континентом структура мантийных течений и скорость перемещения континента постоянно меняются. Континент оказывается на месте, где сконцентрировано несколько холодных нисходящих мантийных потоков». «…благодаря силам вязкого сцепления с мантийными течениями континент дрейфует в сторону нисходящих мантийных потоков. Так как тепло внутри континентов переносится только кондуктивно, континенты создают теплоэкранирующий эффект, задерживая выход тепла из мантии». Данная модель имеет количественное определение и позволяет рассчитывать эффекты взаимодействия мантии и континентов на 2D сечениях. Хорошо объяснена современная конфигурация континентов и зон субдукции, холодных континентальных «корней» и изолированных плюмов под континентальными областями.

Существуют модели, основанные на расчетах подлитосферных течений по плотностным вариациям в верхней мантии. В работе (Steinberger et al., 2001) приведен пример расчета кинематического поля на основании плотностных неоднородностей в верхней мантии глубже 220 км, полученных пересчетом из вариаций скоростей сейсмотомографических моделей по поперечным волнам. Считается, что плотностные вариации обусловлены восходящими мантийными потоками разогретого вещества. Результат расчета этой модели приведен на (рис.1.14). Динамический рельеф, формируемый расчетными течениями, достаточно близок к форме поверхности геоида, наблюдаемого в результате измерений поля силы тяжести, с рядом отличий. Но структура кинематического поля существенно отличается от модели NUVEL-1A, полученной в результате аппроксимации измерений. При этом динамический рельеф, который должен быть сформирован течениями с кинематикой, близкой к NUVEL-1A, не соответствует ни геоиду, ни реальной топографии поверхности Земли. Это говорит о том, что реальная картина движения, включая внутриплитные явления, возможно, обусловлена суперпозицией нескольких факторов, которые не учитываются моделью, хотя являются не менее значимыми по вкладу в суммарную кинематику и динамику. На (рис.1.15) приведена структура расчетных напряжений в литосфере при заявленной кинематике и динамической топографии и сравнение ее с аппроксимацией реальных данных по напряжениям. Хорошо видно принципиальное различие в северо-западном сегменте тихоокеанского пояса, что, в сочетании с региональным

совпадением с реальностью, говорит об упомянутом принципиальном недоучете факторов тектогенеза.

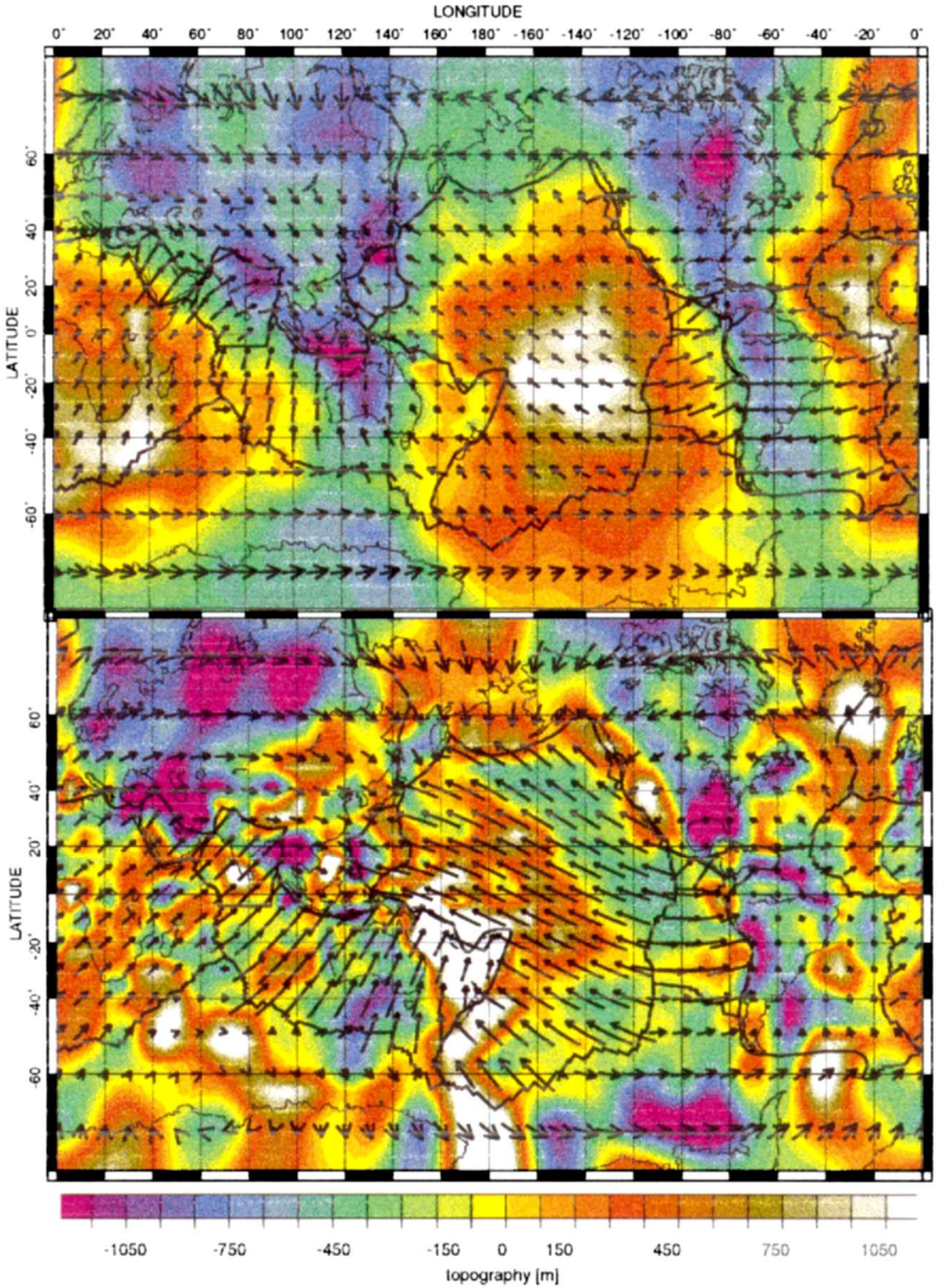


Рис.1.14. Векторы движения, рассчитанные по плотностным неоднородностям в верхней мантии, и соответствующий им динамический рельеф (сверху) и реальные векторы движения по модели NUVEL-1A (снизу) по данным (Steinberger et al., 2001).

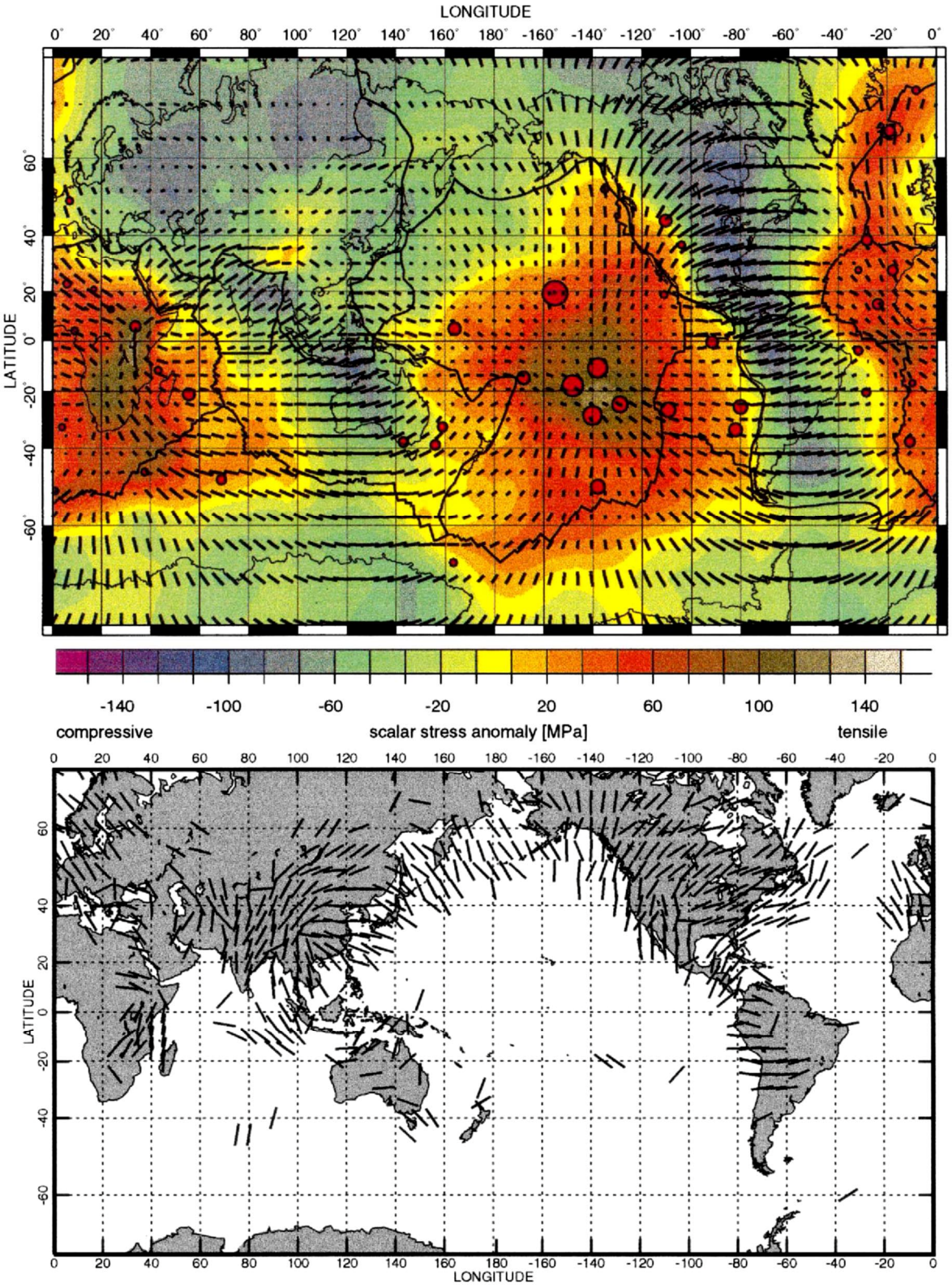


Рис.1.15. Расчет поля литосферных напряжений (вверху), формируемых рассчитанными течениями, и положения горячих точек по данным (Steinberger et al., 2001) и аппроксимация реальных напряжений по данным (Zoback, 1992).

Модели, результатом которых является скоростное поле, дают возможность рассчитать мелкомасштабное поле деформаций (strain) как результат неоднородности скоростного поля, и его изменение во времени. В реальности, на примере детальных полигонных исследований в

районе CAX видно (Escartin et al., 1999), что этому полю деформаций соответствуют накопленные в пространстве неупругие деформации океанической коры, рассчитываемые как отношение суммы горизонтальной компоненты смещения по разломным зонам к суммарному расстоянию между разломами. По данным многолучевого эхолотирования CAX с борта судна (не придонного эхолотирования) возможен расчет горизонтальной компоненты поля деформаций, хотя природные деформационные явления, конечно, трехмерны. Вертикальная компонента поля деформаций может быть рассчитана либо по придонной съемке, либо по измерению смещений осей синфазности на сейсмоакустических данных в местах, где есть осадки. В работе (Kreemer et al., 2003) показана модель, для которой проведен расчет горизонтальной компоненты деформаций с дополнительным использованием данных GPS в районах, где сеть опорных пунктов достаточно густая (рис.1.16). Кроме того, в модели используются данные по механизмам очагов сильных землетрясений. Как видно из приведенного рисунка, деформации, рассчитанные из этих исходных данных, определены преимущественно на границах плит, поскольку поле скоростей, использованное для расчетов, имеет неоднородные значения только там, но не в пределах внутриплитного пространства. Это вовсе не означает отсутствие в реальности внутриплитных деформаций, просто значительная часть этих процессов не включена в модель. Региональные проявления модели появляются в местах, где сильная сейсмичность и густая сеть наблюдений GPS дают дополнения к полю скоростей типа NUVEL-1a.

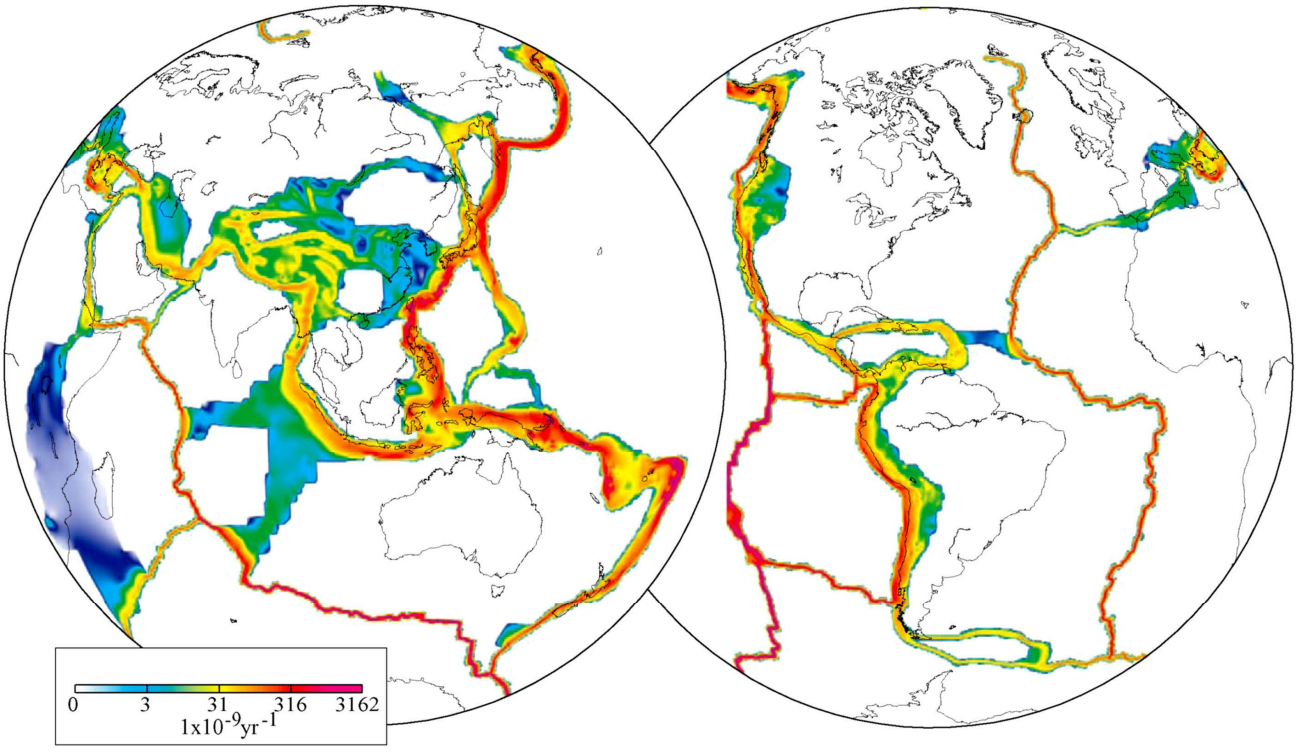


Рис.1.16. Скорость деформаций по данным (Kreemer et al., 2003) с упрощениями.

Постулат о жестких литосферных плитах подразумевает, что деформации имеют место либо на границе плит, либо в пределах некоторой области около границы с затухающей от расстояния амплитудой деформационных явлений (Wdowinski, 1998). На границах действуют преимущественно тангенциальные силы, а внутри плит – силы, связанные с разной плавучестью блоков литосферы из-за латеральных вариаций плотности. При этом амплитуда деформаций зависит также и от расстояния до полюса вращения плит. Подтверждение этой теории весьма приблизительное, поскольку реальные деформации обуславливаются (кроме расстояния от полюса и границ) расслоенностью литосферы, наличием локальных подлитосферных течений и других явлений, показывающих, что литосфера ведет себя подобно совокупности льдин, разделенных трещинами или ослабленными зонами. Эта совокупность может перемещаться как монолитная группа, но местами отдельные части могут иметь отличные от средних по группе параметры движения. Таким образом, модель жестких плит в региональном рассмотрении может иметь характеристики, диаметрально противоположные реальным. Классическим примером такого расхождения являются характеристики движения в районе Анатолии, где модель движения жесткой плиты показывает движение на север, а реальная картина представляет собой течение с поворотом против часовой стрелки почти на 180 градусов.

1.5.4. Модели с космическим фактором

По мнению В.Е. Хаина (Хаин, 2010), космические факторы воздействия на геодинамику могут быть весьма условно разделены на факторы ближнего и дальнего космоса. К ближнему космосу могут быть отнесены лунно-солнечные приливы в литосфере, метеоритно-астероидные бомбардировки и солнечная активность. Некоторые исследователи считают космическим фактором также и феномен ротации, но на наш взгляд это неправильно, поскольку ротация является неотделимой частью системы Земля, и рассмотрение действующих в ней сил без этого явления неверно. Ротационный фактор выделен в отдельный пункт (см.п.1.6), поскольку очень важен. К нему же относится большая часть эффектов приливного воздействия Луны. К дальнему космосу относится совпадение периодичности циклов Бертрана (200-250 млн лет) и периодичности обращения солнечной системы в галактике, а также совпадение циклов Вильсона (300-500 млн лет) с периодичностью сближения с газопылевыми скоплениями. В работе (Халилов, 2004) приведен анализ возможного влияния гравитационных волн на тектонику Земли.

Цикл работ Ю.В. Баркина, посвященный полярному дрейфу ядра и его последствиям, процитирован в работе (Баркин, 2008). Суть гипотезы состоит в том, что приливное и гравитационное взаимодействие в системе космических тел приводит к смещению центра масс

Земли в северном направлении со скоростью около 3.5 см/год. Направлением движения является геоцентрическая ось Земли (линия, проходящая через центр масс и геометрический центр сфероида), которая выходит на поверхность в районе Таймыра в точке с координатами 70°с.ш. и 105°в.д. Динамику вращения Земли в этом случае, по мнению Ю.В. Баркина, можно описать вращением точки с переменной массой и объяснить множество наблюдаемых явлений: дрейф полюса, неприливные ускорения вращения Земли, дрейф центра масс, вековые вариации геопотенциала и т.д. Предлагаемые решения не затрагивают конкретных задач литосферной геодинамики, для которых аппроксимация масс Земли одной точкой мало что дает. В качестве доказательства дрейфа ядра приводятся данные GPS-наблюдений, которые, по его мнению, свидетельствуют об увеличении длин широтных дуг в южном полушарии и сокращении в северном. Именно этот эффект, как считает Ю.В. Баркин, должен иметь место при дрейфе ядра в северном направлении. Данные GPS-наблюдений, имеющиеся в открытом доступе, не подтверждают однозначно этого явления. Кроме того, Ю.В. Баркин отмечает, что движение ядра в вязкой среде должно приводить к «вынужденной тепловой конвекции», возникающей из-за давления ядра на мантию изнутри. Анализ данных сейсмотомографии по поперечным волнам также не подтверждает этого явления.

1.6. Обзор ротационных механизмов геодинамики

Под действием ротационного механизма геодинамики будем понимать возникающие в теле Земли и на ее поверхности напряжения, деформации и перемещения крупных блоков коры и литосферы, причиной которых является режим вращения Земли и его вариации: изменения скорости вращения и положения оси вращения. Данный фактор тектогенеза в последние годы привлекает повышенный интерес, обусловленный необходимостью разрешения противоречий теории и фактов. На наш взгляд, этот фактор весьма значим и по-прежнему недооценен, в связи с чем его обзор вынесен в отдельный раздел. Структуры, имеющие вихревую форму, кольцевые структуры и другие формы, содержащие локальную ротацию или ее видимость, но не имеющие прямого отношения к изменению параметров режима вращения Земли, обсуждаться не будут.

Одной из первых попыток объяснить тектонические деформации ротационным фактором может считаться работа (Taylor, 1910). В ней, в частности, предполагается, что Альпийский складчатый пояс является следствием движения Евразии в сторону экватора под действием полюсобежных сил. Позже, когда развитие идей А. Вегенера привело к созданию тектоники плит, возобладала точка зрения об осколках Гондваны, мигрирующих на север и приводящих к коллизии с Евразией.

Наиболее значимым исследованием, формулирующим причины и характер изменений режима вращения Земли в геологическом времени, являются работы Ю.Н. Авсюка по

приливной эволюции системы Земля – Луна – Солнце (Авсюк, 2001). Утверждается, что в ходе взаимодействия тел в этой системе происходит циклическое изменение скорости вращения и положения оси вращения в теле планеты. Внеземной фактор способен контролировать цикличность земных тектонических процессов, объяснение которых в замкнутой системе Земли является основной проблемой геодинамики. Цикличность приливной эволюции сопоставима с цикличностью орогенеза, магматизма, трансгрессий, климатических изменений и т.д. На рис.1.17 показана корреляция в геологическом времени расстояния Земля – Луна, изменения оси вращения в теле Земли (при удалении Луны наклон оси вращения увеличивается, а вращение ускоряется) и периоды быстрого прохождения системы из одного состояния в другое, меньшего времени релаксации напряжений. Хорошо видно, что эти периоды приходятся на наиболее значимые эпохи тектонической активности Земли. Также в работе Ю.Н. Авсюка показано, что привлечение к объяснению цикличности природных процессов на Земле периодичности движения Солнечной системы вокруг Галактического центра не имеет в настоящий момент количественного обоснования. То же утверждается и о роли изменения во времени гравитационной постоянной в тектогенезе. Несомненным тектоническим результатом данного исследования является детекция периодического изменения кривизны фигуры Земли, связанное с изменением скорости вращения, и изменение ориентации осей эллипсоида вращения в теле Земли, что приводит к циклическим деформациям в литосфере и формированию трещиноватости субширотной ориентации. Как будет показано в главе 2, могут существовать и другие тектонические последствия цикличности в системе Земля – Луна – Солнце.

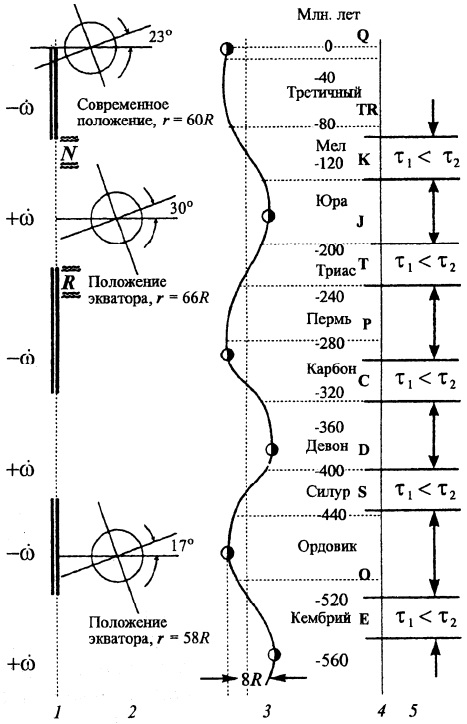


Рис.1.17. Схема приливной эволюции системы Земля – Луна, совмещенная со шкалой геохронологии, по (Авсюк, 2001):
1 – интервалы ускорения $+\omega$, замедления $-\omega$ вращения Земли; 2 – расположение экватора относительно эклиптики в крайних положениях эволюционной кривой; 3 – график изменения расстояния Земля – Луна во времени (диапазон 8/R); 4 – геохронологическая шкала и стратиграфические периоды; 5 – интервалы $\tau_1<\tau_2$ (время прохождения среднего положения меньше времени релаксации напряжений).

В работе (Долицкий, 1985) исследуются глобальные ротационные поля напряжений, возникающие из-за вариаций режима вращения Земли. Поскольку в этой работе сделан ряд эмпирических обобщений, на сегодняшний день недооцененных, приведем несколько значимых иллюстраций результатов этой работы. Установлено, что главные нормальные напряжения этого поля σ_1 и σ_3 ориентируются вдоль параллелей и меридианов, а направления площадок действия максимальных касательных напряжений τ_{max} располагаются под углом 45° к параллелям и меридианам (рис.1.18). Вариации скорости вращения, приводящие к переменам кривизны эллипсоида, будут создавать сжатие вдоль меридианов и растяжение вдоль параллелей при ускорении, и обратная картина – сжатие вдоль параллелей и растяжение вдоль меридианов – будет иметь место при замедлении вращения Земли. Повсеместная вертикальная ориентация трещин и отсутствие по ним смещения указывает на их усталостный характер (перпендикулярность σ_1) и образование в условиях чередующихся сжатия и растяжения при неравномерности вращения и приливных силах. Возникновение трещин по выделенным направлениям напряжений ротационного поля было воспроизведено экспериментально Г.Кнетчем в 1965 г., что подтвердило ротационную природу трещин, выделенных В.Хообсом. Наличие таких систем трещин можно найти в работах П.С. Воронова, Г.В. Каттерфельда, Г.В. Чарушина. Разработанная А.В. Долицким методика анализа линейных структурных элементов позволяет, помимо отпечатка современного ротационного поля напряжений, обнаружить его древние отпечатки и построить траекторию движения полюса. Данная система трещин называется регматической, а процесс их возникновения – регматогенезом.

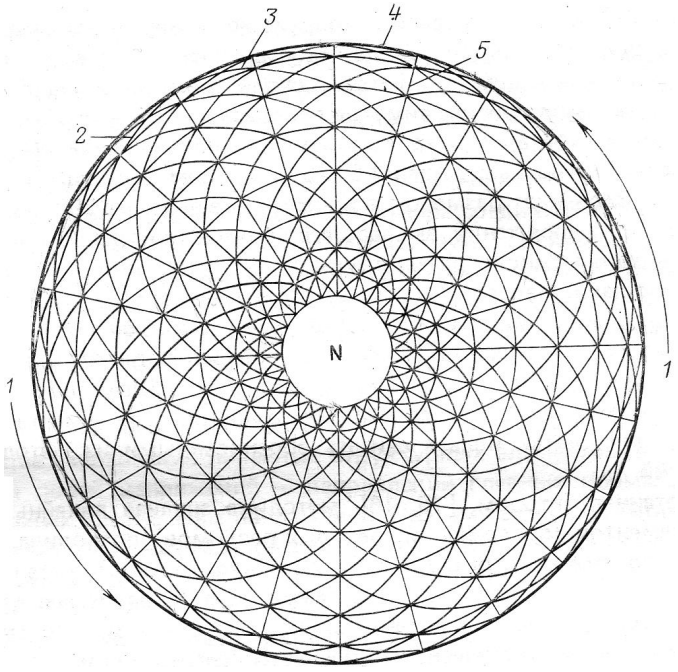


Рис.1.18. Схема глобального ротационного поля напряжений по (Долицкий, 1985):
1 – направление вращения Земли; 2, 3 – направления максимальных касательных напряжений τ_{max}; 4, 5 – направления главных нормальных напряжений σ_1 и σ_3; N – Северный полюс Земли.

На рис.1.19 показана современная система направлений отпечатков поля напряжений и их оси, отвечающие направлениям главных нормальных напряжений ротационного поля. Отпечатки с осью M и N являются выражением концентрически-радиальной системы сдвигов кручения – чистых сдвигов при глобальном кольцевом вращении масс. Реконструкция положений осей в геологическом времени по отпечаткам древних направлений поля напряжений позволило А.В. Долицкому восстановить траектории движения географического полюса и сопоставить с движением геомагнитного полюса (Рис.1.20). Поскольку приведенные спирали имеют возрастные маркеры, возможно построение скоростей перемещения полюсов и длительности интервалов между импульсами движения (Рис.1.21). Обращает на себя внимание факт подобия кривой длительности интервалов движения и осредненной кривой колебания уровня моря (Вейл и др., 1982). По-видимому, данный результат является одним из первых эмпирических обобщений, так хорошо коррелируемым с опорной кривой сейсмостратиграфии в сглаженном виде, на которую привязывается множество фактических данных. Главной особенностью данной работы (как и работы Ю.Н. Авсюка) является привязка и корреляция геологической и тектонической фактуры к вариациям режима вращения Земли. Особо отметим то, что полученный в работе А.В. Долицкого результат отражает суммарное движение континентов и оси вращения в теле Земли друг относительно друга, а не только движение континентов относительно оси или оси относительно зафиксированных континентов, что оставляет в проблеме ряд сложностей.

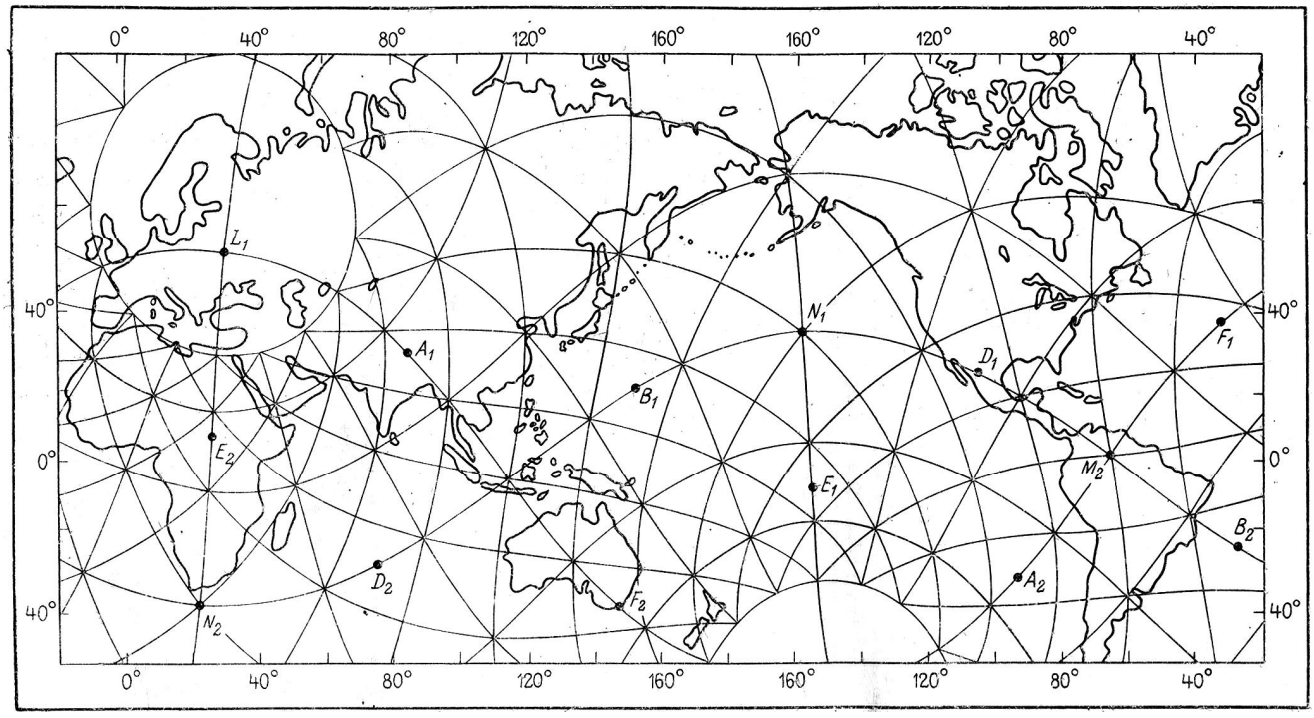


Рис.1.19. Отпечатки глобального ротационного поля напряжений по (Долицкий, 1985).

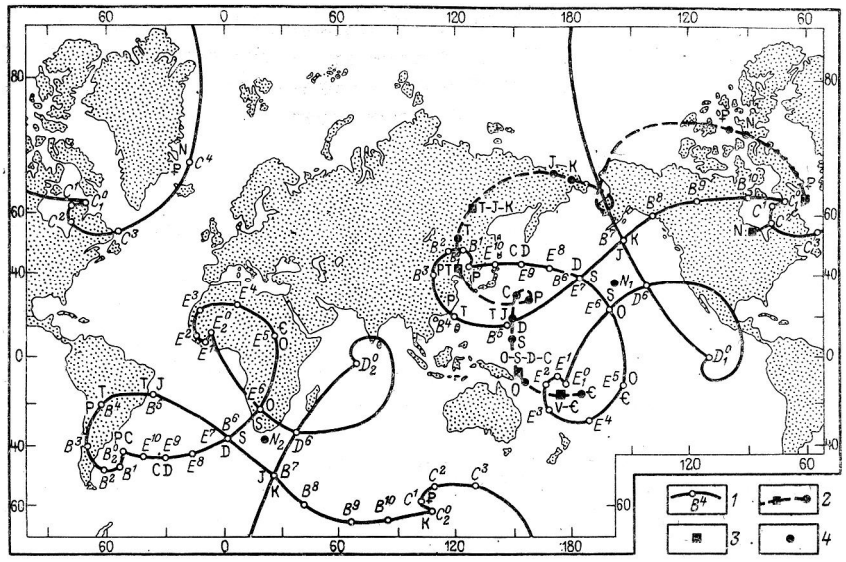


Рис.1.20. Траектории движения географических и геомагнитных полюсов по (Долицкий, 1985):

1 – траектории движения географических (северного и южного) полюсов; 2 – траектория движения среднего за геохронологический период северного геомагнитного полюса; 3 – положение среднего полюса вращения оболочки в указанное время; 4 – положение среднего за геохронологический период северного геомагнитного полюса в указанное время.

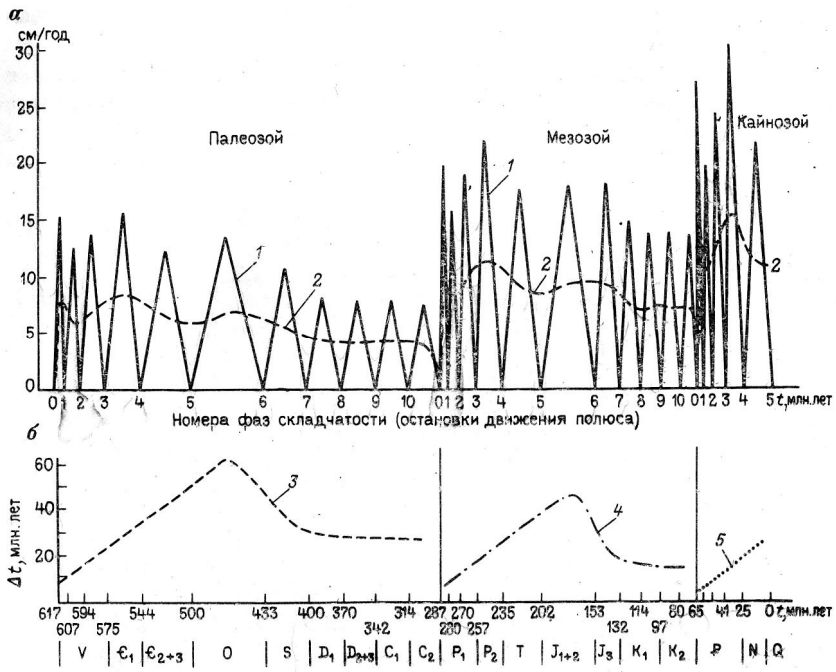


Рис.1.21. Скорость (а) и длительность интервалов (б) движения географического полюса по периодам и эпохам по (Долицкий, 1985):

1 – 2 – скорость движения (1 – мгновенная, 2 – средняя); 3 – 5 – длительность движения (3 – в палеозое, 4 – в мезозое, 5 – в кайнозое).

В работе (Долицкий, 1985) приведен еще один важный результат, обобщающий данные о перемещении континентальных платформ. В строении окраин платформ выделяются V-образные площадные структуры, направление выпуклости кривизны которых позволяет определить историко-геологическое направление перемещения платформ. Анализ структурных

планов в фанерозое позволил выделить чередование ориентаций этих структур. Ориентации, отражающие направление против часовой стрелки относительно Африки, названы B-структурами, по часовой стрелке – A-структурами. На рис.1.22 и 1.23 приведены примеры выделения этих структур для двух направлений. Здесь следует отметить, что чередование направлений B- и A-структур четко синхронизируется с циклами удаления и приближения Луны к Земле по (Авсюк, 2001). В работе (Долицкий, 1985) можно найти следующее объяснение для смен направлений. Имеется ссылка на работу Х. Вундерлиха 1966 г., где обращено внимание на общую осевую симметрию глобального поля напряжений по реконструкциям Н. Павони, и теплового потока Земли по Ли и Уеда, и дано объяснение этого явления вращением теплового потока по часовой стрелке вокруг Тихого океана (против часовой стрелки вокруг Африки), сменой направления вращения и его воздействием на складчатость и горообразование. Это вращение приводит к возникновению пластического потока коровых масс, меняющего свое направление. Течение пластического потока материковых масс формирует V-образные структуры, а массы океанической коры ведут себя как жесткие блоки, испытывая сдвиги по концентрически-радиальной системе с осевой симметрией, той же, что и пластический поток. Механизм и физический смысл такого вращения теплового потока остается без объяснения, но очевидным является эмпирическое обобщение смены структурных планов.

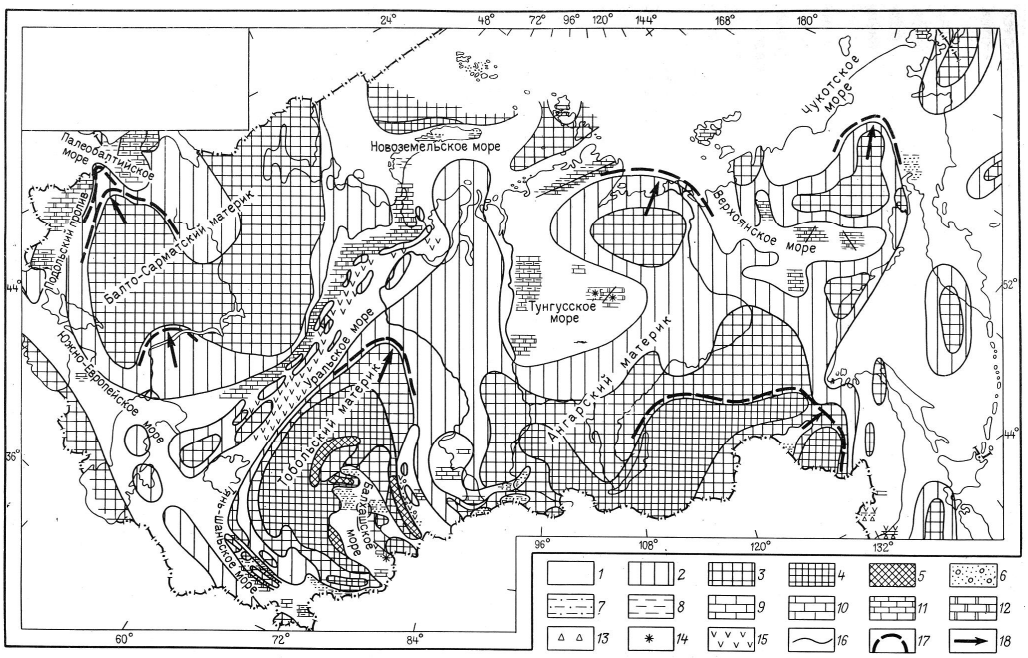


Рис.1.22. B-структуры и литология каледонского этапа (силур) по (Долицкий, 1985):
1 – море; *2* – равнина; *3* – возвышенная равнина; *4* – низкие горы; *5* – высокие горы; *6* – галечники и пески; 7 – алевриты; *8* – глины; *9* – мергели; *10* – известняки; *11* – мел; *12* – доломиты; *13* – кремнистые породы; *14* – красноцветные породы; *15* – районы подводного геосинклинального вулканизма основного и среднего состава; *16* – границы распространения литологических комплексов; *17* – контуры региональных площадных структур; *18* – направление смещения региональных площадных структур.

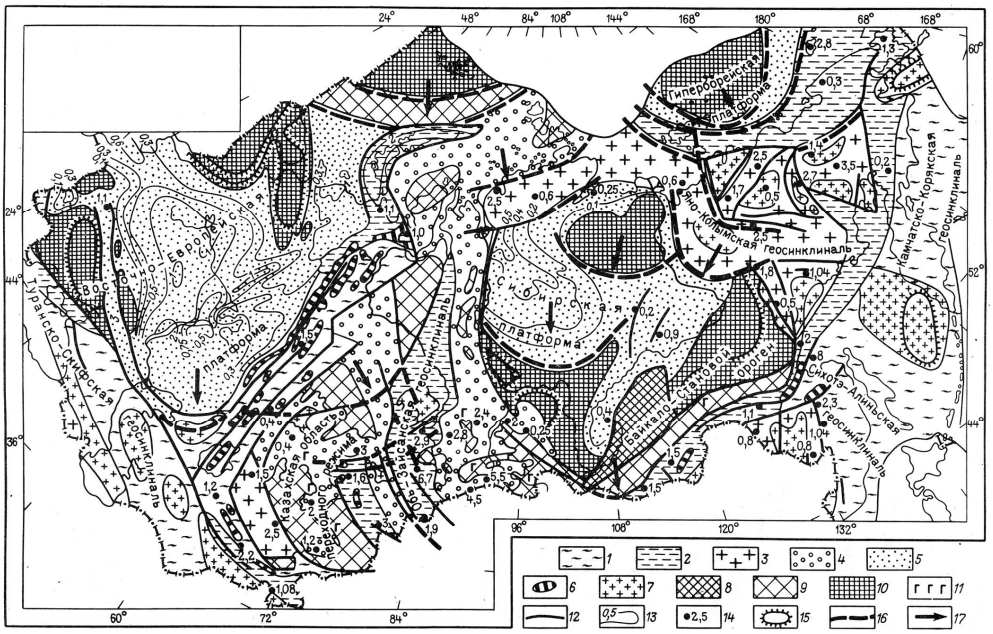


Рис.1.23. А-структуры герцинского этапа (средний и поздний девон) по (Долицкий, 1985):
1 – 5 – области погружения (1 – в эвгеосинклиналях, 2 – в миогеосинклиналях, 3 – в срединных массивах, 4 – в областях переходного режима от орогенов к платформам, 5 – на платформах); 6 – 10 – области поднятия (6 – в эвгеосинклиналях и миогеосинклиналях, 7 – в срединных массивах, 8 – в орогенах, 9 – в областях переходного режима от орогенов к платформам, 10 – на платформах); 11 – гранитоидные и щелочные интрузии; 12 – главные разломы; 13 – изопахиты; 14 – характерные мощности; 15 – границы между областями поднятия различной интенсивности; 16 – контуры региональных площадных структур; 17 – направление смещения региональных площадных структур.

В работе (Каримов, Усманов, 2007) исследуется состояние относительного покоя материальной точки под действием центральной гравитационной силы и силы сухого трения на поверхности сферы, вращающейся с заданной угловой скоростью. Уравнение движения для нее записывается следующим образом:

$$m \cdot \left(\boldsymbol{W}_r + \boldsymbol{W}_t + \boldsymbol{W}_c \right) = \boldsymbol{F}_g + \boldsymbol{N} + \boldsymbol{F}_f$$

где $\boldsymbol{W}_r$ – ускорение точки М с массой m относительно подвижной системы координат; $\boldsymbol{W}_t$ – переносное ускорение, равное абсолютному ускорению той точки подвижной системы координат, в которой в данный момент времени находится материальная точка М; $\boldsymbol{W}_c$ – Кориолисово ускорение; $\boldsymbol{F}_g$ – сила тяжести, $\boldsymbol{N}$ – реакция опоры, $\boldsymbol{F}_f$ – сила трения. Ускорения определяются формулами:

$$\boldsymbol{W}_r = \frac{d\boldsymbol{V}_r}{dt},$$

$$\boldsymbol{W}_t = \boldsymbol{W}_\tau + \boldsymbol{W}_\nu = \frac{d\omega}{dt} \cdot O_1 M \cdot \tau + \omega^2 \cdot O_1 M \cdot \nu ;$$

$$\boldsymbol{W}_c = 2\omega \times \boldsymbol{V}_r,$$

где в первой формуле $\boldsymbol{V}_r$ – вектор относительной скорости точки М по поверхности сферы; во второй формуле $\boldsymbol{W}_\tau$ и $\boldsymbol{W}_\nu$ – компоненты вектора переносного ускорения (тангенциальное и центробежное) по направлениям единичных векторов τ и ν соответственно (первый вектор – касательный в точке М к окружности радиуса O_1М , а второй вектор направлен к оси вращения Oz , т.е. по МO_1 , O_1 – проекция положения точки М на ось Oz ,); в третьей формуле ω – вектор угловой скорости вращения подвижной системы координат, направленный по оси Oz .

После преобразований приведенных формул выводится критерий:

$$f^2 = \frac{\cos^2\theta_0 \cdot (\dot{\omega}^2/\omega^4 + \sin^2\theta_0)}{\left(Me/m_0 + \cos^2\theta_0\right)^2},$$

где $m_0 = \frac{\omega^2 R^3}{\mu}$, θ – широта, Me – масса сфероида, μ – гравитационная постоянная, f – коэффициент трения. Исследование этого соотношения показывает, что для полюсных и экваториальных положений точка М всегда пребывает в состоянии относительного покоя. Для двусторонней окрестности (широта 45°) существует пояс, оказавшись внутри которого, материальная точка из состояния покоя переходит в состояние движения по поверхности сферы. В случае переменной во времени скорости вращения сферы, границы, разделяющие области устойчивости и неустойчивости положения материальной точки, будут также зависеть от времени. Кроме того, вообще будут меняться соотношения между всеми действующими силами, определяющими равновесие и движение геоблоков и тектонических плит. Следовательно, будут меняться механические напряжения, прежде всего, на границах между геоблоками и тектоническими плитами, что может приводить либо к их плавному относительному перемещению, например, крипу, либо резким подвижкам, представляющим собой акт землетрясения. Отметим (*прим. автора*), что наличие зон нестабильности в окрестности широт 45° прекрасно подтверждается данными GPS.

В работе (Тишкин, 2007) рассмотрены особенности строения структур, имеющих кольцевую форму, изменение подобия их элементов в процессе вращательно-поступательного движения блоков коры, вызванного изменением режима вращения Земли. Показано, что изменения этого режима, приводящие к вариациям направлений и типов полей напряжений, аналогичных описанным в работе (Долицкий, 1985), могут приводить к пространственно-временной эволюции поверхностей сколов. Результатом длительного воздействия переменных условий может быть формирование конусов скола, проекция которых на поверхность имеет кольцеобразный вид. Квазипериодический характер изменений режима вращения обуславливает пульсационный характер изменения размеров структур и их элементов. Структуры различных типов с характерными размерами и скоростями деформирования имеют

собственные периоды резонансного возбуждения, что в конечном итоге приводит к синхронно-асинхронному проявлению природных процессов.

В работе (Губерман, 1987) приводится описание такого явления, как бегущие волны напряжений (или Д-волны), создающие деформации и инициирующие землетрясения, выявленные по миграции сейсмичности вдоль сейсмоактивных зон со скоростью около 15-17 км/год. Предполагается, что в результате вариации параметров вращения Земли около полюсов возникают возмущения, которые продвигаются от полюсов навстречу друг другу, и в местах интерференции (Д-широты) формируется сброс накопленных напряжений. Таким образом, характер сейсмичности напрямую связан с ротационным фактором тектогенеза. Данная гипотеза подтверждена фактурой как на примере конвергентных границ северо-западной части Тихого океана, так и в районе Срединно-Атлантического хребта (САХ).

Продолжением гипотезы Д-волн является концепция деформационных (тектонических) волн Земли, обзор которой и количественные формулировки приведены в работах В.Г. Быкова (Быков, 2000; Быков 2005). Деформационные волны возникают на границах литосферных плит, и их признаки обнаруживаются в разломах земной коры. Основой концепции являются результаты исследований пространственно-временного распределения землетрясений в различных регионах Земли, процессов медленного деформирования земной коры и перемещений аномалий геофизических полей вблизи зон разломов. Физическая основа концепции состоит в фундаментальном свойстве геосреды – слоистости и блочности ее структуры. Именно на границе раздела (контакта) твердых тел при их взаимном смещении происходит генерирование деформационных волн различного типа и масштаба: волны расслоения-срыва (waves of detachment), волны разделения (interface waves involving separation), волны сдвигового напряжения. Основное положение концепции заключается в том, что последовательность сильных землетрясений вдоль разломной зоны может быть инициирована прохождением деформационных волн глобального и корового масштабов, генерируемых на границах литосферных плит, на контакте литосфера – астеносфера, при вращении блоков в разломных зонах земной коры в ходе синергетических процессов.

В работе (Филатьев, 2007) построена гипотеза о зависимости геодинамического режима литосферы от режима вращения Земли (замедление или ускорение), при которой оболочки Земли, имеющие различный момент инерции, по-разному реагируют на вариации параметров вращения. Это приводит к проскальзыванию оболочек друг относительно друга. Более легкая литосфера (0,8% массы планеты) «запаздывает» в своем инерционном движении по отношению к мантии (10,4%) (эффекты дрейфа). Возникает трение с выделением тепла и выплавкой мантийного и корового субстрата. Характер направления пластического потока геоблоков по поверхности Земли будет иметь меридиональный вид, а в области экватора – субширотный.

Знак направления зависит от знака изменения скорости вращения Земли. Земля, в силу сохранения момента количества движения (I=mvr=const), компенсирует изменения в скорости орбитального движения изменением скорости собственного вращения. Таков основной механизм вековых (около 200 млн лет) колебаний скорости вращения Земли. На примере зоны перехода между Евразийским материком и северо-западной частью Тихого океана показано, что зона Беньофа является зоной надвигания континента и вещества глубинного магматизма на океанический субстрат.

Сходные соображения о ротационных геодинамических факторах высказаны в работе (Оровецкий, Коболев, 2006) относительно главного момента инерции Земли $\mathbf{J=mR^2}$, где **m** – масса Земли, **R** – радиус Земли. Авторы считают, что при постоянной массе единственным средством адаптации Земли к изменяющемуся режиму вращения является изменение радиуса оболочек и их проскальзывание. В данной формулировке есть недостаток, связанный с тем, что закона сохранения момента инерции не существует, и его изменения при изменении режима вращения Земли могут не иметь компенсационного характера. Скачкообразное изменение положения литосферной оболочки в Триасе, определенное по смене положения геомагнитных экваторов, авторы связывают с действием полюсобежной «силы Этвеша», которая развернула литосферно-мантийную оболочку относительно маловязкого внешнего ядра из-за возникновения в районе полюса сильной гравитационной аномалии в мантии. Такой аномалией мог быть выросший к полюсу плюм. Если наличие плюма в полюсном направлении является фактором, дестабилизирующим ориентацию оси вращения, то каким образом этот плюм вообще мог начать расти в этом направлении.

Перспективной является идея А.Т. Ахвердиева о том, что движение литосферных масс Земли имеет форму дислокаций от полюсов к экватору и к равномерному распределению вдоль последнего (Ахвердиев, 2008). Подобный характер перемещений масс по поверхности вращающегося сфероида, по мнению автора, является естественным и порождает в литосфере и коре наблюдаемые системы субширотных и субмеридиональных структур, а также соответствующее распределение напряжений и деформаций. Таким образом, ротационное состояние Земли при наличии подвижных масс порождает значительную часть наблюдаемых тектонических структур. Автор настоящей работы солидарен с А.Т. Ахвердиевым и опубликовал в том же сборнике материалы, содержащие описание численной модели подобного движения литосферных блоков, результаты расчетов по ней и сопоставление с GPS-наблюдениями (Соколов, 2008).

В работе (Молчанов и др., 2008) рассмотрен вопрос о суперпозиции центробежных сил инерции от собственного вращения Земли и от ее движения по орбите – центробежно-инерционный механизм глобальной тектоники. Отмечено, что эти силы суммируются на

ночной стороне планеты и вычитаются на дневной. Сумма сил вызывает приливной горб, который тормозится инерцией, что приводит к его отставанию от вращения Земли, т.е. движению с востока на запад. Кроме указанных сил инерции отмечается наличие силы, обусловленной суточным вращением Земли и направленной строго на север в соответствии с постулатами причинной или несимметричной механики Н.А. Козырева (Козырев, 1991). Общая сумма рассмотренных сил, по мнению (Молчанов и др., 2008), формирует западный дрейф в субширотном направлении и северный дрейф в меридиональном, чем объясняется современное расположение континентальных масс.

В работе (Довбнич, 2008) со ссылками на работы К.Ф. Тяпкина показано, как будут влиять изменения режима вращения Земли на тектонику и геодинамику литосферы, а также на компоненты тензора напряжений в различных зонах сфероида. Изменения скорости вращения приводят к адаптации формы внешней оболочки Земли до состояния равновесия вращающейся неоднородной жидкости для данной угловой скорости с соответствующими векторами смещений на поверхности. В случае векового дрейфа оси вращения в меридиональной плоскости в двух квадрантах верхней оболочки Земли возникают зоны сжатия, а в двух других – растяжения. На вековой дрейф оси накладываются чандлеровские колебания оси вращения в теле Земли, и картина напряжений осложняется периодическим фактором. Отмечается, что дополнительным вкладом в поле напряжений являются лунно-солнечные приливы. Периодичность действия всех компонент напряжений весьма разная.

Особо отметим монографию (Тяпкин, Довбнич, 2009), где обобщены многочисленные работы этих авторов по обоснованию ротационной гипотезы структурообразования. Сами авторы формулируют основной результат следующим образом:

1. Основной вклад в создание поля напряжений тектоносферы вносится не вариацией угловой скорости вращения Земли, а изменением положения оси ее вращения; их численные значения отличаются друг от друга примерно на два порядка.

2. Напряжения, обусловленные изменением положения оси вращения, накапливаясь, достигают величин, превышающих предел прочности вещества, слагающего тектоносферу, т.е. этих напряжений вполне достаточно для осуществления разломообразования в тектоносфере Земли и сопутствующих им геологических явлений. Это положение позволяет сделать вывод о возможности создания ротационной гипотезы на основе использования только одного этого фактора.

Схема действия ротационных факторов по (Тяпкин, Довбнич, 2009) показана на рис.1.24. Действие, связанное со сменой ориентации оси вращения, которое, по мнению авторов, является главным, в приводимой формулировке не может объяснить плюмовых явлений и особенностей дрейфа, только малоамплитудные горизонтальные перемещения по системе

регматической трещиноватости и чешуйчато-надвиговые системы. Поэтому целесообразным является выход на комбинацию факторов, где напряжения от смены оси вращения не являются доминирующими.

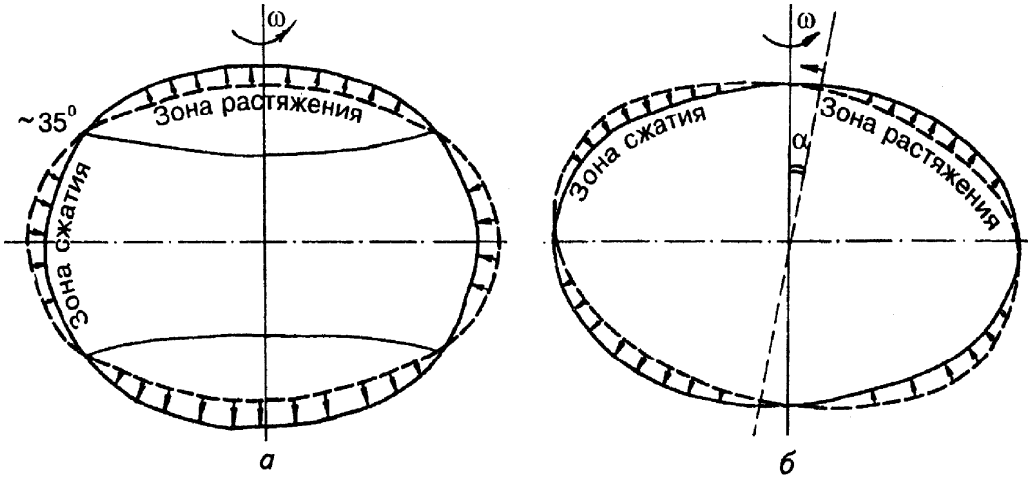


Рис. 1.24. Схемы распределения напряжений в тектоносфере в случае изменения скорости вращения Земли *(а)* и случае изменения оси ее вращения (б) по (Тяпкин, Довбнич, 2009).

В работе (Тяпкин, Довбнич, 2009) в отличие от других работ, где некорректно упоминается сохранение момента инерции Земли, для обоснования проскальзывания оболочек рассматривается закон сохранения момента количества движения (или момента импульса) Земли M_0, разделенной на оболочки:

$$M_0=I_1\omega_1+I_{2+3}\omega_{2+3}\rightarrow const$$

где $I_1\omega_1$ – момент инерции и угловая скорость внутреннего ядра, $I_{2+3}\omega_{2+3}$ – момент инерции и угловая скорость внешнего ядра и мантии. Из этого следует, что вариации угловой скорости внешних оболочек Земли при возможности проскальзывания должны сопровождаться компенсирующими вариациями угловой скорости внутренней зоны на величину, обратно пропорциональную моментам инерции.

Возможность объяснения западного дрейфа за счет проскальзывания литосферы по астеносфере разрабатывается в работе (Ricard, Doglioni, Sabadini, 1991) и других трудах этих авторов. Силы, приводящие к торможению внешней оболочки и уменьшению ее угловой скорости относительно менее вязкого субстрата, не рассматриваются. Параметры прокрутки литосферы в целом устанавливаются авторами по величинам и направлениям треков горячих точек, имеющих глубокие мантийные корни. Подбор полюса вращения путем минимизации расхождения фактических параметров треков с расчетными дает значение 47° юш и 93° вд при общей скорости прокрутки около 7 см/год. С помощью данной геодинамической схемы авторы объясняют наличие небольших и короткоживущих зон субдукции с западным падением плоскости слэба. Подобные зоны (за исключением западно-тихоокеанского региона) возникают

в местах небольшой ширины литосферных плит (например, Барбадос и Сандвичевы о-ва) и являются поддвигами под ослабленные узкие зоны литосферы. По этой логике выходит, что остальные зоны субдукции являются надвигами (*прим. автора*).

Здесь необходимо дать следующий комментарий. Изменения моментов инерции оболочек Земли относительно оси вращения, как фундаментальной характеристики твердого тела, могут происходить по следующим двум причинам: **при перераспределении масс внутри оболочек, способных к вязкому течению на некоторых интервалах времени и при изменении параметров оси вращения (вариация наклона и смещение относительно центра инерции)**. Главные моменты инерции при этом могут оставаться постоянными. В случае, если **ось вращения не совпадает с главным моментом инерции, то вращение будет нестационарным**, и будут происходить процессы изменения характеристик вращения в направлении приближения к главной оси инерции и соблюдению закона сохранения момента количества движения, а не сохранения момента инерции относительно оси вращения. Нестационарность вращения будет усиливаться в случае несвободного вращения – ненулевого момента внешних сил, действующих на тело (Яворский, Детлаф, 1974).

По данным службы по наблюдению за изменением широт и параметров вращения Земли (IERS, 2008), положение полюса в пространстве за интервал наблюдений с 1900 г. меняется по следующему сценарию (см. рис.1.25). Имеется изменение положения за счет прецессии в форме перемещения по кругу с периодом около 420 суток (Чандлеровская мода и другие гармоники) и вековое смещение среднегодовых положений вдоль приблизительно 70° зд на юг со скоростью около 10 см/год. Данное значение скорости имеет «геодинамический» масштаб и близко к среднему значению скоростей перемещения плит по поверхности Земли в разных направлениях. Согласованность скоростей этих процессов заставляет искать причинно-следственную связь. По данным (Авсюк, Суворова, 2006) это явление связано с вынужденными перемещениями внутреннего ядра Земли из-за взаимодействия в системе Земля – Луна. Аналогичное мнение представлено в (Dumberry., Bloxham, 2002). По данным (Moser et al., 1997) процесс перемещения оси в теле Земли за счет апвеллинга прогретых мантийных масс и опускания остывших блоков может сопровождаться отклонением текущего значения момента инерции Земли от главного на величину 10^{-5}. Информация о том, как ориентирована ось главного момента в теле Земли и насколько она совпадает с осью вращения, в публикациях отсутствует. Отметим также выделенную в работе (Machetel, Thomassot, 2002) связь между вариациями продолжительности суток в Мезозое с изменениями компонент тензора инерции за счет скачков в гравитационной дифференциации вещества мантии и перемещении тяжелых компонент к центру Земли. В работе (Marchenko, Abrikosov, 2001) на основании измерений момента инерции во времени по различным моделям геопотенциала показана возможная

эволюция главных осей инерции в теле Земли. Как следует из векового смещения положения полюса, ось C (максимальный главный момент) смещается на юг по ~70° зд с соответствующим наклонением плоскости экватора. При этом центральная Африка по-прежнему останется в экваториальной зоне.

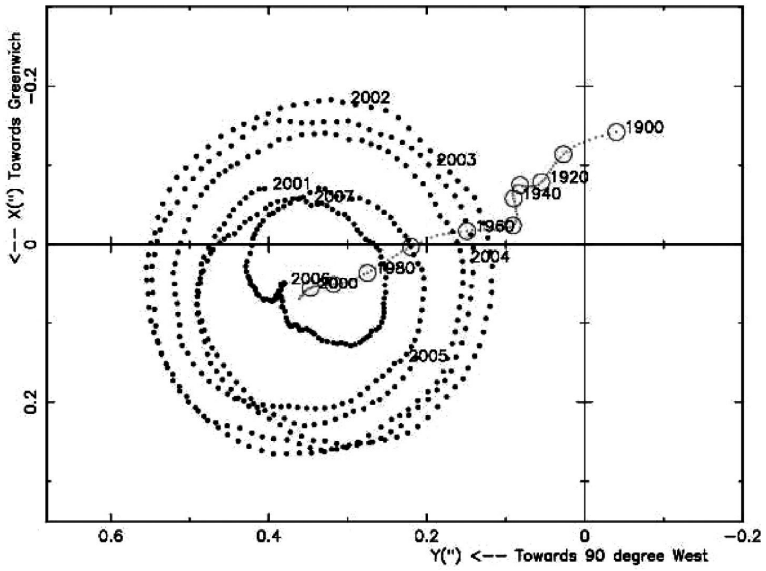


Рис. 1.25. Среднегодовое смещение полюса (1900–2010) и траектория движения полюса за 2001–2007 по данным (IERS, 2008).

Существует обширная литература по влиянию перемещения поверхностных масс и сильных землетрясений на параметры вращения Земли. Отметим монографию (Сидоренков, 2002), где рассматриваются процессы, связанные с атмосферными массами и сезонным оборотом воды и снежных масс. Влияние этих факторов находится в пределах современной инструментальной точности и хорошо оценивается измерениями. В работе (Pan, 1999) приводится теоретический анализ отклонений оси вращения Земли от главных осей инерции под воздействием перемещений плит и ударами сильных сейсмических событий, и главный вывод состоит в том, что сильных отклонений полюса от главной оси быть не должно. Исключение могут составить перемещения крупных масс (*плит, плюмов – прим. автора*). Изменения могут идти в двух направлениях: массы перемещаются таким образом, чтобы ось вращения стала главной осью, ось вращения перемещается (если не является главной) таким образом, чтобы приблизиться к максимальному значению момента инерции при данном распределении масс. **Другими словами, идут встречные процессы: массы подстраиваются под ось вращения, ось вращения подстраивается под массы** (*прим. автора*).

В работе (Войтенко и др., 2007) рассмотрена проблема быстрого проскальзывания литосферы по астеносфере, чем может быть объяснено вековое изменение положения полюса. Одной из причин таких движений авторы считают центробежные силы, возникающие в условиях вращения Земли вокруг своей оси. В цитируемой работе (Линьков, 1987) была приведена система доказательств и соответствующих расчетов того, что быстрые изменения скорости вращения Земли и изменения координат оси вращения Земли могут формироваться

смещениями земной коры по астеносфере. Предполагается, что изменение момента инерции происходит только под влиянием перемещения масс земной коры. Изменение момента инерции ΔI массы dm при смещении полюса и изменении угла θ на $\Delta\theta$ составляет:

$$\Delta I = 2R_E^2 \sin\theta\cos\theta\Delta\theta dm,$$ или

$$\Delta I = 2R_E \sin\theta\cos\theta L dm,$$

где $L = R_E \Delta\theta$ – линейное перемещение массы по меридиану.

Изменение момента инерции, создаваемое перемещением материка площадью S вдоль меридиана на величину L, будет равно:

$$\Delta I = \iint_s 2R_E^3 hqL\sin^2\theta\cos\theta\Delta\theta d\varphi,$$

где h – толщина земной коры, q – плотность земной коры, φ – широта. В результате интегрирования получим:

$$\Delta I = 1.8R_E^3 hqL$$

Чтобы объяснить наблюдаемое относительное изменение угловой скорости вращения Земли, равное $2\text{x}10^{-9}$, необходимо изменение момента инерции на $1.6\text{x}10^{29}$ кг/м^2. Если взять $h = 10^5$ м, а $q = 3.3\text{x}10^3$ кг/м^3 (средняя плотность верхних слоев Земли), то из последней формулы для ΔI можно определить необходимое значение:

$$L = \Delta I / (1.8R_E^3 hq) = 1.05 \text{ м}.$$

Таким образом, короткопериодические изменения скорости вращения Земли были объяснены колебательными перемещениями континентов в меридиональном направлении с амплитудой 1 м. Аналогичным образом в цитируемой работе доказывается возможность смещения полюса при перемещении масс литосферы.

Существенные выводы сделаны в работе (Dickman, 1979), посвященной возможной взаимосвязи дрейфа континентов и миграции положения полюса. Очевидно, что перераспределение масс на поверхности не может не привести к изменению положения главных осей инерции Земли и их положения относительно оси вращения. При этом возрастает нестационарность вращения и его параметров. Перераспределение масс происходит за счет дрейфа континентов, различия плотностей плит, мантийных потоков разогретого вещества. Оценка смещения полюса вследствие этих факторов очень мала по следующим причинам: (1) перераспределение масс происходит медленно, (2) смещение фронта и тыла плит и их замещение плитами с другими массами частично компенсируют друг друга, (3) все плотностные структуры на континентальных окраинах, скорее всего, находятся в состоянии изостатического равновесия. Малая величина вклада дрейфа в изменение широт не меняется при теоретическом рассмотрении крайних ситуаций, от эпизодических скачков движения плит до полного скольжения литосферы по астеносфере без трения. Тем не менее, необходимо

отметить (*прим. автора*), что скорость перераспределения масс или, другими словами, средняя скорость перемещения плит равна ~7 см/год, в то время как средняя скорость векового смещения полюса (IERS, 2008) равна ~10 см/год, и это цифры одного порядка. Это, по крайней мере, указывает на сходство этих двух процессов по скорости протекания. Если прямая причинно-следственная связь мала, то вполне возможно обратное влияние: вращение и его вариации влияют на дрейф.

В работе (Melnikov, 1997) сформулирована классификация факторов тектогенеза Земли, связанных с эффектом ротации и изменением ее параметров. **Ротогенез** – явления, связанные с раздельным вращением оболочек Земли при различающихся параметрах вращения. Основой для данной группы явлений служит закон сохранения момента количества движения (момента импульса). **Дрифтогенез** – перемещение блоков коры и литосферы по вязкому субстрату за счет центробежных сил. **Рифтогенез** – образование структур растяжения при перемещении блоков коры и литосферы от полюсов на пространства с большим периметром круга с центром в оси вращения. **Сепаратогенез** – разделение масс Земли на более легкие и более тяжелые оболочки под совокупным действием сил вращения и гравитации.

1.7. Синтез

1. Оперативное манипулирование большим объемом геолого-геофизических данных с пространственной привязкой в среде ArcGIS и сейсмоакустическими данными в среде RadExPro позволяет рассматривать любой объект и любой вид данных в контексте накопленной «базы знаний» и получать более объективную его оценку. Наличие «базы знаний» в рабочем пространстве исследователя позволяет изучать объект с «более открытыми глазами», а в ряде случаев с надетыми «3D очками». Необходимость использования средств построения пространственных баз данных, интегрирующих разные типы данных в одной оболочке, диктуется также мультидисциплинарным характером фундаментальных задач.

2. Адаптация рабочей геодинамической модели (тектоника плит) к накопленному фактическому материалу приводит к частичному изменению и дополнению основных положений (Хаин, Ломизе, 2005). После этого все равно остается система фактов, не вписанных даже в модифицированную гипотезу. Накоплен новый разрыв между фактами и рабочей геодинамической моделью, их объясняющей. Дефицит обоснования новых фактов относится в первую очередь к постулату о жесткости плит, наличию внутриплитных деформаций на удалении от границ плит, механизмам перемещения плит, горизонтальной компоненте движения, ориентированной неортогонально САХ, наличию по данным сейсмотомографии аномалий типа «плюм», не имеющих сходства с конвективными ячейками. Это определяет круг новых фундаментальных задач, в частности, исследование структуры, генезиса и других

свойств внутриплитных деформаций, имеющих место в глубоководных котловинах на удалении от границ плит. Эта тема имеет фундаментальное значение для разработки непротиворечивой геодинамической модели, претендующей на аккомодацию новых фактов в свои рамки.

3. Теоретические механизмы, реализующие движение плит в Атлантике, имеют недостаточное обоснование. Затягивание субдуцируемой плиты (slab pull) в мантию маловероятно в этом океане, поскольку, за исключением сравнительно небольших дуговых систем морей Скоша и Карибского, отсутствуют зоны субдукции с наклоном от САХ, затягивание в которые могло бы поддерживать процесс раскрытия. Перенос литосферы астеносферным течением должен формировать хорошо распознаваемый динамический рельеф, увязанный с САХ. Но по данным (Kaban et al., 2003) динамический рельеф увязан не с системой САХ, а с системой локализованных областей восходящих плюмов. Это создает неопределенность в объяснении структурообразования линейной системы СОХ за счет одного фактора «тепловой машины» и заставляет искать дополнительный. Таким фактором может быть ротационный, также формирующий тангенциальные силы в системе вращающегося сфероида, которые могут иметь неортогональную к СОХ ориентацию. При наличии блокового строения коры и верхней мантии («нежесткая» – деформируемая, раздробленная и расслоенная плита) действие подобных сил может приводить к разнообразным тектоническим деформациям и нарушениям на внутриплитном пространстве.

4. Оценка баланса энерговыделения и энергозатрат в теле Земли имеет значение $\sim 8\times10^{13}$ W и в целом сходится с точностью от 10 до 20 %. Реализация более точных оценок баланса является делом будущего. Вариации выделения энергии по любому из главных процессов (гравитационная аккреция, радиогенный разогрев, приливной разогрев и торможение) значительно превосходят мощность, необходимую для реализации тектонических процессов: перемещения плит, горообразования, разломообразования, деформаций и т.д. Энергетическая реализуемость этих процессов является физически обоснованной, а главные проблемы состоят в механизмах передачи энергии между блоками расслоенных геосфер, участвующих в тектонических процессах. Учитывая обоснованные сомнения по поводу действия механизмов движения в Атлантическом океане, считающихся главными и связанных с конвективным движением вещества в мантии, для вышеупомянутых тектонических процессов целесообразно рассмотрение влияния ротационного фактора – выделение энергии при вариациях параметров вращения Земли. Его значение достаточно для реализации тектонических процессов, требующих источника мощности $\sim 1\div2\times10^{11}$ W.

5. Формирование тектонического строения коры и верхней мантии должно объясняться суперпозицией действия различных факторов тектогенеза. Геолого-геофизические данные и их

сравнение с геодинамической моделью делает необходимым поиск дополнительных (или альтернативных) факторов тектогенеза помимо плейт-тектоники с конвективным механизмом, которые были бы способны ликвидировать разрыв теории и фактов. Появление понятия тектонической расслоенности было определено открытием таких явлений, как перемещение близповерхностных геологических масс на большие расстояния: до сотен километров при формировании литопластин, сдвигов, надвигов и тектонических покровов с образованием внутрикоровых чешуйчатых структур, и до тысяч километров в процессе спрединга в зонах СОХ. Расслоенность является результатом дифференцированного субгоризонтального смещения масс, амплитуда которого увеличивается при приближении к поверхности. Поскольку неясно, откуда при подлитосферном течении (или коллизии плит) берется дифференциация величины горизонтальной компоненты смещения на удаленном от границ внутриплитном пространстве, необходимо искать фактор тектогенеза с тангенциальной компонентой, действующей в любой области тектоносферы аналогично объемным силам (например, гравитационным).

6. Ротационный механизм геодинамики, или *ротогенез* (Melnikov, 1997), инициирует в теле Земли и на ее поверхности напряжения, деформации и перемещения крупных блоков коры и литосферы, причиной которых являются вариации параметров вращения Земли: изменения скорости вращения и положения оси вращения в теле Земли, имеющие циклический характер (Авсюк, 2001). Эти изменения могут иметь различные тектонические последствия: инверсия глобальных полей сжатия и растяжения в пространстве в зависимости от замедления или ускорения вращения (Долицкий, 1985); появление зон максимальной тектонической нестабильности около широт ±45° (Каримов, Усманов, 2007), подтверждаемой данными GPS; проскальзывание оболочек Земли с разными моментами инерции друг относительно друга при изменении режима вращения (Ricard, Doglioni, Sabadini, 1991; Филатьев, 2007; Оровецкий, Коболев, 2006); смещение масс в меридиональном направлении к экватору и широтном параллельно экватору на вращающемся сфероиде (Ахвердиев, 2008); проскальзывание оболочек при действии закона сохранения момента количества движения (или момента импульса) Земли $\boldsymbol{M_0}$, разделенной на оболочки (Тяпкин, Довбнич, 2009); направленный пластический поток геоблоков в расслоенных оболочках по поверхности Земли будет иметь меридиональный вид, а в области экватора – субширотный, знак направления будет зависеть от знака изменения скорости вращения Земли (Филатьев, 2007).

Глава 2. Обзор тектоники и геодинамики Атлантики, строения осадочного чехла и деформаций экваториального сегмента

2.1. Обзор тектоно-геодинамических взглядов на литосферу Атлантики в целом (глобальный уровень)

Обзор геолого-геофизической изученности Атлантики (см. п.1.1, рис.1.3) показывает, что максимальные концентрации исследований присутствуют либо вдоль шельфовых зон, включая в последнее время континентальный склон, по причинам хозяйственной целесообразности и поисков энергоресурсов, либо вдоль СОХ, как объектов, где происходит формирование современной океанической коры и ее спрединг от осевой зоны к периферии океана. Для осевой зоны существует множество фундаментальных задач – природа базальтового магматизма, состав мантийных реститов, гидротермальные комплексы, изотопные исследования, поиск первичных мантийных неоднородностей и т.д. Известно, что океан занимает около 70% поверхности Земли, но, с вычетом упомянутых шельфов и СОХ с флангами, остается около 50%, приходящихся на абиссальные котловины. **Складывается ситуация, при которой для 50% поверхности Земли не сформулирована мотивация ее детального изучения.** Вряд ли может быть убедительной модель объекта и процессов на нем, если будет учитываться только фактура на половину его площади.

Одним из поводов отсутствия мотивации целевого изучения котловин является встроенный в рабочую тектоническую гипотезу постулат, по которому на пространстве от СОХ до пассивной или активной окраины океана не происходит почти ничего, кроме остывания литосферы, накопления осадочного чехла в условиях поступательного движения от дивергентной границы к конвергентной. Между тем накоплен обширный материал, показывающий, что это не так. Это следует из внутриплитных деформаций в абиссальных котловинах, ориентированных не параллельно СОХ, складкообразования, эффектов дегазации, конвергенции пассивных частей трансформных разломов и многого другого. Основной акцент в данной работе сделан именно на абиссальных участках, как на наименее изученных, и в обзоре также будет сделан акцент на свойствах котловин именно Атлантического океана, хотя некоторые вопросы континентальных окраин и СОХ будут освещены по необходимости.

Первичное разделение глубоководной части Атлантики на зоны Срединно-Атлантического хребта (САХ) и абиссальные котловины было осуществлено по данным рельефа, что видно из карты А.М. Рыкачева 1881 года (Рыкачев, 1881). Рельеф в сочетании с донным опробованием оставался главным источником данных по геологии океана вплоть до середины XX века, когда получили импульс развития разнообразные геофизические методы и, собственно, измерение рельефа с внедрением эхолотов также ускорилось (Агапова, 2008).

Стали появляться обобщения по геологии, тектонике и геодинамике Атлантического океана, насыщенность которых выводами находилась в прямой зависимости от инструментальной изученности объекта.

В монографии Ф.П. Шепарда (1951), в оригинале изданной в 1948 году, приведен обзор геологии океана, который, в силу объективных причин, в большей части представлен геологией процессов на континентальных окраинах и шельфах. Абиссальные котловины охарактеризованы преимущественно по общим чертам рельефа и анализу донных илистых осадков. Основные структуры, которые, как известно сейчас, являются различными геодинамическими типами, не охарактеризованы в этих терминах. Геофизические измерения (гравика, магнитка, сейсмичность, поверхностные волны) на тот момент выполнены с точностью, которая позволяла делать выводы по районам с самым контрастным проявлением этих значений (периметр Тихого океана), но не в Атлантике – океане с пассивными окраинами. Происхождение структур связано с тремя возможными причинами: неравномерным погружением континентальных масс, остатком которого является САХ, дрейфом континентов по Вегенеру и отрывом Луны. При этом наибольшее количество критики было приведено против гипотезы дрейфа.

В 3-м издании монографии Ф.П. Шепарда (Шепард, 1976), изданной в оригинале в 1973 году, присутствует материал, отражающий гигантский скачок изученности, который произошел за указанный период времени и привел к формулировке гипотезы тектоники плит с допущением больших горизонтальных перемещений литосферных плит. В обзоре присутствует вся основная фактура, используемая для обоснования новой геодинамической модели, включая линейные магнитные аномалии, сейсмичность вдоль САХ, данные по возрасту пород, сейсмические разрезы, скоростные колонки, данные по седиментации и донным течениям, описания асейсмичных хребтов и следов горячих точек, палеомагнитные данные и тепловой поток. Отмечено наличие таких факторов седиментации на абиссальной котловине, как турбидитные течения, но отсутствует информация о контурных течениях. Критика теории дрейфа сменилась обширным списком аргументов в ее пользу, повторять который мы не будем. Какие либо отклонения строения абиссальных котловин от «стандарта», кроме наложенных структур асейсмичных хребтов, не отмечаются.

В монографии французского исследователя Ж. Буркара (1953), изданной в оригинале в 1949 году в то же время, что и первое издание Ф.П. Шепарда, глубоководная часть Атлантического океана охарактеризована преимущественно рельефом. В ней, тем не менее, сделаны весьма существенные наблюдения (помимо совпадения очертания материков по Вегенеру), касающиеся косых структур северо-западной и северо-восточной ориентации, пересекающих котловины и имеющих продолжение на материках. Анализируются также

совпадающие поля вулканитов и континентальные осадочные бассейны по обе стороны океана. Для косых структур подчеркивается наличие цепочек вулканов и наличие в них избыточных масс по данным изостазии. Автор подчеркивает, что объяснение САХ является неотъемлемой частью теории, претендующей на то, чтобы объяснить генезис океана. Сравнение различных гипотез о происхождении океана и глобальной системы САХ, по мнению автора, не дает ни одной из них считаться хотя бы отчасти верной. При этом отмечается, что гипотеза дрейфа континентов Вегенера проста и изящна, но для нее не хватает инструментальных измерений скорости движения и вариантов объяснения наличия САХ в медианном положении в акватории океана. К сожалению, инструментальный геофизический уровень в 40-ые годы был еще недостаточен для получения требуемых данных. Спустя два десятилетия было восполнено множество пробелов в доказательной базе для горизонтальных движений.

Обзор Б. Хейзена, М. Тарп и М. Юинга (Хейзен и др., 1962), изданный в оригинале в 1959 году, кроме эхолотных данных по рельефу опирается на данные донного опробования (дифференциация песчаных и глинистых отложений в зоне перехода от котловины к континентальному подножию), сейсмического зондирования преломленными волнами (разрезы зон перехода от шельфа к глубоководной части), магниторазведки, гравиразведки, сейсмичности и т.д. В работе приведены новые нетривиальные эмпирические наблюдения, такие как выделение зоны абиссальных холмов, являющихся удаленными флангами хребта, но еще не выровненными осадочным заполнением; системы глубоководных врезов, являющихся следствием перемещения арктических холодных вод; выделение признаков придонных течений по периферии котловин и многое другое. Для возникновения САХ авторы выдвигают рифтовую теорию на основе сравнения этой структуры по геолого-геофизическим параметрам с системой Африканских рифтов. Сходство двух систем приводит к идее о том, что САХ – это структура растяжения, что фиксирует дополнительный аргумент в пользу дрейфа континентов.

В обзоре (Краус, 1963), изданном в оригинале в 1959 году и ссылающемся на работы с 1951 года, фактурная база, на которой построено изложение, соответствует периоду первого издания монографии Ф.П. Шепарда (Шепард, 1951) и Ж. Буркара (Буркар, 1953), но в нем представлены соображения по геодинамике подкоровых течений, которые весьма близки к современным, основанным на данных сейсмотомографии. На рисунке 2.1 показана геодинамическая схема подкоровых течений, которую автор предлагает как основу для интерпретации происхождения океана с пассивным типом окраин. Конвекционные потоки вещества имеют замкнутую конфигурацию в сечении перпендикулярно оси САХ и образуют систему «конвективных валиков». Кроме того, вещество верхней мантии до глубин 400 км представляет собой подвижную основу, обеспечивающую возможность дрейфа верхнего (литосферного) этажа. Много позднее написания данной работы появились двухъярусные

модели конвективных систем (Лобковский и др., 2004) и данные сейсмотомографии, на которых указанному диапазону глубин в окрестностях САХ соответствует аномальный «горячий» слой, а под САХ прогретые зоны не прослеживаются глубже этих значений. Индуктивный вывод такой конфигурации течений в мантии по имевшейся фактуре является весьма значимым решением. Не менее интересной интерпретацией в работе (Краус, 1963) является сегментация Атлантики на субширотные зоны и выделение полосы нарушений, проникающих в Атлантику с запада из Тихого океана вместе с тихоокеанскими подкоровыми токами (рис.2.2), где они показаны на фоне схемы рельефа и положения САХ. Данная сегментация более или менее коррелирует с современным походом к этой теме на основе возрастов начала раскрытия сегментов Атлантики по данным линейных магнитных аномалий. Необходимо также отметить, что экваториальные смещения континентов, одно из которых имеет место в экваториальном сегменте Атлантики, позиционируются в работе (Краус, 1963) как левосдвиговые зоны, возникшие в результате разности скорости и направления смещения «гипореона» относительно «батиреона» при общем восточном дрейфе «батиреона».

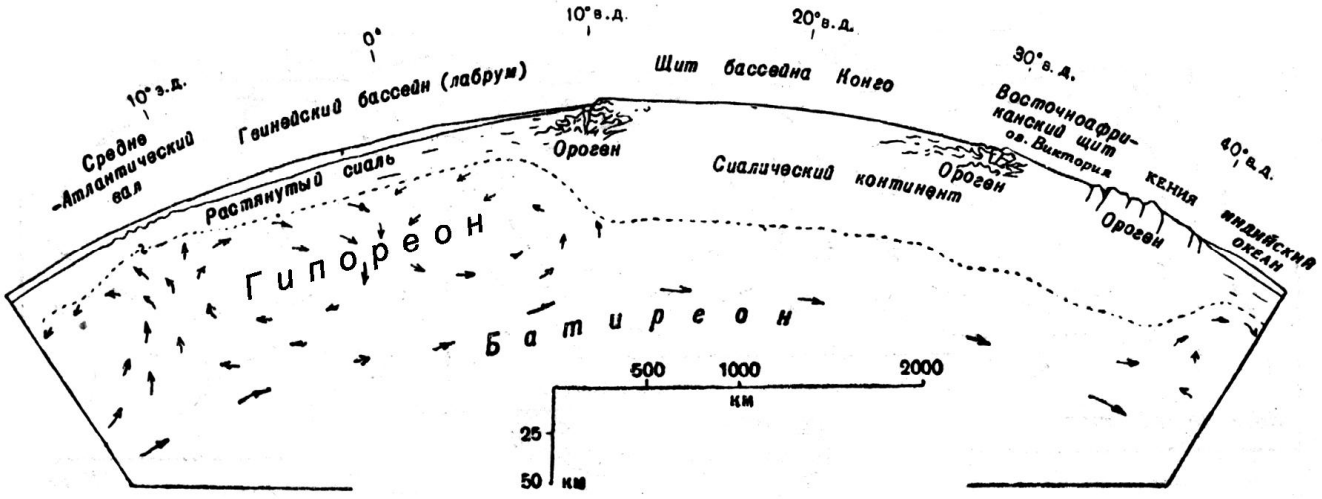


Рис.2.1. Обзорный профиль от Срединно-Атлантического хребта через Африку вблизи экватора по (Краус, 1963) с дополнением. Вертикальный масштаб увеличен в 10 раз для верхней мантии от 0 до 100 км (гипореон). Диапазон мантии 100-400 км (батиреон) показан без искажения масштаба. Короткие стрелки – предполагаемые течения в гипореоне, длинные стрелки – дрейф батиреона к востоку.

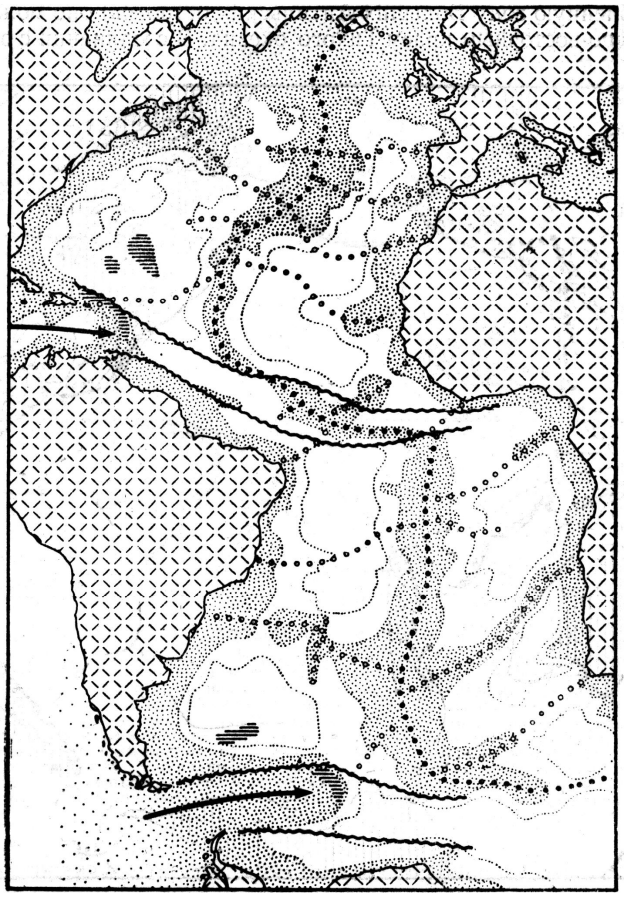


Рис.2.2. Главные структуры Атлантического океана по (Краус, 1963). На фоне схемы рельефа и положения САХ показана сегментация Атлантики на субширотные зоны и полосы нарушений, проникающих в Атлантику с запада из Тихого океана.

В работе (Деминицкая, 1967) сделано обобщение данных по геологии и геофизике Атлантического океана, выраженное в виде обобщенных сейсмогеологических разрезов и карт. В частности, приводится карта мощности коры Атлантики, построенная путем калибровки данных редукции Буге аномального гравитационного поля и данных глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Приведена эмпирическая формула (Деминицкая, 1967, с.27), которая позволяет сделать оценку глубины границы М по аномалиям Буге. Этот результат ценен тем, что вдоль оси САХ и, в особенности, около районов продуктивного плюмового вулканизма Исландии и Азорских островов отмечается наличие увеличенной мощности коры по сравнению со средними океаническими значениями около 6 км. Кроме того, отмечено увеличение мощности коры на асейсмичных поднятиях. Сделаны выводы о характере распределения осадочного чехла глубоководной и шельфовой частей Атлантики, и отмечена асимметрия ряда характеристик океана в целом (рельеф, осадочный чехол, мощность коры). Результат, характеризующий акваторию океана в целом, полученный путем калибровки и интерполяции редких значений с точечных наблюдений ГСЗ на весь район через потенциальные поля, является значимой вехой в подходе к интерпретации данных, имеющих разность в полноте (или неполноте) покрытия. Также отмечено, что области океана с повышенным фоновым значением

мощности коры (севернее 50° с.ш., преимущественно молодые по времени раскрытия – *прим.автора*) содержат зоны с «гранитными» значениями скоростей преломленных волн – 5.7-6.3 км/с и области с повышенной мощностью осадочного чехла. Практически во всех котловинах, в особенности в тех, которые примыкают с севера к задуговым участкам около Пуэрториканского и Южно-Сандвичевого желобов, наблюдается повышенный уровень аномалий Буге, показывающий возможное наличие аномально плотных пород в литосфере (Деминицкая, 1967, с.41, рис.16).

Интересен обзор (Nafe, Drake, 1969) геофизической изученности Северной Атлантики, опубликованный в мемуарах AAPG. Кроме концентрации исследований в рамках нефтяных проектов на шельфовых зонах, была изучена значительная часть глубоководной акватории, примыкающая к Северной Америке. Был выполнен значительный объем работ по методам с преломленными волнами, что позволило создать обобщенные сейсмические модели земной коры и составить ряд структурных карт по кровле кристаллических пород коры. Кроме того, были составлены карты сейсмических скоростей в кристаллической части коры океана (3-й слой), из которых видно, что в северо-западной Атлантике имеются обширные области пониженных (6.2-6.8 км/с) значений, совпадающих с отмеченными выше максимумами аномалий Буге. Таким образом, формируется представление о том, что геолого-геофизические свойства океанической литосферы имеют пространственную зависимость не только, как функция расстояния от оси САХ, но и как вариация по направлениям, субпараллельным к САХ, в виде разного рода наложенных аномалий, например, как асейсмичные хребты или абиссальные котловины около задуговых областей. Интересна также карта поверхности М, где областям с пониженными скоростями 3-го слоя соответствуют локальные поднятия данного раздела. В целом обзор формирует достаточное представление о фактуре, подтверждающей спрединговую модель геодинамики Атлантики, но при этом отмечается, что существуют характеристики, формируемые другими процессами, либо процессами с сильно отличающимися характеристиками вдоль САХ.

Работа М.В. Кленовой и В.М. Лаврова (Кленова, Лавров, 1975) является значимым обобщением по геологии Атлантического океана. Приведен обширный материал по геологии глубоководных осадков, на основе которого сделан вывод, что «спокойная седиментация на океаническом дне практически отсутствует, дно океана находится в непрерывном движении» (Кленова, Лавров, 1975, с. 177). Сделано обобщение тектонического строения и приведена тектоническая карта Атлантического океана (Кленова, Лавров, 1966) (рис.2.3). Она отражает развитие существовавших ранее различных концепций В.В. Белоусова, В.Е. Хаина, М.М. Иванова, Р.М. Деминицкой, Д.А. Туголесова, Г.Б. Удинцева, а также зарубежных тектонистов, составивших ядро обновления на основе плейт-тектоники. Карта сделана на основе новой

геолого-геофизической информации, которая позволила отфильтровать элементы, противоречащие реальности. Она содержит основные структурные элементы региона, выявленные по рельефу и геофизическим полям, и отражает наиболее реалистичные для своего времени воззрения, включая плейт-тектонику. Представлены осесимметричные и субмеридиональные структуры: шельф, континентальные склоны, абиссальные котловины, абиссальные холмы, рифтовая долина, зона САХ, зона флангов САХ и отдельные зоны желобов. Субширотные структуры соответствуют трансформным разломам, иногда прослеживаемым на материки. В ряде случаев на критических широтах эллипсоида субширотные структуры пересекают САХ без нарушения его сплошности и сформированы действием субширотных же сил, что соответствует сдвиговым зонам. На карте отсутствуют элементы, связанные с датировкой по возрастам магнитных аномалий, и многие котловины определены как палеозойские. Кроме того, ряд абиссальных холмов рассматриваются как палеозойские. В работе (Кленова, Лавров, 1975) также отмечается, что основные геолого-геофизические характеристики вдоль оси САХ (составы базальтов, тепловой поток, магнитное поле и проч.) имеют существенные вариации, а в силу ротационного режима Земли субширотные нарушения сохраняют прежнее положение после изменений положения материков.

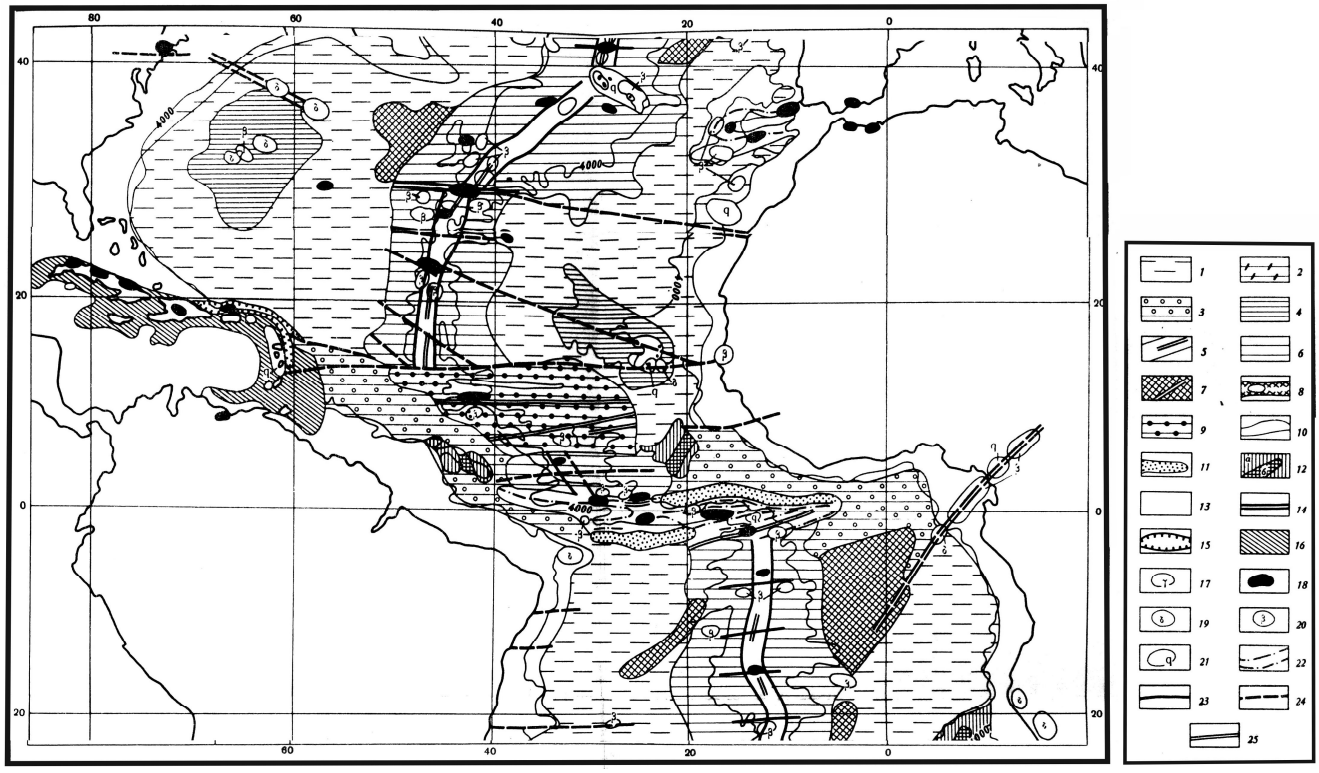


Рис.2.3. Тектоническая карта Атлантического океана (Кленова, Лавров, 1966), с изменениями:

1 – палеозойские и мезозойские океанические впадины; 2 – молодые океанические впадины; 3 – зона опускания Экваториальной Атлантики; 4 – поднятия с вулканическими постройками внутри океанических впадин; 5 – молодой срединный хребет; 6 – древние фланги срединного хребта; 7 – древние хребты на флангах; 8 – Северо-Атлантический прогиб; 9 – зона сдвиговых

деформаций тропической Атлантики; 10 – Экваториальный хребет; 11 – краевые прогибы Экваториального хребта; 12 – древние погруженные структуры (а – поднятия; б – впадины); 13 – подводный склон материковых эпипалеозойских платформ; 14 – планетарные разломы; 15 – краевые океанические желоба; 16 – области альпийской складчатости; 17 – интрузии гранитов; 18 – интрузии гипербазитов; 19 – вулканизм мезозойский; 20 – вулканизм кайнозойский несовременный; 21 – вулканизм современный; 22 – простирания структур; 23 – разрывы; 24 – предполагаемые разрывы; 25 – тектонические троги.

Необходимо отметить, что на карте (Кленова, Лавров, 1966) присутствуют элементы, которые стали появляться в тектонических концепциях много позже. Это: молодой возраст северной части Атлантики от разлома Чарли Гиббс, показывающий существенно разновозрастный характер раскрытия океана; субширотные троги разломных зон, в том числе заполненные осадочным чехлом; нарушения северо-западной ориентации в экваториальной части; древние хребты на флангах САХ, показывающие перескоки оси хребта; сдвиговая зона в экваториальной части с тенденцией продолжения на центральную Америку; районы обнажений гипербазитов. Плотность разломной трансформной сети соответствует изученности. В последующие годы генетическая интерпретация ряда элементов изменилась под давлением новых фактов, но полнота тектонической схемы для 1966 года является удивительной.

Крупнейшим обобщением знаний по геологии Атлантики является работа (Emery, Uchupi, 1984). В этой монографии прослеживается, как усваиваются новые объемы фактов, и происходит их встраивание в рабочую модель происхождения, развития и строения Атлантического океана. Дрейф континентов и формирование молодого океанического субстрата, как главные процессы, формирующие облик океана, остаются в силе, но происходит уточнение самых разных структурных, седиментационных и вещественных аспектов. При этом модификации движущего механизма не рассматриваются. Обобщение новых данных строения рельефа дна показывает такие явления, как осадочные хребты или дрифты (sedimentary ridges or drifts), которые возникают при разгрузке осадочного материала из контурных течений; глобальная система подводных каналов, тесно связанная с системой донных течений, по которым происходит эрозия глубоководных консолидированных отложений; зоны трансформных разломов с конфигурацией, близкой к той, которая была обнаружена позже по данным спутниковой альтиметрии. «Осадочный» рельеф показывает, что концепция осадконакопления в глубоководной части океана, как фоновое отложение материала по мере удаления от спредингового центра, не корректна: к данному фактору необходимо добавить, кроме отложений турбидитных потоков и материала, отложенного по мере удаления от континентальных источников сноса, еще и воздействие контурных течений. Кроме того, в (Emery, Uchupi, 1984) по более или менее детальным данным представлены разнообразные структурные планы для переходов между рифтовыми сегментами САХ через офсетные зоны

трансформных разломов в зоне FAMOUS (36-37°с.ш), Чарли Гиббс, Океанограф, Кейн, Вима, Романш и др., которые показывают геодинамическое разнообразие в конфигурации главных активных элементов вдоль дивергентной границы океана. Выделены пространственные пачки и клинья (packets and wedges) разломных зон, границы между которыми формируют сегментацию Атлантики, сходную с сегментацией по (Краус, 1963), и которая совпадает со временем начала раскрытия сегментов по магнитным данным. Локальные отклонения простирания пассивных частей трансформных разломов объясняются вариацией полюсов вращения плит в моменты, соответствующие времени формирования спрединового субстрата. Отмечена взаимосвязь поднятий, подводных гор и парных асейсмичных хребтов с локальным воздействием мантийных диапиров на общий спрединговый конвейер.

В работе (Emery, Uchupi, 1984) проведены структурные обобщения, аналогичные работе (Nafe, Drake, 1969), но на всю акваторию Атлантики. В них входят обобщенные сейсмические характеристики модели коры (скорость, мощность, глубина кровли или подошвы), карты распределения этих характеристик. В особенности интересна карта кровли акустического фундамента, в построении которой было задействовано множество сейсмических данных по шельфам и континентальному склону. Данная карта в периокеанической зоне показывает рельеф консолидированной коры при переходе от континента к океану и особенности разделения континентов. Особое место в обзоре данных занимает один из ранних вариантов карты возрастов с изохронными линеаментами, полученными по данным АМП. Этот набор данных позволяет привязать сегментацию Атлантики, известную по данным о рельефе, к возрастным характеристикам: выделенные сегменты имеют различный возраст начала раскрытия океана. Показана различная характеристика сейсмичности в Атлантике и ее привязка к различным по геодинамике границам плит – дивергентным и конвергентным. Приведено описание геоида, нормального магнитного поля и высокочастотной компоненты спутниковых альтиметрических данных.

Важнейшим обобщением в работе (Emery, Uchupi, 1984) является общее описание осадочного чехла океана с пассивным типом окраин, состоящего из двух осадочных суперкомплексов: синрифтового (syn-rift supersequence) и пострифтового (post-rift or drift supersequence). Для первого оно включает характеристики зоны перехода от континента к океану: тектоническую расслоенность в условиях растяжения, распределение магматизма в пространстве и времени, положение раздробленных блоков коры и серпентинизированной верхней мантии, формирование на этом субстрате специфического осадочного комплекса, состоящего из терригенных, солевых и карбонатных отложений, заполняющих неровности деформированного листрическими сбросами фундамента и погруженных на большую глубину из-за изостатической компенсации суммарной осадочной нагрузки на субстрат зоны перехода.

Отложения второго комплекса начинаются со стадии, когда разделение континентов полностью оформилось, и стартовал процесс спрединга. Отложения пострифтового комплекса несогласно перекрывают синрифтовый комплекс на шельфе, континентальном склоне и подножии, и далее на спрединговом субстрате котловин залегают непосредственно на 2-ом океаническом слое, представленном базальтами. Считается (Emery, Uchupi, 1984, с.369), что пострифтовый суперкомплекс, «…за исключением активных конседиментационных сбросов, пластичных соляных потоков, разломов, вызванных перемещением соли и проседанием перекрывающей толщи, затухающими разломами рифтового суперкомплекса» периокеанической зоны с нарушенным изостатическим равновесием, грязевого вулканизма и вулканических интрузивных тел, представляет собой в основном «…ненарушенное другими тектоническими деформациями осадочное образование с пологим наклоном слоев в сторону центра спрединга и выклиниванием на акустическом фундаменте» (*перевод автора*). Происхождение сейсмической записи, которую возможно трактовать как деформации или диапироподобные структуры, считалось возможным интерпретировать как результат дифференциальной компакции слабоконсолидированных осадков (Collette et al., 1969).

В монографии (Геофизические характеристики..., 1985) приведен обзор геофизических полей Атлантики. Особо выделена (Литвинов, Стоянов, 1985) многослойная модель строения магнитоактивного слоя океанической коры. Образование намагниченности в лавах, дайках и габбро идет с различной интенсивностью и, по мере удаления от оси спрединга, со временем по разному затухает. Это приводит к усложненной структуре суммарного АМП от указанных источников. Кроме того, начиная с удаления 250-300 км от оси спрединга происходит погружение изотермы 500°С ниже кровли ультраосновных пород (граница М), что создает условие для их серпентинизации и формирования дополнительного источника магнитного поля. Нарастание общей интенсивности магнитного поля в Атлантике с расстояний 300-400 км от оси САХ прослеживается во всей акватории. Температурные условия серпентинизации ультраосновных пород сохраняются до удалений, где ниже границы М погружается изотерма 200°С. Поскольку время появления новых источников АМП и их полярность в общем случае не совпадает с полярностью существующих коровых комплексов, то это приводит к дополнительному усложнению суммарной структуры АМП.

Особенностями гравитационного поля и его редукций по данным (Геофизические характеристики..., 1985) являются: блоковое строение зоны САХ вдоль оси и вкрест его простирания; неоднородность коры, в особенности между магнитными аномалиями 13 и 21 после смены режима спрединга в эоцене, определяемого по полюсам вращения; асимметрия общего уровня поля – к западу от САХ он ниже, чем к востоку. Блоковая неоднородность коры выделена по данным многомерного статистического анализа гравитационного поля и рельефа.

Спектральный состав изостатических аномалий показывает наличие сильных подлитосферных неоднородностей на длинах волн 1000 км и более и резкий спад интенсивности на коротких (<500 км) волнах. Это говорит об отсутствии плотностных неоднородностей в астеносферном слое, в котором происходит изостатическая компенсация нагрузок от неоднородностей в литосфере. Таким образом, процедура полосовой фильтрации аномалий позволяет выделить литосферную и коровую компоненты. Отмечается, что осевая отрицательная аномалия Буге вдоль САХ может быть получена изменением средней плотности мантии от 3.3 до 3.1 г/см^3. Профили аномалии в свободном воздухе вдоль оси САХ приобретают наибольшее расхождение с рельефом в районах Исландского и Азорского вулканизма.

Особенности теплового потока Атлантики по данным (Попова, Смирнов, 1985) заключаются в неравномерном распределении его характеристик в меридиональном направлении наряду со стандартным поведением измеренных значений вкрест оси САХ. Отмечается, что низкие значения в зоне САХ являются следствием конвективного выноса тепла морской водой, приводящего к заниженным значениям по сравнению с теми, которые могут быть получены интерполяцией с котловин и флангов САХ. Обобщенные характеристики различных структурных зон показывают, что в целом на удалениях от САХ тепловой поток близок к средним значениям по Земле, но наблюдается интересная особенность: в молодых сегментах океана, где раскрытие началось позже основного пространства – Норвежская котловина (58 Ма) и экваториальный сегмент (105 Ма) – тепловой поток выше на 5-10%, чем в более древних сегментах океана (150-170 Ма).

Анализ геофизических полей (гравитационные аномалии в свободном воздухе и их трансформанты, АМП, рельеф, мощность осадочного чехла, тепловой поток) позволил провести районирование Атлантики (Литвинов, 1985) (рис.2.4) не только по характерным свойствам полей в различных частях океана, но и по статистическим и корреляционным соотношениям полей друг с другом. Использование широкого набора параметров сделало приведенную сегментацию более обоснованной, чем существовавшие ранее схемы. Безусловно, при увеличении плотности данных границы могут быть уточнены, но в общих чертах данная схема сохраняет актуальность и в настоящее время. Возможность вертикальных движений рассматривается только для осевой части океана (борта рифтовой зоны и фланги хребта) и для периокеанических зон вследствие сводовых поднятий при рифтовой стадии развития и погружения блоков коры по системе сбросов из-за изостатической компенсации нагрузки осадочных толщ на консолидированную кору переходной зоны. Проведена оценка мощности литосферы по геофизическим полям и возрасту. Отмечается наличие признаков гидродинамического напора в северной Атлантике в районе Азорского и Исландского плюмов,

искажающего оценки по формулам, использующим простые зависимости от возраста литосферы, и увеличивающего фоновое значение изостатических аномалий.

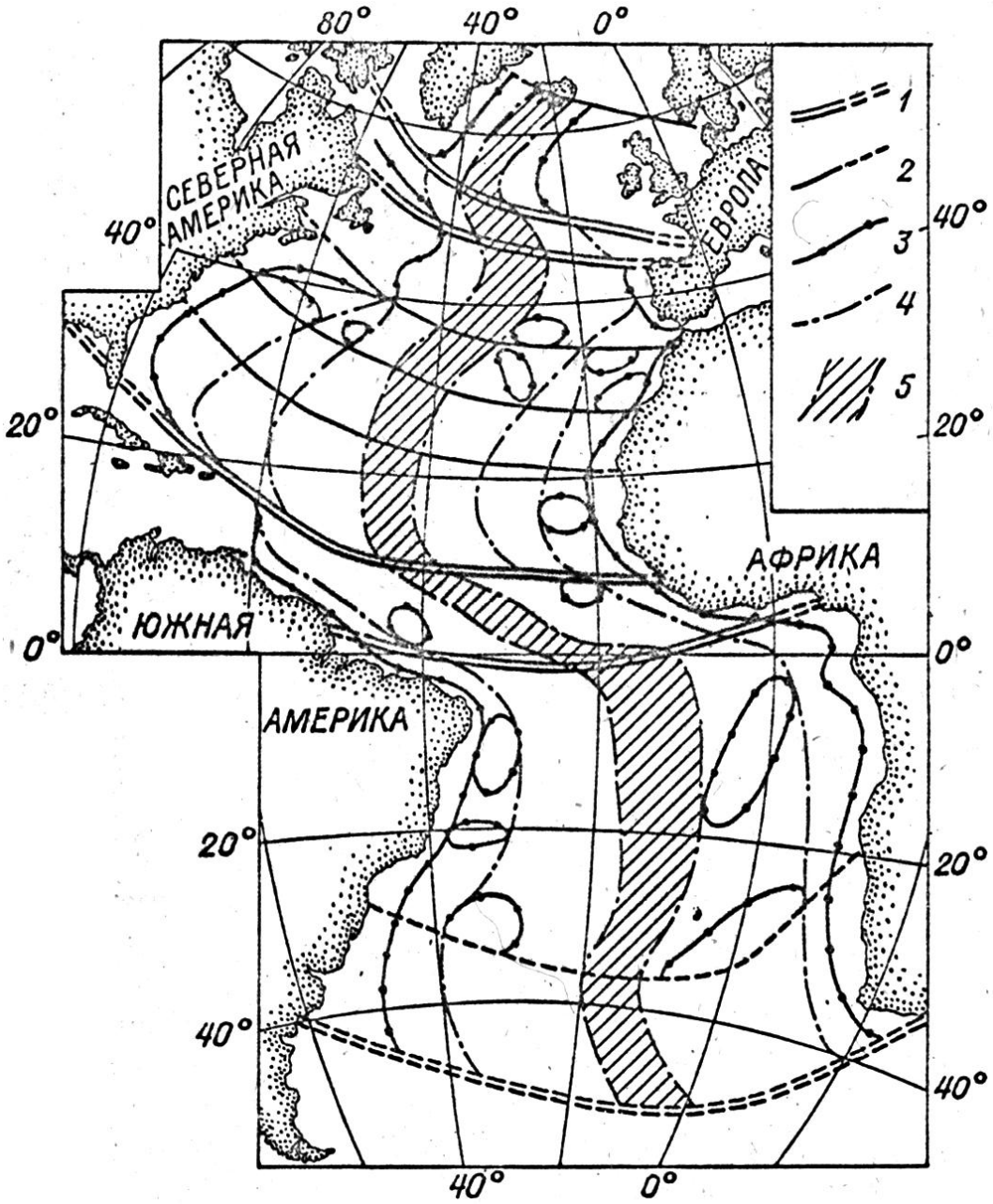


Рис.2.4. Карта районирования геофизических полей по данным (Геофизические характеристики..., 1985). Границы: 1 – провинций, 2 – областей, 3 – зон, 4 – подзон, 5 – осевая подзона.

2.2. Обзор данных по переходному экваториальному сегменту Атлантики (региональный уровень)

Дистанционные данные (альтиметрия, спутниковые измерения магнитного поля, сейсмотомография и т.д) дают информационное покрытие акватории с более или менее равномерной плотностью, обеспечивающей адекватность сравнения различных регионов. Съемочные данные, получаемые с борта научных судов, имеют неравномерную плотность.

Говоря об экваториальной Атлантике, особо стоит выделить зону к востоку от САХ между экватором и 25° с.ш., которая по степени экспедиционной изученности по сравнению с другими районами близка к белому пятну. Есть аналогичные районы в абиссальных котловинах южной Атлантики, но для экваториальной Геологическим институтом РАН в период с 1985 по 2006 год был проведен цикл экспедиций, данные которых не отражены в международной базе геофизических данных GEODAS (см. п.1.1, рис.1.4). Это создает преимущества при изучении данного глубоководного района, несмотря на наличие более ранних съемок в этом районе.

Данные, полученные ГИН РАН, как минимум, показывают несоответствие реальности общей модели формирования осадочного слоя в абиссальных частях, вскрывают влияние дополнительных факторов тектогенеза на структурный план. Данные, полученные в экспедициях ГИН РАН, тем не менее, учтены в широко используемых международных базах данных по рельефу, что видно, например, в приложении Google Earth в экваториальной части по контрасту детальности в районах работ ГИН РАН. Кроме того, данные ГИН РАН использовались как стартовые при поисковых работах в этой части океана после крушения авиарейса Air France в 2009 году. Здесь и далее в этом разделе положения и названия форм подводного рельефа показаны на (рис.2.5).

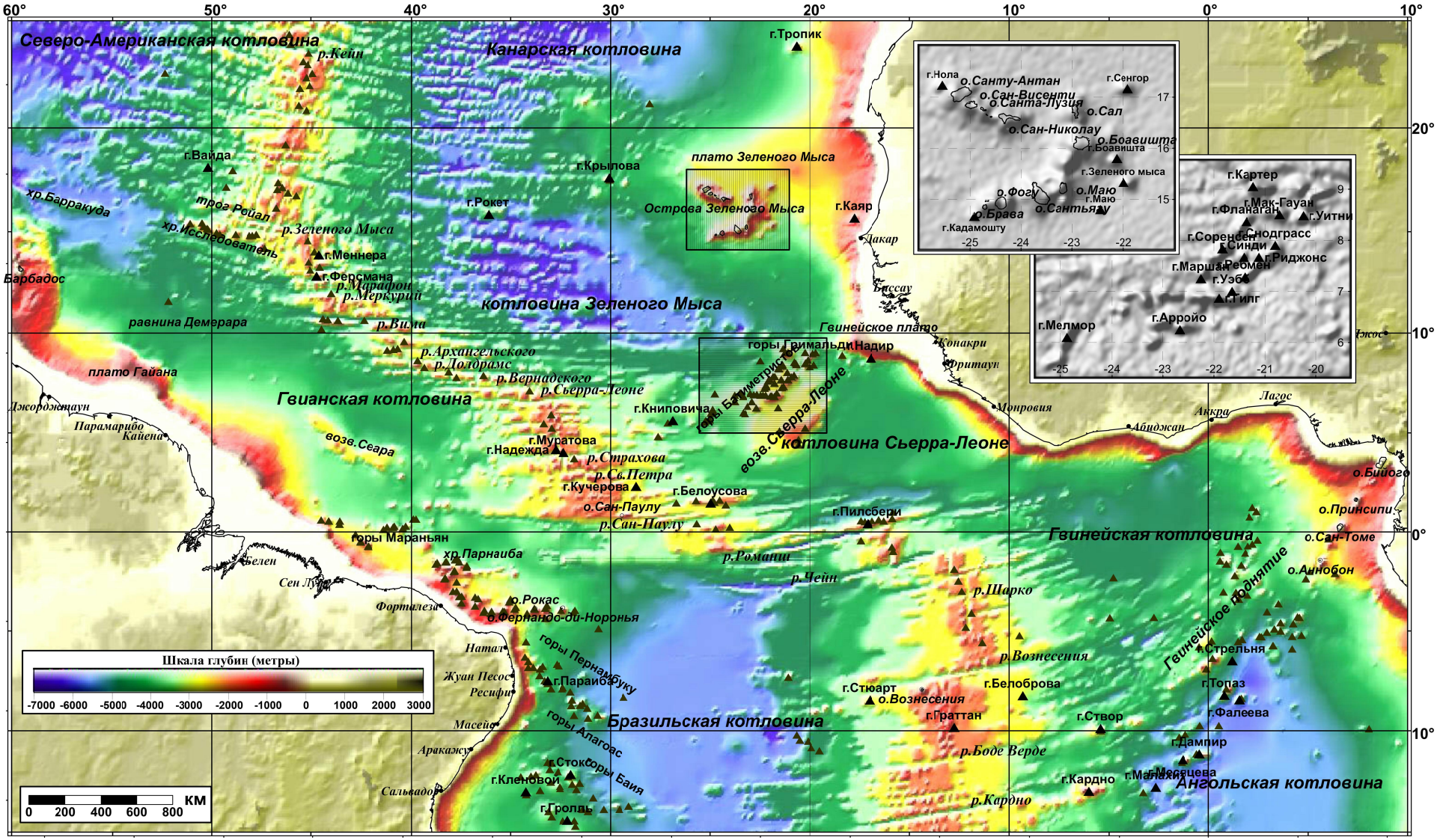


Рис.2.5. Физико-географическая карта экваториальной Атлантики и названия некоторых форм подводного рельефа. На врезке по данным спутниковой альтиметрии показаны районы островов Зеленого Мыса и гор Батиметристов. Общая топографическая основа построена по данным ETOPO5. Географические названия приведены по международному газетиру, словарю и атласам.

В период с 1969 по 1974 год Геологической Обсерваторией Ламонт-Догерти (LDGO, США) на базе НИС «Вима» и «Роберт Конрад» был проведен ряд экспедиций в экваториальной Атлантике со съемкой по субширотным и субмеридиональным галсам, а также с полигонными работами под проекты глубоководного бурения. Последние проводились в основном на средних и удаленных участках конусов выноса крупных рек, в районе геохимических аномалий САХ и асейсмичных поднятий. В работах (Gorini, Bryan, 1976; Gorini, 1977) использованы данные LDGO для анализа структур длинных приэкваториальных трансформных разломов и их сочленения с континентальными окраинами. Подчеркивается наличие грабенообразного строения пассивных частей разломов, указывающее на наличие субмеридиональной компоненты растяжения, и структур поперечных хребтов с аномальным рельефом и следами дифференцированных вертикальных движений, указывающих на адаптацию (vertical tectonic adjustment) блоков коры к общему движению плит и локальным условиям и неоднородностям. Особо отмечено влияние разуплотненных серпентинизированных пород на локальную адаптацию вдоль границ плит, в данном случае представленных трансформными разломами со сверхдлинными активными участками.

С начала 70-х годов XX века в связи с появлением данных, содержащих записи внутриплитных деформаций осадочного чехла, это явление стало констатироваться в публикациях, несмотря на то, что рациональное «встраивание» этого феномена в геодинамическую модель оставалось под вопросом. Сложно установить самую первую работу, но можно сказать, что обсуждение внутриплитных деформаций в Атлантике стало появляться в печати именно в этот период. Приведем примеры описания внутриплитных деформаций котловин. В работе (Andel et al., 1971), посвященной строению разлома Вима, приведены разрезы НСП на восточном фланге САХ к северу от разлома. Отмечается, что на акустическом фундаменте залегают мощные (для флангов САХ около 60 км от оси – до 300-400 м) осадочные тела с негоризонтальной стратификацией и небольшими сбросовыми нарушениями. Поскольку по данным пробоотбора (Andel et al., 1971) осадочное вещество первоначально отлагалось горизонтально, сделан вывод о тектонической природе наклона рефлекторов и дизъюнктивных нарушений.

В работе (Peter, Westbrook, 1976) описана структура фронтальной части Барбадосской аккреционной осадочной призмы. Отмечается, что пассивные части трансформных разломов прослеживаются далеко на запад под аккреционным комплексом, а также то, что упрощенная модель субдукции в данном регионе не работает. Вместе с этим на субмеридиональном профиле восточнее фронтальных надвиговых структур выявлены современные деформации осадочного чехла, которые, по мнению авторов работы, являются следствием разгрузки накопленного тектонического напряжения. Пространственная конфигурация этих деформаций

задается существовавшей структурированностью фундамента котловины по пассивным частям трансформ. Природа источника напряжений не обсуждается.

В работе (Свистунов, 1985) приведен региональный обзор строения западной части экваториальной Атлантики. Особое внимание уделено передовой части аккреционной призмы к востоку от Антильской дуги и ее сочленению с котловиной. Приведены данные о перекрытии структурами призмы осадков в троге к северу от хребта Барракуда. Отмечается, что с эскарпов вдоль этого хребта драгированием подняты базальты как измененные, так и не подверженные изменениям. Кроме того, важными особенностями тектоники района являются: наличие тройного сочленения Южно- и Северо-Американской плит с Карибской плитой; возрастание дислоцированности осадочных толщ Малоантильского прогиба с глубиной, что говорит о надвигании призмы на котловину и возрастании напряжений субширотного сжатия; наличие серии трогов пассивных частей разломов под осадочным чехлом. На востоке экваториального сегмента (Гордин, 1985) отмечается наличие асейсмичного поднятия Сьерра-Леоне, которое по совокупности различных геофизических данных интерпретируется как континентальный блок, перекрытый трапповыми базальтами. Современные данные (*прим. автора*) говорят в пользу обширной области продуктивного магматизма, связанного с ответвлением Африканского суперплюма, функционировавшего под САХ и сместившегося относительно рифта к востоку.

Обобщение строения коры центральной Атлантики по сейсмическим данным приведено в (Горячев, 1987). Неконсолидированные осадки котловин характеризуются скоростями 1.6-2.2 км/с, второй океанический слой – скоростями 4.1-5.4 км/с, третий – 6.4-7.0 км/с. Скорости выше 7.0 км/с как правило представлены мантией и серпентинизированными комплексами. Осадочный чехол флангов САХ отличается «гнездовым» распределением осадков в виде карманов в межгорных впадинах мощностью до 600 м (комплексы заполнения). Наблюдается закономерное увеличение мощности осадочного чехла при приближении к периферии океана (источникам сноса осадочного материала) и увеличение возраста осадочных комплексов, залегающих на акустическом фундаменте. На некоторых участках рифтовых долин и в поперечных желобах накапливаются сравнительно мощные толщи осадков до 800 м. В работе (Горячев, 1987) отмечается, что все зарегистрированные горизонты залегают без признаков деформаций, а имеющиеся в отдельных случаях нарушения первичного залегания происходят от оползневых процессов. Анализ значительного объема сейсмоакустических данных ГИН РАН показывает, что это не так (*прим. автора*). Основной причиной наличия нескольких сотен метров осадков в зоне САХ указывается перенос тонкой фракции терригенного материала на значительные расстояния и отложение в условиях изменчивой структуры течений около структурного барьера и неровностях рельефа.

Оценка газогидратоносности котловин (Грамберг и др., 1987) показывает, что практически вся глубоководная часть Атлантики (за исключением САХ и его флангов) находится в зоне потенциального существования газовых гидратов. Отмечаются как прямые редкие наблюдения (по данным бурения), так и косвенные признаки наличия газогидратов по сейсмоакустическим данным (регистрация BSR – псевдодонного рефлектора). В глубоководных котловинах на глубинах свыше 4000 м гидраты могут существовать до глубин 700 м ниже дна при температурах до 25°С.

Особо необходимо отметить работы, выполненные вдоль трансатлантического Анголо-Бразильского геотраверса (АБГТ) на широте 12°ю.ш. в полосе от 500 до 1000 км от Бразильской котловины до Ангольской, длиной около 4400 км. Работы проводились Мингео СССР и Академией Наук СССР (более 20 рейсов). По масштабу и детальности этот геотраверс не имеет аналогов в мировой практике. Основой геотраверса является профиль ГСЗ-КМПВ, позволивший построить разрез литосферы до глубины 80 км. Кроме того, съемки сопровождались стандартным комплексом маршрутных геофизических промеров, включая НСП. Результаты расчета сейсмоплотностной модели вдоль геотраверса приведены в работах (Зверев и др., 1988; Международный..., 1990; Павленкова и др., 1993). Их особенностью является асимметрия литосферы к западу и востоку от САХ. После выклинивания астеносферной линзы на удалении около 400 км от оси мощность литосферы в Бразильской котловине практически не меняется, что заставляет сомневаться в применимости для этого региона зависимости геофизических параметров от корня квадратного из геологического времени. В Ангольской котловине данная зависимость имеет место, но при этом в восточной части геотраверса в верхней мантии присутствует аномальный высокоскоростной слой с резким переходом скоростей от 8.2 до 8.8 км/с, что также отражено в трансформантах гравитационного поля, показывающих плотностные аномалии. Западная часть геотраверса также характеризуется деформациями осадочного чехла (см. п.2.3), которые были выявлены сейсмическими съемками в 1984 году. Работам на Анголо-Бразильском геотраверсе предшествовал рекогносцировочный рейс в 1978 году.

Обработка данных АМП в пределах Канаро-Багамского геотраверса (КБГТ – между 23°18' и 28°30' с.ш. и в пределах 200-мильных зон Северной Америки и Африки) позволила сделать существенные предположения о природе магнитоактивного слоя и характере его формирования в медленно-спрединговых условиях (Астафурова и др., 1996; стр.201). Отмечается, что «…существенный вклад в АМП, в том числе и в линейные, наряду со слоем (базальты – *прим. автора*), в первую очередь, серпентинизированные перидотиты. Наряду с фронтальной серпентинизацией на флангах хребта, для медленно-спрединговых хребтов характерно формирование серпентинитовых протрузий непосредственно в зоне хребта, в его осевой части,

являющееся следствием дискретности спрединга при резком уменьшении его мгновенной скорости для отдельных ячеек. Такое замедление спрединга, приводящее к смене эруптивной фазы «сухой» тектонической фазой, когда происходит гидратация океанской водой гипербазитов верхней мантии по системе новообразованных трещин в зоне рифта, является причиной образования мощных серпентинитовых протрузий, обогащенных хемогенным магнетитом, что обеспечивает существенный вклад этих объектов в аномалии магнитного поля. Формирование серпентинитовых протрузий одновременно приводит к существенному разуплотнению в итоге гидратации, когда породы верхней мантии со средней плотностью 3.3 г/см^3 снижают плотность до 2.8 г/см^3. Это, в свою очередь, имеет следствием формирование серпентинитовых протрузий, вносящих существенные искажения в рельеф срединного хребта, а также в характер поля силы тяжести. Предполагаемая связь зон обратной корреляции величины эффективной намагниченности коры и ее интегральной плотности с зонами понижения скорости спрединга (рис.2.6) представляется важной для палеогеодинамического изучения медленно-спрединговых хребтов». Сопоставление скорости спрединга и намагниченности показывает, что снижение скорости сопровождается снижением продуктивности магматизма и повышением общей макротрещиноватости, которая усиливает процессы серпентинизации и формирования глубинного магнитоактивного слоя, увеличивая доступ воды и охлаждение недр. Кроме того, повсеместно отмечается увеличение интенсивности АМП, начиная с возрастов коры 20-30 млн лет. Это связано с увеличением вклада в АМП глубинных серпентинизированных пород, находящихся в более низкотемпературной фазе метаморфизма, которых в интервале температур от 550°С до 50°С несколько (Попов и др., 2006).

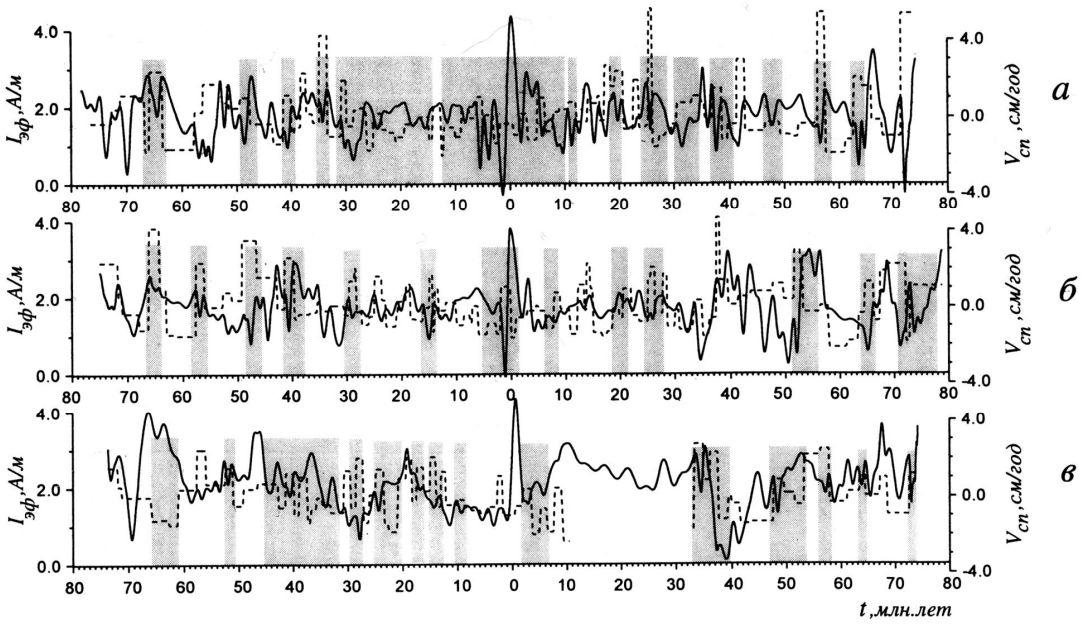


Рис.2.6. Латеральное изменение мгновенной скорости спрединга (пунктир) и величины эффективной намагниченности (сплошная линия) для опорных профилей Канаро-Багамского геотраверса вдоль: а – 28.5°, б – 25.8°, в – 23.3° с.ш. по данным (Астафурова и др., 1996). Затемнением отмечены участки обратной корреляции.

В обзоре результатов геофизических исследований неоднородностей литосферы Атлантического океана (Гуревич, 1992) по материалам АМП выделены зоны нестабильности спрединга центральной и экваториальной Атлантики между разломами Атлантис и Вима. Подчеркивается, что под нестабильностью спрединга имеется в виду коррелируемость магнитных аномалий между профилями. В указанном сегменте Атлантики выделено 6 парных относительно САХ зон, ширина которых к западу от САХ больше аналогов к востоку. Границы зон проходят точно по изохронам и маркируют переход между режимами спрединга с различными параметрами (скорость, направление, локальные проявления нестабильности). В работе (Аплонов, Трунин, 1995) разработан механизм возникновения и оценки локальных нестабильностей в зоне спрединга, связанных с вдольосевым перетеканием астеносферного вещества в пространстве, зажатом более холодными сегментами океанической литосферы, примыкающими к офсетным зонам трансформных разломов. В работе (Мащенков и др., 1992) проанализированы значения скоростей спрединга для сегмента южной Атлантики между 12° и 17° ю.ш. и их зависимость от возраста (рис.2.7). Сводка скоростей, полученных по корреляции данных АМП, показывает наличие расхождения более чем в два раза кинематики соседних спрединговых сегментов, разделенных трансформными разломами. Это означает, что океанические плиты не являются жесткими, и по разделителям сегментов плит, проходящим по трансформным разломам – как активным так и пассивным частям, – должны иметь место сдвиговые деформации с сопутствующим парагенезом во внутриплитном пространстве (*прим. автора*). Анализ изостатической компенсации сегментов океанической литосферы для КБГТ (Астафурова и др., 1998) показал, что для осевой части САХ в пределах возраста около 10 млн лет компенсация лучше всего соответствует модели изгиба упругой плиты, а на более древних участках – модели Эри с глубиной компенсации 35 км.

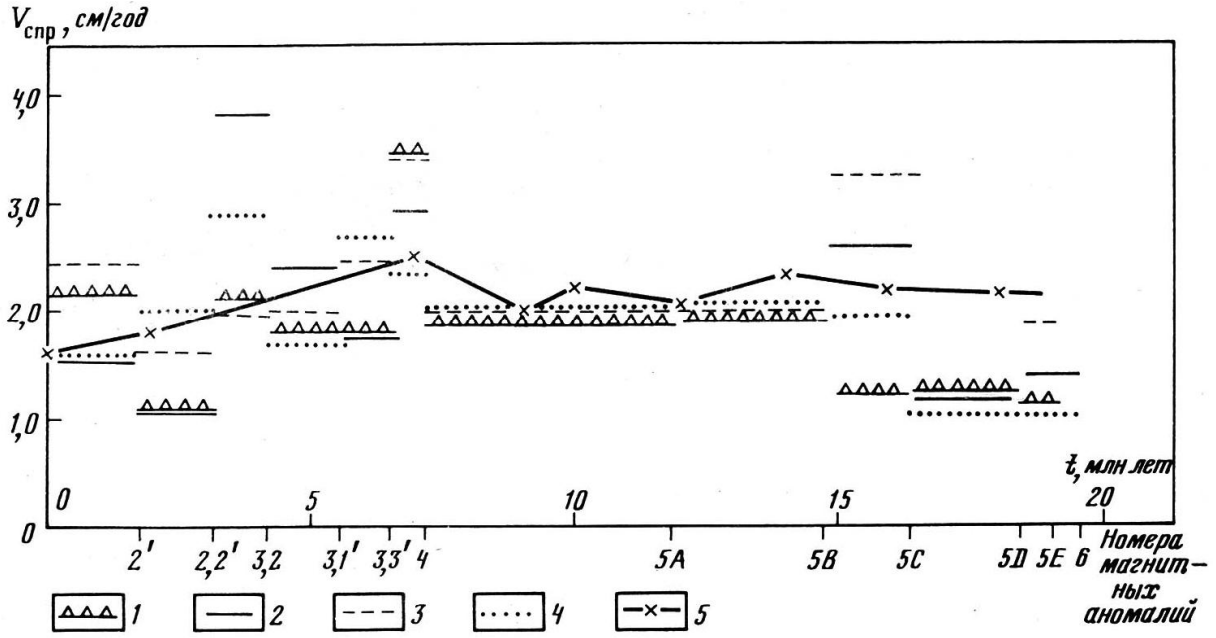


Рис.2.7. Кинематические характеристики спрединга в районе Южно-Атлантического хребта (12°-17° ю.ш.) (Мащенков и др., 1992). 1 – севернее разлома Северный Кардано, 2 – между разломами Северный Кардано и Кардано, 3 – между разломами Кардано и Святой Елены, 4 – южнее разлома Святой Елены, 5 – значения скорости по Р. Ганну.

Сопоставление данных спутниковой альтиметрии с материалами многолучевого эхолотирования и непрерывного сейсмического профилирования, полученными ГИН РАН на НИС "Академик Николай Страхов" (см. п.2.3), позволило сформулировать ряд важных выводов о строении пассивных частей трансформных разломов (Мазарович, 2000). У большинства разломов западные фланги более протяженные, что может свидетельствовать об асимметричном спрединге. С учетом того, что разломы оказывают охлаждающий эффект, можно предположить, что около трети океанической литосферы приэкваториальной Атлантики имеет относительно более холодную температуру, и здесь кровля мантии находится в наиболее высоком положении. В плане «пассивные» части разломов образуют сложный рисунок – они могут расходиться, сближаться, вплоть до образования азимутального несогласия. Картина осложняется изменениями простираний более высокого порядка. Пассивные части трансформных разломов в ходе эволюции океанической коры испытывают не только прогрессивное опускание по мере их удаления от оси спрединга, но и более сложные деформации, обусловленные вертикальными положительными движениями океанической коры за пределами зоны спрединга, интенсивность которых менялась как во времени (вплоть до голоцена), так и в пространстве. В районе разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского существуют положительные вертикальные движения со значительными амплитудами. При этом могут подниматься как сравнительно незначительные по масштабу (первые километры) участки, так и протяженные (сотни километров) блоки океанической коры. Их подъемы

вызывают и (или) вызывали деформации осадочного чехла. Восточнее и западнее оси спрединга приэкваториальной Атлантики существуют две субпараллельные зоны смятия осадков и изломов простираний трансформных разломов. Общая конфигурация этих зон и характер нарушений позволяет предполагать существование соответствующих областей сдвиговых деформаций. Вышеизложенная гипотеза, что внутриплитные деформации на значительном удалении от САХ могут быть вызваны сдвиговой кинематикой, в том числе по пассивным частям разломных трогов, в литературе встречается впервые (*прим. автора*). Для другой известной зоны внутриплитных деформаций в северо-восточной части Индийского океана была высказана гипотеза об их сдвиговом происхождении (Левченко, 1984) по разломным зонам северо-восточной ориентации, не совпадающим с пассивными частями трансформных разломов.

2.3. Обзор данных по деформациям осадочного чехла Атлантики (детальный уровень)

Изучение осадочного чехла экваториальной части Атлантики имеет разные аспекты: седиментационно-литологический, стратиграфический (по сейсмическим данным с привязкой к бурению) и тектонический. Последний представлен данными общего распределения осадочных масс на пространстве котловин, соотношением чехла со спрединговым фундаментом, имеющим сложный рельеф, и изучением пликативных, дизъюнктивных и инъективных деформаций, а также механизмов их возникновения. В силу того, что указанные аспекты связаны с геодинамической моделью развития океана, по которой внутриплитные деформации, удаленные от границ плит, трудно объяснимы, возникает ряд несоответствий между данными о деформациях и моделью развития. Основное внимание работы сфокусировано на деформационных явлениях.

Раскрытие океана с пассивными окраинами (Emery, Uchupi, 1984) сопровождается сменой характера осадочных комплексов при переходе от рифтовой к пострифтовой стадии. При этом в случае активного вулканизма в рифтовой стадии формируются базальтовые поля (Geoffroy, 2005), которые при продолжении рифтинга приобретают наклон в сторону центра спрединга (SDR – seaward dipping reflectors). Данное явление имеет место на протяжении ~35% окраины Атлантики. Кроме того, этот вид рефлекторов встречается и в океаническом фундаменте на кровле блоков, смещенных по сбросам с наклоном в сторону континента. Эта система наклонных рефлекторов, сформированная в условиях растяжения, широко распространена и вписана в геодинамическую модель. Сместители с наклоном в сторону САХ также свойственны зонам растяжения.

Вдоль дивергентной границы плит – САХ, при остывании литосферы и серпентинизации верхней мантии на флангах САХ (Efimov et al., 1996) на удалениях от оси рифта до 350 км возникают деформации маломощных осадков, выраженные преимущественно малоамплитудными сбросами и наклонными рефлекторами в осадочных телах, заполняющих изолированные ниши фундамента (Equatorial..., 1996). Эти деформации также вписаны в геодинамическую модель. Таким образом, упомянутые аномалии строения осадочного и магматического слоев океанической коры не вызывают проблем с интерпретацией их происхождения. Также к деформациям, вписанным в модель, следует отнести аномалии строения осадочного чехла фронтальной части Барбадосской аккреционной призмы. Других проявлений субдукционных процессов (кроме моря Скоша) в Атлантике нет.

В работе (Разницин, 2004) приведен обширный обзор и анализ деформаций океанической коры, которые по сейсмическим данным имеют отчетливые признаки выполаживания плоскости сместителя. Этим формируется тектоническая расслоенность океанической коры. Подавляющее большинство приведенных примеров расположено вблизи границ плит около крупных трансформных разломов. Это означает, что данные деформации не относятся собственно к внутриплитным и могут быть объяснены типом взаимодействия (транспрессия или транстенсия) плит вдоль границы между ними, затухающем при удалении от границы. Кроме того, приведено много примеров со сбросовыми нарушениями растяжения, выполаживающимися в сторону САХ и имеющих выраженность в деформациях осадочного чехла, типичных для синрифтовой стадии.

При этом в обзоре (Разницин, 2004) цитируются исследования, содержащие примеры деформаций и нарушений, интерпретация которых в рамках модели затруднена. В работе (White et al., 1990) приведены результаты сейсмических исследований в Северо-Американской котловине, из которых следует наличие в кристаллической части океанической коры разрывных нарушений с выполаживающимся сместителем, имеющим **субмеридиональный азимут падения**. Авторы этой работы интерпретируют пологие рефлекторы в коре как результат срывов в условиях общего охлаждения литосферы. При этом в современных осадках деформации отсутствуют, но над магматическим фундаментом имеются деформации в форме небольших антиклиналей, не расположенных над выходом рефлекторов в подошву осадочного чехла. Сделан вывод об эффекте от серпентинизации пород под зонами нарушений. Отметим, что данная интерпретация субмеридиональных рефлекторов не является единственной.

В работе (McBride et al., 1994) приведены результаты сейсмических исследований в котловине Зеленого Мыса, которые показывают полиазимутальные разломные системы (bidirectional fabric), выполаживающиеся к границе М, и подчеркивается, что их интерпретация неоднозначна. В работе (McBride et al., 1994) предлагается считать рефлекторы

субмеридионального падения следствием специфики магматических процессов при аккреции одновозрастной (в пределах магнитной изохроны) коры в зоне спрединга, а субширотного падения – результатом сбросов при растяжении. Аналогичный результат получен (Шкарубо, 1998) для котловины к востоку от САХ в пределах района работ по Канаро-Багамскому геотраверсу. В сегменте спредингового фундамента между разломами Кейн и Атлантис в кристаллической части коры обнаружены субмеридиональные сместители сбросового типа, которые интерпретируются как результат специфики магматических процессов аккреции коры. Особо подчеркивается, что данные тектонические нарушения являются доседиментационными и не содержат признаков активности, создающей деформации осадочного чехла.

Вышеперечисленные аномалии строения осадочного чехла и кристаллической коры океанских котловин объяснимы в рамках рабочей геодинамической модели. Кроме них на сейсмических разрезах в Атлантике встречаются следующие элементы, расположенные на удалении от границ плит:

– **субмеридиональные надвиговые структуры;**

– **сдвиговые деформации в пассивных частях трансформных разломов и в пределах котловины параллельно пассивным частям;**

– **складчатость поперечного изгиба (штамповая) за пределами флангов САХ;**

– **складчатость продольного изгиба (общего смятия).**

Эти деформации для интерпретации их формирования, как минимум, нуждаются в существенном уточнении модели либо во введении дополнительных факторов тектогенеза, обеспечивающих тангенциальное воздействие на литосферу океана помимо механизмов, традиционно определяющих спрединговый процесс.

Как говорилось ранее (Тектоническая …, 1980), расслоенность возникает в результате действия дифференцированного субгоризонтального смещения масс с амплитудой, увеличивающейся при приближении к поверхности. Расслоенность внутриплитного пространства, таким образом, нуждается в отказе от положения о жесткости литосферной плиты. Расслоенность и деформации, наблюдаемые на границах плит или в зонах растяжения, в целом объяснимы без дополнительных факторов. Но без них сложно объяснить расслоенность и внутриплитные деформации слабоконсолидированного осадочного чехла, перечисленные выше. Как сформулировано в работе (Лукьянов, 1980), породы, обладающие различной вязкостью и плотностными характеристиками, распределенными неравномерно, с течением времени будут трансформироваться в состояние горизонтальных пластов с равномерным распределением этих характеристик вдоль них, как состояние с минимальной потенциальной энергией. Расслоенность, возникающая при этом, будет иметь тектоническую природу. Но необходимо установить природу и механизм возникновения этих неоднородностей

(деформаций) в районах, изначально не имевших деформационных структур, где осадконакопление проходило субгоризонтально.

Вывод о подвижности блоков литосферы в пределах плит сделан в работе (Мазарович, 1986) на основании анализа конфигурации разломной сети Центральной Атлантики. Кроме того, на основании опубликованных данных, в этой работе обосновывается существование разноамплитудных и разноскоростных вертикальных движений, сбросов и надвигов, явившихся следствием сильного неоднородного сжатия в пределах акватории. Существенным выводом, сделанным по комплексу геофизических и геологических данных, является блоковое строение океанической коры, обуславливающее ее латеральную неоднородность (Казьмин и др., 1986). Этот вывод о строении котловин сделан исследователями Института океанологии РАН на базе фактуры многочисленных экспедиций на всем пространстве Мирового океана.

Работа (Панаев, Митулов, 1993) посвящена обобщению данных сейсмостратиграфии по всей Атлантике, в ней также определены следующие аномальные особенности волнового поля глубоководного осадочного чехла:

– акустическое субгоризонтальное осветление записи, «облекающее» кровлю акустического фундамента;

– деформированность отражающих горизонтов при параллельном изгибе слоев над выступами акустического фундамента;

– проявления узких вертикальных зон акустического осветления (chimneys);

– выделение локальных амплитудных аномалий, привязанных к вышеупомянутым типам аномалий поля и выступам фундамента.

Общее осветление осадочного чехла мощностью от 100 до 200 м в подошве, налегающей на фундамент (рис.2.8), является широко распространенным явлением (Панаев, Митулов, 1993; Пилипенко, 1997). Одной из первых работ по данной теме является отчет А.Ф. Береснева и других членов сейсмического отряда по материалам 6-го рейса НИС «Академик Курчатов» (1969). Наиболее популярной гипотезой, объясняющей причину осветления, является активизация вулканической деятельности, сопровождающаяся флюидными выбросами и повышением макротрещиноватости, обеспечивающей пути для гидротермальной циркуляции. Но этот вариант интерпретации происхождения аномалий записи имеет ряд неточностей (*прим. автора*): отсутствует сейсмичность, признаки магматической активизации по потенциальным полям и тепловому потоку и собственно вулканы – только выступы фундамента со стандартной структурой волнового поля. Однако отметим, что в ряде регионов источником осветления может быть именно вулканизм, например, в окрестностях таких районов, как острова Зеленого Мыса или Канарские, а также рядом с подводными вулканами. На большой части абиссальных котловин вулканизм вряд ли применим для объяснения осветления. Вместе с осветлением

встречаются пликативные деформации чехла, повторяющие профиль фундамента и не меняющие мощности между рефлекторами по всей толще, что говорит об их постседиментационном генезисе (Панаев, Митулов, 1993) (рис.2.9). Одинаковая структура смятия осадков и рельефа может указывать на преимущественно вертикальные движения, приводящие к складчатости. Указанные структуры в абиссали отмечены практически везде в Атлантике, не только около континентальных окраин. В 1970-е годы (Schneider, Johnson, 1970) их происхождение, по аналогии с известными эвапоритовыми толщами, объяснялось соляным диапиризмом, и рассматривались модели накопления соленосных толщ в глубоководной части океана.

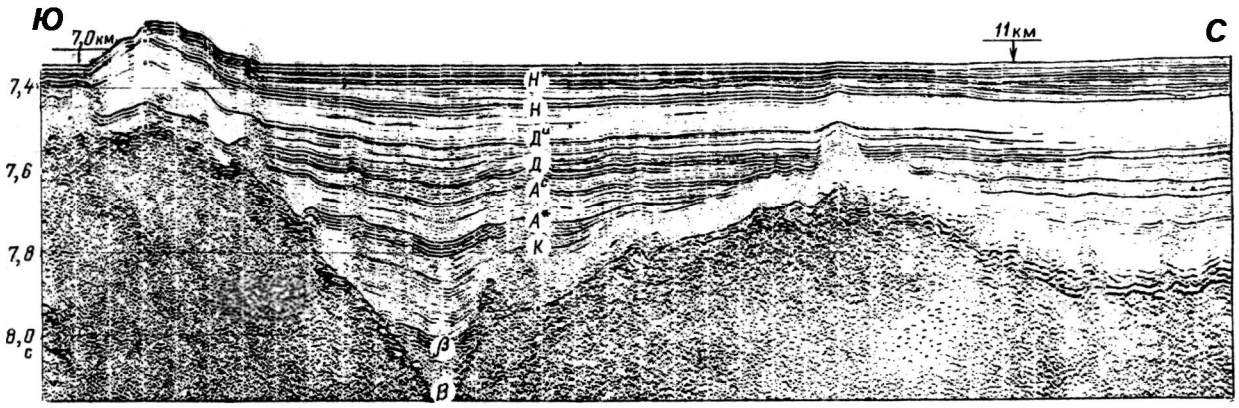


Рис.2.8. Фрагмент временного разреза по сейсмоакустическому профилю 1285112 с переходом слоистых комплексов в акустически «прозрачные» комплексы по (Панаев, Митулов, 1993), с изменениями.

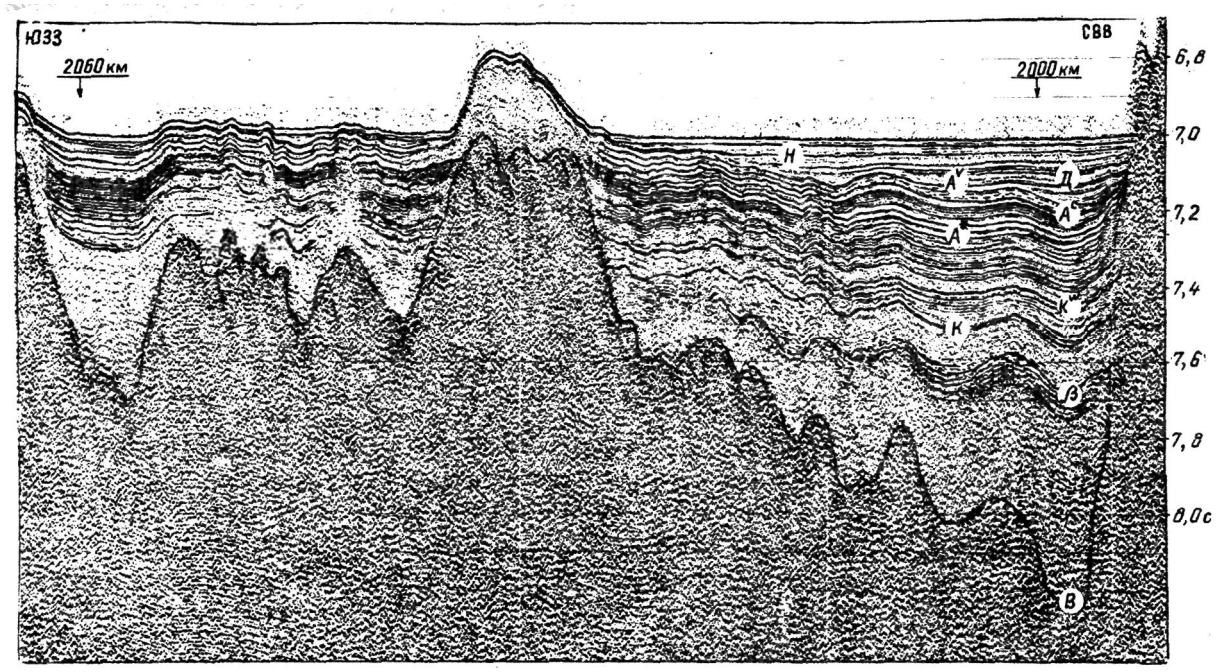


Рис.2.9. Сейсмоакустический профиль 48928 через область абиссального холмогорья Канарской котловины с параллельной деформацией осадочных слоев, повторяющих форму вулканических выступов по (Панаев, Митулов, 1993), с изменениями.

Вертикальные зоны акустического осветления, как правило, сопровождаются наличием в основании осадочного чехла субгоризонтальной зоны осветления, от которой сквозь осадки идет их проникновение вверх по разрезу. Данное явление хорошо изучено в котловинах и континентальном подножии, например (Ivanov et al., 2010). Оно сопровождается образованием покмарок на дне над зонами осветления, а в ряде случаев (Westbrook et al., 2009) пузырьковой разгрузкой метана, которая фиксируется сонарными промерами. Таким образом, флюидно-газовая интерпретация аномалий сейсмической записи обоснована. Этой же причиной можно объяснить локальные амплитудные аномалии вдоль рефлекторов, если нет предпосылок для присутствия вулканокластических отложений. Аномалии амплитуд, связанные с дайками, силлами и активными вулканами, встречаются ближе к континентальной окраине и в расположении вулканических гор типа Фернанадо-ди-Норонья, Виктория-Тринидади, Канарских островов, Камерунской линии, островов Зеленого Мыса и проч. (Панаев, Митулов, 1993). Перечисленные вулканы никак не объясняют распространение акустического осветления на огромных площадях.

Деформационные явления в Атлантике неоднократно отмечались в экспедициях Института океанологии РАН (АН СССР) наряду с классическими зонами внутриплитных деформаций в Индийском океане. В работе (Левченко и др., 1990) приведен обзор результатов строения осадочного чехла дна котловин по данным, полученным в 31-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» (1983-84 г.). В троге восточной пассивной части разлома Зеленого Мыса обнаружены пликативные деформации осадочного чехла, имеющие по оценкам (Левченко и др., 1990) верхнемиоценовый возраст, перекрытые с угловым несогласием более молодыми отложениями. В работе (Панаев, Митулов, 1993) отмечается неоднократное обнаружение в экспедициях Института океанологии РАН под руководством Непрочнова Ю.П. и Мерклина Л.Р. структур протыкания в котловинах Атлантики. В работе (Непрочнов и др., 1990) сделан вывод о грядовом характере кровли второго океанического слоя в котловинах под осадочным чехлом. Эта особенность спредингового фундамента остается неизменной от оси САХ до окраины океана, погружаясь от глубин ~3000 м до ~6000 м. Она сформирована за счет блоковой структуры океанической коры, в которой отдельные фрагменты в условиях растяжения приобретают вращение за счет движения вдоль выполаживающихся сместителей.

Данные 2-го и 3-го рейсов судна Геологического института РАН НИС «Академик Николай Страхов» (Отчет 2-го .., 1986; Отчет 3-го .., 1986) показали наличие деформаций осадочного чехла котловин Атлантики, проявленных на значительных площадях внутриплитного пространства. В целом, осадочный чехол представляет собой комплекс заполнения расчлененного рельефа магматического фундамента. Отмечается наличие дифференцированных вертикальных тектонических движений, формирующих наклонное

положение осадочных тел, многочисленные эпизоды акустического осветления осадочного чехла в районе деформаций и деформации вдоль бортов восточной пассивной части разлома 15°20 (Зеленого Мыса).

Данные 6-го рейса судна Геологического института РАН НИС «Академик Николай Страхов» (Отчет 6-го .., 1988) в экваториальном сегменте Атлантики вдоль разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского также показали наличие деформаций осадочного чехла, являющихся аномальными относительно простейшего и самого распространенного в океане **осадочного комплекса заполнения** впадин фундамента с элементами дифференциальной компакции в зависимости от глубины впадин. К аномальным объектам на сейсмических изображениях осадочного чехла относятся: акустическое осветление стратифицированной осадочной толщи – вертикальное и горизонтальное, наклонные осадочные рефлекторы около фундамента, структуры протыкания, складчатые деформации. Кроме того, в (Отчет 6-го .., 1988) отмечаются угловые несогласия верхней толщи около 200 м с нижележащими осадками, активная неотектоника и наличие медианных хребтов в депрессиях пассивных частей трансформных разломов.

Работы, проведенные в приэкваториальном сегменте Атлантики (Отчет 7-го .., 1988), показали наличие множественных разрывных нарушений, флексурных изгибов и антиклинальных складок в слабоконсолидированном осадочном чехле. Это указывает на неоднократные дифференцированные разновозрастные тектонические движения, приводящие к деформациям осадочного чехла, распространение которых асимметрично относительно САХ. Зона краевых дислокаций на западном фланге САХ существенно шире в изученном сегменте, чем на востоке от САХ.

Работы в районе трансформных разломов Марафон и Меркурий (Отчет 9-го .., 1990) показали наличие пликативных деформаций осадочного чехла, структур протыкания и эрозионных форм рельефа V-образной формы, проникающих в осадки на глубины более 100 метров. Анализ первичных данных этого рейса показывает наличие множественных зон акустического осветления – вертикальных и горизонтальных – над акустическим фундаментом. Примеры вышеописанных деформаций и аномалий строения осадочного чехла приведены на рис.2.10. В серии работ Лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов ГИН РАН (Мазарович и др., 1992; Мазарович, 1993, 1994) сделано обобщение результатов работ ряда рейсов НИС «Академик Николай Страхов» в экваториальном сегменте. Выявлена многократная активизация тектонических процессов не только в осевой части, но и далеко за ее пределами (более 500 км).

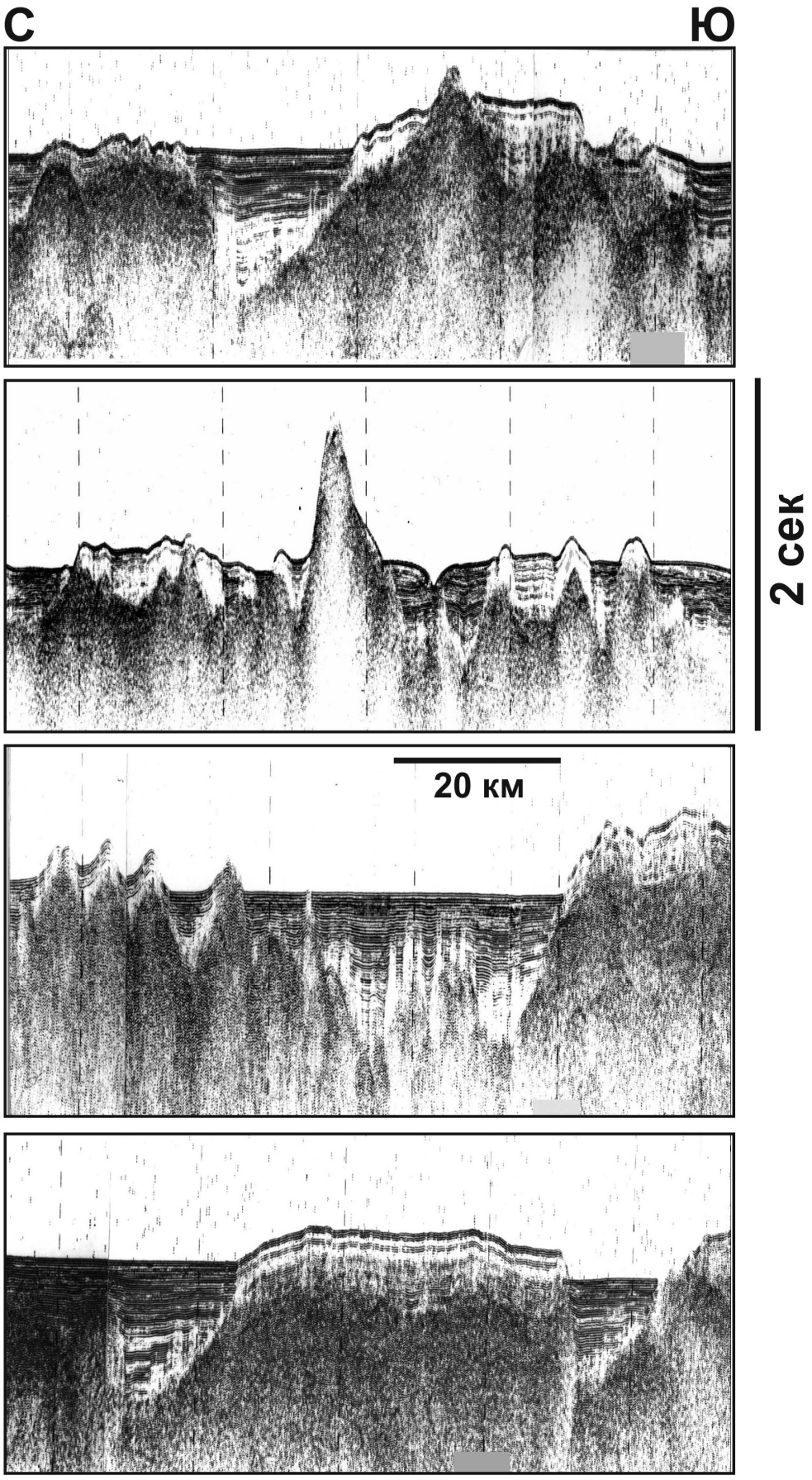


Рис.2.10. Субмеридиональные сейсмоакустические записи, иллюстрирующие деформации осадочного чехла на западных флангах разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского, и связанные с флюидным режимом осветления записи (9-й рейс НИС «Академик Николай Страхов», 1989 г.) (Соколов, Мазарович, 2009).

Начиная с 1985 года, работы Геологического института РАН на НИС «Академик Николай Страхов», несмотря на наличие большого объема зарубежных, в основном американских, съемок глубоководного осадочного чехла, явились одними из первых, в которых уверенно фиксируется и обсуждается такое явление, как **внутриплитные деформации осадочного чехла котловин Атлантики, не связанные с границами плит и континентальной окраиной**. По всей видимости, это связано с тем, что, несмотря на наличие данных в зонах деформаций, обсуждение фактов, показывающих «нежесткость» плит, вызывало диссонанс с геодинамической моделью и не попадало в публикации.

В работе (Одиноков и др., 1990), выполненной совместно с Г.Б Удинцевым и А.Ф. Бересневым, отмечается, что, начиная с работ Г.Б. Удинцева 1966 года в Атлантике, к моменту написания цитируемой работы по изучению морфологии рельефа САХ повсеместно была оконтурена «зона краевых дислокаций» (ЗКД) шириной до 400 км, сопровождающаяся деформациями осадков. Причиной деформаций указывается горизонтальное сжатие, хотя конфигурация деформированных рефлекторов, зафиксированных во многих рейсах Геологического института РАН, не содержит признаков, характерных для зон сжатия (*прим. автора*).

В работе (Антипов и др., 1990) проведено обобщение широтных геотраверсов, выполненных методом непрерывного сейсмического профилирования (НСП) во 2-ом рейсе НИС «Академик Николай Страхов». На западном фланге САХ выделена область между 11°с.ш. и 20°с.ш. шириной около от 200 до 400 км (рис.2.11), совпадающая с ЗКД по (Одиноков и др., 1990), в которой проявлены деформации осадочного чехла – пликативные и дизъюнктивные, связанные с вертикальными движениями блоков фундамента. В пределах осадочной толщи между дном и акустическим фундаментом, сформированным дифрагированным волновым полем от неровностей поверхности базальтов, выделено три сейсмических комплекса, которые нарушены в зонах деформаций, что позволяет сделать вывод о современном возрасте нарушений (рис.2.12). Отмечается также, что в ряде случаев нарушены только комплексы 2 и 3, а комплекс 1, самый молодой, залегает на них, формируя заполнение неровностей рельефа кровли более древних комплексов и акустического фундамента. Отмечается, что акустическое осветление имеет место вблизи выступов акустического фундамента, значительно превышающих уровень дна.

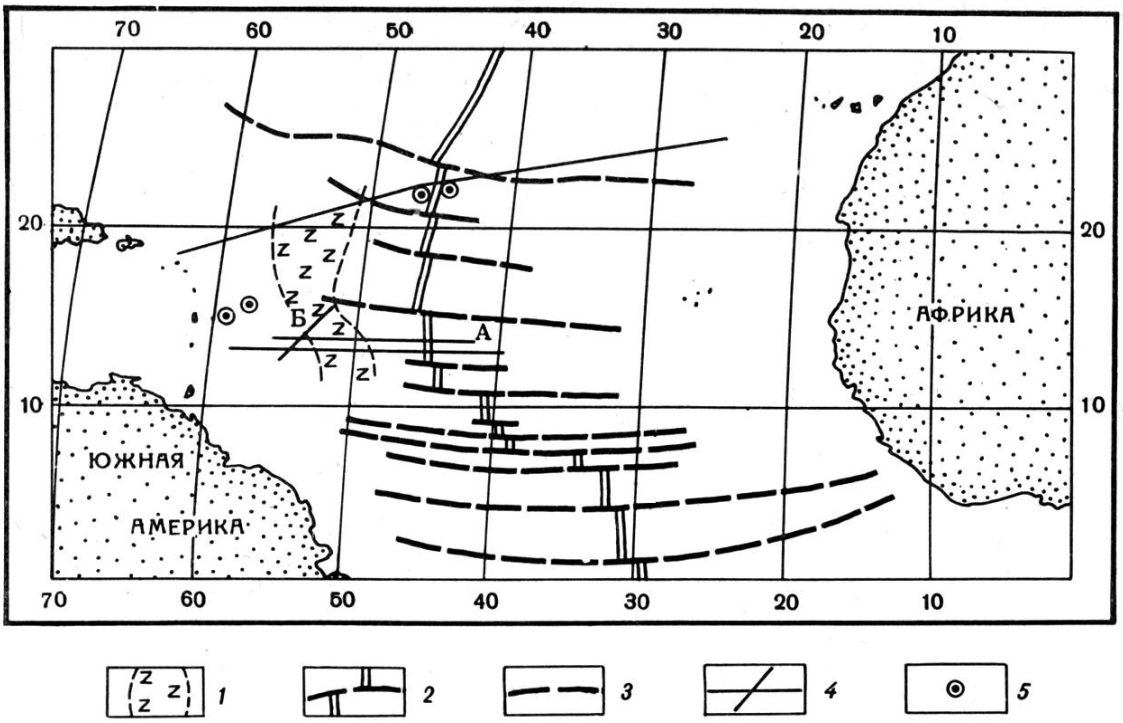


Рис.2.11. Обзорная карта центральной Атлантики (Антипов и др., 1990): 1 – зона деформации; 2 – рифтовая долина САХ; 3 – трансформные разломы; 4 – линии сейсмических профилей, пересекающих зону деформаций; 5 – станции (А и Б на профилях Р-1 и Р-2 2-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» соответственно).

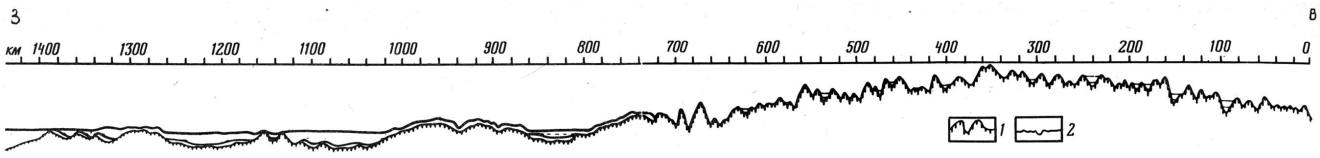


Рис.2.12. Структурный разрез по профилю А (Р-1) через Срединно-Атлантический хребет (Антипов и др., 1990): 1 – акустический фундамент, 2 – осадочный чехол.

Работы в пределах АБГТ выявили многочисленные проявления внутриплитных деформаций с признаками субширотного сжатия. Они описаны в работах Пилипенко А.И. (Пилипенко, 1993; 1994, 1995) вместе с классическими проявлениями деформаций в северо-восточной части Индийского океана. В западной части Бразильской котловины на субширотных разрезах наблюдаются структуры типа надвигов с восточной вергентностью доседиментационного происхождения. В восточной части котловины на удалениях от 600 до 100 км от САХ (возраст коры ~5-7 млн лет) выявлены надвиговые структуры, смещающие также и осадочный разрез с амплитудами взброса до 150 м. Интересно, что в Ангольской котловине также выявлены чешуйчато-надвиговые структуры с восточной вергентностью. Размеры блоков между нарушениями колеблются от 7 до 15 км. Отмечается наличие

структурных неоднородностей косой северо-западной ориентации к западу от САХ. А.И. Пилипенко интерпретирует происхождение этих структур в терминах нелинейной геодинамики Ю.М. Пущаровского и тектонической расслоенности.

Ю.Н. Разницин (Разницин, Пилипенко, 1997) указывает, что зоны тектонического торошения и скучивания занимают не менее 70% площади глубоководной части Бразильской котловины. При этом юго-западные склоны складок отчетливо имеют большую крутизну, чем северо-восточные. В котловинах симметрично САХ надвиги имеют вергентность в сторону хребта, хотя в Ангольской котловине встречается и восточный наклон. В целом авторы (Разницин, Пилипенко, 1997) констатируют наличие как на участках выровненного, так и расчлененного (ближе к оси САХ) фундамента котловины обстановки субширотного сжатия. Указывается, что сжатие может быть реализовано в виде надвигов по тем же плоскостям срывов, по которым в процессе рифтогенеза происходило формирование листрических сбросов в фазе растяжения. Причины возникновения расслоенности не обсуждаются.

Отметим еще одно важное для понимания характера деформационных процессов явление, выявленное в сдвиговых зонах трансформных разломов (Searle, 1986). На примере сдвоенной разломной зоны Чарли Гиббс показано существование синтетических сколов Риделя на удалениях до первых десятков километров от основного разрыва на флангах САХ, примыкающих к офсетной части трансформного разлома и прослеживаемых субширотно за ее пределами около пассивных частей разлома. Этот вывод был сделан по данным глубоководной сонарной системы GLORIA (Великобритания). Наличие структур косой ориентации по отношению к главным ортогональным элементам спредингового тектогенеза вполне обосновано характером распределения напряжений в сдвиговой обстановке. Кроме того, на примере полиразломной системы Кебрада (ВТП, 3°40' ю.ш) показано наличие косо ориентированных трогов, простирающихся между крайними разломами системы и имеющих глубину, сопоставимую с глубиной основных разрывов. Сходные косые троги в экваториальной Атлантике заполнены осадочным чехлом (Efimov et al., 1996). Осадочный чехол в офсетных частях трансформных разломов (Searle, 1986) деформирован сдвигом, причем кинематически более активное крыло (относительно астеносферы – *прим. автора*) в поперечном сейсмическом разрезе осадков имеет поднятия амплитудой до 200 метров.

2.4. Синтез

1. Основная концентрация исследований в Атлантике присутствует либо вдоль шельфовых зон, включая в последнее время континентальный склон, по причинам хозяйственной целесообразности и поисков энергоресурсов, либо вдоль САХ, как объектов, где происходит формирование современной океанической коры и ее спрединг от осевой зоны к

периферии океана. Около 50% поверхности Земли, приходящейся на абиссальные котловины, выпадает из круга объектов с мотивированными научными задачами, несмотря на имеющиеся факты, не вписанные в модель развития, согласно которой на пространстве от СОХ до пассивной или активной окраины океана не происходит ничего, кроме остывания литосферы, накопления осадочного чехла при движении от дивергентной границы к конвергентной. Массивы накопленных данных (рельеф, потенциальные поля и их трансформанты, сейсмичность, тепловой поток, изученность глубинной сейсморазведкой консолидированной коры и верхней мантии, а также осадочного чехла сейсмоакустикой, сейсмотомография, данные донного опробования и проч.) позволили: обосновать гипотезу дрейфа, рифтовую природу САХ, формирование асейсмичных поднятий, роль донных турбидитных и контурных течений в осадконакоплении, наличие астеносферного слоя с пониженной вязкостью, сегментацию Атлантики на области с разновозрастным стартом спрединга, наличие увеличенной мощности коры в зонах высокопродуктивного магматизма, выделение зон абиссальных холмов; провести трассировку крупных сдвиговых зон за пределы акватории океана, разделение осадочного чехла на датируемые бурением комплексы; обнаружить значительные вариации геолого-геофизических параметров в меридиональном направлении; выявить роль серпентинизации пород верхней мантии в формировании АМП при остывании литосферы, блоковое и расслоенное строение зоны САХ и абиссальных котловин; обнаружить повышенный уровень теплового потока и мощности коры в более молодых сегментах океана.

2. В экваториальной Атлантике выделяется зона к востоку и западу от САХ и между экватором и 25° с.ш., которая по степени экспедиционной изученности по сравнению с другими районами близка к белому пятну. В этом районе Геологическим институтом РАН в период с 1985 по 2006 год был проведен цикл экспедиций, данные которых не отражены в международной базе геофизических данных GEODAS, что создает преимущества при изучении данного глубоководного района. Данные ГИН РАН показывают несоответствие реальности общепринятой модели формирования осадочного слоя в абиссальных частях Атлантики, указывают на влияние дополнительных факторов тектогенеза на структурный план в условиях расслоенного и блокового строения литосферы. В 1960-е и 1970-е годы проблемы внутриплитных деформаций в Атлантике практически не обсуждались, несмотря на фактуру. Отмечается только, что деформации возникают при остывании литосферы в окрестностях САХ либо при воздействии напряжений сжатия перед структурами желобов. В целом отмечается закономерное уменьшение мощности осадков при удалении от шельфа с переходом в дискретно-гнездовое их распределение в неровностях акустического фундамента с формированием комплексов заполнения. В 1980-е годы советскими геофизиками были обнаружены множественные проявления внутриплитных деформаций осадочного чехла в

пределах Анголо-Бразильского геотраверса с характеристиками, отражающими асимметричное относительно САХ строение литосферы. Также установлена обратная корреляция скоростей спрединга и интенсивности процессов серпентинизации с формированием дополнительной интенсивности АМП и деформаций консолидированной коры и осадочного слоя. Обнаружены различия в скоростях спрединга в пределах одновозрастных зон, превышающие 100%. Это подтверждает блоковое строение океанической литосферы с независимым и разноскоростным движением, которое обязано формировать внутриплитные сдвиговые деформации. Кроме этого, вдоль пассивных частей трансформных разломов отмечены вертикальные движения обоих знаков значительной амплитуды.

3. Деформации осадочного чехла глубоководной части Атлантики условно можно разделить на две группы: объяснимые рабочей геодинамической моделью и необъяснимые. К первой группе относятся: наклоненные к САХ рефлекторы, сформированные в начальной стадии раскола континента и имеющие выполаживание плоскости сместителя в субмеридиональном и субширотном направлениях; малоамплитудные наклоны рефлекторов и сбросы на флангах САХ, связанные с деформациями остывания; сколы, возникающие в бортах трансформных разломов в транстенсионных или транспрессионых условиях. Ко второй группе относятся взбросы с субмеридиональной вергентностью; сдвиговые деформации в пассивных частях трансформных разломов и в пределах котловины параллельно пассивным частям; складчатость поперечного изгиба (штамповая) за пределами флангов САХ; складчатость продольного изгиба (общего смятия). К числу явлений второй группы следует также отнести: акустическое субгоризонтальное осветление записи, «облекающее» кровлю акустического фундамента; проявления узких вертикальных зон акустического осветления; выделение локальных амплитудных аномалий, привязанных к вышеупомянутым типам аномалий поля и выступам фундамента. Основной интерпретацией зон осветления любой формы является флюидонасыщенность. В абиссальных зонах Атлантики, кроме разнонаправленных разломов и флексурных изгибов, наблюдаются пликативные деформации и структуры протыкания. Котловины, по мнению ряда авторов, могут быть зонами как субширотного, так и субмеридионального сжатия (или торошения).

Глава 3. Тектоника и геодинамика литосферы Атлантики по новым данным и подходам (без активных окраинных фрагментов)

3.1. Общие понятия и определения

В разделе 1.5 приведено определение понятия «геодинамика», из которого следует, что для количественного описания объектов могут быть выделены три группы параметров:

1. Геометрия и физические свойства объекта.

2. Силы и энерговыделение в объекте.

3. Характеристики движения объектов, как результат действия сил на объект и энерговыделения в нем.

Таким образом, задачей любого геодинамического районирования или составления карты является поиск различных устойчивых сочетаний параметров, описывающих геодинамический объект, и анализ их распределения в пространстве (Sokolov et al., 2008).

Первыми работами в области количественного подхода к решению задач геодинамики, как задачи пространственной классификации с использованием нескольких параметров являются работы (Рейснер, Рейснер, 1987, 1990). В них выполнен анализ эндогенных режимов для большей части Европы, Кавказа и Карпат. Расчеты осуществлялись с помощью алгоритмов кластерного анализа, являющегося одним из вариантов популярной в настоящее время многомерной статистической классификации объектов. Использование данного метода имеет ясный практический смысл, поскольку особенности человека не позволяют проводить надежную визуальную корреляцию параметров, когда их больше чем четыре. В упомянутых работах были выбраны следующие параметры свойств объекта: мощность и средняя скорость сейсмических волн земной коры, высота рельефа, глубина залегания консолидированного фундамента. Тепловой поток принимался как параметр, описывающий энерговыделение. Изостатические аномалии силы тяжести и скорость современных вертикальных движений описывали результирующее движение среды. Полный набор данных параметров был представлен для суши и разделен на средние значения в пределах ячеек 20’х30’ дуговых минут, которые определяли устойчивые сочетания – кластеры геодинамических параметров. Последние позволили выявить новый тип эндогенного режима.

В статье (Иогансон, Болтышев, 2000) был проведен кластерный анализ западной Евразии. Существенным отличием этой работы от предыдущих является иллюстрация изменения кластерной классификации по мере увеличения числа классов и выявление устойчивых (гомогенных) областей. Это не приводит к дифференциации уже обособленного региона на более мелкие по площади подклассы. На качественном уровне вводилось понятия линейной и рассеянной гетерогенности территорий. Под первой подразумевалась раздробленность

территории на контрастные классы, которые занимали по площади пространства существенно меньшие, чем гомогенные области. Вместе с тем, это позволяло сохранить устойчивую мозаичную картину при увеличении классификационного числа. Под рассеянной гетерогенностью понималось «дробление» территории на мелкие и сравнимые с размером ячейки зоны с разным сочетанием основных параметров, хаотично покрывающие территорию. До этого этапа обработки исследуемая площадь была однородна (линейно гетерогенна) на шагах с небольшим классификационным числом.

В настоящей работе строение Атлантического океана будет рассмотрено под углом зрения линейной гетерогенности. При этом мы будем считать ситуацию оптимальной, когда количество классов, на которые допустимо делить изучаемую территорию, не приводит к критическому дроблению выделенных устойчивых зон на более мелкие, размер которых сопоставим с размером ячейки. По нашему мнению, рассеянная гетерогенность, упомянутая в (Иогансон, Болтышев, 2000), напрямую связана с разбросом используемых в анализе параметров, и ее количественной мерой является разброс значений этих параметров в пределах зоны того или иного кластера.

Выбираемые для анализа параметры должны иметь равномерную изученность в пределах исследуемой площади и, по возможности, одинаковую детальность. Равномерная изученность необходима для адекватной оценки различных частей территории, поскольку при наличии детальных врезок в общий набор данных с низкой плотностью, алгоритм начинает реагировать на эту разницу, и это отражается на результатах классификации через детекцию ложных различий. Одинаковая детальность необходима для того, чтобы каждой ячейке, на которые разбита изучаемая территория, присвоить полный вектор параметров, участвующих в анализе. Отметим, что в некоторых случаях приходится нарушать данное правило из-за жесткой необходимости включить параметр в вычисления. Таким параметром является тепловой поток. Его изученность очень неравномерна на территории Атлантики, поэтому перед использованием приходится закрывать пространства без промеров интерполяцией при расчете грида (значений параметра на регулярной сетке), после чего сглаживать высокочастотную компоненту грида до уровня других параметров.

Выбираемые параметры должны описывать три группы свойств, отмеченных в начале данного раздела. Параметры, описывающие структурные особенности литосферы (группа 1) подбираются легче всего. Параметры, ответственные за описание энерговыделения (группа 2), могут быть подобраны достаточно просто, не считая проблем с неравномерным покрытием промеров теплового потока.

Сложнее всего обстоит дело с описанием результирующего движения (группа 3). Для суши используются скорости вертикальных движений, получаемые путем повторных

геодезических измерений, и могут быть использованы данные GPS (GPS, 2008). Для океанского дна подобный вид измерений отсутствует и вряд ли появится как равномерная сетка наблюдений в ближайшем будущем. Поэтому для включения данных типа группы 3 в расчеты необходимо использовать так называемые «суррогаты» – параметры, косвенно отражающие значения не измеряемых или частично измеряемых в океане величин, или являющиеся комбинацией многих эффектов, в том числе и тех, которые желательно обработать. В данной ситуации подобный подход является, на наш взгляд, единственным способом отразить нужную информацию в условиях неполноты данных.

Все используемые в данной работе параметры являются величинами, полученными в результате инструментальных измерений, отражающих исключительно современное состояние трех групп параметров. Палеогеодинамические реконструкции Атлантического океана всегда будут базироваться на неполной информации и содержать множество допущений относительно тех величин, значения которых остаются для нас закрытыми. В палеогеодинамике вес имеет не собственно промер, а интерпретация геолого-геофизических данных, которые должны отражать палеосостояние литосферы. Результат будет заведомо спорен из-за неоднозначности интерпретации.

В данном подходе исследуется только современное состояние литосферы. Кроме того, для расчетов не используется возраст океанской литосферы, восстановленный по данным магнитометрии (Müller et al, 1993) ввиду того, что в наиболее сложных и важных для понимания геодинамики районах Атлантики (переход от северного сегмента к южному) положения линейных аномалий не выделяются вообще, что также следует из данных (Cande et al., 1993), по которым в основном была построена известная карта возрастов. Тем не менее, карта имеет практически полное покрытие в Атлантике. Это означает, что все расчеты, которые мы будем производить с ней в наиболее важных районах, будут отражать тонкости интерполяционных алгоритмов, а не значение параметра. Поэтому, данная информация о возрасте литосферы в лучшем случае может быть использована как координатный параметр для отображения результатов анализа наряду с собственно широтой и долготой.

Наиболее подходящим размером ячейки для данной работы, в пределах которого все используемые параметры имеют сходную детальность, на наш взгляд, является 1 дуговой градус. Другими словами, детальность всех параметров не хуже этого значения. Габариты этой ячейки соизмеримы со средней мощностью литосферы. Те параметры, детальность которых существенно лучше, приходится сглаживать до выбранного порога либо частотной фильтрацией, либо скользящим средним. Реальный размер площади, покрываемой выбранной ячейкой, сокращается в высоких широтах, что означает меньшую статистическую значимость параметров в ее пределах. Тем не менее, поскольку это относится ко всем параметрам

одновременно, мы не стали переходить к расчетам в равноплощадном проекционном пространстве. Кроме того, среднее значение большинства параметров в пределах ячейки обосновано избыточно.

Среди методов многомерной статистической классификации больших объемов данных различной природы особо выделяются три: дискриминантный, факторный и кластерный методы анализа. Все они успешно применяются к геолого-геофизическим данным и имеют различную специфику.

Дискриминантный анализ направлен на классификацию объектов по набору его параметров путем сравнения значений этих параметров с «обучающими» эталонами. Поскольку данный метод нуждается в наличии известных априори устойчивых типов, в нашем случае он не применим – до начала анализа мы не знаем, что найдем, или знаем весьма приблизительно.

Факторный анализ состоит в предположении, что имеющийся набор данных об объекте сформирован комбинацией влияния двух и более процессов, каждый из которых вносит определенный вклад в значения всех параметров. Другими словами, существуют независимые геодинамические явления, формирующие раздельные значения измерений на принципах суперпозиции, которые мы разделяем методами факторного анализа. В настоящий момент довольно трудно сформулировать модель существования двух или более процессов глобального уровня, вносящих статистически различимый вклад во все параметры, но не исключено, что это может быть сделано в будущем.

Кластерный анализ, направленный на выявление устойчивых сочетаний параметров, незаметных при визуальном анализе соответствующих карт, является наиболее подходящим в данной фазе исследований, что было показано в аналогичных работах по другим районам. Переход к факторному анализу может быть осуществлен при появлении геодинамической модели с двумя (или более) сосуществующими механизмами, влияющими на тектоногенез поверхности.

3.2. Тектонический и геодинамический смысл данных

Геодинамическое районирование литосферы Атлантического океана охватывает главным образом абиссальные котловины, район САХ, пассивные континентальные окраины и шельфовые области (рис.3.1.). В анализ не включены дуговые и задуговые зоны Карибского моря и моря Скоша, поскольку они отличаются по геодинамике от обычных обстановок всей Атлантики. Таким образом, из класса изучаемых явлений исключены коллизионные зоны. С севера изучаемый район ограничен 82 градусом, где происходит переход от зоны САХ к хребту Гаккеля. С юга – тройным сочленением Буве, южнее которого происходит резкая смена структурного рисунка большинства геофизических аномалий. Область анализа показана на

рис.3.1. Приведем далее краткое описание выбранных нами параметров, значения которых в каждой одноградусной ячейке региона будут использоваться в качестве компонент многомерного вектора в статистической обработке.

Рельеф дна

Рельеф дна является первым и одним из самых главных параметров, описывающим кровлю земной коры и литосферы (См. Рис.3.1), и построен по данным (ETOPO5, 1993), которые были сглажены низкочастотной фильтрацией и пересчитаны на одноградусную ячейку. Он аккумулирует в своей форме влияния многих процессов: магматизма, деформаций дна, накопления осадков, остывания литосферы и т.д. По нашей классификации он относится к первой группе параметров, описывающих геометрию объекта, и является прямым измерением необходимой характеристики. Кроме этого, рельеф в скрытой для нас форме количественно отражает результат движения блоков земной коры под воздействием подведенных к ним сил (параметр третьей группы). Высокоточные наблюдения за движением, аналогичные измерениям GPS на континентах, для морского дна отсутствуют, но, обрабатывая рельеф, мы в косвенной, но недостаточной форме учитываем результаты этих движений.

Мощность осадочного чехла

Мощность осадочного чехла Атлантического океана и прилегающей суши построена по данным (Laske, Masters, 1997) и представлена на рис. 3.2. Авторы данного покрытия собрали сведения об осадочном чехле, усредняя значения его мощности на сетке 30 дуговых минут для введения поправок при построении сейсмотомографических моделей. Эти данные были приведены к рабочей детальности данного исследования. Учет мощности осадочного чехла важен по нескольким причинам. Главная из них состоит в том, что периферия океана, являющаяся зоной интенсивного отложения осадков, сносимых с континента, находится в состоянии нарушенного изостатического равновесия между блоками земной коры и вязким мантийным субстратом из-за увеличения нагрузки на последний. Это приводит к возникновению процессов, направленностью которых является восстановление равновесия путем ответных вертикальных перемещений, стремящихся вернуть среду в состояние равновесия и сгладить приобретенное возмущение. Другой причиной включения осадочного чехла в расчеты является то, что его подошва имеет существенный плотностной контраст с кристаллическим фундаментом, и эту поверхность необходимо учитывать при описании свойств первой группы, ответственной за геометрию объекта, в данном случае – стратифицированного сочетания земной коры и верхней мантии.

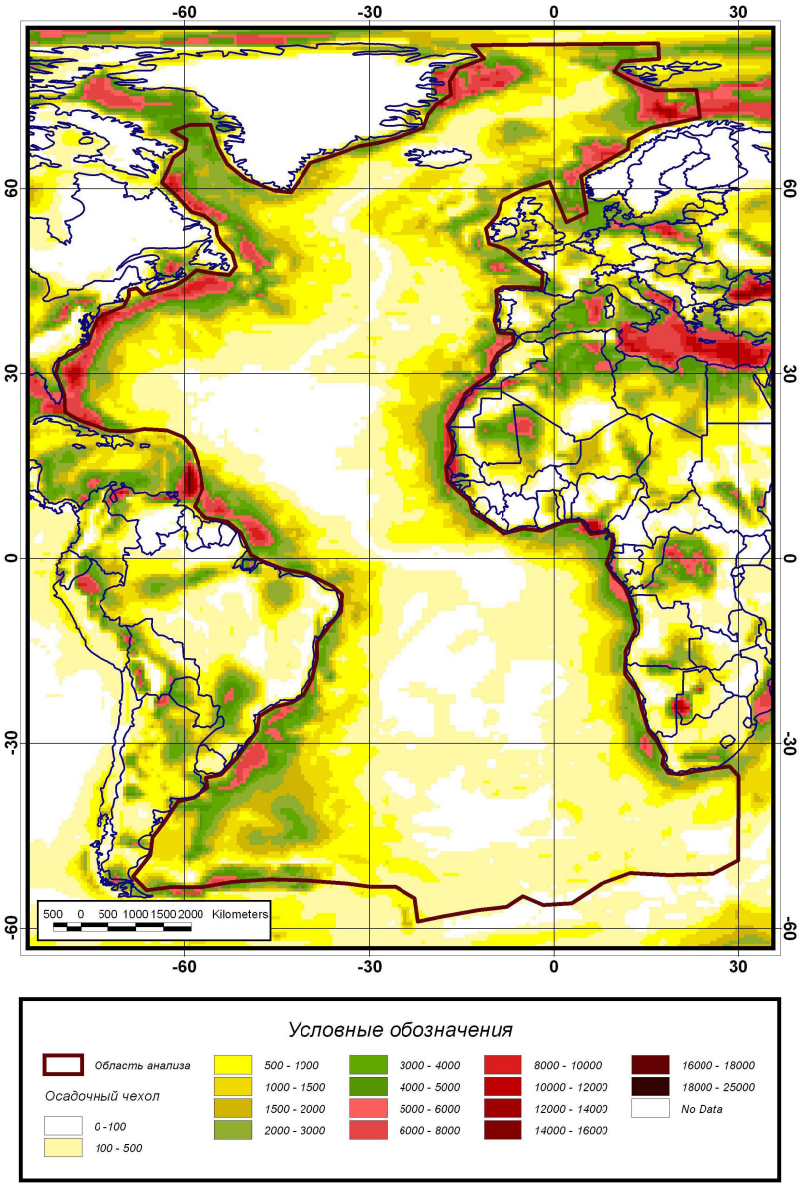


Рис.3.2. Мощность осадочного чехла Атлантического океана и прилегающей суши по данным (Laske, Masters, 1997).

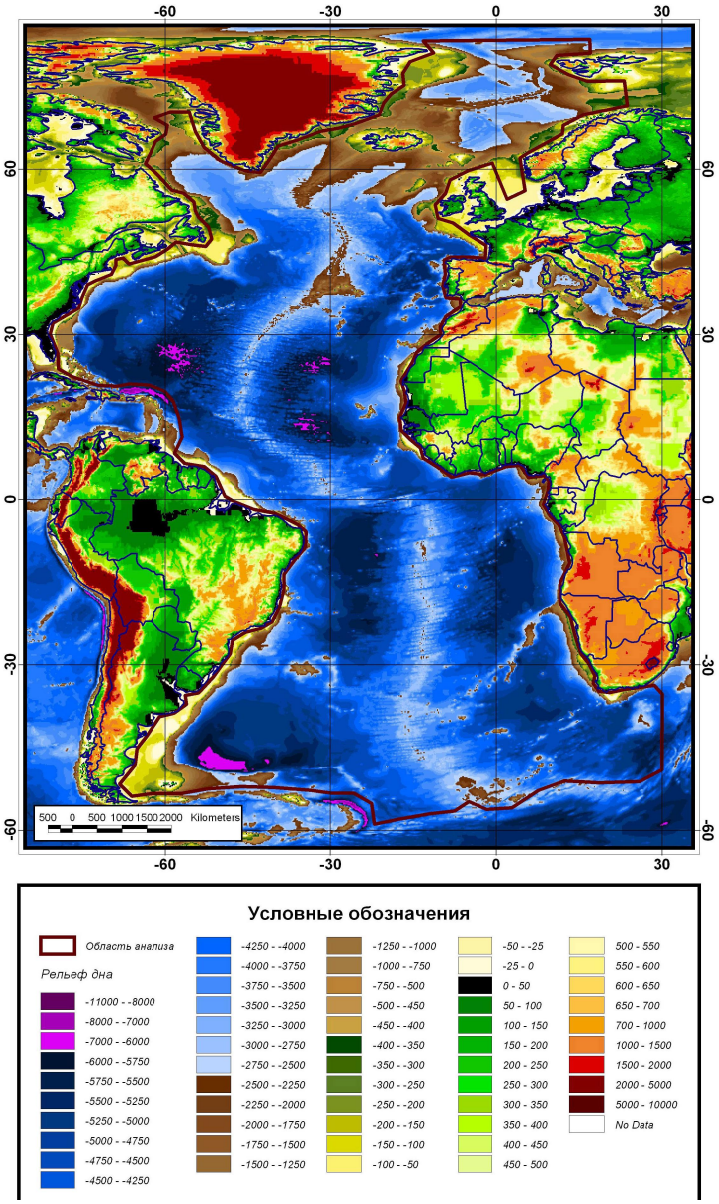


Рис.3.1. Рельеф дна Атлантического океана и прилегающей суши по данным (ETOPO5, 1993). Здесь и далее на рисунках выделена область, по которой производился анализ.

Томография по поверхностным волнам Лява

Данный параметр построен по данным (Larson et al., 1999) и представлен на рис.3.3. Он является «суррогатным» для описания геометрии объекта, поскольку отражает поведение некоторой эффективной подошвы литосферного слоя не в явном виде (прямые измерения глубины литосферы на всю акваторию Атлантики отсутствуют), а косвенно. Эта связь выражается в том, что фазовые скорости поверхностных волн – волн распространяющихся в неком эффективном поверхностном слое – зависят от мощности этого слоя. Чем больше эта мощность, тем медленнее распространяются волны, и наоборот – ускоряются, если мощность меньше. Таким образом, процент отклонения фазовой скорости от среднего значения показывает нам относительные вариации эффективного поверхностного слоя, пропорциональные искомому параметру – глубине подошвы литосферы. Для расчетов мы выбрали наиболее короткопериодную из опубликованных моделей – модель для волн с периодом 35 сек, при которой проникновение смещений вдоль фронта волны неглубоко и приблизительно соответствует литосферному слою. Волны с большими периодами вовлекают в волновое движение более глубокие слои. Хорошо видно (см. Рис.3.3), что континентальные области и области с пониженными скоростями в районе интенсивного магматизма прекрасно отделяются от океанических зон с маломощной и высокоскоростной литосферой. Также прекрасно видно, что горные сооружения, имеющие глубокие корни, обладают соответствующими минимумами, отражающими геометрию подошвы поверхностного слоя. Из вышесказанного следует, что выбранный параметр подходит в качестве «суррогата» для описания геометрии подошвы литосферы. Но вместе с тем отметим, что на акватории Атлантики выделяется странная линейная аномальная зона, вытянутая по азимуту около 30 градусов и не ортогонально пересекающая САХ в районе экватора.

Аномалии Буге

Аномалии Буге рассчитаны по данным EGM97 (Hwang et al., 1997) и данным рельефа (ETOPO5, 1993) для средней плотности коры океана 2.8 г/см^3 и плотности суши 2.67 г/см^3, при интегрировании с радиусом 166 км, и представлены на рис.3.4. Матрица EGM97 в исходном виде представлена на двухминутной сетке, поэтому перед расчетами она и матрица ETOPO5 были сглажены на сетку 10 минут, после чего результат был усреднен до ячейки в 1 дуговой градус. Гравитационные аномалии EGM97 являются значениями в свободном воздухе. Для акватории это означает, что около 80% вариабельности аномального поля пропорционально наиболее контрастной плотностной границе – рельефу дна океана, который известен независимо по эхолотным промерам. Расчет аномалий Буге, суть которого состоит в численном «досыпании» в водный слой недостающих до среднего значения по земной коре масс, приводит к устранению из аномального поля влияния рельефа дна. После чего вариабельность

остаточного поля отражает, в основном, глубину плотностного контраста границы кора-мантия и латеральные плотностные неоднородности в коре и мантии. В случае абиссальных котловин они могут быть или незначительны, или достаточно значимыми в районах, где происходит серпентинизация пород верхней мантии, но, при отсутствии данных глубинной сейсморазведки, надежно отличить их влияние от вариации глубины подошвы коры не представляется возможным. В тоже время, латеральные неоднородности в районе САХ могут быть велики, занимать протяженные зоны в сотни километров (например, области Азорского и Исландского плюмов) и отражать прогретые зоны в местах, где в литосфере имеются магматические камеры и области с повышенной степенью частичного плавления. Такие зоны отличаются повышенной продуктивностью магматизма и, соответственно, увеличенной мощностью коры, которая, будучи нагрузкой на вязком мантийном субстрате, приводит к углублению границы Мохо. Вышесказанное означает, что в основном аномалии Буге пропорциональны глубине раздела кора-мантия, и чем меньше значение аномалии, тем глубже этот раздел залегает. Исключения, для которых целесообразно введение термальной коррекции в аномальное поле, нуждаются в учете информации по тепловому потоку или другому параметру, отражающему прогретое состояние, например, томографии по поперечным волнам. Но, поскольку эти параметры независимо участвуют в нашем анализе (см. далее), расчет аномалий Буге с учетом термальной коррекции для геодинамического анализа нам представляется нецелесообразным. Таким образом, аномалии Буге относятся к параметрам первой группы, описывающим геометрию литосферного слоя – внутреннюю границу, разделяющую «плотностные этажи» коры и верхней мантии, и структуру вариации масс вдоль литосферы. Отмеченные свойства в аномалии Буге существуют в виде комбинации вкладов, надежное разделение которых затруднительно. Аномалии Буге являются «суррогатным» параметром для описания геометрии и прямым для описания вариации масс.

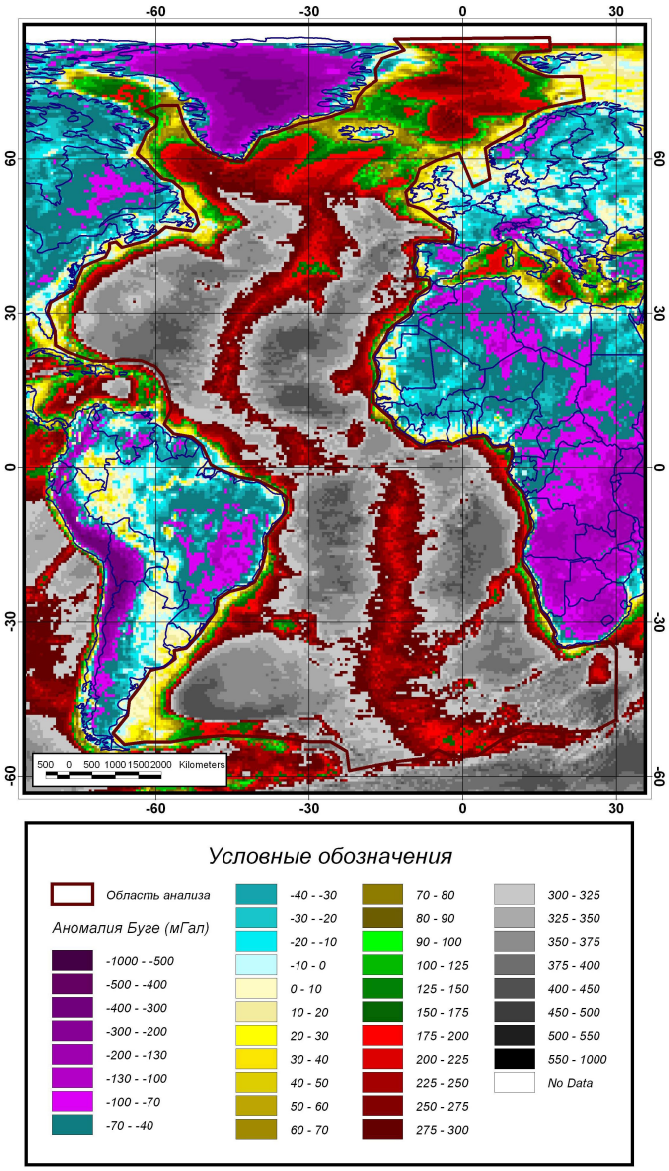


Рис.3.4. Аномалии Буге, рассчитанные по гравитационным данным EGM97 (Hwang et al., 1997) и данным рельефа (ETOPO5, 1993) для средней плотности коры океана 2.8 г/см^3 и плотности суши 2.67 г/см^3, при интегрировании с радиусом 166 км.

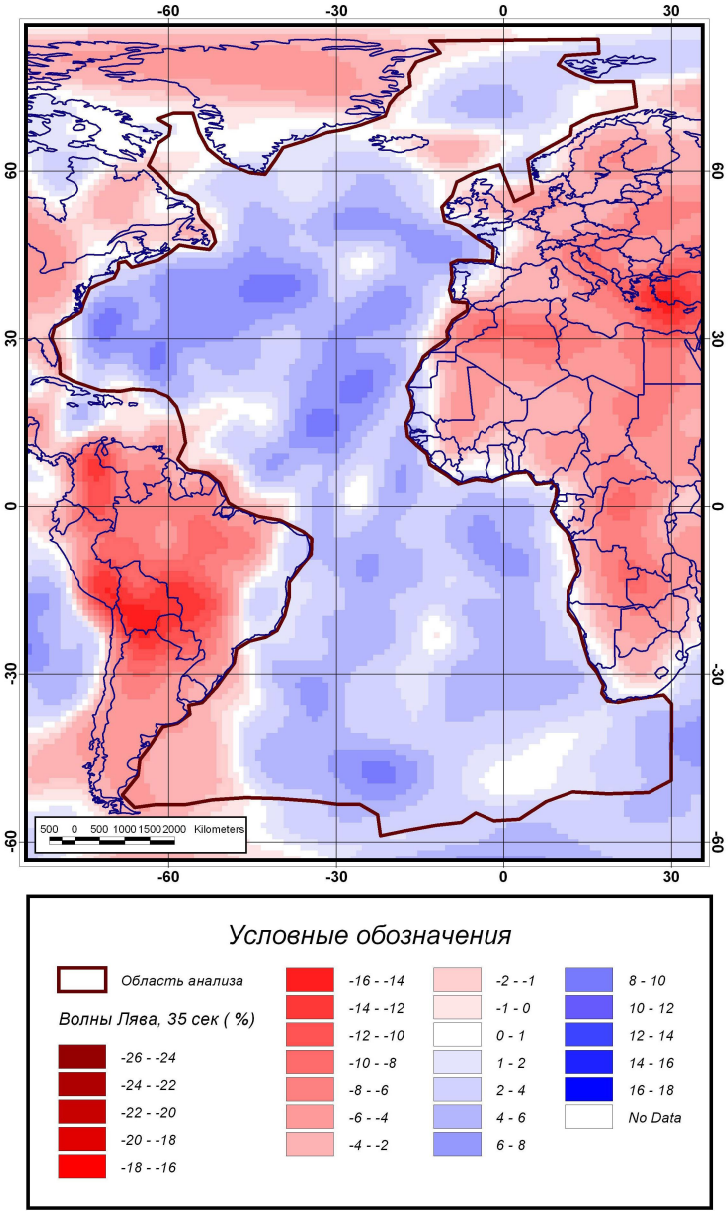


Рис.3.3. Томография по поверхностным волнам Лява (период 35 сек) по данным (Larson et al., 1999).

Изостатические аномалии

Изостатические аномалии рассчитаны по данным аномалии Буге и рельефу (ETOPO5, 1993) для средней плотности коры океана 2.8 г/см^3, плотности суши 2.67 г/см^3 и плотности мантии 3.3 г/см^3 при интегрировании с радиусом 166 км по модели Эйри и глубине поверхности приведения 33 км (рис.3.5). Из аномального поля были удалены длинноволновые компоненты свыше 900 км, поскольку они отражают подлитосферные неоднородности, и их эффект в изостазии маскирует процессы, происходящие в верхней оболочке Земли. После устранения вариабельности аномального поля, связанной с верхней границей коровых масс и получения аномалий Буге, расчет изостатических аномалий устраняет гипотетическую вариабельность поля, связанную с вариацией рельефа компенсационной поверхности, происходящей из-за различной мощности блоков земной коры, «плавающих» по вязкой поверхности мантии. Мы исходим из того, что в случае изостатического равновесия положение компенсационной поверхности связано с рельефом простым соотношением:

$H=T+h*(\sigma_к-\sigma_в)/(\sigma_м+\sigma_к)$

Где H – глубина компенсационной поверхности, T – уровень приведения, $\sigma_к$- плотность коры, $\sigma_в$- плотность воды, $\sigma_м$ - плотность мантии, и, в соответствии с этим, рассчитываем соответствующие поправки к аномалии Буге. Они устраняют влияние гипотетического рельефа полученной поверхности так же, как ранее мы устраняли влияние рельефа дна. Остаточное поле представляет собой изостатические аномалии, которые в случае положительных значений показывают наличие избытка масс над поверхностью компенсации, а отрицательных – недостаток масс. Избыток масс должен приводить к тому, что в данной точке блок коры будет испытывать опускание, а недостаток – подъем вместе с участком мантии. Но это справедливо только для случаев, когда действие, выводившее систему блоков коры из состояния изостатического равновесия, закончено. Если действие (например, надвиг) не закончено, то мы будем иметь и избыток масс (положительные изостатические аномалии) и положительные вертикальные движения коры. Поэтому интерпретация изостатических аномалий содержит неоднозначность, для разрешения которой необходима дополнительная информация и представление об общей тектонике региона. По геодинамическому смыслу этот параметр является прямым по описанию вариации плотностных свойств коры, интенсивности энерговыделения в коре и формированию напряжений (модуль градиента изостазии), связанных с переходом среды из возмущенного состояния в равновесное. Этот параметр также является «суррогатным» по описанию результирующего вертикального движения блоков коры под воздействием упомянутого энерговыделения. Указанные свойства отражены в поле изостатической аномалии в виде практически неразделимой комбинации.

Тепловой поток

Тепловой поток построен по данным (Pollack et al., 1993; Подгорных, Хуторской, 1997) и приведен на рис.3.6. Данный параметр очень неравномерно изучен на акватории Атлантики, что видно из рисунка, но поскольку он является совершенно необходимым для наших расчетов, приходится использовать его в таком виде, в котором он представлен на настоящий момент в публикациях. Для использования рассеянного и неравномерного облака значений в расчетах на каждой градусной ячейке региона был рассчитан грид с использованием методики «кригинг», после чего было проведено сглаживание его высокочастотной компоненты до уровня других параметров для минимизации влияния неравномерной плотности промеров. Полученная в результате этого карта (см. Рис.3.6) имеет различную обеспеченность данными в полярных областях и котловинах. Кроме того, есть области на САХ (район Азорского архипелага), где количество данных также небольшое. Но, поскольку тепловой поток является прямым параметром второй группы, отражающей энерговыделение, без него вычисления выполняться не должны. Автор осознает, что отмеченная неоднородность по изученности может привести к наличию надежной классификации по этому параметру в районах с плотной сетью наблюдений и, практически, к исчезновению влияния этого параметра на классификацию в районах с низкой плотностью промеров. Но в данной ситуации это лучшее, чем мы располагаем. При накоплении суммарного количества промеров на территорию на 30-40% больше использованного будет иметь смысл осуществить перерасчет классификации, но не ранее.

Томография по S-волнам

Томография по S-волнам построена по данным (Grand et al., 1997; Becker, Boschi, 2001) и приведена на рис.3.7. Для изучения геодинамики литосферы выбран самый верхний слой модели NGRAND от 0 до 100 км, рассчитанной ее авторами для блоков 2°x2° и представленной сферическими гармониками до 31 порядка. Матрица значений томографического среза была пересчитана на сетку 1°x1°. Эти значения представляют собой отклонения скорости распространения поперечных волн от среднего значения в слое в процентах. Данный параметр чувствителен к зонам, находящимся в прогретом состоянии и обладающим повышенной степенью частичного плавления. Он прекрасно показывает наличие плюмовых образований, обычно сопровождающихся магматизмом, и зон срединных хребтов. Таким зонам соответствуют отрицательные значения данных томографии, достигающие в случае глубинных плюмов –3.5% и менее, поскольку прогретое и менее вязкое состояние среды вызывает уменьшение сейсмических скоростей.

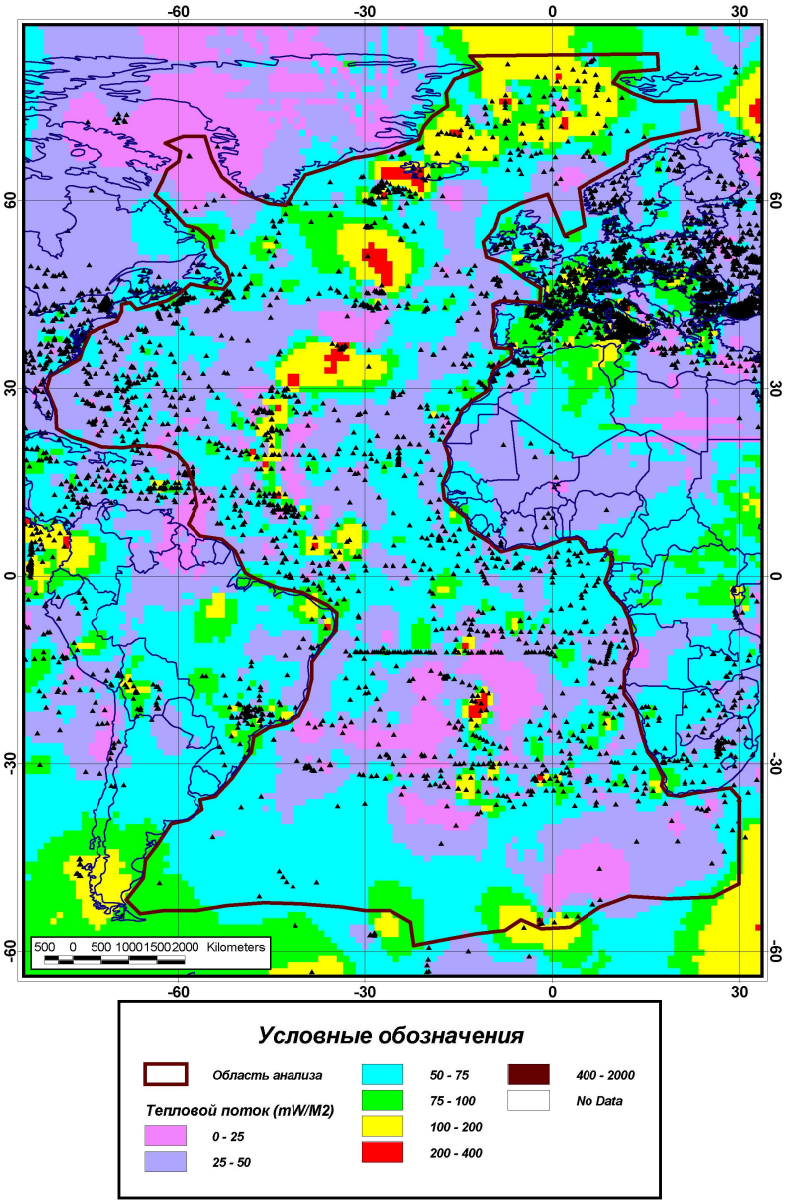


Рис.3.6. Карта теплового потока и его изученности по данным (Pollack et al., 1993; Подгорных, Хуторской, 1997).

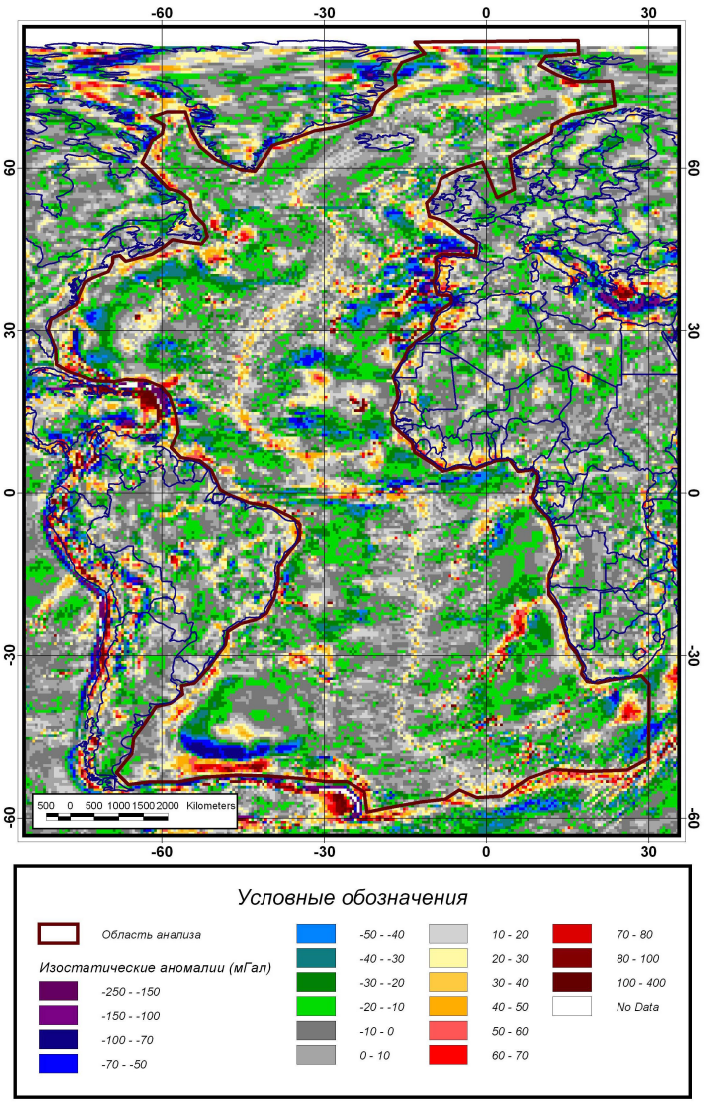


Рис.3.5. Изостатические аномалии, рассчитанные по данным аномалии Буге и рельефу (ETOPO5, 1993) для средней плотности коры океана 2.8 г/см^3, плотности суши 2.67 г/см^3 и плотности мантии 3.3 г/см^3 при интегрировании с радиусом 166 км по модели Эйри и глубине поверхности приведения 33 км. Из аномального поля были удалены длинноволновые компоненты свыше 900 км.

Таким образом, данный параметр представляет собой трудноразделимую комбинацию эффектов энерговыделения (прогретое состояние) и геометрии среды (зоны повышенной продуктивности магматизма и увеличенной мощности коры). Для обеих групп параметров он является «суррогатным», поскольку отражает групповые свойства не прямо, а косвенно.

Томография по P-волнам

Томография по P-волнам построена по данным (van der Hilst et al., 1997; Becker, Boschi, 2001) и приведена на рис.3.8. Для изучения геодинамики литосферы выбран самый верхний слой модели HWE97p от 0 до 100 км, рассчитанной ее авторами для блоков 2°x2° и представленной сферическими гармониками до 31 порядка. Матрица значений томографического среза была пересчитана на сетку 1°x1°. Также, как и в случае поперечных волн, продольные волны должны отражать термальное состояние недр, и томография по ним должна быть сходна с томографией по поперечным волнам. Однако на практике это не так. По данным (Becker, Boschi, 2001) коррелируемость S- и P- моделей возрастает к средней части мантии (более 1000 км), что демонстрирует сходство причин, формирующих вариабельность параметров. В верхней части мантии и на поверхности поведение S- и P- моделей сильно отличается. Если картину по S-моделям объяснить непротиворечивым образом удается, то распределение значений по P-моделям нуждается в привлечении к рассмотрению других вариантов интерпретации источников вариаций скоростей. На наш взгляд, таким источником может являться наличие напряженного состояния литосферы и (или) сопряженной с ней системы трещиноватости, вызывающей специфическую картину распределения максимумов и минимумов на карте (см. Рис.3.8). Хорошо видно, что минимумы этого параметра концентрируются вдоль коллизионных зон Земли, а максимумы расположены в тылу коллизионных зон. В этих зонах существует крупномасштабная трещиноватость, расположение которой в плане не совпадает с направлением сил, формирующих коллизионные области. Возможно, именно она является «тормозящим» фактором для продольных волн. Данный параметр отражает напряженное состояние среды и сопряженную с ней систему разломов, по которым происходит разгрузка напряжений. Таким образом, он формирует комбинацию 2-й и 3-й групп параметров, поскольку показывает и энерговыделение в среде, и результат действия сил. По обеим категориям параметр является «суррогатным». Отсутствие устоявшейся региональной геодинамической интерпретации данного параметра делает его рассмотрение в контексте остальных параметров более интересным.

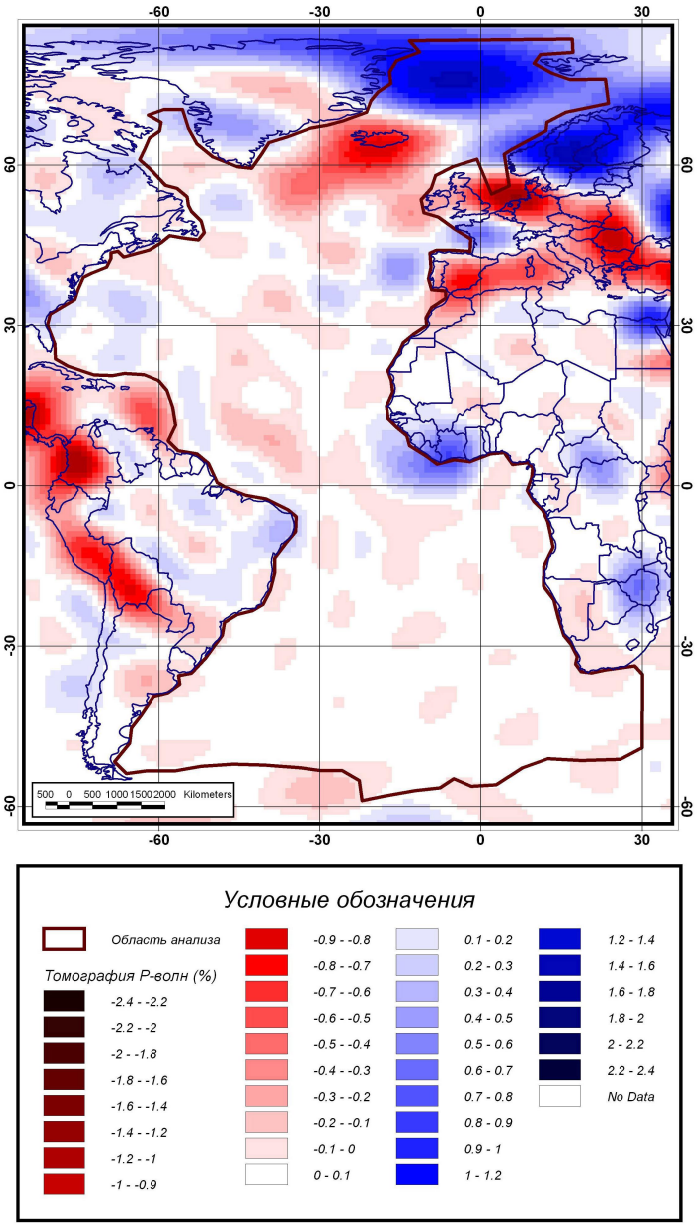


Рис.3.8. Томография по P-волнам для слоя от 0 до 100 км по данным (van der Hilst et al., 1997; Becker, Boschi, 2001).

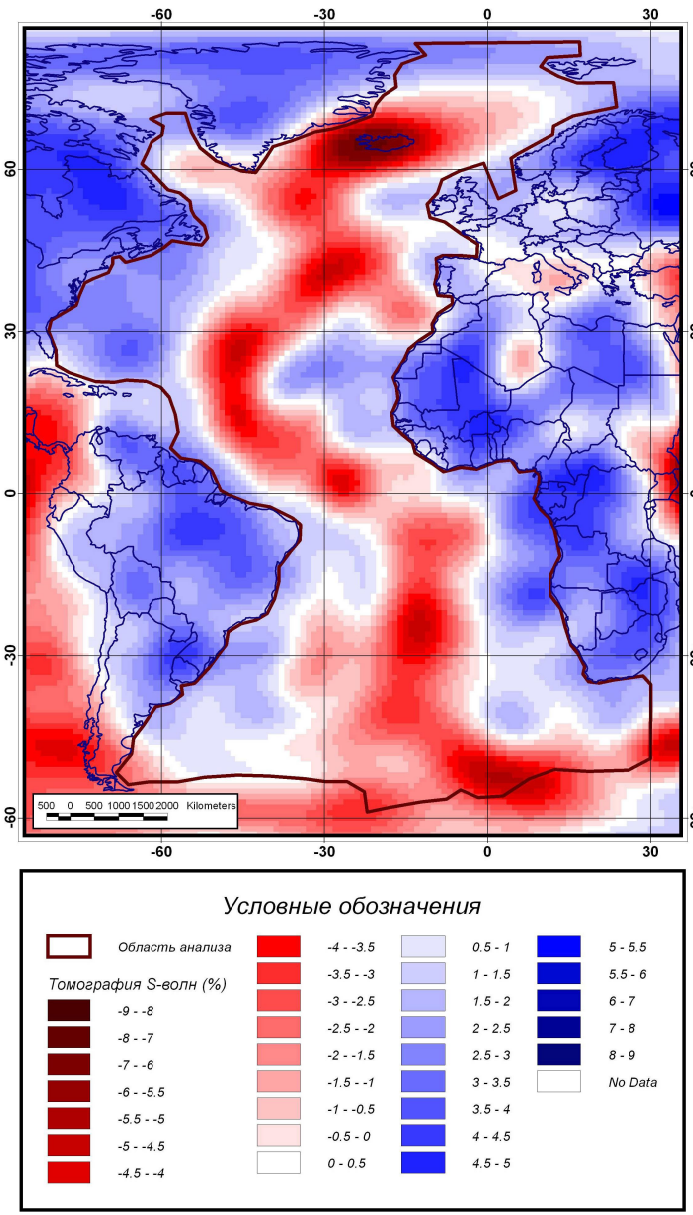


Рис.3.7. Томография по S-волнам для слоя от 0 до 100 км по данным (Grand et al., 1997; Becker, Boschi, 2001).

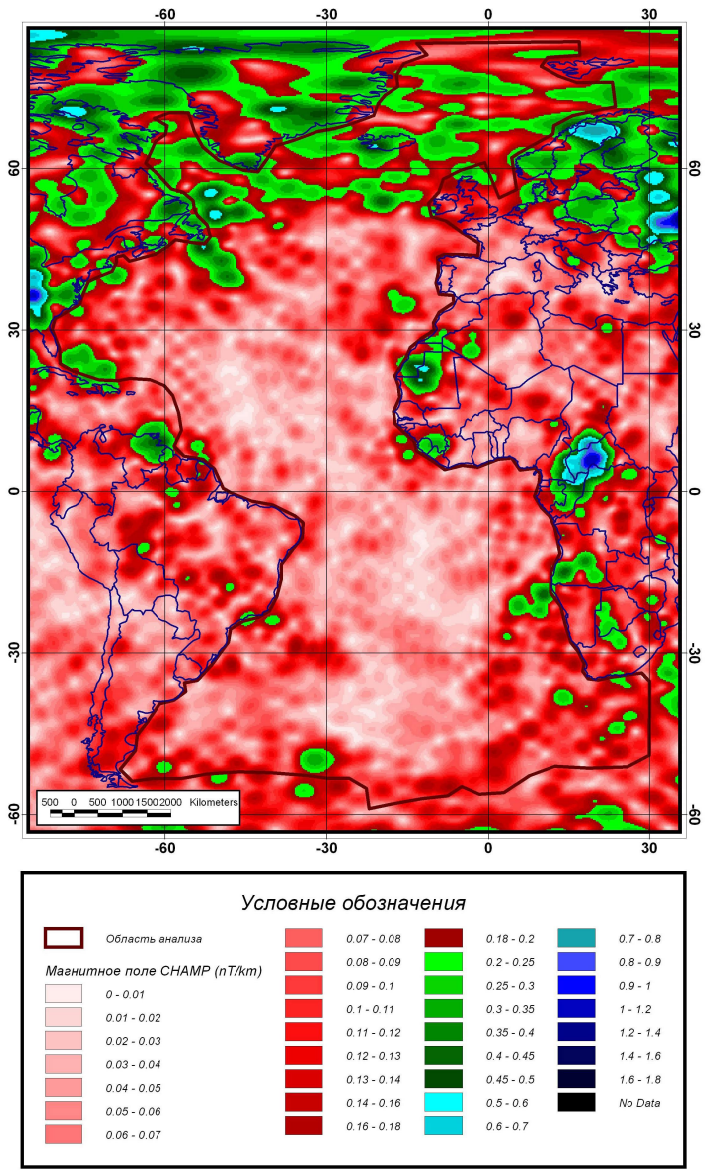


Рис.3.10. Модуль градиента полного вектора литосферной компоненты аномального магнитного поля по данным спутника CHAMP (Maus et al., 2002).

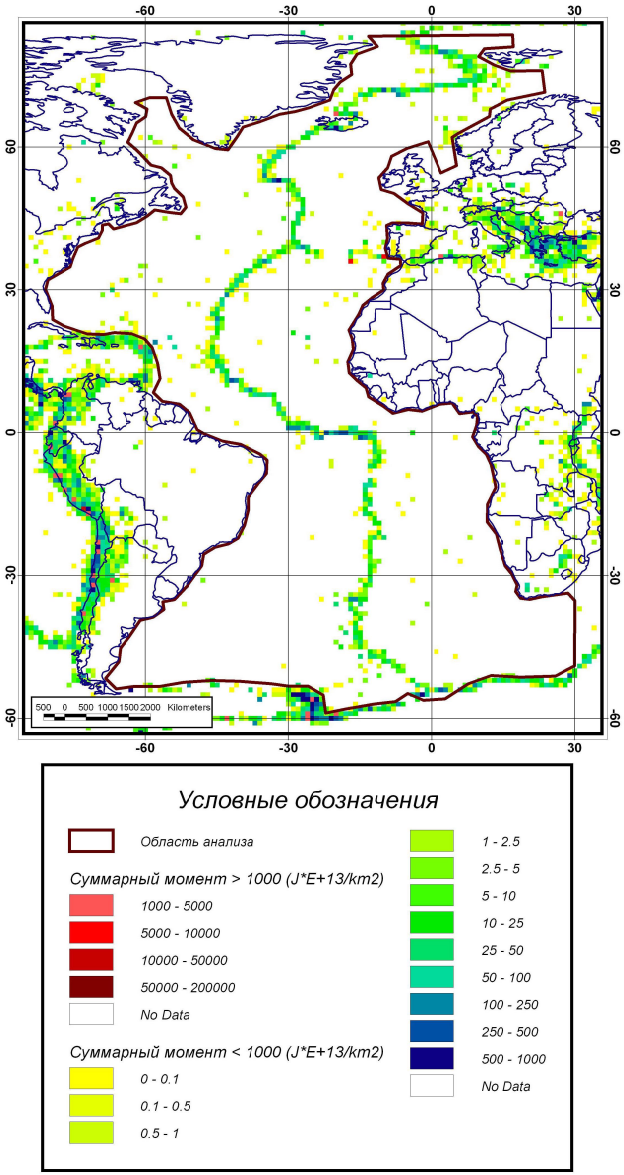


Рис.3.9. Плотность суммарного сейсмического момента $[J/км^2]\cdot 10^{+13}$ для событий в слое от 0 до 100 км по данным (ANSS Earthquake Composite Catalog. 2004. http://quake.geo.berkeley.edu/anss/ , выборка 11.02.2004).

Плотность суммарного сейсмического момента

Данный параметр представляет собой расчет суммарной выделившейся энергии землетрясений. Расчеты проводились по выборке для всего мира (ANSS, 11 февраля 2004) для событий с магнитудой выше 4.5 для слоя от 0 до 100 км. Во время расчета использовался подход, приведенный в (Болдырев, 1998). Для каждой градусной ячейки проводилось суммирование выделившейся энергии попавших в нее событий по формуле:

$M=(10^{(17.1+1.3\cdot(Mag-5))})/10^{+13}$ $[J\cdot 10^{+13}]$,

где M – суммарный момент, Mag – магнитуда в баллах по шкале Рихтера. После расчета суммарного момента, был проведен расчет плотности момента на км^2 с учетом изменения площади градусной ячейки к высоким широтам. Итоговая размерность величины, отображенной на карте (см. Рис.3.9) – $[J/км^2]\cdot 10^{+13}$. Данный параметр имеет крайне неравномерное распределение на изучаемой площади. Кроме того, вдоль САХ выделяется не более 5% всей сейсмической энергии планеты. Поэтому вся основная вариабельность этого параметра сосредоточена вне нашего региона, в отличие от других параметров, которые в пределах региона демонстрируют значения, близкие к абсолютным минимумам и максимумам. Поскольку для выбранного порога по балльности нет ограничений на регистрацию сейсмических событий по дальности, можно считать, что весь регион равномерно покрыт значениями данного параметра, только на большей части площади он равен нулю. Плотность сейсмического момента является прямым параметром 2-й группы, отражающей энерговыделение.

Литосферная компонента магнитного поля Земли

Данный параметр представлен результатами обработки материалов спутника CHAMP (Maus et al., 2002). Находясь на орбите высотой около 450 км и траектории, покрывающей полюса Земли, спутник позволил собрать данные и выделить литосферную компоненту аномального магнитного поля для всей площади Земли. Авторами обработанных данных представлены карты аномалий полного вектора, вертикальной компоненты и модуля градиента полного вектора. Мы в данной работе используем последний параметр, карта которого для пересчета на высоту 100 км представлена на рис.3.10. Данная высота приблизительно равна толщине литосферы и обеспечивает соответствующий уровень осреднения. Модуль градиента полного вектора (или аналитический сигнал) обладает тем преимуществом, что в нем отсутствует знакопеременный характер поля, возникающий вследствие переменного направления намагничивающего поля, то есть фактора, не связанного со свойствами литосферы, и это обстоятельство сильно облегчает интерпретацию. Данный параметр пропорционален концентрации магнитоактивных минералов в литосфере и отражает факторы, формирующие вариабельность этой концентрации. Такими факторами могут быть положение

глубины изотермы Кюри, наличие зон серпентинизации, зон интенсивного магматизма, отличающегося по составу от прилегающих территорий и т.д. Другими словами, данный параметр является «суррогатным» по свойствам 2-й группы – энерговыделению и, отчасти, по свойствам 1-й группы – геометрии глубинных границ.

3.3. Методика многомерной статистической классификации

Кластерный анализ – метод многомерной статистической классификации, основанный на выделении компактных групп измерений (устойчивых сочетаний параметров в многомерном пространстве) и определении геометрии этих групп для оценки расстояний между их центрами и определения предела, разделяющего пространство на принадлежность к той или иной группе. В результате применения анализа исходная совокупность точек в многомерном пространстве (по числу используемых для классификации параметров – в нашем случае десятимерном) разделяется на кластеры или группы схожих между собой объектов. Под объектом понимается элементарная литосферная ячейка 1°x1°, которой присвоены значения 10-ти параметров. Под кластером обычно понимают группу объектов (в нашем случае область литосферы), обладающую свойством плотности – компактного сосредоточения использованных параметров для некоторой области литосферы. При этом считается, что плотность объектов или, другими словами, сходство свойств внутри кластера выше, чем вне него. То есть, кластер может быть описан некоторым центром, дисперсией (эффективным радиусом) в пределах своих очертаний, имеющих форму гиперсферы, отделимостью от других кластеров. Конечно, данное определение метода не является строгим, но оно четко определяет его свойства и задачи, в большинстве своем интуитивно понятные.

Вычисления проводились в программной среде STATISTICA после загрузки в нее подготовленных данных. Это означает, что нам не известны детали реализованных в программе алгоритмов. Известна только общая методика проведения классификации, регулируемая параметрами, вынесенными разработчиками в пользовательское меню. Главным параметром является количество кластеров N, на которые мы хотим разделить все множество объектов. Выбор оптимального числа кластеров будет обсужден позже.

Исходными данными для расчетов являются стандартизованные параметры (см. п.3.2) для каждой литосферной ячейки, представленные в виде таблицы, где столбцы являются значениями одного из десяти параметров для каждой из строк, которые соответствуют ячейкам. Далее в многомерном пространстве вычисляется матрица расстояний между каждой парой объектов, и алгоритм при заданном числе желаемых кластеров N начинает делить все множество на это количество кластеров. Общий смысл процедуры выглядит так. Задавшись мерой (радиусом), заведомо превышающим все облако сосредоточения объектов так, что от

каждого объекта можно этой мерой достать до любого другого, алгоритм начинает уменьшать радиус до тех пор, пока из общего облака не начнут обособляться плотные группы, доступ из которых друг к другу при текущем значении меры уже невозможен. Способы определения плотности групп и расчета весов областей мы описывать не будем. Данная процедура также может быть осуществлена при обратном движении – от минимальной меры, равной самому малому расстоянию между объектами, в сторону ее увеличения до объединения объектов из исходного количества кластеров, равного количеству объектов, в группы общим числом N.

Описанное выше представляет собой общий смысл кластеризации по наиболее простому, с четким физическим обоснованием, методу k-средних (k-means clustering), реализованному в использованной программной среде STATISTICA и лучше всего подходящему для нашей задачи. В программе существует много вариантов параметров и нюансов алгоритмов кластеризации, описание которых несущественно для данной работы.

Из краткого описания метода ясно, что нашей задачей является разбить все объекты на устойчивые и четко обособленные статистические группы числом N, по возможности большим, каждая из которых характеризуется определенным сочетанием всех параметров. Очевидно, что в первую очередь, будут выделяться группы с ярко выраженными экстремумами по какому-либо из параметров. Только после появления групп, образованных за счет максимальных значений или значений, занимающих главный диапазон вариабельности каждого из параметров, начинается деление по менее выраженным вариациям. На этом этапе необходимо зафиксировать момент, когда прекратится принципиальное деление по статистически различимым средним значениям в выделяемых областях и начнется деление «принудительное», т.е. выделение кластеров, отличающихся друг от друга на малую величину, соизмеримую с дисперсией или инструментальной погрешностью параметра в пределах обособленной зоны. Этот момент соответствует состоянию, когда процедура анализа заканчивает оценку линейной гетерогенности среды и переходит к анализу рассеянной гетерогенности. В этом случае геодинамическая интерпретация отдельных кластеров, на наш взгляд, будет уже бессмысленна, и анализ необходимо останавливать на текущем значении N, а разнообразие, относящееся к виду рассеянной гетерогенности, оценивать статистическими характеристиками типа моментов высоких порядков, единых для всей области. Критерием достижения результата будет также являться наличие физического обоснования и геологической сущности для различных параметров каждого кластера. Набор значений указанных характеристик по каждому параметру для каждого из кластеров и является решением поставленной задачи геодинамического районирования.

Подготовка данных к кластерной классификации включает в себя создание идентичных по пространственной размерности матриц всех используемых параметров, стандартизацию их

значений, необходимую для использования алгоритма, в котором будут рассчитываться расстояния (необходимая одинаковая размерность параметров), и загрузку данных в виде единой таблицы в рабочую программную среду.

Следующим шагом должно являться тестирование классификации на малых значениях N, где алгоритм должен шаг за шагом осуществлять первичную классификацию анализируемого пространства на кластеры с очевидной геологической интерпретацией. Если начать с N=2, алгоритм производит разделение анализируемой области на океаническую и континентальную (шельфовые области). На следующем шаге (N=3) происходит разделение океанической области на котловины и наиболее приподнятые участки САХ. На следующих шагах (до N=5) происходит последовательное обособление зоны САХ, включая фланги, и разделение его на «холодные» и «горячие» участки. На шаге N>5 к тривиальным решениям начинают добавляться не вполне очевидные при визуальном анализе ситуации. Например, возникает дифференциация котловин, флангов САХ и переходных зон от континента к океану. На шагах от N=8 до N=10 начинают возникать фланговые зоны САХ, имеющие косую ориентацию и местами внедряющиеся глубоко в котловины, возникает обособление зоны САХ к северу от Исландии, и начинают проявляться псевдосимметричные наложенные явления. На шагах от N=11 до N=13 происходит окончательная устойчивая дифференциация зоны САХ, большинства котловин и континентальных окраин на кластеры с четким физическим обоснованием для различающихся параметров. На шагах от N=14 до N=15 происходит окончательное выделение нетривиальных кластеров, наложенных на основные структурные элементы океана, с параметрами, отличающимися друг от друга на величины, превышающие разброс параметров в пределах изолированных зон, принадлежащих к какому-либо кластеру.

Начиная с шагов N>15, происходит резкое «рассыпание» самого обширного по площади кластера глубоководных котловин на мелкие, хаотично распределенные в пространстве группы ячеек, отличающиеся друг от друга на величины, соизмеримые со средней дисперсией параметров в стандартизованном пространстве. При расчете шагов с N от 16 до 100, обвальное увеличение числа кластеров для всех зон Атлантики, профили которых концентрируются в области нулевых разбросов и не отскакивают от нулевого значения на сколько-нибудь значимые величины, как в случае с N=15 (см. рис.3.11), указывает на то, что мы достигли физически обоснованного предела для кластерной классификации по имеющемуся набору данных, и дальнейшее увеличение N при асимптотическом его приближении к числу объектов (или к бесконечности – в зависимости от детальности разбиения анализируемой территории) не приведет к улучшению решения классификационной задачи.

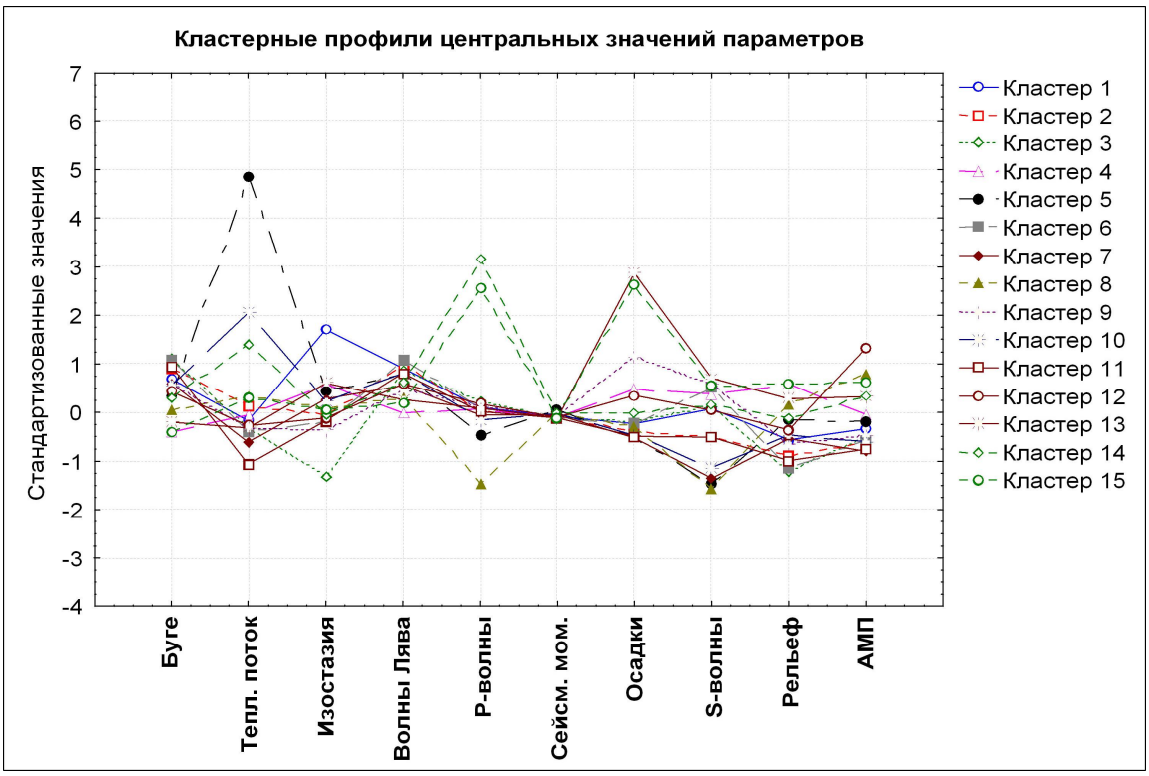


Рис.3.11. Кластерные профили центральных значений параметров в безразмерных стандартизованных координатах.

3.4. Интерпретация результатов тектоногеодинамического районирования Атлантики

В результате расчетов по методике, описанной в п.3.3, по алгоритму выбора решения, описанному там же, по параметрам, описанным в п.3.2, получена модель статистической кластерной зональности Атлантики, состоящая из 15 устойчивых сочетаний использованных параметров, которые представлены в Таблице 3.1. Поскольку в основе методики лежит оценка расстояний в многомерном пространстве, расчеты проводились для стандартизованной формы параметров, состоящей в приведении их к виду с одинаковой размерностью с нулевым средним и единичным разбросом. Вопрос состоит в том, должны ли мы вычислять нормирующие статистические моменты только для региона исследований или для всей Земли в целом. Автор остановился на последнем варианте, поскольку в противном случае будет затруднительно количественно сравнивать между собой результаты по разным регионам, так как норма по всем параметрам от региона к региону будет разной. Все данные, использованные в настоящей работе, представлены матрицами на всю Землю, и стандартизация параметров проводилась для всего покрытия. Все параметры в исследованном регионе имеют экстремальные значения, близкие к абсолютным минимумам и максимумам, кроме суммарного сейсмического момента, средние значения которого по полученным кластерам на 4-5 порядков меньше максимальных, встречающихся в дуговых зонах Тихого океана, не попадающих в наш район. Тем не менее, и этот параметр был нормирован по общепланетарному значению, несмотря на то, что это привело к завышенным значениям отклонений этого параметра по кластерам в Атлантике (см.

Таблицу 3.1). В данном случае информативными являются значения центра по данному параметру для полученных кластеров.

Таблица 3.1. Абсолютные значения центров кластеров и стандартные отклонения значений кластера в многомерном пространстве используемых параметров

	Аномалия Буге (мГал)		Тепловой поток (mW/M^2)		Изостазия (мГал)		Томография по волнам Лява (%)		Томография по P-волнам (%)		Сейсмический момент $[J/км^2]\cdot10^{+13}$		Осадочный чехол (м)		Томография по S-волнам (%)		Рельеф (м)		Модуль градиента АМП (нТл/км)	
Кластер	**Центр**	**σ**	**Центр**	**σ**	**Центр**	**σ**	**Центр**	**σ**	**Центр**	**σ**	**Центр**	**σ**	**Центр**	**σ**	**Центр**	**σ**	**Центр**	**σ**	**Центр**	**σ**
1	283	70	57	16	53	29	4.28	2.10	0.05	0.09	2.91	20.23	699	773	0.35	1.41	-3493	985	0.099	0.053
2	323	36	67	12	-2	13	4.67	1.67	0.03	0.08	1.35	15.18	392	381	-1.18	0.93	-4336	541	0.068	0.039
3	367	42	52	13	-41	18	4.10	2.70	0.10	0.15	0.05	0.69	788	733	0.47	1.20	-5190	534	0.082	0.045
4	56	49	61	20	18	20	-0.35	2.58	0.04	0.19	0.86	17.18	2041	1164	1.13	1.31	-561	640	0.129	0.063
5	210	73	222	36	13	18	3.67	2.11	-0.14	0.36	19.41	73.27	204	263	-3.62	1.83	-2457	1104	0.114	0.127
6	363	32	50	11	-6	13	5.15	1.88	0.05	0.07	0.18	3.68	685	574	1.44	0.91	-5012	476	0.074	0.039
7	264	39	43	19	8	14	2.51	1.39	0.00	0.07	6.26	27.79	153	174	-3.35	0.80	-3426	632	0.049	0.034
8	152	75	74	28	3	14	1.29	1.98	-0.48	0.19	10.15	75.77	568	523	-3.90	1.51	-1643	1049	0.218	0.068
9	261	66	51	14	-12	19	2.03	2.48	0.06	0.15	1.06	22.93	3273	1079	1.60	1.09	-3747	909	0.083	0.041
10	255	56	130	24	7	16	3.73	1.85	-0.03	0.14	9.62	49.12	251	309	-2.78	1.10	-3226	850	0.071	0.047
11	336	37	52	12	-6	12	3.77	1.82	0.03	0.06	0.04	0.44	203	287	-1.18	1.00	-4595	521	0.054	0.033
12	229	89	54	21	-3	19	2.69	2.04	0.08	0.17	1.24	24.41	1780	1056	0.25	1.44	-2984	1250	0.272	0.074
13	99	65	52	17	19	25	1.07	2.43	0.05	0.13	0.08	0.56	6491	1605	1.93	0.96	-1317	990	0.167	0.092
14	202	56	108	33	-2	22	2.89	1.42	1.09	0.25	9.96	31.59	1084	865	0.59	1.31	-2349	782	0.168	0.072
15	57	54	73	29	2	27	0.74	1.05	0.90	0.29	0.27	1.12	6040	1888	1.54	0.73	-542	518	0.198	0.058

На рис. 3.11 представлены кластерные профили центральных значений параметров в безразмерных стандартизованных координатах по расчетным параметрам. По этим профилям видно, что в кластерных сочетаниях участвуют значения каждого из параметров, отражающие практически весь главный диапазон значений $\pm\sigma$, равное 1. Все главные значения параметров оказываются задействованными в том или ином устойчивом сочетании – кластере. Исключение составляют: сейсмический момент по причине, указанной выше, и томография по волнам Лява, которая из-за того, что наш район занимает только океаническую область, представлена асимметрично только положительными значениями, а отрицательными, свойственными континентам, не представлена. Это происходит потому, что нормировка значений была проведена по значениям данного информационного покрытия для всей Земли.

Полученная зональность в распределении сочетаний параметров, выбранных для геодинамического анализа, в конце вычислительной части исследования отображается в виде карты. Каждой одноградусной ячейке присваивается соответствующий номер кластера, в который она попадает по результатам вычислений, и эта ячейка закрашивается уникальным для данного номера цветом. В результате этой процедуры получена карта геодинамического районирования литосферы Атлантического океана (см. Рис. 3.12), являющаяся вместе с Таблицей 3.1 основным результатом проведенного анализа. При дальнейшем обсуждении будем ссылаться на эту карту.

15 устойчивых кластеров, полученных в результате геодинамического районирования литосферы Атлантики, могут быть условно поделены на 4 неравные группы в соответствии с основными структурными зонами океана:

1 – группа срединного хребта (7 кластеров – 2, 5, 7, 10, 11, 8, 14);

2 – группа глубоководных котловин (2 кластера – 6, 12);

3 – группа континентальных окраин (4 кластера – 4, 9, 13, 15);

4 – группа наложенных явлений (2 кластера – 1, 3).

Подсчет площадей, занимаемых каждым из кластеров с учетом изменения размера градусной ячейки в высоких широтах, приведен в таблице 3.2.

Таблица 3.2. Площади, занимаемые кластерами

Кластер	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**	**15**
Млн км^2	3.64	11.64	6.25	3.67	0.89	16.06	7.25	1.71	5.49	2.82	7.91	3.14	2.79	0.84	0.57
%	4.9	15.6	8.4	4.9	1.2	21.5	9.7	2.3	7.3	3.8	10.6	4.2	3.7	1.1	0.8

Всего в пределах региона охарактеризовано 74.75 млн км^2. Наибольший объем занимает кластер 6 (группа котловин) – 16.06 млн км^2 (21.5%) – котловины с максимальными значениями глубины дна, мощности осадков, аномалий Буге, Лява, данных томографии по поперечным волнам. Минимальная площадь приходится на кластер 5 (группа хребта) – 0.89 млн км^2 (1.2%) – участки с повышенным тепловым потоком вдоль САХ; кластеры 14 – 0.84 млн км^2 (1.1%) и 15 – 0.57 млн км^2 (0.8%) – регион к северу от Исландии с наложенными на зону хребта повышенными экстремальными значениями данных томографии по продольным волнам. Отметим, что область абиссальных котловин, занимающая в рельефе около 50% всей Земли, по проведенной кластерной классификации оказалась меньше за счет появления в котловинах зон с переходными от хребта характеристиками, расположенных параллельно хребту.

Сравнение полученного районирования с сегментацией Атлантики, которая может быть осуществлена по каждому из использованных параметров в отдельности (см. п.3.2), показывает, что данное районирование не может быть получено путем классификации с использованием

одного или немногих параметров. Тем не менее, есть параметры, например рельеф дна или тепловой поток, влияние которых ощущается в большей степени, чем других. Однако, полученное устойчивое расчленение анализируемого пространства, которое не получается при визуальном анализе одного рельефа (по рельефу хребет имеет гораздо менее контрастное строение, чем в результате его статистического сопоставления с другими параметрами), возникает именно благодаря насыщению рельефа как геометрической характеристики другими характеристиками, связанными с энерговыделением и геометрией внутренних границ литосферы, что и создает основу для геодинамической классификации. Отметим также, что визуальная корреляция приводит к сопоставлению параметров по хорошо выделяющимся экстремальным значениям того или иного параметра, а численная корреляция позволяет сопоставлять различные фоновые (средние по отдельным районам) значения, которые практически незаметны при визуальном анализе, но весьма важны при получении характеристик больших площадей.

Перейдем к описанию и геодинамической интерпретации полученных групп кластеров.

Группа срединного хребта

К данной группе относятся кластеры 2, 5, 7, 10, 11, 8 и 14 (см. рис. 3.12, Таблица 3.1). Для интерпретации этой группы совместно с данными петрологии приведем по (Дмитриев и др., 1999) корреляцию геофизических и петрологических параметров вдоль зоны САХ (см. рис.3.13). Значения дискриминанты D1 > 255.5 соответствует базальтам спрединговой ассоциации, D1 < 255.5 – плюмовой ассоциации базальтов по терминологии цитируемой работы. Мощность базальтовой коры является параметром, рассчитываемым по петрологическому параметру Na8, связанному с продуктивностью базальтового магматизма.

Кластер 5. Характерными деталями этого кластера являются: максимальный тепловой поток, максимальный сейсмический момент, близкое к минимальному значение томографии по S-волнам, достаточно высокое положение рельефа. Кластер проявляется (см. рис. 3.12 , Таблица 3.1) в районах суперпозиции глубинных плюмовых проявлений со структурами САХ (Исландия, регион Азорского архипелага, отдельные проявления к северу от разлома 15°20’, субширотное раздвоение в районе разломов Богданова и Сьерра-Леоне, район к югу от острова Вознесения, пересечение с продолжением Камерунской линии, Тристан-да-Кунья, тройное сочленение Буве). Именно в этих районах указанные выше параметры одновременно принимают значения, близкие к экстремальным: значения томографии менее -3.5% и повышенный тепловой поток показывают наличие обширных зон прогретой и частично расплавленной мантии; повышенная плотность сейсмического момента показывает наличие частых землетрясений, связанных с продвижением магмы; высокое среднее положение рельефа САХ (-2457 м) коррелируется вдоль САХ с пониженными значениями аномалии Буге,

пропорциональной глубине мантии (или мощности коры), что также подтверждается высокими расчетными значениями мощности коры по параметру Na8 (см. рис.3.13) и наличием высокопродуктивных проявлений плюмового магматизма по параметру D1.

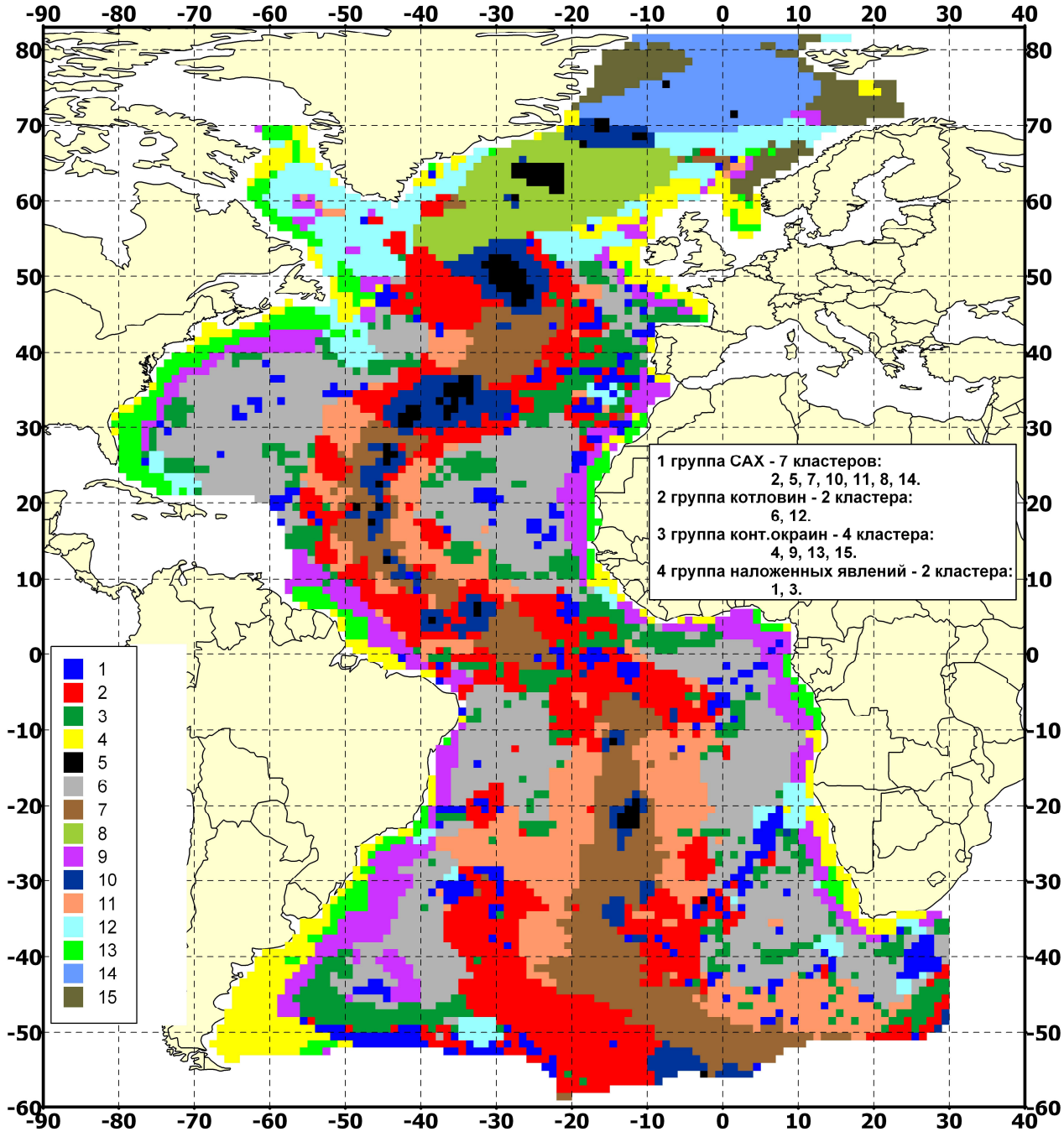


Рис.3.12. Геодинамическое районирование Атлантического океана по результатам кластерного анализа и группы кластеров по главным структурным зонам.

Геодинамический смысл данного кластера состоит в наиболее продуктивном проявлении магматизма и энерговыделения с образованием мощной коры, сложенной базальтами, имеющими повышенные значения P-T условий и глубин, с которых идет подъем обогащенного мантийного вещества (300-400 км) и образования родоначальных расплавов (50-100 км при 1400°C) (Дмитриев, Соколов, 2003). Вследствие пониженной вязкости мантийного субстрата

литосфера в области данного кластера находится в целом в состоянии изостатического равновесия. Таким образом, геофизические и петрологические параметры по данному кластеру в районе САХ образуют логически непротиворечивое и физически объяснимое сочетание.

Кластер 10. Характерными деталями этого кластера являются: высокий тепловой поток, высокий сейсмический момент, низкое значение томографии по S-волнам и пониженное значение градиента магнитного поля. В целом кластер 10 является менее контрастным проявлением тех же параметров, что у кластера 5. Отличием является более глубокое положение рельефа и значение магнитного градиента, близкое к минимальному. Кластер проявляется (см. рис. 3.12 , Таблица 3.1) в тех же районах, что и кластер 5, и в плане представляет собой «обрамление» для расположения экстремальных значений. Физический и геодинамический смысл характерных параметров кластера 10 тот же, что и у кластера 5. Низкое значение магнитного поля демонстрирует, скорее всего, невысокую концентрацию магнитовосприимчивого вещества в прогретой зоне или уменьшение магнитных свойств при переходе от зон, занятых кластером 5. Основные виды корреляции параметров кластера с данными петрологии (см. рис.3.13) сохраняются.

Кластер 7. Характерными деталями данного кластера являются: минимальный тепловой поток, достаточно высокий сейсмический момент, низкое значение томографии по S-волнам и минимальное значение градиента магнитного поля. Кластер 7 в плане дополняет покрытие практически всего пространства вдоль САХ (см. рис. 3.12 , Таблица 3.1), не занятого кластерами 5 и 10 (за исключением района к северу от Исландии, занятого кластерами 8 и 14). Минимальный тепловой поток в области САХ, не пересекающейся в плане с выходами глубинных плюмов на поверхности, вполне объясним. По данным (Подгорных, Хуторской, 1997) значения теплового потока на поверхности в целом отражают геодинамическое состояние недр в окрестности промера (кондуктивная составляющая, коррелирующаяся с данными томографии), но, в особенности вдоль САХ, имеются сильные вариации теплового потока, связанные с неравномерной «конвективной» составляющей, величина которой связана с вымыванием тепла водой по сильной трещиноватости, имеющей место в окрестности хребта, а также выносом тепла при дегазации магматического субстрата (Летышков и др., 1997). Высокая сейсмическая активность существует вдоль всего САХ в связи с процессами образования молодой океанической коры путем аккреции продуктов магматизма, но на основной части САХ она имеет значение ниже, чем в зонах, охарактеризованных кластерами 5 и 10. Сейсмические события в районе кластера 7 происходят реже и имеют большую магнитуду (Дмитриев и др., 1999), но в целом плотность момента в области плюмовых проявлений все равно выше. Низкое значение томографии по S-волнам свойственно всей системе САХ в связи с подъемом мантии и образованием расплавов, но в области кластера 7 оно меньше, чем при «плюмовых» кластерах.

По данным (Дмитриев, Соколов, 2003) в этой области происходит проявление низкопродуктивного базальтового магматизма спрединговой ассоциации в результате адиабатического подъема деплетированной мантии с глубины менее 200 км и ее слабого частичного плавления на глубине 15-30 км при температуре порядка 1200º С. По классификации (Wilson, 1989) эти базальты относятся к NMORB. Слабое, а в данном случае минимальное значение градиента магнитного поля является характерной чертой областей, прилегающих к САХ (см. рис.3.10). Это объясняется тем, что поле, приведенное к высоте 100 км, отражает интегральную характеристику слоя, соизмеримого с высотой до источников поля. При этом высокочастотное пространственное магнитное поле будет сильно сглажено. Но главным фактором, объясняющим низкий уровень данного параметра, является, скорее всего, низкая общая концентрация магнитного вещества в прогретой приосевой зоне с высокой степенью частичного плавления в верхней мантии.

Геодинамический смысл кластера 7 схож с кластерами 5 и 10: это энергонасыщенная среда, сопровождающаяся подъемом разогретого мантийного вещества и базальтовым магматизмом разной продуктивности, а также повышенной сейсмичностью, характерной вариацией аномалии Буге (см. рис. 3.4, 3.13) и томографией по S-волнам. Но существует принципиальное отличие, состоящее в том, что условия формирования магм дискретны и сильно отличаются по P-T условиям. Причем пространственные переходы от одного типа к другому могут проходить вдоль САХ в пределах 70-100 км. На рис. 3.13 хорошо видна корреляция зон вдоль САХ со значениями D1 > 255.5 (спрединговая ассоциация базальтов) и геофизических характеристик, отражающих соответственно пониженную мощность коры, пониженное значение рельефа и повышенное значение аномалии Буге.

Кластеры 2 и 11. Данные кластеры представляют собой фланговое обрамление САХ и слабо отличаются друг от друга по тепловому потоку и сейсмическому моменту. Они представляют собой зону перехода от чисто хребтовых кластеров 5, 7 и 10 к кластерам океанического ложа, но наследующую некоторые черты кластеров САХ. В плане эти кластеры (см. рис. 3.12 , Таблица 3.1) занимают полосу около 500 км с каждой стороны от САХ. В области экваториальной Атлантики они «пережимают» САХ, представленный кластерами с повышенным тепловым потоком, и формируют «холодный пояс экваториальной Атлантики» (Bonatti et al., 1993), который по всем прочим параметрам, входящим в анализ, приближается к промежуточному с котловинами типу. При этом все указанные в данной группе кластеры являются в общих чертах изостатически скомпенсированными. Кластеры 2 и 11 в южной Атлантике внедрены глубоко на территорию котловин и смыкаются с кластерами наложенных явлений (Мартин-Ваз, Риу-Гранди, хребет Китовый), о которых речь пойдет позже. С этими наложенными явлениями в большей степени смыкается кластер 2, имеющий более высокий

тепловой поток, чем кластер 11. Кластер 2 также имеет более высокий, чем кластер 11 (хотя и небольшой в абсолютном выражении), сейсмический момент, что говорит о том, что он покрывает зоны, где происходят внутриплитные землетрясения. Интересно отметить, что в целом зоны, покрытые кластером 2, имеют северо-западную ориентацию, что совпадает с описанными в литературе внутриплитными землетрясениями и разломами северо-западной ориентации (Мазарович, Соколов, 2002). Также отметим, что эти зоны ответвляются от САХ в тех местах, где проявлены плюмовые кластеры 5 и 10. Таким образом, являясь результатом действия сил, суперпозиция которых приводит к появлению системы северо-западных сколов, эти кластеры проявляются, начиная с ослабленных и энергетически активных зон плюмовых проявлений на САХ, и вовлекают фланги и часть котловин в сферу своего действия. Интересным является факт внедрения зон этих кластеров в котловину Лабрадор с северо-западной ориентацией.

По остальным параметрам кластеры 2 и 11 выражены следующим образом. Аномалии Буге приобретают значения, близкие к максимальным, встречающимся в котловинах. Томография по волнам Лява имеет стабильно высокие значения, характерные для океанических зон. Томография по Р-волнам практически не имеет дифференцированности на большей части региона, кроме северной. Осадочный чехол в обрамлении САХ (как и на самом САХ) минимален и составляет первые сотни метров. Томография по S-волнам имеет слабые отрицательные значения обрамления зоны САХ. Рельеф близок к средневзвешенному значению по океану. Градиент магнитного поля близок к минимуму.

Кластер 8. Данный кластер характеризуется самым низким для САХ значением аномалии Буге, тепловым потоком выше среднего, пониженным значением томографии по волнам Лява, что говорит о повышенном значении мощностей коры в данном районе. Кроме того, кластер представлен высоким сейсмическим моментом, минимальным значением томографии по S-волнам в пределах региона и повышенным рельефом. В плане данный кластер (см. рис. 3.12 , Таблица 3.1) расположен в районе Исландии. По отмеченному набору характерных значений этот регион должен был быть отнесен к кластеру типа 5 или 10, но он выделен в отдельный тип благодаря следующему. На этот регион наложена зона сильных отрицательных значений по томографии по Р-волнам, которая характерна для коллизионных областей Земли (см. рис.3.8). Кроме того, этот кластер имеет высокие значения градиента магнитного поля. Сравнение основных характеристик для района данного кластера с петрологическими параметрами вдоль САХ (см. рис.3.13) не оставляет сомнений в плюмовой природе кластера 8. Более того, глубинный характер прогретой зоны в районе Исландского плюма давно известен и широко обсуждается в литературе. Принципиальная геодинамическая интерпретация этого района также не вызывает особых сомнений. Суперпозиция такого яркого плюмового явления, как

район Исландии, выраженного в характерном экстремуме по томографии по S-волнам (см. рис.3.7), с не менее характерным экстремумом по томографии по P-волнам (см. рис.3.8) является для Земли уникальным прецедентом. Из этой суперпозиции можно сделать два различных заключения. Первое состоит в том, что в силу яркости исландского плюмового явления эта зона является единственным местом на поверхности Земли, где сильные минимумы по томографиям P- и S-волн коррелируются и имеют одну и ту же термальную природу. Второе состоит в том, что природа у этих экстремумов все-таки разная, а это означает, что Евроазиатская коллизионная зона, выделяемая по минимуму томографии P-волн, своим протяженным фронтом захватывает и район Исландии. В пользу второй интерпретации говорит следующее. Сходный по контрастности в томографическом поле Азорский плюм ничего подобного не имеет, и два указанных вида томографии там никак не коррелируют. Мощность коры в районе Исландии по данным ГСЗ достигает 30 км (Международный ..., 1990), и это магматическое образование уже достаточно велико по своей массе, чтобы обеспечить значимый эффект в томографическом изображении при наличии поля сил, вызывающих коллизионное образование типа существующего в Евразии. Окончательный ответ на данный вопрос в настоящий момент автор дать не берется. Повышенное значение градиента магнитного поля в кластере 8 может быть объяснено следующим образом. Интегральный эффект поля на высоте 100 км не приводит к полному осреднению высокочастотной компоненты, поскольку в картине магнитных аномалий в районе Исландии прослеживается наличие обширных зон с однородным полем, лишенным линейных магнитных аномалий (Международный ..., 1990). Кроме того, в районе Исландии проявлен крайний глубинный тип базальтового магматизма TOP-Fe (Дмитриев и др., 1999), что, по-видимому, повышает концентрацию магнитоактивного вещества, несмотря на то, что прочие факторы в пределах данного кластера должны приводить к пониженному значению магнитного поля.

Кластер 14. Данный кластер характеризуется низким значением аномалии Буге, повышенным тепловым потоком, максимальным значением томографии P-волн, большим сейсмическим моментом, увеличенным средним осадочным чехлом, положительным значением томографии S-волн и высоким значением градиента магнитного поля. В плане (см. рис. 3.12 , Таблица 3.1) данный кластер распространен в северной части Атлантики к северу от 71 широты и в других местах не встречается. Его главной особенностью является максимальное значение томографии P-волн, расположенное к северу от минимального значения этого параметра в кластере 8, также как и сочетание минимумов и максимумов P-волн в пределах северной Европы (от Северного моря до Скандинавии, см. рис.3.8). Кроме того, по томографии по S-волнам в данном регионе единая цепочка минимумов, соответствующая САХ, заменяется на положительные значения, свойственные «холодным» океаническим и континентальным

областям. Даже в области «холодного» экваториального сегмента САХ картина по S-волнам не нарушалась подобным образом. Значения аномалии Буге в данном районе низкие для океана и охватывают всю ширину северной Атлантики от Гренландии до Скандинавии без ярко выраженного минимума САХ (см. рис. 3.4). Повышенный тепловой поток и значительный сейсмических момент в районе свидетельствуют, тем не менее, об активной фазе рифтогенеза. Повышенные значения осадочного чехла говорят о близости и активности источников сноса осадочного материала. Большое значение градиента магнитного поля имеет характер, сходный со значениями и рисунку поля с прилегающей сушей. Данный набор значений основных параметров в районе кластера 14 говорит о его уникальности. Геодинамическая интерпретация этого района является вопросом весьма сложным, и одним из возможных его решений может быть предположение о начальной фазе рифтогенеза в данном районе, расположенном близко к континенту.

Группа глубоководных котловин

К данной группе относятся кластеры 6 и 12 (см. рис. 3.12 , Таблица 3.1). Интерпретация этих кластеров приведена ниже.

Кластер 6. Этот кластер характеризуется максимальным значением аномалии Буге, средним по Земле тепловым потоком, изостатической уравновешенностью, максимальным значением по волнам Лява, минимальным сейсмическим моментом, осадочным чехлом около 700 метров, положительным значением томографии S-волн, максимально глубоким рельефом и небольшим градиентом магнитного поля. В плане (см. рис.3.12) кластер занимает площади котловин, выделяемых по глубоководному и практически плоскому рельефу, но в несколько сокращенном по сравнению с классическим представлением виде, поскольку в этот кластер не попадают области котловин, затронутые хвостами кластеров флангов САХ, и области продолжения континентального подножия, относимые к другим кластерам. Максимальные значения аномалии Буге являются индикатором холодного и плотного состояния литосферы, и, вместе с минимальным значением сейсмического момента и средним значением теплового потока, указывают на геодинамическое «состояние покоя» по параметрам современного энерговыделения, в котором пребывает большая часть этих областей. Максимальное значение по волнам Лява и положительные значения по S-волнам показывают, что эта область является типично океанической и не возбужденной подводом глубинной энергии по системе диапиров. Она занимает максимально глубокое положение по рельефу (в среднем -5012 м) и покрыта пелагическим осадочным чехлом со средней мощностью 685 метров. Нарушения «состояния покоя» этой области, связанные с вертикальными движениями изостатической природы, горизонтальными сдвиговыми движениями северо-западного направления, подводом энергии диапиров и прочими наложенными явлениями, формализуются в кластеры других типов. Но это

никак не исключает возможность пластических деформаций, поскольку они могут не сопровождаться сейсмичностью и высоким тепловым потоком.

Кластер 12. Данный кластер является модификацией кластера 6, представляющей собой переход от котловин к наложенным либо к плюмовым явлениям в отсутствие кластеров 2 и 11. В плане (см. рис.3.12) кластер 12 практически всегда встречается в виде пары, расположенной симметрично САХ (см. также рис.3.10), что говорит об импульсном появлении данного участка литосферы в районе САХ и дальнейшем его разделении за счет спрединга. Он встречается в симметричных образованиях: плато Агульяс – район к северу от островов Южной Джорджии, хребет Китовый (северная часть) – возвышенность Риу-Гранди, районы к югу от плато Блейк и к югу от Гвинейского плато, районы хребта Ньюфаундленд и к югу от банки Жозефины, в районе котловины Лабрадор и южных отрогов плато Роколл, Западного обрамления Гренландии и Норвежской котловины. Главной особенностью этих образований является повышенный градиент магнитного поля, достигающий уровня континентального поля и поля в районе Исландии (см. рис.3.10). Кроме указанных выше пар, попадающих в район изучения, имеются еще и пары, наложенные в основном на континент. Это может говорить об участии в формировании литосферы магматизма со свойствами, близкими к исландскому, то есть глубинными железистыми разновидностями базальтов с формированием больших покрытий, имеющих одинаковое направление намагниченности, и поэтому не осредненными при регистрации поля со спутника. Причем продукты глубинного плюмового магматизма накладывались как на молодую океанскую литосферу, так и на континентальную, подвергшуюся рифтингу. Не вся зона рифтинга «залечивалась» магматизмом такого типа. Подвод глубинных мантийных диапиров к поверхности являлся пространственно редким явлением, также как и в современную эпоху вдоль САХ мы наблюдаем базальты плюмовой ассоциации как эпизодическое явление, а базальты спрединговой ассоциации как повсеместное явление.

Другие параметры кластера 12 органично связаны с его изначальной магматической природой. Мы наблюдаем повышенное значение рельефа из-за продуктивности магматизма, повышенную по сравнению с котловинами сейсмичность из-за близости районов кластера 12 к активным наложенным явлениям, не очень высокие значения по волнам Лява, пониженные значения аномалии Буге и повышенные мощности осадочного чехла из-за расположения районов кластера 12 по периферии океана. Таким образом, геодинамический смысл данного кластера состоит в том, что это следы воздействия палеоплюмов на литосферу Атлантики.

Группа континентальных окраин

К данной группе относятся кластеры 4, 9, 13 и 15 (см. рис. 3.12 , Таблица 3.1). Интерпретация этих кластеров является наименее проблематичной.

Кластер 4. Данный кластер в плане (см. рис.3.12) расположен на континентальном шельфе наиболее близко к суше или к источнику поступления осадочного материала. Он характеризуется следующими особенностями. Аномалия Буге имеет значение 56 мГал, что свидетельствует о его континентальной природе, поскольку наиболее приемлемый уровень отсечения континента от океана по этой аномалии – 175 мГал. Значение по волнам Лява ниже нуля и положительные значения по S-волнам также говорят о континентальности. Тепловой поток близок к среднему значению. Изостатическая аномалия немного повышена, поскольку отражает навал осадков на коровый и мантийный субстрат, недостаточно скомпенсированный прогибанием. Средняя мощность осадочного чехла равна 2041 м при средней глубине дна 561 м. Значение градиента магнитного поля повышено, поскольку отражает влияние пород континентального фундамента. Геодинамический смысл данного кластера состоит в наличии процесса изостатического выравнивания геометрии корового блока на вязком мантийном субстрате после увеличения на него нагрузки осадочного материала.

Кластер 13. Данный кластер практически полностью наследует все свойства кластера 4 кроме рельефа и осадочного чехла. Осадочный чехол имеет максимальное среднее значение 6491 м при среднем значении рельефа -1317 м. Это означает, что кластер 13 занимает в плане (см. рис.3.12) положение на бровке шельфов и верхней части континентального склона, а процессы компенсационного прогибания привели на площади этого кластера к большему погружению субстрата при той же самой интенсивности изостатического процесса, что и на территории кластера 4.

Кластер 9. Данный кластер наследует особенности кластера 13 и расположен мористее кластеров соответственно 4 и 13. Его особенностью являются следующие значения основных параметров. Аномалия Буге имеет повышенное по сравнению с кластерами 4 и 13 значение – 261 мГал, а это означает, что осадочная нагрузка здесь уже налегает на периферийную океаническую кору, холодную и более плотную, чем континентальная. Последнее обстоятельство приводит к отсутствию процессов прогибания, выраженных в изостатической аномалии. Градиент магнитного поля также обладает свойствами, сходными с океаническими котловинами. Средняя мощность осадочного чехла равна 3273 м при среднем рельефе -3747 м. Это означает, что данный кластер занимает в плане (см. рис.3.12) области континентального подножья и прилегающей к ней части котловин, засыпанной осадочным чехлом.

Кластер 15. Данный кластер схож по своей геодинамической природе с кластерами 4 и 13, но выделяется в отдельный тип по нижеследующим причинам. В плане (см. рис.3.12) он распространен только в северной части Атлантики по периферии также уникального кластера 14, свойства которого влияют на свойства кластера континентальной окраины с повышенным средним осадочным чехлом 6040 м. Аномалия Буге имеет в кластере 15 явно континентальной

значение – 57 мГал. Имеется повышенный над средним уровнем тепловой поток – 73 мВт/м^2. Отмечается наличие разнонаправленных значений изостатической аномалии в пределах площади кластера (см. рис.3.12), приводящее в целом по кластеру к нейтральному среднему значению. Сильная положительная аномалия значений томографии по Р-волнам также распространяется на ареал кластера 15. Среднее значение рельефа -542 м. Отмечается повышенное значение градиента магнитного поля, свойственное северным кластерам в области Исландского плюма. Таким образом, геодинамический смысл данного кластера состоит в объединении свойств кластеров континентальной окраины со свойствами аномального северного блока, как субстрата для интенсивного осадочного процесса.

Группа наложенных явлений

К данной группе относятся кластеры 1 и 3 (см. рис. 3.12 , Таблица 3.1). Интерпретация этих кластеров является наиболее нетривиальной.

Кластер 1. Данный кластер характеризуется пониженными по сравнению с котловинами значениями аномалии Буге, максимальными для Атлантики значениями изостатической аномалии и повышенным значением сейсмического момента. Остальные параметры имеют общие средние значения. В плане (см. рис.3.12) этот кластер распространен в виде ареалов, наложенных на котловины и фланговые зоны САХ. Изредка эти ареалы сгруппированы в обширные зоны (хребет Китовый, Риу-Гранди, острова Зеленого Мыса, Камерунская линия), но практически во всех случаях они формируют псевдосимметричные относительно САХ пары, свидетельствующие о том, что они представляют собой следы одних и тех же плюмовых магматических импульсов, имевших место в районе САХ и разведенных впоследствии спредингом на противоположные стороны от дивергентной зоны океана. Собственно говоря, эти образования можно назвать макроскопическими «бычьими глазами» (bulls eyes) или считать их следами «горячих» точек (Courtillot et al., 2002), функционировавшими некоторое время под системой САХ, чем, по-видимому, и вызвана их асимметрия по разные стороны океана. Зоны, занятые кластером 1, представляют собой вулканические постройки, многие из которых активны в современную эпоху. Магматизм этих построек обладает высокой продуктивностью и создает на пространстве ложа океана образования с избыточными массами над компенсационной поверхностью. Этим объясняется экстремальное положительное значение изостатической аномалии в районе вулканических построек. Этим же объясняются пониженные по сравнению с фоном котловин значения аномалии Буге. Повышенное значение сейсмического момента объясняется наличием современной активной вулканической деятельности. Геодинамический смысл данного кластера, таким образом, интерпретируется аналогично кластерам 5 и 10 (и в какой-то степени 12) как подвод глубинного плюмового энерговыделения, но не совпадающий с системой САХ, имеющий тепловой поток чуть выше среднего значения

по Земле и отличающийся по составу магм. По данным (Соболев, Никогосян, 1994; Соболев, 1997) родоначальные расплавы продуктов внутриплитного магматизма океанов образуются при подъеме мантии с глубины порядка 1000 км и ее плавлении на глубине 100-130 км при температуре 1400–1650º С.

Кластер 3. Данный кластер, распространенный в плане (см. рис.3.12) как, в основном, субширотное явление, наложенное на котловины и зону САХ, имеет две особенности, отличающие его от того кластерного пространства, на которое он наложен. Он обладает экстремальным максимальным значением аномалии Буге и экстремальным минимальным значением изостатической аномалии. Подобное сочетание указанных параметров на Земле существует только в преддуговых зонах, например, Тихого океана, когда обширные надвиговые явления в области дуг приводят к формированию перед их фронтом зон с увеличенным недостатком масс при увеличенной аномалии Буге. Отметим также, что этим аномальным субширотным зонам в районе 15° и 25° северной широты по данным (Силантьев, 2003) соответствуют продукты магматизма, не имеющие аналогов среди современного магматизма северного САХ. По оценкам автора данной работы продукты магматизма этих зон могут быть получены при наличии субконтинентального мантийного субстрата или в случае активного смешения продуктов плавления с веществом литосферы, как это происходит в зонах субдукции. Подобное совпадение геофизических и петрологических признаков, указывающих на не совсем тривиальную для Атлантики обстановку, вряд ли является случайностью. Автор настоящей работы считает необходимым позволить себе предположение относительно возможной смены в современную эпоху направления вектора горизонтального движения в районе Атлантики с субширотного на субмеридиональное. В этом автору также придают уверенность современные данные наблюдений GPS (GPS, 2008) и VLBI на прилегающих континентах, но полученные варианты геодинамической классификации ложа океана говорят о том, что этот характер движения сохраняется в литосфере как в континентальной, так и океанической части.

3.5. Сопоставление новых данных с известными ранее представлениями

Как было отмечено в п.1.2, накопление геолого-геофизической информации о строении дна Атлантического океана привело к устойчивому выделению класса фактов, плохо объяснимых с точки зрения классической геодинамической модели океана, основанной на взаимодействии формирующейся в дивергентной зоне литосферы с главными силами классической модели, ответственными за современную тектонику океана. Выше мы привели вариант систематизации геодинамических обстановок Атлантики с учетом новых данных, выполненный формально беспристрастно при помощи численных методов, и дали вариант геодинамической интерпретации полученных кластеров, следуя принципу максимального

правдоподобия в интерпретации фактов. При этом мы не исключаем возможности альтернативных интерпретаций.

Сразу оговорим, что часть полученных кластеров, отражающих геодинамические свойства основных структурных элементов океана, вполне объяснима с точки зрения плейт-тектонической модели. Вместе с тем, мы получили ряд кластеров, объяснение которых вряд ли возможно без введения либо дополнительного геодинамического механизма в общую теорию, либо без существенной модификации существующего механизма. Сделаем акцент на описании нетривиальных результатов кластерного анализа.

Наиболее интересным, на наш взгляд, результатом является неоднородность геодинамических условий вдоль простирания хребта, которая по разнообразию кластеров, выделенных в зоне САХ, не совпадает с разнообразием отображения хребта ни в каком из отдельных использованных параметров. Разнообразие кластеров представлено чередованием «горячих» и «холодных» блоков, особенно контрастно различающихся по тепловому потоку (по конвективной составляющей), суммарному выделившемуся сейсмическому моменту, гравитационной аномалии Буге, отражающей в данном контексте продуктивность магматизма и мощность коры, сформированной в рифтовой зоне, и томографии по S-волнам, отражающей степень частичного плавления мантии и наличие изолированных плюмов, уходящих глубоко в мантию (до 700 км и более). Выделенные зоны хорошо согласуются с литературными данными о вариации P-T условий формирования базальтов срединных хребтов и, соответственно, глубинах подъема магмы. Вариации условий формирования расплавов приводят к наличию на поверхности базальтов двух главных ассоциаций (Дмитриев и др., 2006): плюмовой – глубинной и высокопродуктивной, и спрединговой – малоглубинной и низкопродуктивной. Пространственное распределение этих ассоциаций показано на рис.3.14. Принимая во внимание дискретность условий формирований расплавов для этих ассоциаций (Дмитриев и др., 1999, 2003) и близкое пространственное расположение (70-100 км) их местопроявлений, мы вряд ли можем утверждать, что вдоль САХ мы имеем единый процесс подъема прогретого и частично расплавленного вещества, но с разными P-T характеристиками вдоль дивергентной зоны. Из анализа рис.3.14 видно, что базальты спрединговой ассоциации существуют практически везде, а базальты плюмовой ассоциации наложены на спрединговые и выявлены на САХ в местах наличия сильных отрицательных аномалий томографии S-волн (см.рис.3.7), указывающих на глубинные изолированные подводящие каналы прогретого вещества. Другими словами, мы имеем не один, а **два независимых процесса, наложенных друг на друга**, геодинамический эффект от которых должен рассматриваться раздельно, а в районах плюмовых проявлений необходимо рассматривать их суперпозицию. Но для этого нужна модифицированная геодинамическая модель, основанная на двух механизмах – общем спрединге и локальной

плюмовой активности при отсутствии классической конвекции. Единственным дополнительным комментарием к данному выводу может быть предположение о том, что подобное пространственное соотношение базальтовых ассоциаций и привязанных к ним геодинамических механизмов, по-видимому, сохранялось в неизменном виде в течение всего периода раскрытия Атлантики, что следует из анализа свойств кластера 12, где мы сделали вывод о присутствии следов палеоплюмов.

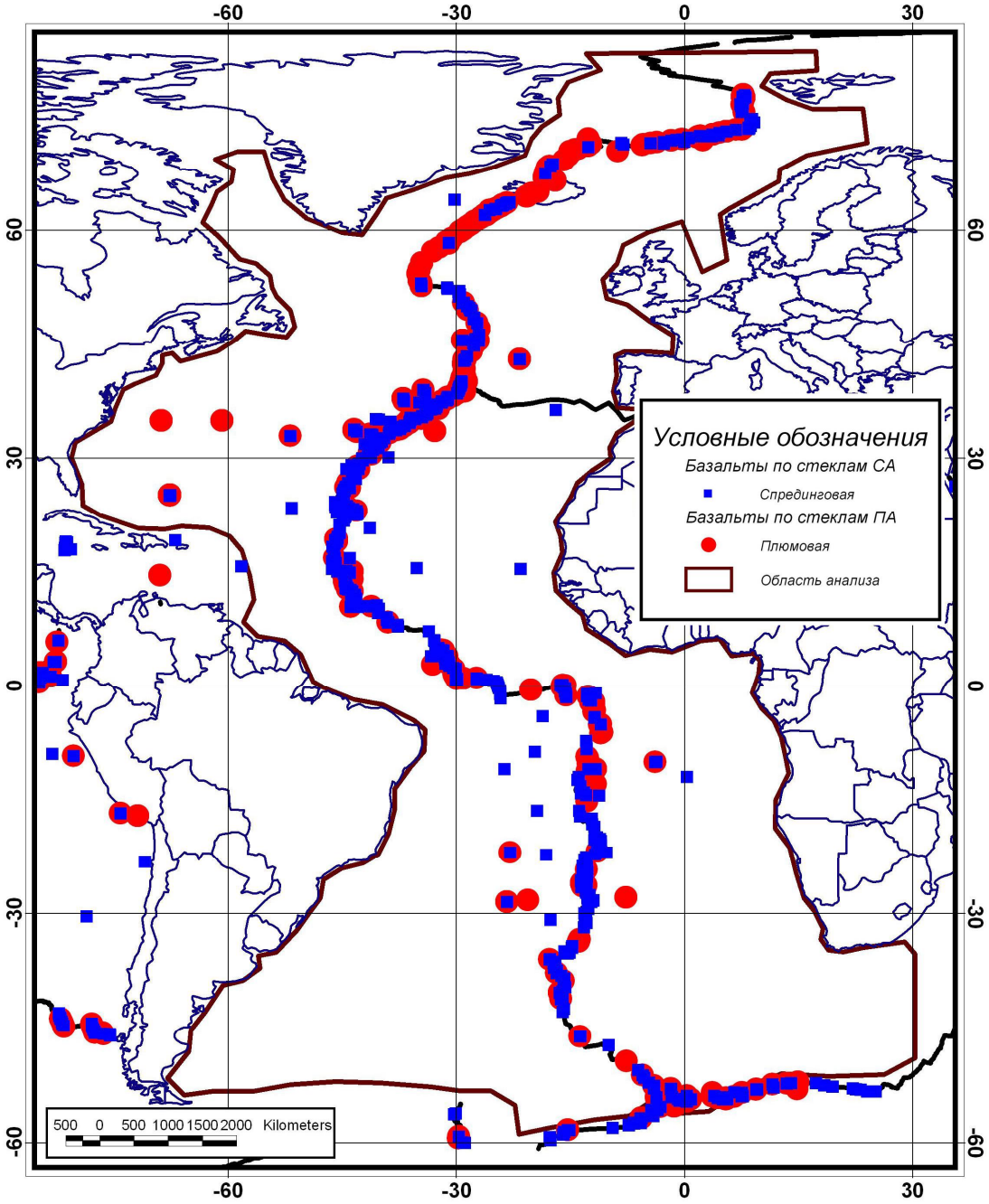


Рис.3.14. Пространственное распределение базальтов двух основных ассоциаций: плюмовой и спрединговой, расчитанных по данным анализов закалочных стекол (Дмитриев и др., 2006).

Другим результатом, полученным по кластерной классификации геодинамики литосферы Атлантики, является выделение границ между кластерами, косо ориентированных по

отношению к главным структурным элементам (фланговые кластеры 2 и 11). Наличие косо ориентированных зон неоднократно отмечалось также и по данным детальных геофизических съемок в Атлантике (Мазарович, Соколов, 2002). Наличие этих зон подтверждается и при макроскопическом описании геодинамических параметров литосферы, что говорит о фундаментальном характере причинно-следственных связей между параметрами на различных масштабных уровнях. Азимут косой ориентации – северо-западный – совпадает с ориентацией множества мелких форм, выявленных в результате многолучевого картирования океанского дна, а также в результате картирования деформаций осадочного чехла сейсмопрофилированием. Основной геодинамический вывод из вышесказанного такой. В реальной тектоносфере присутствует система сил, **тангенциальная к поверхности Земли и неортогональная САХ**, ответственная за данное явление. Рабочая геодинамическая концепция объяснения данному явлению не дает.

Нетривиальным результатом является сочетание параметров кластера 3, свойственное преддуговым зонам. Субширотная ориентация зон этого кластера естественно предполагает наличие субмеридиональной компоненты движения, что никак не объясняется рабочей геодинамической моделью. Совпадение с необычными данными геохимии (Силантьев, 2003) вряд ли можно считать случайным. Кроме того, в районе проявления данного кластера около разлома 15°20’ и к востоку от САХ наблюдается так называемая зона конвергенции пассивных частей трансформных разломов, что также сложно объяснить без субмеридиональной компоненты движения литосферных масс. В западной части Атлантики также имеется две зоны субдукции (желоб Пуэрто-Рико и северное обрамление моря Скоша), ориентация движения по которым также субмеридиональная, что даже делает второстепенным вопрос, происходит в этих районах надвиг или поддвиг (субдукция). Данный кластер также образует широтную зону между 22° и 28° с.ш. в районе работ Канаро-Багамского геотраверса (Глубинное..., 1998), где, в особенности к востоку от САХ, отмечается наличие деформаций и наклонных рефлекторов в консолидированной коре, имеющих субмеридиональный азимут падения. В этой работе рассматривается несколько вариантов интерпретации этих рефлекторов от вещественного до тектонического, причем по соотношению структур коры и осадочного чехла делается вывод о том, что возраст этих нарушений может быть от современного в районе САХ до мезозойского в Канарской котловине. Тем не менее, необходимо отметить совпадение выделенных нами по кластерному анализу зон с характерными свойствами преддуговых областей с одной стороны, и деформаций консолидированной коры на Канаро-Багамском геотраверсе, имеющих черты надвигов, с другой.

Еще одним признаком наличия субмеридиональной компоненты движения является анизотропия осадочного чехла котловин Атлантики (Мазарович, Соколов, 2004),

представляющая собой наличие пликативных деформаций, видных в основном на субмеридиональных сейсмопрофилях. Уверенность в существовании такого характера движения также вселяют данные наблюдений GPS и VLBI на прилегающих континентах. Вышеперечисленный набор фактов позволяет достаточно уверенно говорить о наличии явления, необъяснимого в рамках классической теории тектоники плит. Отметим, что классическая теория может быть применена в данном случае, только если допустить, что в современную эпоху началась революционная перестройка всех параметров движения.

3.6. Сейсмотомографическая основа для корреляции вдольосевых характеристик САХ

Анализ вдольосевых вариаций геолого-геофизических параметров САХ и их сочетаний, выявленных по площадному кластерному анализу (см. п.3.4), должен быть дополнен корреляцией по профильным наблюдениям параметров вдоль САХ. Для понимания их взаимосвязи с глубинным геодинамическим состоянием литосферы и всей мантии необходимо сравнение с глубинным разрезом такого параметра, который это состояние отражает. Таким параметром является объемная модель вариации скоростей сейсмических волн, составляющая главный результат сейсмотомографических исследований. Объемная модель геофизического параметра, называемая кубом, может быть «разрезана» по вертикали вдоль выбранного профиля на поверхности (в данном случае ось САХ), и полученный таким образом разрез вдоль САХ является основой для сопоставления глубинных характеристик с поверхностными измерениями и получения соответствующих выводов. Подобная система наблюдений, состоящая из сочетания площадных данных на поверхности и разреза вдоль профиля, может быть условно названа 2.5D системой, поскольку полной 3D она не является, но, тем не менее, дает важное представление о связи поверхностных структур с глубинным геодинамическим состоянием в объемном аспекте.

Эта связь основана на сопоставлении с сейсмотомографическими данными, полученными по продольным и поперечным объемным волнам. Возможности сейсмической томографии по получению информации о глубинных геосферах Земли давно признаны. Дискуссионной в сейсмотомографии (Becker, Boschi, 2002) является геодинамическая интерпретация полученных вариаций скоростей, в том числе различий данных по S и P волнам. Аномалии P и S волн отрицательного знака относительно какой-либо радиально симметричной модели скоростей интерпретируются, как следствие прогретого и частично расплавленного состояния недр. Аномалии скоростей положительного знака наблюдаются под кратонами, около дуговых зон в форме слэбов, и интерпретируются как «холодные» зоны. Данная интерпретация δV (Becker, Boschi, 2002) достаточно распространена и условно называется «термальной». Тем не менее, кроме «термального» существуют еще «вещественный» механизм образования вариаций δV и

«тензочувствительность среды» (Проблемы геотомографии, 1997). Имеющиеся различия в природе вариаций δV приводят к отсутствию корреляции моделей P и S волн (Becker, Boschi, 2002). Исходя из термальной интерпретации, поведение моделей P и S волн с глубиной должно быть синхронизировано, но при их сравнении (Becker, Boschi, 2002) приемлемые коэффициенты корреляции начинаются с глубин более 700 км. Даже в более глубоких интервалах существуют локальные расхождения вариаций скоростей P (δV_P) и S (δV_S) волн.

Расхождение полей аномалий скорости δV_S (Grand et al., 1997) (см.рис.1.5) и δV_P (van der Hilst et al., 1997) (см.рис.1.8) в литосфере (слой 0-100 км) имеет систематический характер. Его особенности описаны в разделе 1.5.1. Из вариаций поля δV_P (см.рис.1.8) в слое 0-100 км видно, что основным фактором, формирующим аномалии δV_P в интервале 0-100 км, является плотность сейсмических событий, которая низка в океанических зонах и велика в коллизионных зонах – Тихоокеанской и Альпийской. Система СОХ в поле δV_P волн практически не выражена. С глубиной характер аномалий δV_P и δV_S становится более схожим, но сохраняются локальные различия под геодинамически активными районами – коллизионными зонами, районами внутриплитного магматизма и деформаций и зоны СОХ.

Наличие моделей по разным типам волн создает возможность расчета сейсмического параметра, основанного на отношении скоростей P и S волн. Поскольку расчет параметра использует два набора данных, важным условием является сходная плотность данных и, следовательно, время создания моделей. Кроме того, модели должны быть представлены равным порядком сферических гармоник. В настоящей работе, опираясь на указанные критерии и доступные в сети источники (http://www.bo.ingv.it/eurorem/model_table.html), был сделан выбор моделей NGRAND (Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997) для S волн и HWE97P (van der Hilst et al., 1997) для P волн. Обе модели представлены коэффициентами сферических гармоник до 31 порядка. Параметризация обеих моделей проводилась для блоков с горизонтальными размерами 2°x2° с переменными глубинами. Шаг по глубине составлял в среднем 80 км до глубин 400 км, 120 км от глубин 400 до 1000 км, 150 км от 1000 до 2400 км, и далее до ядра по 250 км. Всего в расчете было 22 интервала. В настоящее время существуют более детальные глобальные модели, но они различаются по детальности и плотности данных для разных волн. Систематическое различие полей δV_P и δV_S, наблюдаемое во всем объеме мантии от поверхности до подошвы под ключевыми геодинамически активными районами, позволяет осуществить расчет атрибута отношения скоростей.

Анализ отношения скоростей Vp/Vs или других подобных характеристик, в формулу которых входит это отношение, традиционно используется в сейсморазведке для выявления флюидонасыщенных зон и не только. Например, в работе (Воскресенский, 2001) представлен так называемый флюид-фактор, который отображает углеводородную (или флюидную)

насыщенность разреза, используя параметр Vp/Vs в качестве составной части формулы, что помогает выявлению залежей нефти и газа. Необходимым условием для проведения этих расчетов является регистрация всех компонент волнового поля с последующим определением скоростей P и S волн. Используемые сейсмотомографические модели для P и S волн были определены выше.

По данным (Физические ..., 1984) отношение скоростей Vp/Vs может быть выражено через коэффициент Пуассона:

$$\frac{Vp}{Vs} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{(1-2\sigma)}}\,.$$

Это отношение варьирует к большим значениям при коэффициенте Пуассона, стремящемся к 0.5 (состояние идеально упругой жидкости, или флюдонасыщенности порового пространства). Положительные аномалии этого отношения на сейсмических разрезах выделяют зоны концентрации флюидов в залежах углеводородов или обводненных пластах. Для глубоких недр его экстремумы также показывают состояние с повышенной температурой и флюидонасыщенностью (Летников, 2003, 2006). При наличии экстремумов около поверхности, например в районе Африканских рифтов, фиксируется геодинамическая неустойчивость среды. Условно назовем это состояние «*подвижностью*», поскольку точная природа глубинных аномалий не определена. В верхней мантии природными объектами, соответствующими этому состоянию, могут быть очаги магмы, порождающие экстремальные вулканические и катастрофические явления.

Поля вариаций скоростей δV_P и δV_S являются знакопеременными величинами со средними значениями около нуля и сильным шумом в областях с низкой плотностью данных. Поэтому расчет отношения Vp/Vs целесообразно проводить после восстановления абсолютных значений скоростей из поля вариаций, заданного в процентах, и исходной скоростной модели. При этом в конечных величинах, используемых в делении, доля шума значительно снизится. Отношение Vp/Vs для каждой точки скоростной модели на заданной глубине рассчитывается по формуле:

$$\frac{Vp}{Vs} = \frac{Vpprem\left(1+\delta Vp/100\right)}{Vsprem\left(1+\delta Vs/100\right)},$$

где *Vpprem* и *Vsprem* – значения исходной радиально симметричной модели начального приближения. В качестве нее использовалась PREM (preliminary reference Earth model), взятая из работы (Dziewonski, Anderson, 1981; Su, Dziewonski, 1997), поскольку выбранные для расчетов модели δV_P и δV_S были получены именно с ее использованием. График отношения Vp/Vs в модели PREM демонстрирует аномалию отношения, которая может говорить о наличии подвижной зоны от 700 км до 250 км (рис. 3.15). Это вполне соответствует нижнему пределу

встречаемости сейсмических событий. Верхний предел этого интервала ограничивает снизу литосферу и условный астеносферный слой, если о таком возможно говорить по данным глобальной скоростной модели. Абсолютные значения Vp/Vs колеблются от 1.884 у границы мантия – ядро до 1.743 вблизи поверхности Земли. Поскольку латеральные вариации скоростей δV составляют от долей до первых процентов, то для эффективной визуализации результатов целесообразно рассчитать вариацию параметра Vp/Vs относительно средних значений модели PREM для каждой точки сейсмотомографической модели по формуле:

$$\delta\left(\frac{Vp}{Vs}\right)=\frac{Vpprem(1+\delta Vp/100)}{Vsprem(1+\delta Vs/100)}-\frac{Vpprem}{Vsprem}.$$

Далее этот параметр будет рассматриваться в качестве атрибута δ(Vp/Vs) (или фактора геодинамической «подвижности») и сопоставляться со скоростными разрезами δV_P и δV_S и другими геофизическими характеристиками для САХ.

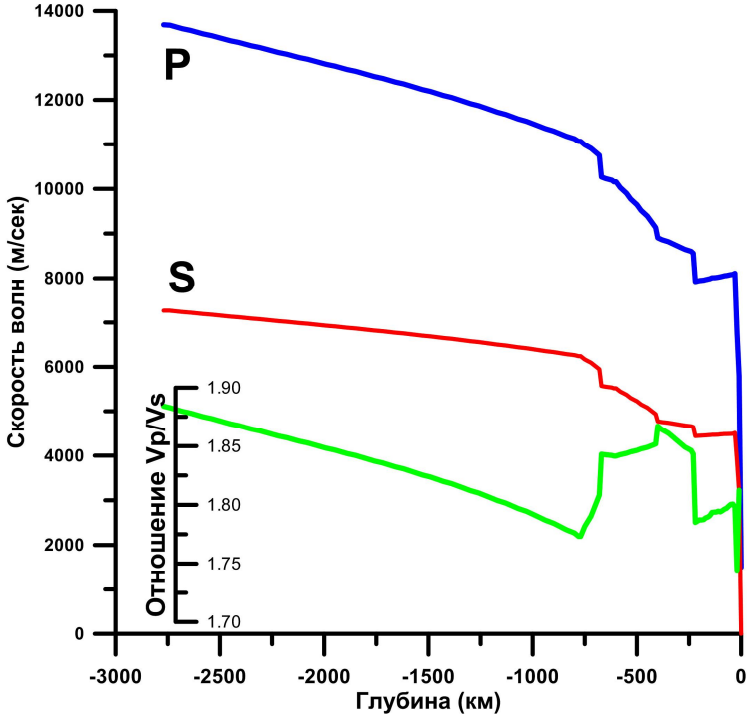


Рис. 3.15. График Vp, Vs и отношения Vp/Vs с глубиной по модели PREM по данным (Su, Dziewonski, 1997).

Профиль расположен вдоль оси САХ, и разрез показан на рис. 3.16 (Соколов, 2014). Он состоит из двух частей, разделенных активной частью трансформного разлома Романш. Разрез по профилю вычислялся как проекция на плоскость, параллельную меридианам. Вдоль оси X разреза отображаются широты. Северная часть разреза в районе экватора перекрывает южную. На юге разрез начинается с выхода аномалий тройного сочленения Буве, а на севере заканчивается аномалиями Исландского плюма и аномальным отрезком ультрамедленного спредингового хребта Книповича (Астафурова и др., 2000).

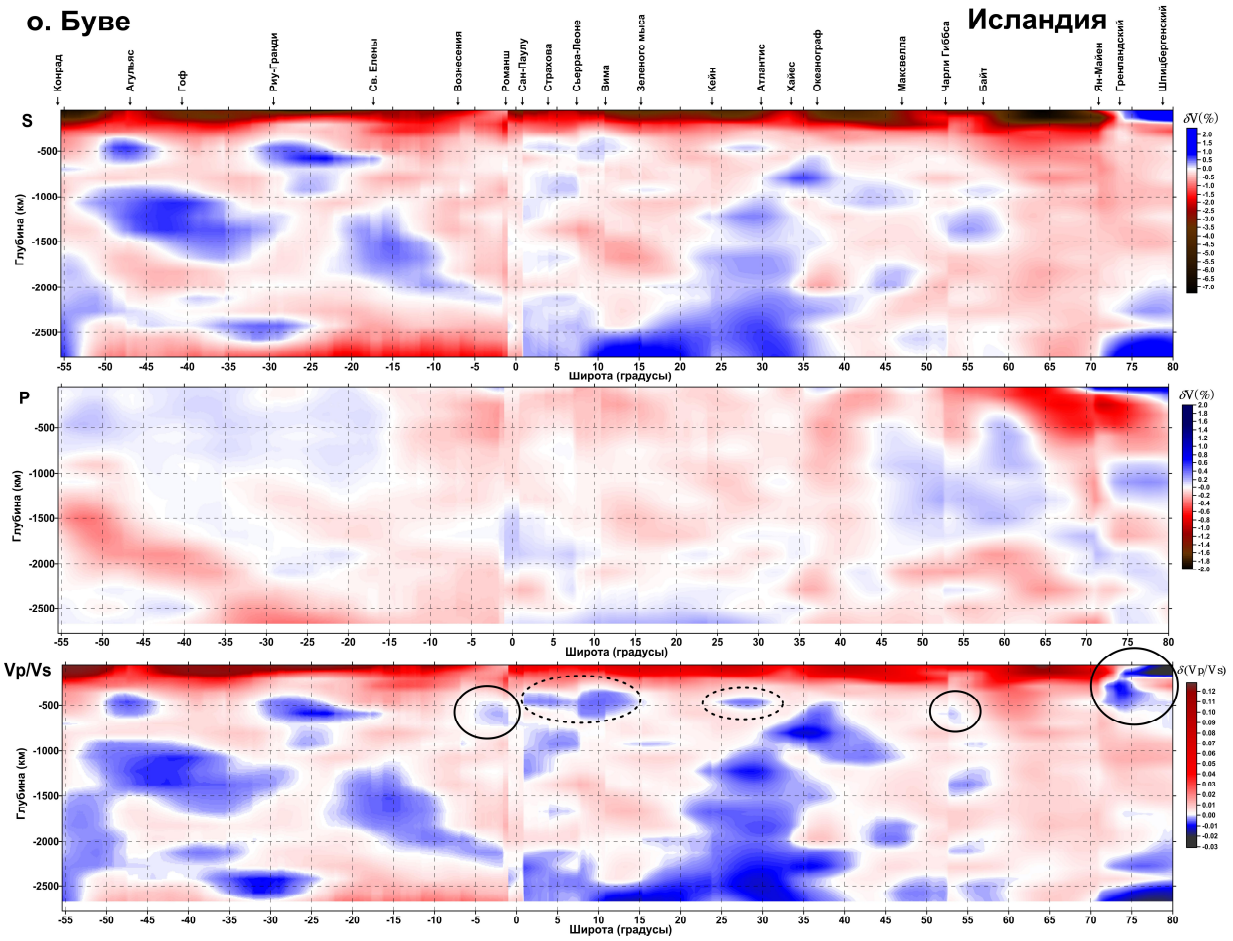


Рис. 3.16. Разрез δV по S (Grand et al., 1997) и P (van der Hilst et al., 1997) волнам и атрибута $\delta(Vp/Vs)$ вдоль профиля по данным (Соколов, 2014). Сверху рисунка подписаны названия основных разломов, пересекающих САХ. Кружками выделены области аномалий пониженных значений $\delta(Vp/Vs)$, пунктирными кружками – области резкого усиления пониженных аномалий поля S волн.

Разрез δV_S (см.рис.3.16) по данному профилю показывает наличие интенсивной отрицательной аномалии зоны САХ от поверхности до глубины приблизительно 300 км, амплитуды которой завышены из-за использованной методики расчета (Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997). Остальное пространство мантии имеет слабое, преимущественно отрицательное поле в виде отдельных линз. Сплошное отрицательное поле присутствует в северной части разреза под Исландским плюмом. Особо отметим наличие «холодных» блоков в верхней мантии в экваториальной области и к северу от разлома Кейн в интервале от 300 до 600 км, а также в районе хребта Книповича. Эти аномальные «холодные» блоки под литосферой САХ по данным томографии известны давно (Ritsema, Allen, 2003; Zhang, Tanimoto, 1992). В пересечении профилем корней Африканского суперплюма на разрезе над границей ядро – мантия выделяется сильная «горячая» аномалия. Данная конфигурация поля больше соответствует сечению плоскостью профиля ответвлений суперплюма, берущего начало на границе ядро – мантия, чем разрезу вдоль дивергентной границы между конвективными

ячейками. Непрерывная прослеживаемость структур САХ прекращается глубже 300 км. Другими словами, реализация вертикального перемещения прогретого вещества в мантии происходит по расходящимся ответвлениям плюмов, а не по системе границ конвективных ячеек. Система САХ, как единая геодинамическая зона спрединговых процессов, не имеет непрерывного корня в нижней мантии за исключением пересечений САХ с ответвлениями плюмов. Это подтверждается анализом типов базальтового магматизма вдоль САХ. В работах (Дмитриев и др., 1999; Sokolov et al., 2008) отмечается, что базальты спрединговой ассоциации ТОР-2 (N-MORB) присутствуют практически на всем пространстве САХ, а обогащенные базальты плюмовой ассоциации ТОР-1 (E-MORB) – только в тех сегментах САХ, где выделены по сейсмотомографии сильные «горячие» зоны ($\delta V_S < -3\%$) на ответвлениях суперплюма. В этих зонах обе ассоциации встречаются одновременно (за исключением Исландского плюма). Происходит магмообразование от разных источников в мантии с различными Р-Т условиями (Дмитриев и др., 2006). Поскольку геодинамически активный процесс, связанный с подъемом прогретого вещества, не является повсеместным вдоль САХ, но структуры которого, тем не менее, непрерывны и простираются на 15 тыс км, необходимо допущение дополнительных факторов тектогенеза, участвующих в спрединге САХ, анализ которых не входит в задачи работы.

Разрез δV_P (см.рис.3.16) по данному профилю показывает картину, сходную с аномалиями δV_S, за исключением слоя 0-300 км, где отсутствует сплошная аномалия, связанная с системой САХ. Главными отличиями являются: большая контрастность аномального поля δV_P, в особенности на ветвях плюма Буве и Исландского, лучшая выраженность приэкваториальных ответвлений Африканского суперплюма. Сходная картина аномальных полей δV_P и δV_S наблюдается вдоль границы ядро – мантия. Необходимо отметить также, что на разрезе δV_P для Азорского плюма, кроме связи с аномальной зоной Исландского плюма, выделяется отдельная ветвь, идущая непосредственно от Африканского суперплюма. В целом, не считая контрастных плюмовых ветвей, разрез δV_P имеет отрицательный «горячий» сегмент от 15°ю.ш. до 45°с.ш. и положительные «холодные» сегменты соответственно на юг и север от центрального «горячего» сегмента. В терминах термальной интерпретации аномального поля это означает, что подъем «горячего» вещества в этом звене тепловой машины идет в приэкваториальной области на максимальном удалении от оси вращения Земли.

Разрез атрибута $\delta(Vp/Vs)$ (см.рис.3.16) по данному профилю определяется в основном вариабельностью поля δV_S, поскольку разброс его значений составляет от -7.3 до 2.3%, что почти в 5 раз выше, чем у δV_P (от -0.9 до 1.1 %). Из-за этого разрез атрибута практически дублирует поле S волн за исключением северной части, в которой плотность данных от станций

северной Европы высока. На разрезе атрибута усиливаются «холодные» аномалии, имеющиеся и на исходном разрезе δV_S, в интервале от 300 до 600 км в районе разломов Романш, Чарли Гиббса и зоны хребта Книповича. Кроме того, наблюдаются зоны усиления отрицательных аномалий в районе разлома Кейн и между разломами Романш и 15°20' (Зеленого Мыса). Как уже говорилось, «холодные» зоны в данных участках САХ устанавливались и на более ранних моделях. В мантии над уровнем ~700 км в указанных районах наблюдаются линзы мощностью 200-300 км, обладающие свойством пониженной «подвижности», которая может быть объяснена в рамках термальной интерпретации аномалий скорости. При сравнении положения этих зон с конфигурацией САХ на плане (рис.3.17) видно, что они соответствуют разломным зонам, формирующим основную сегментацию Атлантического океана и его перехода к Арктике. Особенностью сегментации является наличие большой активной части трансформного разлома с левосдвиговой морфологией (750 км в разломе Романш, 180 км в разломе Чарли Гиббса). Здесь необходимо отметить, что, по мнению автора (Соколов, ДАН, 2011), хребет Книповича вместе с трогом Лена также является структурой, сходной с разломной зоной, сегментирующей Северную Атлантику и Арктику и имеющей протяженность около 1050 км.

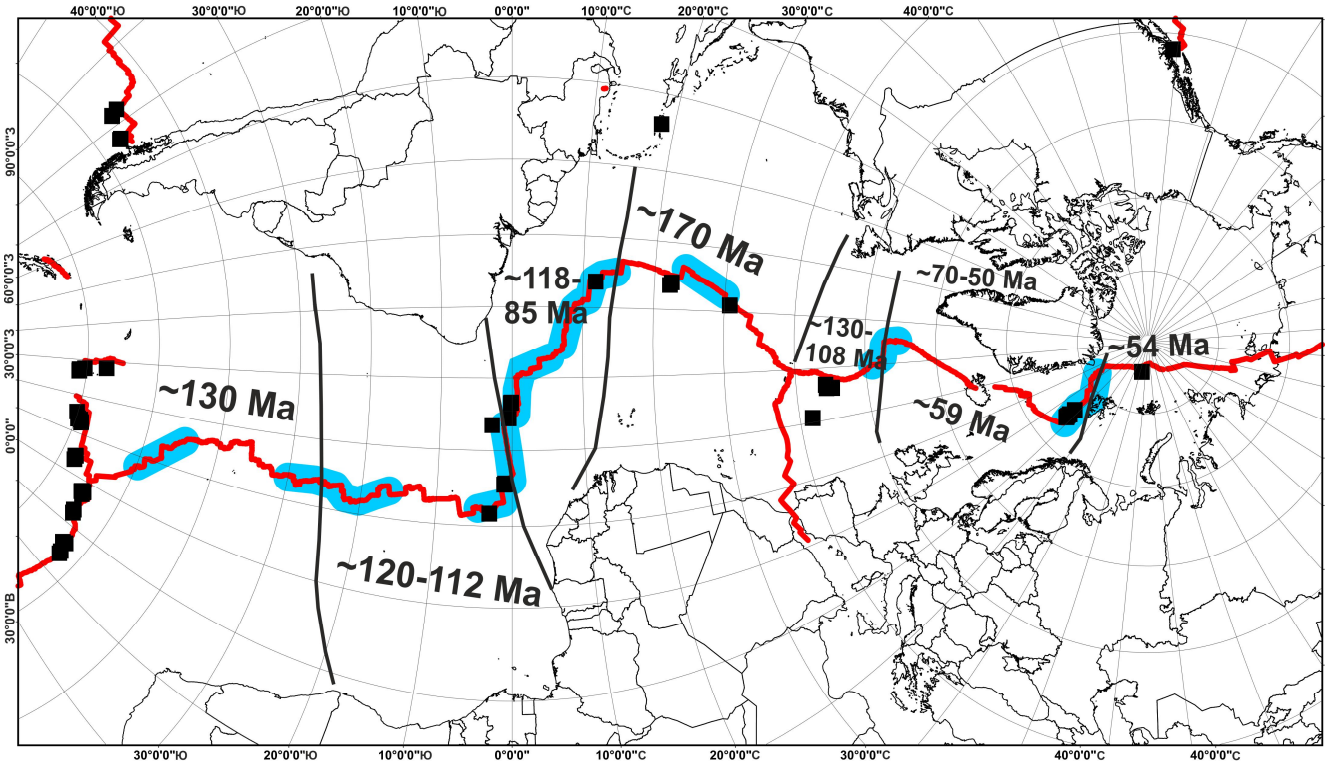


Рис. 3.17. Положение «холодных» блоков верхней мантии на плане (широкие отрезки под осью САХ), выявленных по расчетам атрибута $\delta(Vp/Vs)$ вдоль САХ по данным (Соколов, 2014) и положение базальтов типа TOP-Na (черные квадраты) по данным (Дмитриев и др., 2006). Цифрами показан возраст начала спрединговых процессов в разных сегментах Атлантики (кроме моря Лабрадор, где показан период функционирования затухшего спрединга).

Выявлена интересная особенность: отмеченные аномалии подвижности расположены либо на сегментирующем трансформном разломе с большой длиной активной части, либо к северу от него. Отрицательная аномалия между разломами Романш и 15°20' расположена к северу от разлома, разделяющего Атлантику по экватору. При этом северный приэкваториальный сегмент САХ (см.рис.3.17) обладает максимальным отклонением от субмеридиональной ориентации и сформирован большим числом коротких сегментов САХ, смещенных достаточно длинными активными частями трансформных разломов, среди которых, например, разломная зона Вима со смещением около 300 км, под которой наблюдается наиболее резкое усиление существующей отрицательной аномалии δV_S после расчета атрибута «подвижности». Полученный результат хорошо согласуется с представлениями о широком распространении «холодных» зон в Атлантике (Дубинин, 1987; Мазарович, 2000; Bonatti et al., 1996) и показывает правомерность «термальной» интерпретации аномалий атрибута. Интересно отметить, что в южной Атлантике на указанных глубинах также имеются «холодные» линзы по разрезу δV_S, но на разрезе атрибута они никак не меняют своей контрастности, и разломных зон с большими активными частями там не наблюдается.

В работе (Дмитриев и др., 1999) рассматривается распределение типов базальтового магматизма, полученное по данным о закалочных стеклах. Наиболее интересным в связи с геометрией «холодных» блоков является распределение типа TOP-Na вдоль оси САХ (см.рис.3.17). Данный тип по (Дмитриев, Соколов, 2003; Дмитриев и др., 2006) представляет собой наиболее обедненные базальты с высоким содержанием натрия. Для этой группы характерна самая низкая степень плавления и самая низкая продуктивность магматизма. TOP-Na распространен в пределах участков СОХ с медленным спредингом. TOP-Na является продуктом дифференциации расплавов, образовавшихся на небольшой глубине при минимальных значениях температуры и давления. Распределение TOP-Na в пространстве коррелируется с отрицательными аномалиями «подвижности» на глубинах 300-600 км (см.рис.3.17). Исключением является кластер TOP-Na к северу от Азорского плюма, но при этом «холодный» блок в мантии присутствует там на значительно больших глубинах – от 700 до 1000 км. Отметим также, что в южной Атлантике над «холодными» аномалиями δV_S TOP-Na не обнаружен. Интересным является факт сочетания рассмотренных выше параметров в ультрамедленных спрединговых обстановках. Хребет Книповича уже был охарактеризован. Другим ультрамедленным спрединговым сегментом с уникальными свойствами является сегмент Юго-западного Индийского хребта (ЮЗИХ) к западу от тройного сочленения Родригес (Индийский океан). На рис.1.5 показано, что вся мировая система СОХ представлена в слое 0-100 км непрерывной отрицательной «горячей» аномалией δV_S, и есть только два исключения: хребет Книповича и указанный выше сегмент ЮЗИХ, в которых наблюдается значительный

«холодный» интервал в непрерывной аномалии. По данным (Дмитриев, Соколов, 2003) в «холодном» интервале ЮЗИХ имеется представительное опробование составов базальтовых стекол со свойствами TOP-Na. Аналогичный тип магматизма также обнаружен на хребте Книповича (Сущевская и др., 2010) в экспедиции ГИН РАН и Норвежского Нефтяного Директората на НИС «Академик Николай Страхов» (24 рейс, 2006 г.).

По данным (Силантьев, 2003; Силантьев, Соколов, 2010) геохимическая сегментация, проявленная на всем простирании САХ, как в базальтах, так и в ассоциирующих с ними габброидах и перидотитах, позволяет полагать, что мантийному субстрату под осевой зоной САХ свойственна вещественная гетерогенность, выраженная в вариациях содержаний некогерентных элементов и изотопных характеристик в продуктах магматизма рифтовой долины. Характер распределения сейсмотомографических аномалий вдоль осевой зоны САХ показывает, что мантия под рифтовой долиной САХ сегментирована и неоднородна не только в геохимическом, но и в геодинамическом отношении. Неоднородности мантии под САХ (см.рис.3.16) обнаруживают корреляцию с характером распределения вдоль оси хребта геохимических типов MORB и степенью деплетированности мантийных реститов (Силантьев, 2003). Есть основание полагать, что геохимическая специфика продуктов мантийного магматизма под осевой зоной САХ по данным атрибута связана с геодинамическим состоянием мантии.

Вышесказанное иллюстрирует, что аномалии δV_S и атрибута $\delta(Vp/Vs)$, в особенности в северной части разреза САХ, показывают непротиворечивую ассоциацию параметров сегментов САХ с «холодной» мантией и другими типами данных, в частности геохимическими. Атрибут подвижности $\delta(Vp/Vs)$ позволяет дифференцировать аномальное поле в верхней мантии под САХ и выделять участки, имеющие принципиально различные значения для понимания геодинамики, геохимии и интерпретации состояния недр.

3.7. Статистические характеристики структурных элементов вдоль САХ

Тектогенез в зоне САХ формирует систему структурных элементов, главными из которых являются рифтовая зона и трансформные разломы. Они, как правило, ортогональны друг другу, сейсмически активны, и, по многочисленным данным, включая механизмы очагов землетрясений, сформированы соответственно процессами растяжения и сдвига. Тектогенез вдоль зон трансформных разломов может сопровождаться сложными деформациями (Тевелев, 2005), связанными с транспрессионным или транстенсионным режимами (или их чередованием), а также с изменением направлений векторов и скоростей движения плит, разграниченных разрывом. Кроме обычных трансформных разломов встречаются полиразломные системы, представляющие собой серии субпараллельных сближенных желобов

трансформных разломов (Мазарович, 2000). Внутри полиразломных систем могут быть сформированы наложенные спрединговые центры (Fornari et al., 1989). В Атлантическом океане существует несколько полиразломных и сдвоенных трансформных систем (Сан-Паулу, Романш, Архангельского-Долдрамс-Вернадского, Чарли-Гиббс и т.д), и большинство из них приурочено к областям максимального субширотного смещения главной зоны САХ в приэкваториальной зоне (см.рис.3.17) и проявлениям «холодной» верхней мантии по данным сейсмотомографии (Соколов, 2014). Отмечается также, что границы «холодных» зон в верхней мантии совпадают с главной сегментацией Атлантики по возрасту начала спрединговых процессов после распада суперконтинента.

Оцифровка сегментов САХ и зон смещений трансформных разломов (Соколов и др., 2016) проводилась по 18-й версии грида альтиметрии (Sandwell, Smith, 2009). Рифтовые сегменты и офсетные зоны разломов являются активными структурными элементами САХ, и их пространственное распределение и частота встречаемости являются основными характеристиками, включенными в общую сегментацию САХ. Последняя основывается на вариации некоторых геолого-геофизических характеристик: возраст старта спрединга и геохимические аномалии магматических пород (Дмитриев и др., 1999). Границы наиболее крупных блоков в этих схемах сегментации разделены особо протяженными трансформными разломами. Кроме того, сходная по геометрии сегментированность вдоль зоны САХ прослеживается по данным сейсмотомографии в верхней мантии (Соколов, 2014). Но существенным признаком всех схем является построение иерархии, то есть определяется принцип, по которому происходит объединение сегментов САХ в цепочки с более крупными звеньями. В основном превалируют структурные признаки (размеры сегментов САХ или офсетных зон) либо вдольосевые вариации геофизических параметров (Аплонов, Трунин, 1995), несмотря на то, что «домены нулевого уровня» обоснованно выделяются по другим параметрам. Таким образом, построение иерархии является сложной многофакторной задачей и рассматриваться в данной работе не будет.

На рис.3.18 показано распределение количества сегментов САХ длиной менее 230 км по интервалам 5 км. Отметим, что нетрансформные смещения САХ не рассматривались как границы сегментов. Анализировались только трансформные разломы с четко выраженной зоной смещения. Основные частоты фрагментации САХ с некоторой генерализацией представлены тремя группами в диапазонах 20-55, 55-160 и 160-300 км. Сегменты САХ большего размера в количестве 12 из 83 (общее число) длиной более 300 км составляют протяженность 7920 км из 16100 км (около 50 %) общей длины САХ. Наиболее крупные из них, при отсутствии внутри офсетных зон и наличии нетрансформных смещений, приходятся на области, в которых к САХ подходят ответвления плюмовых аномалий сейсмотомографии в

мантии (Исландский, Азорский, Вознесения, Гоф-Тристан-да-Кунья). Таким образом, интерпретация их происхождения приобретает четкий физический смысл: плюмовые зоны менее вязкие и в них чаще встречаются нетрансформные смещения и реже трансформные зоны (или вообще не встречаются). Внутри первого, самого многочисленного диапазона выделяются две группы со средними интервалами 25 и 40 км. Сходные значения фрагментации, имеющие псевдопериодический характер вдоль осевой зоны, распространены также и в северной части Индийского хребта и Юго-Западного Индийского хребта.

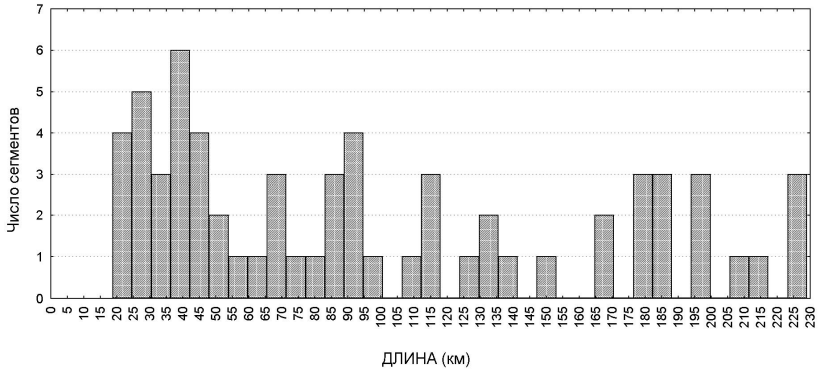


Рис.3.18. Распределение числа сегментов САХ менее 230 км по длинам по интервалам 5 км. Все сегменты с большей длиной имеют частоту встречаемости, равную 1 в интервале оценки по данным (Соколов и др., 2016).

Распределение офсетных зон (рис.3.19) носит асимметричный характер (как и в распределении сегментов САХ), но без выраженной полимодальности, хотя признаки дополнительных максимумов имеются. Значение главного максимума встречаемости составляет около 22 км, что близко к значениям первого максимума встречаемости сегментов САХ – 25 км. Максимум фрагментации по зонам растяжения совпадает с максимумами фрагментации по зонам сдвига.

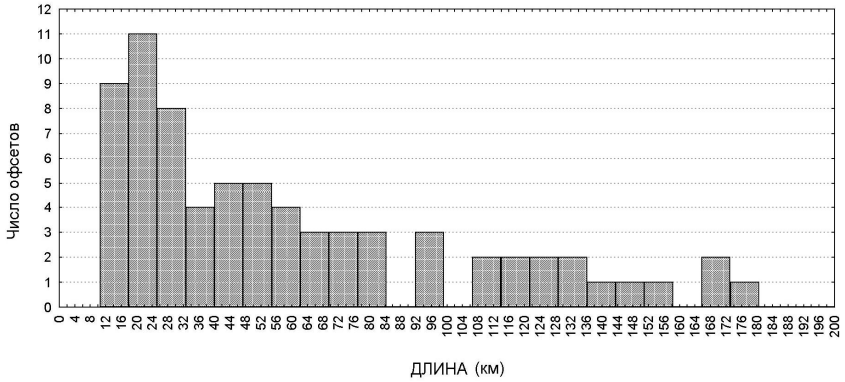


Рис.3.19. Распределение числа офсетных зон трансформных разломов с длинами менее 200 км по интервалам 7 км. Все сегменты с большей длиной имеют частоту встречаемости, равную 1 в интервале оценки по данным (Соколов и др., 2016).

Представлена кросс-корреляция протяженности сегментов САХ и офсетных зон трансформных разломов (рис.3.20) (Соколов и др., 2016). Сопоставление указанных параметров

осуществлялось между разломами и сегментами, расположенными от них к северу. На рисунке не приведен разлом Романш со смещением в около 750 км, которое является уникальным и не вписывается в основное облако значений. Показаны пространственные группы разломов со смещениями 10-80, 90-185 и 240-400 км. Пунктирные линии разделяют три группы длин сегментов САХ в диапазонах, указанных выше. Названы элементы с длинными (более 300 км) сегментами САХ. Все они являются уникальными и совпадают с «горячими» сейсмотомографическими аномалиями (см.рис.3.16), что видно по положению центров сегментов САХ с большой длиной.

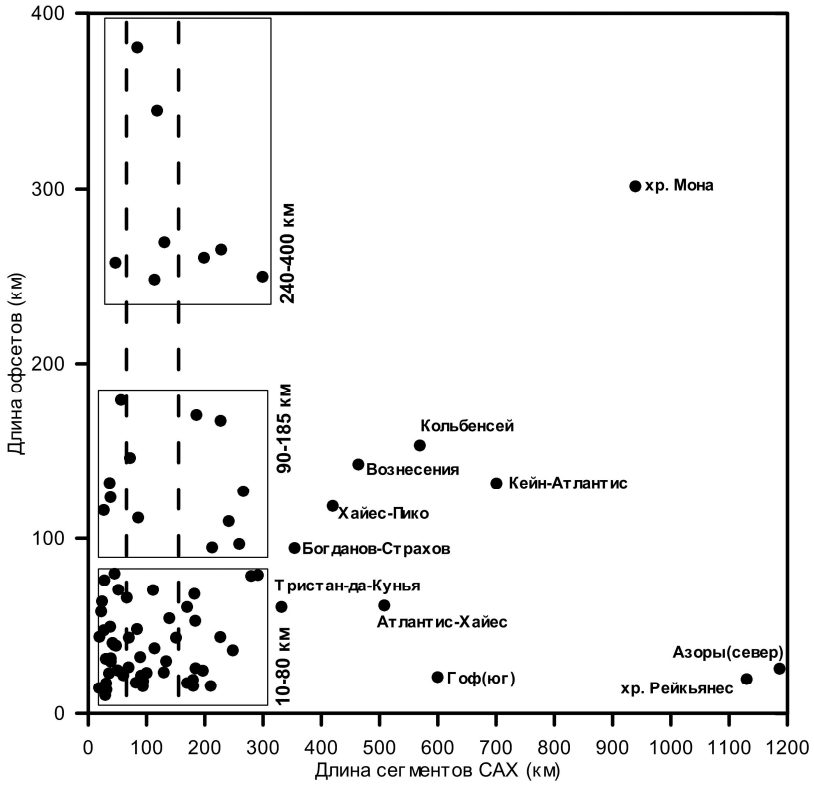


Рис.3.20. Кросс-корреляция длин сегментов САХ и длин офсетных зон трансформных разломов. Рамками выделены пространственные группы по длинам офсетов. Пунктирными линиями показано разделение групп длин сегментов САХ. Даны названия элементов с длинными (более 300 км) сегментами САХ по данным (Соколов и др., 2016).

Прежде всего, необходимо отметить наличие 2D сегментации облака точек на кросс-корреляции (см. рис.3.20) по три группы на оба параметра. Вдоль оси САХ, в пределах первой группы, длины смещений представлены компактными группами, совпадающими с одномерным распределением сегментов САХ (см. рис.3.18). В направлении длин офсетов также появляется разделение на три группы, причем по диапазонам с сопоставимыми размерами, но с большим пустым интервалом между 2-й и 3-й группами – от 185 до 240 км. Сходная геометрия частот фрагментации по структурам растяжения и сдвига может говорить об одинаковой, средней по времени величине главных напряжений в зоне тектогенеза САХ, но причины данной характеристики анализироваться не будут.

Наибольшее число событий на кросс-корреляции (см. рис.3.20) сосредоточено в самом коротком интервале сегментов САХ от 20 до 55 км и более или менее равномерно распределено по диапазону длин офсетных частей трансформных разломов 10-80 км. Учитывая, что сегменты САХ с такой длиной формируют компактно расположенные цепочки, в особенности в экваториальной Атлантике, можно считать, что эта группа представляет в основном полиразломные трансформные системы, в которых короткий шаг по сегменту САХ сочетается с в 2-3 раза более длинным шагом в зонах смещения. Статистические характеристики позволяют таким образом выделить эти системы в отдельный тип трансформных нарушений, четко обособленный на графике геометрических характеристик. Наиболее ярким примером такой системы является Сан-Паулу. Учитывая гипотезу о существовании спрединговых сегментов (Аплонов, Трунин, 1995), в которых имеют место вдольосевые процессы, ограниченные в пространстве офсетными зонами, нам придется сделать предположение, что в случае полиразломных систем спрединговые сегменты должны иметь около 25 км по ширине и около 150 км по глубине на вдольосевом сечении. Эта глубина для вещества мантии, находящегося в частично расплавленном состоянии, определяется по глубине осевой аномалии вариаций скоростей S-волн, оценка которой по мере повышения точности современных сейсмотомографических моделей приближается к отметке 100-150 км (Lebedev, Van Der Hilst, 2008). При соотношении размеров спредингового сегмента 1 к 6 конвективный механизм является неустойчивым (Chandrasekhar, 1961), поэтому существование типичного и самостоятельного конвективно-спредингового процесса в трех измерениях в ячейке размером 25 км и глубиной 150 км маловероятно. Скорее всего, короткие сегменты САХ в полиразломных системах показывают текущее положение зоны растяжения в широкой сдвиговой зоне и не обязательно совпадают в плане с положением центра мантийного апвеллинга.

3.8. Корреляция геолого-геофизических параметров САХ с осевым томографическим разрезом

Корреляция геолого-геофизических параметров вдоль САХ с каким-либо опорным параметром, отражающим реологическое состояние верхней мантии, как метод геодинамического междисциплинарного изучения структуры является весьма эффективным подходом. Одним из первых этот подход был применен Э. Бонатти (Бонатти, 1996). В этой работе проведено сравнение структурных особенностей осевой части Атлантики по альтиметрии с данными сейсмотомографии по поверхностным и поперечным волнам. Выявлено, что крупные разломные зоны с длиной активной части более 200 км и короткими рифтовыми сегментами сопряжены в пространстве с «холодными» блоками верхней мантии. Э.

Бонатти задается вопросом о происхождении этой связи и предлагает две версии: охлаждение мантии через макротрещиноватую среду и исходное присутствие долгоживущих «холодных» блоков, по границам которых возникают крупные разломные зоны. В результате анализа приведенных данных Э. Бонатти склоняется в пользу второй версии. В качестве опорного сейсмотомографического разреза им было выбрано осевое сечение модели RG5.5 (Zhang, Tanimoto, 1992) с параметризацией на ячейках 5°x5° для глубин от 3 до 500 км. Это позволило определить «холодные» зоны в экваториальном сегменте и на широтах ~±50°. С появлением глобальных моделей (Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997; Van Der Hilst et al., 1997), охватывающих всю мантию, выявлены дополнительные «холодные» блоки на средних глубинах около 500 км, которые пропущены в верхнемантийной модели и имеют взаимосвязь с поверхностными структурами. Использование новых сейсмотомографических разрезов в качестве опорных приведено далее.

3.8.1. Характеристики структурных элементов САХ

Характеристики структурных элементов САХ, имеющие фрагментацию, измеренную по батиметрическим данным и описанную выше, отражают глубинное состояние верхней мантии. Представлена корреляция (рис.3.21) (Соколов и др., 2016) этих характеристик и разрез вариации отношения скоростей Vp/Vs по данным (Соколов, 2014), рассчитанный по сейсмотомографическим моделям (Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997; Van Der Hilst et al., 1997). Пунктирными кругами обозначены «холодные» аномалии верхней мантии в экваториальной и северной Атлантике, совпадающие с интервалами максимального субширотного смещения зоны САХ.

Сопоставление позволяет увидеть следующие закономерности. Протяженные (более 300 км) сегменты САХ (см. рис.3.21-1) совпадают с «горячими» сейсмотомографическими аномалиями (см. рис.3.21-5), что видно по положению центров сегментов САХ с большой длиной. Особенно много таких сегментов расположено в области подхода Исландского и Азорского плюмов к САХ и в области южного ответвления Африканского суперплюма. Положения зон смещений трансформных разломов (см. рис.3.21-2) соответственно разграничивают положения сегментов САХ, и их максимальная концентрация наблюдается в интервалах, где сосредоточено много коротких сегментов. В экваториальной и северной Атлантике компактные группы разломов расположены над «холодными» аномалиями верхней мантии в местах максимального субширотного смещения САХ (см. рис.3.17). Наиболее ярким примером такого смещения является пара разлома Романш, состоящего из 2 трогов, сходящихся на западе, и полиразломной системы Сан-Паулу. К северу между 7° и 9° с.ш. это смещение над «холодным» блоком верхней мантии представлено полиразломной системой Архангельского-Долдрамс-Вернадского и к северу до 11°с.ш группой сдвоенной системы разломов Марафон-

Меркурий и разлома Вима. В северной Атлантике над «холодной» аномалией смещение САХ происходит по сдвоенной разломной системе Чарли-Гиббс. За аномалией Исландского плюма также есть сочетание «холодной» мантии и разломов с большим смещением – Ян-Майен и Шпицбергенского. Таким образом, большое смещение над «холодной» мантией может быть выражено обычными трансформными смещениями, но чаще оно распадается на сдвоенные и полиразломные системы.

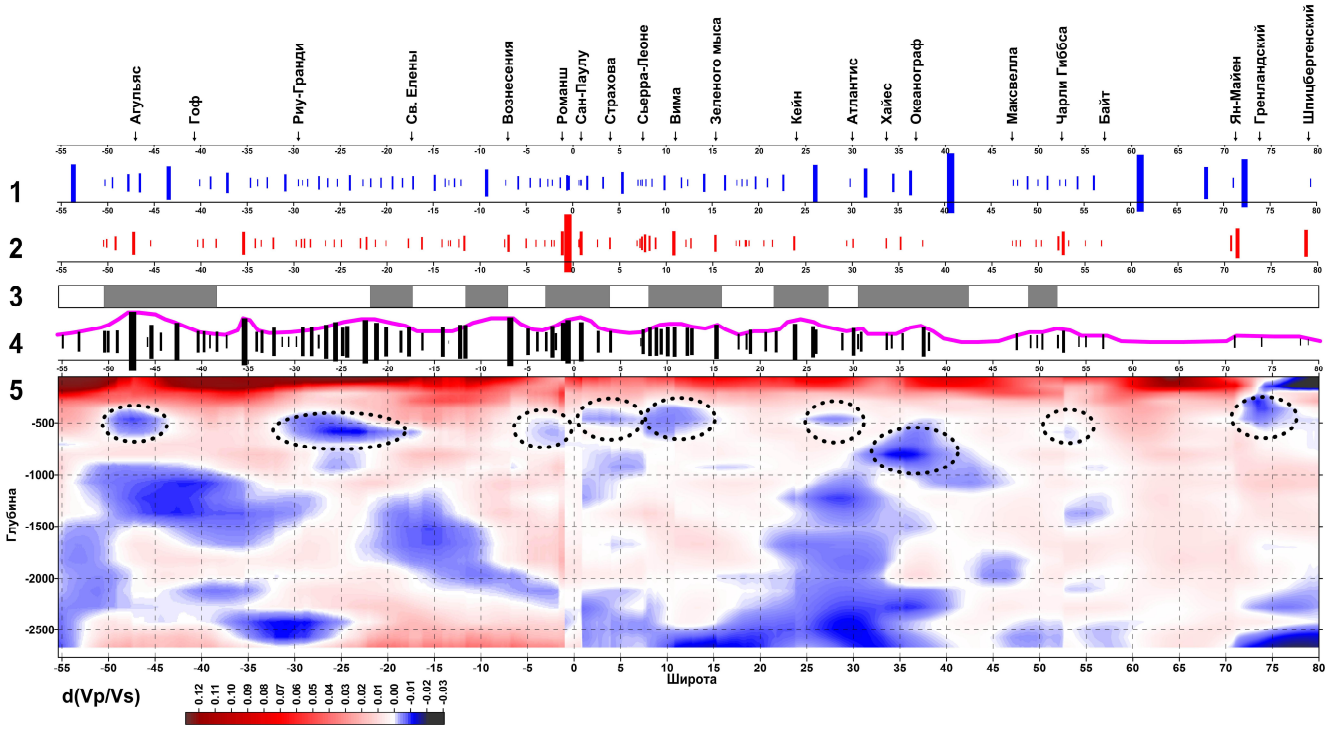


Рис.3.21. Корреляция характеристик структурных элементов САХ (1 – 4) и разрез вариации отношения Vp/Vs (5) по данным (Соколов, 2014; Соколов и др., 2016).
1 – центры сегментов САХ с размером символа, линейно пропорциональным длине сегментов (от 18 до 1186 км) и названия основных разломных зон;
2 – положения офсетных зон трансформных разломов с размером символа, линейно пропорциональным длине офсетов (от 10 до 750 км);
3 – положение зон с аномальным сочетанием редукций гравитационного поля (Sokolov et al., 2008);
4 – положения пересечений трансформных разломов с САХ с размером символа, линейно пропорциональным общей длине, включая пассивные части, и их огибающая (Соколов Н.С., 2007);
5 – вариации отношения Vp/Vs, рассчитанные по сейсмотомографическим данным для P и S волн (Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997; Van Der Hilst et al., 1997), пунктирными кругами обозначены «холодные» аномалии верхней мантии в экваториальной и северной Атлантике.

На (см. рис.3.21-3) представлено положение зон с аномальным сочетанием редукций гравитационного поля – максимальным значением аномалии Буге и минимальным значением изостатической аномалии (кластер 3, рис.3.12), полученных при помощи площадного кластерного анализа в п.3.4 в проекции на САХ (Sokolov et al., 2008; Соколов Н.С., 2007). Подобное сочетание указанных параметров существует, как правило, в преддуговых зонах, когда обширные надвиговые явления в области дуг приводят к формированию перед их

фронтом зон с увеличенным недостатком масс при увеличенной аномалии Буге на участке литосферы, максимально удаленном от центра спрединга. Возможно, это происходит из-за наличия существенной субмеридиональной компоненты современных движений, приводящей к возникновению субширотных зон с активацией напряжений сжатия (Соколов, Геология..., 2009; Соколов, Inter-Ridge, 2009; Соколов, Современное..., 2011) и соответствующих деформаций. На такую возможность указывают современные данные наблюдений GPS на прилегающих континентах (GPS, 2008). Преддуговые характеристики по данным кластерного анализа подтверждаются наличием надвиговых структур с субмеридиональной вергентностью на сейсмических профилях в глубоководной части океана к востоку от САХ (Соколов Н.С., 2007).

Поскольку речь идет о зонах, коррелируемых с длиной разломных систем, то субмеридиональное сжатие может привести к существованию транспрессионых условий вдоль разломов, включая их пассивные части. Общие длины последних вместе с огибающей кривой показаны на рис.3.21-4 по данным (Соколов Н.С., 2007). Хорошо видно, что концентрация макротрещиноватости в виде трансформных нарушений в пересечении с САХ коррелируется с зонами, соответствующими указанному выше сочетанию гравитационных редукций. Совпадение плотности разломных зон (с пассивными частями) вдоль САХ с косвенными признаками субмеридионального сжатия говорит о наличии дополнительного фактора, определяющего характеристики главных структурных элементов САХ. Наиболее длинные зоны смещения САХ по полиразломной системе Сан-Паулу вместе с разломом Романш находятся в пределах экваториальной «пульсации» параметров, показанных на рис.3.21-3,-4. Псевдопериодическое распределение в пространстве максимумов коррелируемых параметров имеет средний шаг около 12° (1320 км). Этот шаг сопоставим с глубиной расположения «холодных» линз в верхней мантии от 500 до 1500 км, в особенности в южном сегменте САХ и под Азорскими островами (см.рис.3.21-5). Вероятно наличие корреляции параметров в более короткопериодном масштабе, но для нее в настоящий момент нет детальных данных на всю длину САХ по базовому параметру – сейсмотомографии. Без сомнения, наблюдается также и более длиннопериодная корреляция геолого-геофизических параметров вдоль САХ (см.рис.3.13) в районах проявлений Азорского и Исландского плюмов, острова Буве, в особенности между аномалиями Буге и продуктивностью магматизма, рассчитанной по петрологическим параметрам.

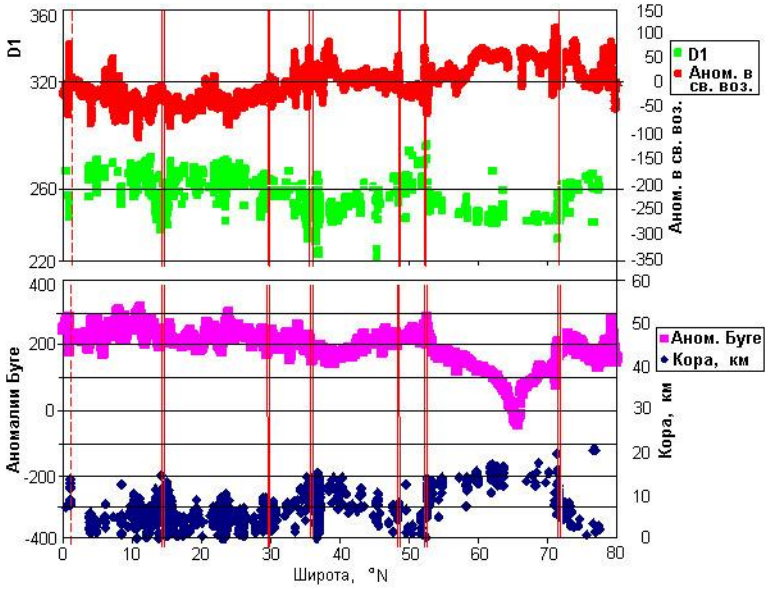


Рис.3.13. Корреляция геофизических и петрологических параметров вдоль осевой зоны САХ от экватора до 80°с. ш. (Дмитриев и др., 1999): (а) аномалии силы тяжести (мГал) в свободном воздухе (Sandwell, Smith, 1997) и параметр D1; (б) аномалия Буге (мГал) и мощность базальтовой коры (км) по параметру продуктивности магматизма Na8.

3.8.2. Кластеры, гравитационные аномалии и сейсмичность вдоль САХ

Перейдем к сопоставлению результатов кластерного анализа (п.3.4) непосредственно вдоль оси САХ и других характеристик с сейсмотомографическим разрезом. Как было указано выше, аномалии Буге (рис.3.22-2) приобретают глубокие минимумы в районах с высокопродуктивным магматизмом, которые расположены над плюмовыми аномалиями сейсмотомографического разреза (рис.3.22-6), что вполне логично. Продуктивный магматизм формирует коровый слой повышенной мощности с большей глубиной границы М, что и определяет минимумы Буге, а уровень рельефа в магматичных сегментах САХ увеличивается, что определяет значения аномалий в свободном воздухе (рис.3.22-1). Таким образом, эти две аномалии формируют пару с обратной корреляцией, которая прослеживается на масштабах неоднородностей, сопоставимых с глубинами томографических аномалий в верхней мантии. Наименьшим линейным размером такой неоднородности, в которой бесспорно определяется обратная корреляция, является сегмент около о.Вознесения от 8° до 10.5° ю.ш., равный ~260 км. На меньшей детальности антикорреляция становится неочевидной, что, возможно, означает преобладание других факторов в формировании уровня рельефа на средне- и мелкомасштабном уровне помимо продуктивности магматизма, связанного с плюмовыми источниками (Дмитриев и др., 2006). Области литосферы с более «холодной» мантией характеризуются пониженным и более дифференцированным значением аномалий Фая, которые занимают практически всю центральную и, в значительной степени, южную Атлантику (Соколов Н.С., 2007).

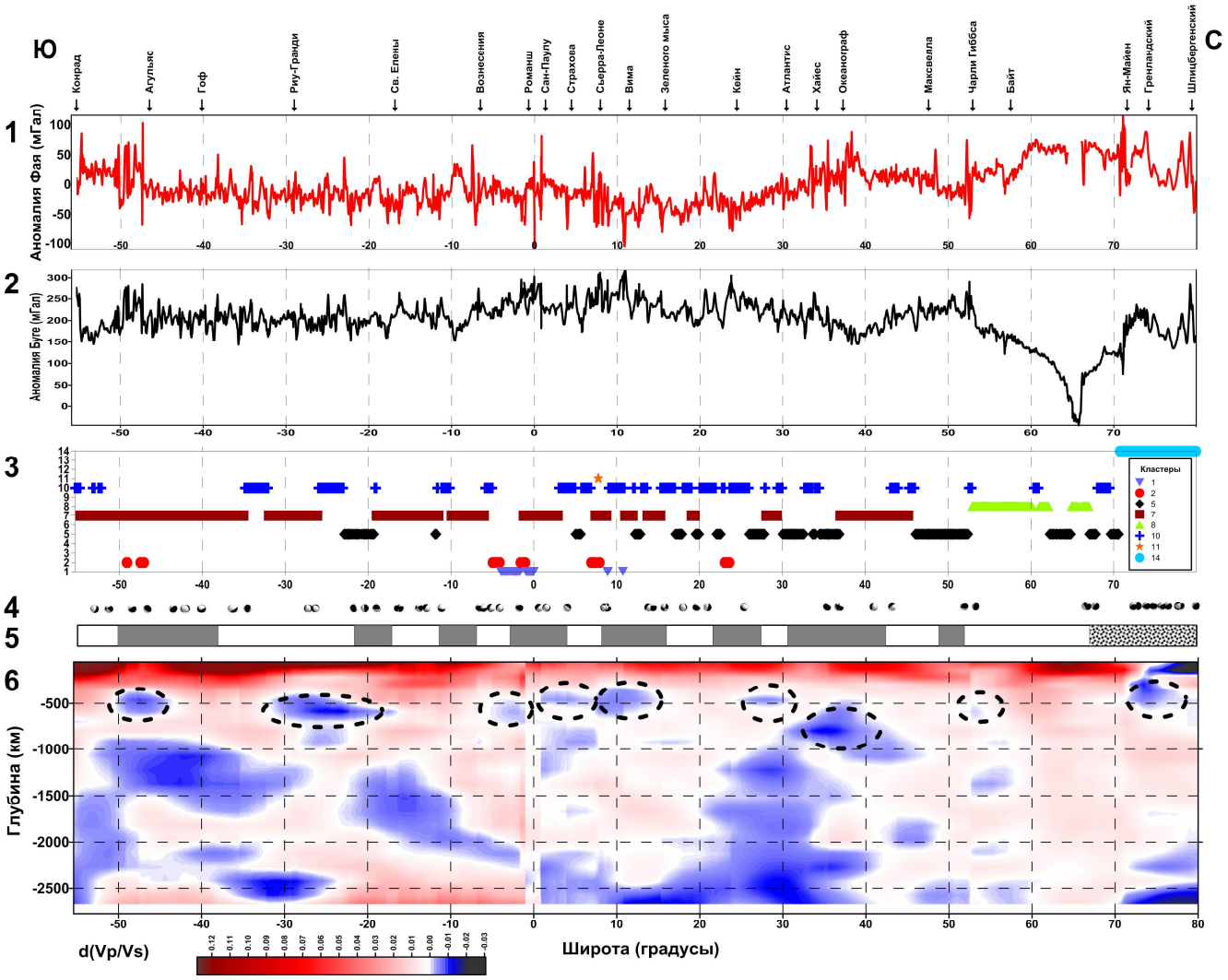


Рис. 3.22. Корреляция геолого-геофизических параметров вдоль оси САХ по данным (Соколов Н.С., 2007; Соколов, Геология..., 2009; Соколов, Russian-RIDGE, 2009; Соколов, Современное..., 2011) с изменениями.

1 – значения гравитационных аномалий в свободном воздухе (Фая) (мГал) (Sandwell, Smith, 1997), стрелками показано пересечение с САХ и даны названия основных трансформных разломов;
2 – значения аномалий Буге (мГал);
3 – распределение кластеров осевой группы вдоль САХ по данным (Sokolov et al., 2008), см. п.3.4. По вертикали отложены номера кластеров. Параметры кластеров приведены в Таблице 3.1. Цвет и номер кластеров соответствуют иллюстрации их положения в плане на рис.3.12;
4 – нетипичные для осевой части механизмы очагов землетрясений в проекции на ось САХ по данным (Harvard CMT Catalog, 2007);
5 – положение литосферы преддугового типа восточной периферии САХ в проекции на ось САХ по интерпретации кластера 3 (см. п.3.4) и кластер 14 в северной части САХ;
6 – вариации отношения Vp/Vs, рассчитанные по сейсмотомографическим данным для P и S волн (Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997; Van Der Hilst et al., 1997), пунктирными кругами обозначены «холодные» аномалии верхней мантии в экваториальной и северной Атлантике.

На рис.3.22-3 показано распределение кластеров (литосферных типов) группы 1 вдоль САХ (Соколов Н.С., 2007; Sokolov et al., 2008). Главными кластерами оси САХ являются кластеры 5, 10 и 7. Кластер 5 содержит проявления экстремальных значений теплового потока и

томографии, свойственных областям плюмов. Он характеризует наиболее прогретые участки САХ с наиболее глубинным магматизмом и повышенным фоном низкоамплитудной сейсмичности (рис.3.23). Последнее происходит из-за того, что в областях литосферы с пониженной вязкостью сильные напряжения не накапливаются, и происходит частая разрядка тектонической энергии в слабых сейсмических событиях. В условиях холодной, жесткой литосферы землетрясения происходят сравнительно редко, но обладают повышенной магнитудой. Хорошо видно (см. рис.3.23), что в условиях преобладания базальтов спрединговой ассоциации (левая часть профиля от 0° до ~30°с.ш.) магнитуда землетрясений повышена (преобладают светлые кружки), а частота их на обеих категориях глубины понижена по сравнению с сегментом САХ с базальтами плюмовой ассоциации (правая часть профиля севернее 30°с.ш.). Такое объяснение не противоречит существующим сейсмологическим моделям (Болдырев, 1998) и является одним из признаков корреляции петрологических и геофизических параметров. Также следует отметить (Дмитриев и др., 1999), что в условиях плюмовой ассоциации наблюдается явное преобладание частоты слабых мелкофокусных событий над более глубинными, что говорит о большей подвижности верхней части литосферы САХ в зоне плюмов, чем в зоне спрединговой ассоциации. Отмеченный выше общий тренд распределения сейсмичности в зоне плюмов нарушается узкими “всплесками” событий с большой магнитудой в районах Азорских островов, Исландии и разлома Чарли Гиббс, и сопутствующими им “всплесками” числа глубинных событий. Азорские острова в меньшей степени иллюстрируют указанные “всплески” как по магнитуде, так и по числу событий и находятся как бы в промежуточном положении по рассматриваемым характеристикам.

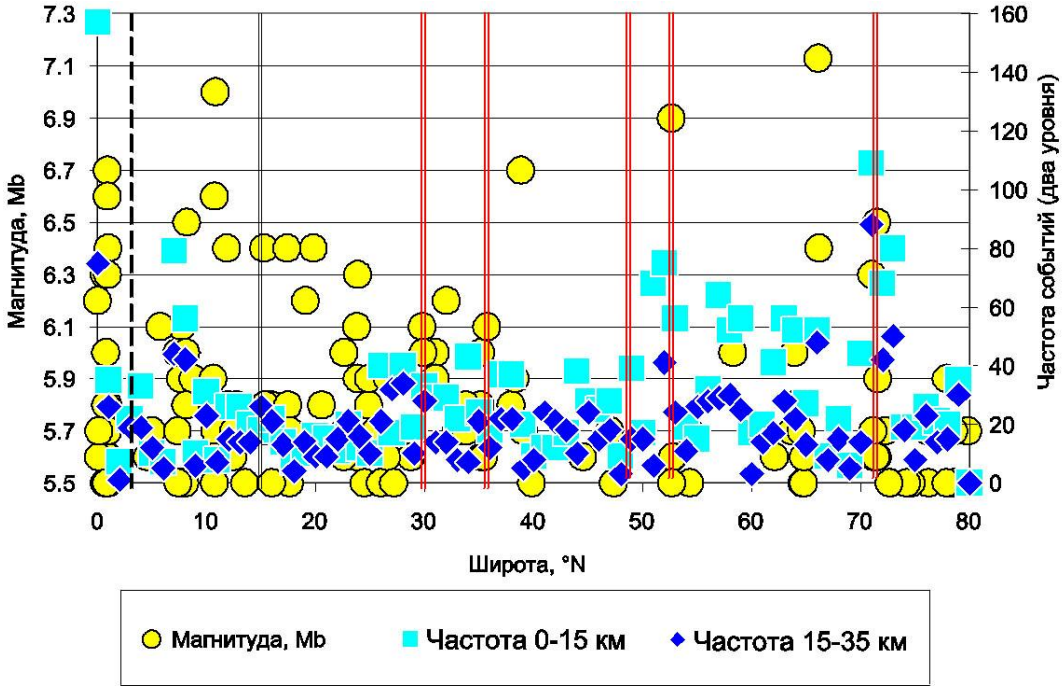


Рис. 3.23. Магнитуда и частота землетрясений на двух уровнях глубины (ANSS, выборка 1997 г.) вдоль осевой зоны САХ от экватора до 80° с. ш. по (Дмитриев и др., 1999).

Кластер 10 (см. рис.3.22-3) имеет интерпретацию, сходную с кластером 5, но представляет менее контрастные значения тех же параметров. Его положение на САХ обрамляет участки проявления плюмов по положению кластера 5 и показывает наличие слабо прогретых локальных участков САХ, которые по своему масштабу не могут быть названы плюмами (Sokolov et al., 2008). К числу кластеров с экстремальными плюмовыми значениями должен быть отнесен также кластер 8, проявленный в районе Исландии (Соколов Н.С., 2007). Кластер 7 показывает участки САХ со значениями параметров, противоположными плюмовым областям, и в целом маркирует проявления холодной и жесткой литосферы вдоль хребта на различных глубинах до 1500 км, что хорошо согласуется с общей картиной по гравитационным аномалиям Буге (см. рис.3.22-2). Кластеры 2, 11, 14 представляют собой переходные сочетания параметров между САХ и котловинами, изредка подступающие к оси САХ. Их проявления на САХ весьма редки. Кластер 1 хоть и относится к группе наложенных явлений котловин, все равно по своим значениям является переходным типом, сопоставимым с кластерами 2, 11, 14 (см. п.3.4). Таким образом, выявленные вдоль оси САХ литосферные геодинамические типы имеют причинно-следственную привязку к сейсмической томографии, показывающей суперпозицию «холодных» линз и плюмов, имеющих глубинные корни. Такую же, немного менее отчетливую привязку, имеет кластер 3 (см.рис.3.22-5).

3.8.3. Данные GPS и аномальная сейсмичность вдоль САХ

Как было указано выше, формирование кластерного сочетания геолого-геофизических параметров, свойственного преддуговым зонам, и его пространственная синхронизация с зонами повышенной макротрещиноватости может возникать из-за наличия существенной субмеридиональной компоненты современных движений, приводящей к возникновению субширотных зон с активацией напряжений сжатия (Соколов, Геология..., 2009; Соколов, Inter-Ridge, 2009; Соколов, Современное..., 2011) и соответствующих деформаций. На рисунке 3.24 по данным (GPS, 2008) показаны направления и модули скоростей горизонтальных движений в точках опорных пунктов измерений данных GPS во времени. Картина современных движений в Атлантике отличается от предполагаемых направлений движения, выведенных из последовательности линейных магнитных аномалий. В частности, в эпоху до GPS предполагалось, что вектора движения спредингового конвейера от САХ являются субширотными. Полученная к настоящему моменту картина векторов (см.рис.3.24) показывает, что около 75% континентального обрамления Атлантики (Южная Америка, Африка, Европа) имеют азимут движения преимущественно ~45°, о.Вознесения и восточная часть Южной Америки – ~350°. Это говорит о том, что субширотная и субмеридиональная компоненты движения приблизительно равны, что, учитывая структурированность литосферы субширотными трансформными зонами и разность амплитуд движений, может привести к

сдвиговым смещениям по этой разломной сети. Северо-западное обрамление Атлантики имеет направление движения, отличное от остальной части, и в первом приближении соответствует первоначальной теории. С учетом субмеридиональной компоненты движения остальной части плит Атлантики можно предположить, что текущим геодинамическим режимом вдоль разломных зон, разграничивающих упомянутые плитовые сегменты, является транспрессия при сохранении режима растяжения вдоль САХ.

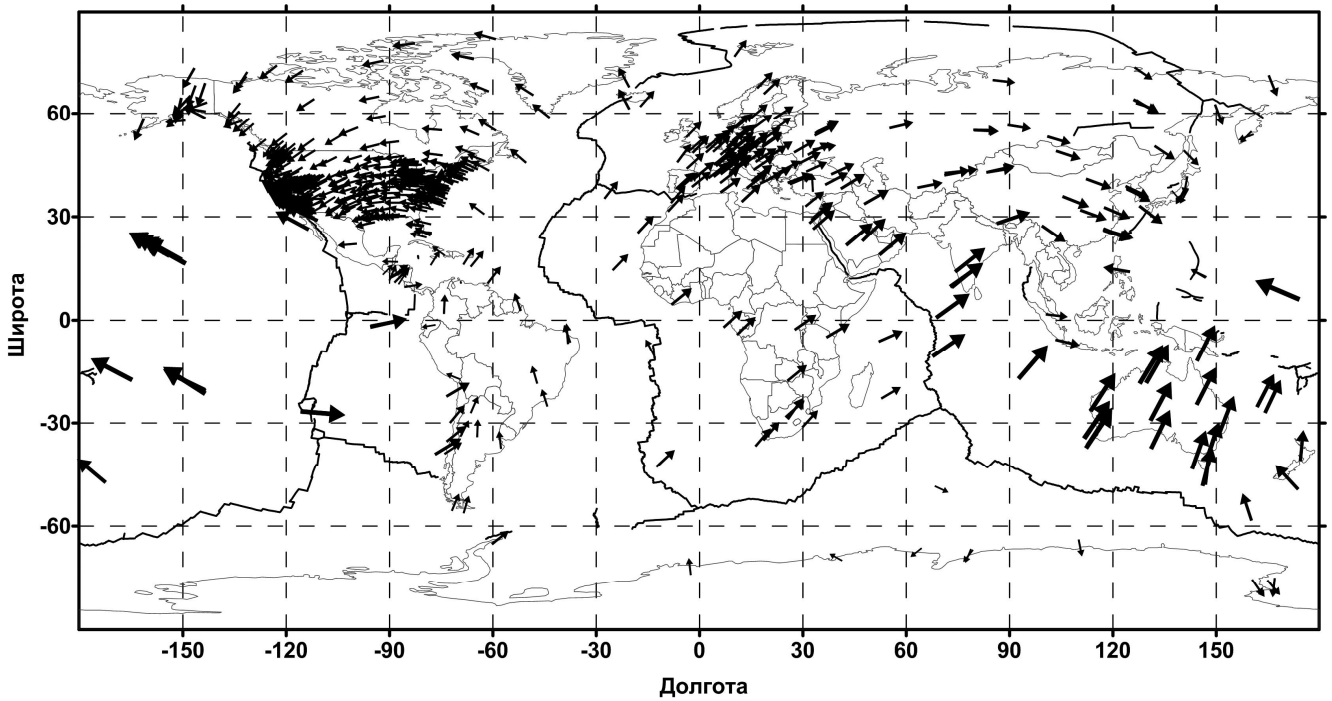


Рис. 3.24. Направление и модуль скорости горизонтальных движений в точках опорных пунктов измерений по данным (GPS, 2008). Размер стрелки пропорционален скорости движения.

Одним из маркеров процесса растяжения океанического бассейна со спрединговым центром вдоль САХ и сдвигом по трансформным разломам является сейсмичность с вполне определенными типами механизмов очагов землетрясений. Типичный набор этих механизмов для САХ представлен на рис.3.25 (Harvard CMT Catalog, 2007), из которого видно, что большинство сейсмических событий соответствуют геодинамической модели с растяжением и сдвигом. Сейсмические события для расчета параметров в очаге для базы Harvard CMT тщательно отбираются, поэтому нетипичные для зоны САХ и периферии океана механизмы, проявленные концентрированно в пространстве, должны рассматриваться как явление статистически достоверное. На рис.3.25 наблюдаются несколько кластеров событий с механизмом типа «взброс», несколько механизмов с нешироной ориентацией растяжения и сдвигов на траверсе разлома Зеленого Мыса и северным обрамлением желоба Пуэрто-Рико. Вдоль оси САХ сильные сейсмические события с типичными кинематическими типами механизма очага (сброс и сдвиг по офсетным зонам разломов) составляют 90% выборки. На

10% остаток приходятся события с механизмами сжатия и растяжения по направлению, не перпендикулярному оси САХ.

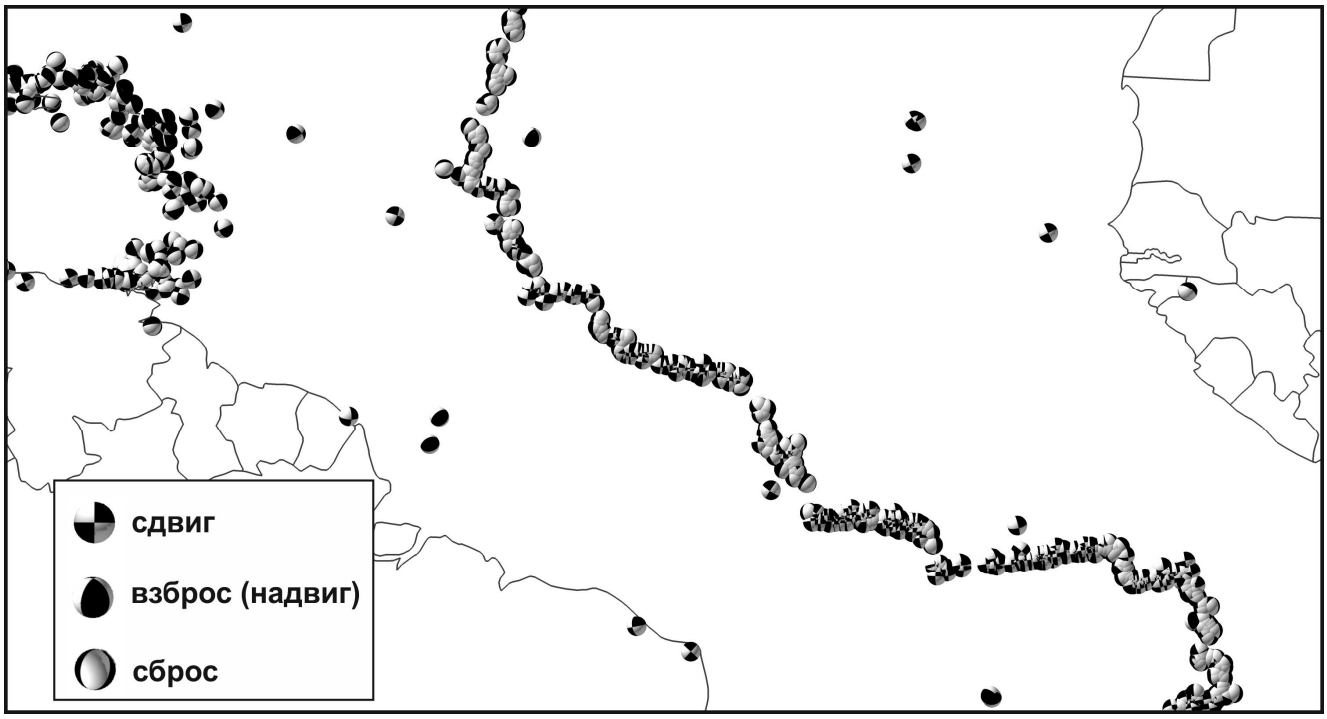


Рис. 3.25. Механизмы очагов сильных (M > 4.7) землетрясений по данным (Harvard CMT Catalog, 2007) в экваториальном сегменте Атлантики.

Рассмотрим проявления нетипичных событий, как локальные или региональные отклонения геодинамических обстановок от фоновой. На рис.3.26 представлено положение их очагов, отличающихся по механизму и положению, отфильтрованных от типичных механизмов. Например, в районе хребта Книповича вдоль оси сбросовые механизмы ориентированы не перпендикулярно структуре, а под углом около 45°. Кроме того (см.рис.3.26), имеется набор взбросовых событий, ориентированных вдоль линии, пересекающей хребет под углом около 40° в северо-западном направлении. Подобная картина заметно отличается от фоновой в Атлантике. Она соответствует системе макротрещиноватости, возникающей вероятнее всего в сдвиговых зонах (Соколов, Современное..., 2011). Нетипичные для осевой части механизмы очагов землетрясений в проекции на ось САХ показаны на рис.3.22-4.

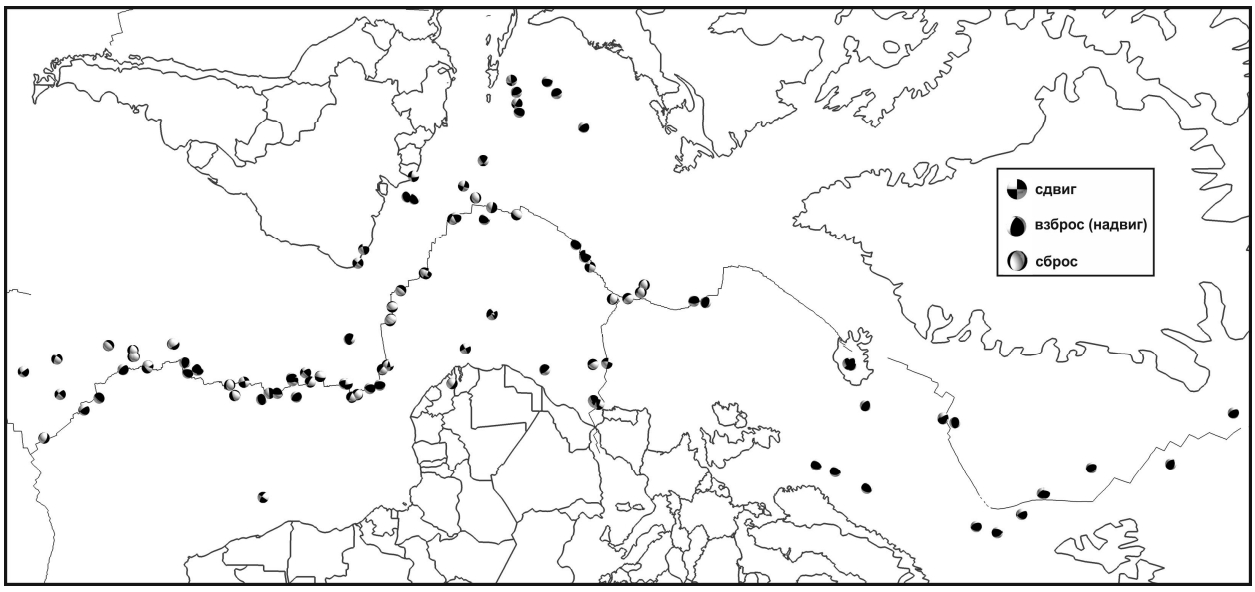


Рис. 3.26. Механизмы очагов сильных (M > 4.7) землетрясений, отличающихся от фонового по положению и типу механизма, по данным (Harvard CMT Catalog, 2007) в Атлантике.

Нетипичные механизмы очагов распределены с большей концентрацией в областях с повышенной плотностью разломных зон, наличием кластера 3 и «холодных» линз в мантии (см.рис.3.22-5), и с заметно меньшей концентрацией в плюмовых сегментах, что вполне объяснимо пониженной вязкостью мантии. Данная пространственная особенность позволяет определить её как зону активации напряжений и деформаций (ЗАНД) (Соколов, Inter-Ridge, 2009). Эти зоны по данным (Соколов Н.С., 2007) сопряжены с наличием надвиговых структур, выявленных сейсморазведкой, и по данным (Мазарович, Соколов, 2004) сопряжены с новейшими деформациями осадочного чехла, имеющими анизотропию структурной ориентации. Эти факты позволяют обоснованно говорить именно об активации напряжений и деформаций (ЗАНД) на пространстве от САХ до континентального склона за счет наличия субмеридиональной компоненты вектора движения.

Проведенное сравнение позволяет сделать вывод о том, что геодинамический фактор, ответственный за механизмы фонового типа, продолжает действовать, но к нему добавлено действие другого фактора, из-за которого появились аномальные механизмы очагов и другие явления, наложенные на фоновую картину. Таким образом, обнаруживается действие дополнительного источника тектогенеза, взаимодействие которого с фоновым могло бы объяснить наблюдаемую фактуру. Таким дополнительным источником тектогенеза может быть субгоризонтальное действие растекающегося в верхах мантии вещества суперплюмов: Африканского и отрогов Тихоокеанского. Особо подчеркнем, что «растекание» плюмов по поверхности и их взаимодействие с плитами с одной стороны, и горизонтальные перемещения плит – с другой, рассматриваются как независимые процессы, известные как плюм-тектоника и плейт-тектоника. Ввиду отсутствия под САХ глубоких «горячих» корней (см.п.1.3), источником

основного движения плит могут быть объемные силы с тангенциальной компонентой иной природы, анализ которой выходит за рамки работы. Эти же силы могут формировать как фоновую (субширотную), так и субмеридиональную (нетипичную) компоненту движения, хотя существенный вклад в последнюю может быть сделан плюмами. Объемные силы действуют на каждый элемент «незакрепленных» плит или их блоков (Соколов, 2008). Учитывая блоковый и расслоенный характер строения коры и верхней мантии, действие этих сил может приводить к перемещениям блоков внутри крупных плит и разнообразным тектоническим деформациям на внутриплитном пространстве, а также формировать условия дифференцированного горизонтального смещения масс. Таким образом, существуют обоснованные предпосылки для независимых движений мелких блоков и пластин в любой области крупной плиты, что подтверждается установленными деформациями различного типа (главы 4 и 5).

3.8.4. Вариации скорости спрединга вдоль САХ

Индикатором горизонтального дифференцированного смещения внутри плиты может являться различная скорость спрединга на одновозрастных участках вдоль изохрон параллельно САХ. По данным (Мащенков и др., 1992) (см. рис.2.7) значения скоростей спрединга для сегмента южной Атлантики между 12° и 17° ю.ш. при возрастах от современных до 20 млн лет, полученные по корреляции аномального магнитного поля (АМП), показывают расхождения кинематики соседних спрединговых сегментов, разделенных трансформными разломами, более чем в два раза. В этой ситуации будут происходить сдвиговые деформации не только на активных участках разломов благодаря стандартному механизму при одинаковой скорости, но и вне их пределов по обе стороны от САХ из-за дополнительной сдвиговой амплитуды, приобретаемой от разницы скоростей. Эта амплитуда по мере удаления от активного сегмента САХ должна затухать или рассеиваться (Тевелев, 2005). Для реализации процесса затухания необходимо дополнительное пространство, сопоставимое с размером сдвигового сегмента. Сдвиговые деформации могут охватывать внутриплитные районы, пассивные части трансформных разломов с пространством, прилегающим к ним, и быть выраженными в осадочном чехле. Свидетельства деформаций в сейсмических записях осадочного чехла, которые могут быть сформированы парагенезом сдвиговых зон, можно найти в атласе (Equatorial..., 1996) и многих других работах (см. п.2.2). При этом авторы, объясняя механизм деформаций, избегают использования каких-либо иных вариантов, кроме сжатия или растяжения, ортогонального САХ. По всей видимости, первым предположением о возможной сдвиговой природе внутриплитных деформаций в Атлантике является работа (Мазарович, 2000).

Рассмотрим компиляцию геофизических атрибутов вдоль САХ между 55°ю.ш. и 80°с.ш., представленную на рис. 3.27 (Соколов, КРАУНЦ, 2016; Соколов, Тектоника..., 2016; Соколов,

2018). Сопоставление атрибутов проведено с разрезом вариации отношения скоростей продольных и поперечных волн от поверхности до подошвы мантии вдоль САХ (рис.3.27-6), рассчитанным по методике (Соколов, 2014). Этот сейсмический атрибут интерпретируется как показатель тектонической «подвижности» в мантии, и его минимумы – зоны пониженной «подвижности», обведенные пунктирными областями – соответствуют «холодным» линзам, расположенным преимущество в диапазоне 400-700 км. Исключение составляет «холодная» линза под Азорским плюмом, которая расположена от 700 до 1000 км. Рис.3.27-5 показывает плотность разломных зон вдоль САХ, рассчитанные длины которых (Соколов Н.С., 2007) показаны символами, пропорциональными общей длине разломов. Эта визуализация для наглядности обведена огибающей кривой. Хорошо видны модуляции суммарных длин в виде цепочки максимумов, совпадающих в общих чертах с положением «холодных» линз под САХ. Это показывает прямую взаимосвязь между присутствием «холодных» линз в мантии и макротрещиноватостью литосферы. Особо отметим, что речь идет не о «холодных» литосферных блоках, а о «холодных» подлитосферных линзах. Другими словами, геодинамическое влияние на степень тектонической раздробленности литосферы и коры формируется также термальным состоянием мантии в слое мощностью около 300 км непосредственно над разделом 670 км и сохраняется при удалении от САХ в процессе спрединга. Для зоны САХ это может быть объяснено тем, что в движение литосферных плит может быть вовлечен более мощный (до 400 км) поверхностный слой, повышенное трение подошвы которого в области «холодных» линз создает условие для образования повышенной макротрещиноватости. В пространстве между линзами мантия менее вязкая, и число крупных разломов, а также их длина, снижаются.

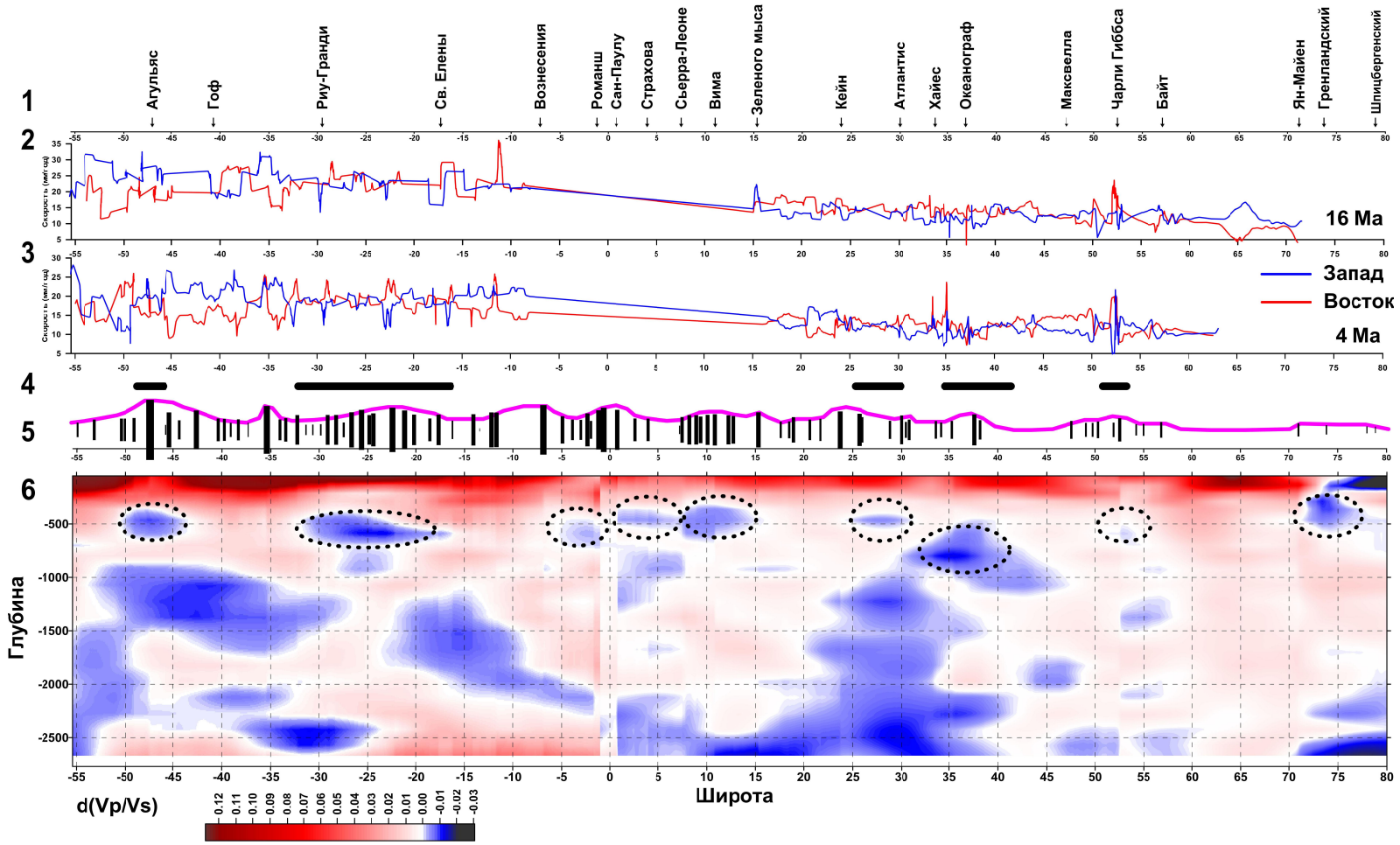


Рис. 3.27. Корреляция геолого-геофизических атрибутов вдоль оси САХ по данным (Соколов, КРАУНЦ, 2016; Соколов, Тектоника..., 2016; Соколов, 2018) с изменениями.

1 – положение на оси САХ пересечений с наиболее крупными разломами и их названия;

2, 3 – значения полускоростей спрединга (мм/год) вдоль изохрон 16 и 4 млн лет соответственно, показанные парами для западного (синяя линия) и восточного (красная линия) флангов САХ, построенные по данным (Müller et al., 2008) с фильтрацией интервала от 8°ю.ш. до 15°с.ш.;

4 – положение зон с минимальной асимметрией скорости спрединга для районов с достоверной идентификацией линейных магнитных аномалий;

5 – положения пересечений трансформных разломов с САХ с размером символа, линейно пропорциональным общей длине с пассивными частями, и их огибающая;

6 – вариации отношения Vp/Vs, рассчитанные по сейсмотомографическим данным для P и S волн (Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997; Van Der Hilst et al., 1997), пунктирными кругами обозначены «холодные» аномалии верхней мантии Атлантики под зонами САХ и его флангами.

На графиках рис.3.27-2 и рис.3.27-3 приведены значения полускоростей спрединга вдоль изохрон 16 и 4 млн лет соответственно, показанные парами для западного (синяя линия) и восточного (красная линия) флангов САХ, построенные по данным (Müller et al., 2008) с фильтрацией интервала от 8°ю.ш. до 15°с.ш. Эти графики были получены сечением матрицы полускоростей вдоль профилей положения указанных изохрон. Поскольку экваториальный сегмент в силу ряда причин содержит сильно фрагментированное АМП, научное сообщество, интерпретирующее коррелируемые аномалии, не выделяет в этом интервале надежных линейных аномалий, и фактически этот интервал пуст в отношении данных для расчета матриц скоростей. Поэтому данный интервал не показан на графиках, имеющих следующие особенности. Хорошо видно регулярное увеличение скорости спрединга по мере удаления от полюса вращения плит, разделяемых САХ (около 60°с.ш.). На этом фоне имеют место локальные вариации полускоростей, достигающие 100% вдоль простирания САХ и 250% в разнице между западным и восточным флангами. Размеры сегментов с локальными вариациями полускоростей сопоставимы с глубинами кровли «холодных» линз, что говорит сохранении главной масштабной сопоставимости глубин мантийных структур с размерами поверхностных.

Хорошо видна асимметрия скоростей на западном и восточном флангах (см.рис.3.27-2,3). Эта асимметрия сводится практически к нулевой разнице на некоторых сегментах САХ, положение которых (рис.3.27-4) хорошо совпадает с «холодными» линзами и максимумами модуляции трансформных разломов. Между линзами асимметрия полускоростей спрединга достигает максимальных значений, причем западный фланг САХ в южном полушарии имеет большие значения, чем восточный. В северном полушарии встречаются преобладания скоростей и на восточном фланге. Отметим отрицательную корреляцию максимумов полускоростей на западном фланге и минимумов на восточном. Для изохроны 16 млн лет на востоке имеется смещение к северу всей системы данных относительно запада, поэтому графики данных рис.3.27-2 выглядят смещенными по широте. Смещение западной кривой на север на величину около 120 км привело бы данные по этой изохроне к виду с отрицательной корреляцией, близкой к 1, как и для изохроны 4 млн лет. Это означает, что суммарное спрединговое перемещение, сопровождающееся определенным объемом горизонтальной аккреции коры, несмотря на асимметрию полускоростей остается более или менее одинаковым, и резкого скачка в продуктивности магматизма, поставляющего материал для формирования коры, не наблюдается. В пределах плиты имеются сегменты с различной кинематикой и преимущественным направлением этого процесса (горизонтальные «клавиши»). То есть, сегменты САХ обладают различными и независимыми друг от друга кинематическими характеристиками, что подтверждает тезис о неоднородной и «нежесткой» структуре плит и о

возможности в их пределах независимого движения частей под действием сил объемного типа с горизонтальной компонентой. Эти процессы усилены в областях между «холодными» подлитосферными линзами и в местах выхода в САХ глубинных аномалий типа «плюм».

Сравнение профилей полускоростей для изохрон 16 и 4 млн лет показывает, что имеются сегменты, где преимущественно западное преобладание увеличенных скоростей претерпело инверсию, и на момент изохроны 16 млн лет преобладание было на восточном фланге. Например, сегмент от 52° до 49° ю.ш. 4 млн лет имел восточное преобладание полускорости, но 16 млн лет преобладание было западным. Сегменты от 41° до 37° ю.ш. и от 17° до 15° ю.ш. наоборот: 4 млн лет имели западное преобладание полускорости, но 16 млн лет преобладание было восточным. Указанные инверсии имеют место в пространстве между «холодными» подлитосферными линзами. Очевидно, зоны пониженной вязкости мантии усиливают нестабильность и вариации кинематики преимущественного направления процесса спрединга по сравнению с «холодными» зонами. Не исключена миграция «холодных» линз в пространстве или их появление (исчезновение).

Как отмечено выше, при неоднородном профиле скорости вдоль сегментов САХ должны возникать сдвиги между блоками, выраженные деформациями в рельефе кровли базальтового слоя и, соответственно, в покрывающем его осадочном чехле, там, где он сформирован. На рисунке 3.28 представлен остаточный рельеф осевой зоны САХ и флангов между 7° и 24° ю.ш., полученный высокочастотной фильтрацией полного рельефа (GEBCO, 2014) на 30-секундной матрице для длин волн менее 75 км. Для сравнения с рис.3.27-2 на рис.3.28 показано положение изохроны 16 млн лет. На рис.3.28 отчетливо видны троги трансформных разломов, выраженные протяженными и практически прямыми отрицательными аномалиями рельефа, между которыми в ряде межразломных сегментов наблюдаются множественные «извилистые» троги аналогичной амплитуды, которые называют дискордантными. Их траектория не может быть объяснена в рамках общего искривления траектории трансформной зоны (flow line) за счет изменения режима перемещения плит, описываемого миграцией полюса вращения. Возможной интерпретацией их происхождения является разница скоростей соседних сегментов, приводящая к сдвиговым смещениям вдоль трансформных разломов и сопряженным зонам растяжения под углом 25-45° к сдвиговому разрыву, на сегментах, к нему прилегающих. Формирование таких структур можно проиллюстрировать схемой рис.3.29 (Кирмасов, 2011). Причем дискордантные образования формируются в сегменте с более медленной скоростью. Это в наиболее контрастном виде фиксируется в интервале от 17° до 15° ю.ш. на западном фланге САХ на изохроне 16 млн лет: значение полускорости к югу от 15° ю.ш. (рис.3.27-1) превышает полускорость к северу от этой широты, и при этом более высокоскоростной сегмент менее деформирован (рис.3.28). Зеркальный участок на восточном фланге при этом имеет

меньшую полускорость, и в его пределах проявлены дискордантные нарушения. Встречаются также и ситуации, где дискордантные нарушения более проявлены в высокоскоростном сегменте (от 15° до 14° ю.ш. на изохроне 30 млн лет). Это означает, что разница скоростей, кроме простого скучивания в высокоскоростном блоке, может компенсироваться путем обмена деформаций между блоками: растяжением низкоскоростного высокоскоростным и растяжением внутри высокоскоростного при сцеплении его части с низкоскоростным. В любом случае, между сегментами в пассивной части разлома формируется дефект в виде серпентинитов и брекчий вдоль разрыва, который «вмораживается» в плиту и может быть местом активизации смещений между блоками плит при любой неоднородности их движения.

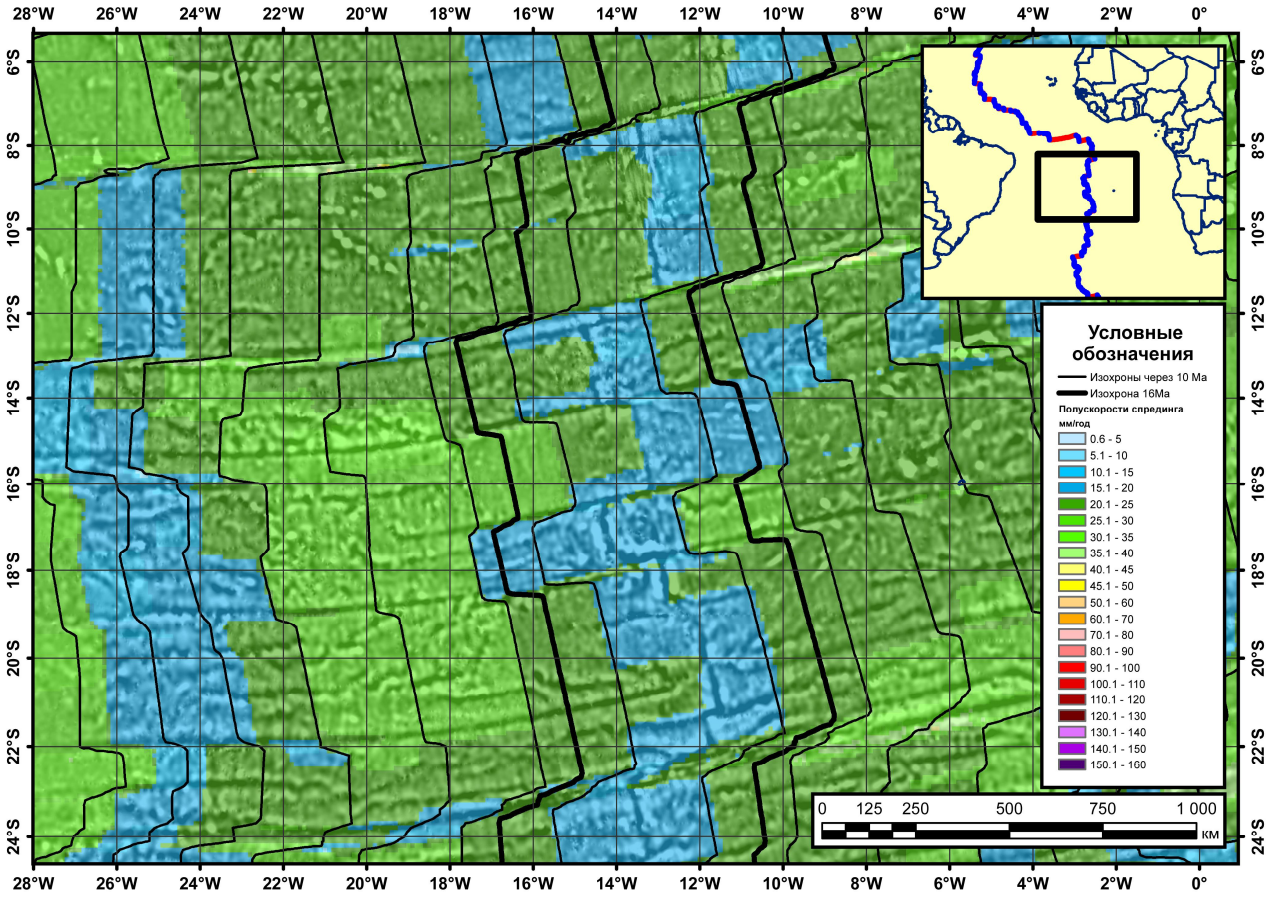


Рис. 3.28. Остаточный рельеф осевой зоны CAX и флангов между 7° и 24° ю.ш., полученный высокочастотной фильтрацией полного рельефа (GEBCO, 2014) на 30-секундной матрице значений для длин волн менее 75 км. Жирными линиями показано положение изохроны 16 млн лет с обоих флангов CAX, другие изохроны построены с шагом 10 млн лет. Среднеквадратичный разброс значений остаточного рельефа составляет ±232 м, минимальные и максимальные значения – около ±5000 м. Значения полускоростей даны по (Müller et al., 2008).

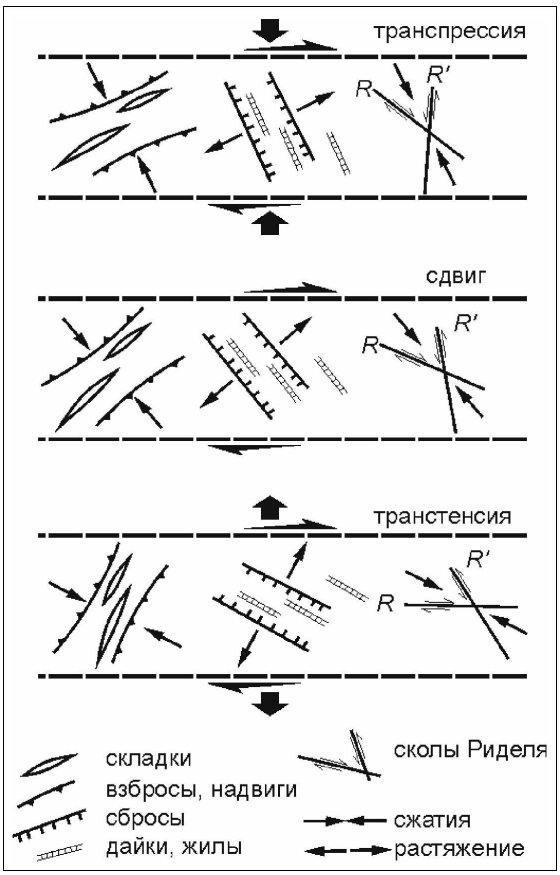


Рис.3.29. Ориентировка основных структур сдвигового парагенеза в зависимости от других компонент напряжения (Кирмасов, 2011) с изменениями.

Есть другая версия генезиса дискордантных зон, которая опирается на идею вдольосевого перетекания прогретого вещества (Аплонов, Трунин, 1995) в пространстве сегмента САХ, ограниченного трансформными смещениями. По мнению авторов (Аплонов, Трунин, 1995) в осевом сечении наблюдаются ячейки с восходящим потоком внутри и растеканием вдоль оси к краям сегмента. Этим в цитируемой работе объясняется нестабильность, приводящая к перескоку спрединга и магнитных аномалий параллельно оси САХ. При этом в центральной части сегмента над этим потоком формируются приподнятые участки долины САХ, а ближе к краям могут формироваться локальные депрессии. Концепция локального вдольосевого смещения вещества может быть применена для объяснения формирования дискордантных зон. Если конфигурация вдольосевых ячеек меняется во времени, например, смещается в субмеридиональном направлении, то положение локальных депрессий отслеживает эти изменения и может сформировать отображенные на рис.3.28 извилистые дискордантные зоны. Многие объекты этого типа имеют симметричный рисунок на обоих флангах САХ, что дает дополнительную аргументацию в пользу этого механизма. Но существуют несимметричные дискордантные зоны, которые могут быть объяснены сдвиговым механизмом за счет разницы полускоростей спрединга, описанным выше. Авторы идеи (Аплонов, Трунин, 1995) провели ее

анализ по зоне САХ от нулевого возраста до ~4 млн лет по линейным магнитным аномалиям, полученным детальной съемкой. Использование остаточного высокочастотного рельефа позволяет оценить пространственно-временную динамику вещества оси САХ на всем пространстве котловин, где разломные и дискордантные троги не полностью выровнены осадконакоплением, включая области АМП без инверсий полярности. Таким образом, область использования этой идеи может быть существенно шире. Предположение о подобном механизме формирования косых трогов, примыкающих непосредственно к САХ, приведено в (Fairhead, Wilson, 2005)

С позиций скоростной дифференциации, эволюционирующей во времени, можно объяснить наличие разломов-«отшельников», представленных прямыми трогами, не имеющими связи с осевой зоной САХ, по определению (Мазарович, 2000). Подобная структура отмечается в пределах упомянутого выше интервала от 17° до 15° ю.ш. на расстоянии около 400 км к западу от САХ. Ее исчезновение около 20 млн лет назад может быть связано с относительным выравниванием полускоростей спрединга на сопредельных сегментах, на которых в более ранний период имелась разница скоростей. При этом северная часть была более скоростной, если судить по наличию дискордантных нарушений в южной. Частая смена относительных скоростных режимов в многочисленных сегментах САХ привела к формированию мозаичной картины рельефа океанического субстрата, представленного чередованием участков с насыщением дискордантными нарушениями и их отсутствием. Таким образом, помимо АМП, остаточный рельеф является основой для восстановления детальной кинематической эволюции спредингового субстрата, деформаций осадочного чехла и характера палеонапряжений. Насыщенность дискордантных нарушением является параметром, определяющим зональность литосферы по ее деформациям. Данные процессы могут происходить в каждом сегменте литосферы Атлантики, определяемом трансформными разломами, но наличие «холодных» подлитосферных линз и менее вязкой мантии в промежутках между ними может активизировать процессы на этих интервалах и усилить асимметрию движения. Необходимо отметить, что скоростная дифференциация должна приводить к образованию асимметричных относительно оси САХ дискордантных форм рельефа. Симметричные формы, скорее всего, формируются при вдольосевом перетоке менее вязкого вещества верхней мантии, контролирующем образование дополнительных трогов между прямыми трансформными разломами, сегментирующими САХ.

Сопоставление материалов корреляции геофизических атрибутов (см.рис.3.27) с данными классификации геодинамических типов литосферы Атлантики (Sokolov et al., 2008) показывает, что за пределами осевой зоны САХ – на его флангах и в зоне абиссальных холмов (до 1200 км от САХ) – кластеры геофизических параметров обладают меридиональной дифференциацией,

совпадающей с наличием «холодных» подлитосферных линз (см. рис.3.22). Основное различие этих кластеров состоит в среднем тепловом потоке, определяемом по площадям до нескольких миллионов км^2. Для зон с линзами он составляет 52 мВ/м^2, а для промежуточных зон с пониженной вязкостью – 67 мВ/м^2. Из этого следует, что характеристики поверхностной макротрещиноватости, зональности литосферы по степени деформированности, энерговыделение через поверхность и сейсмотомографические аномалии связаны в более или менее непротиворечивую причинно-следственную цепочку, позволяющую судить о влиянии геодинамического состояния мантии на поверхностные структуры.

3.8.5. Интенсивность АМП и содержание железа в базальтах вдоль САХ

Зависимость интенсивности АМП в осевой зоне севера САХ от содержания железа в базальтах должна существовать с необходимостью, поскольку оно составляет основу материала, из которого формируется магнитоактивный слой. Наличие связи содержания железа в разных типах базальтов с намагниченностью, измеренной в образцах, показано в работе (Верба и др., 2000). В работе (Дмитриев и др., 2006) приведены статистические значения содержания железа в закалочных стеклах базальтов различных типов плюмовой (TOP-1, TOP-K, TOP-Fe) и спрединговой (TOP-2, TOP-Na, TOP-FeTi) ассоциаций. На пространстве САХ от Исландии и ее окрестностей до медленно-спредингового хребта Книповича обнаружены все вышеперечисленные типы. По химическому составу стекол эти типы базальтов особо контрастны по содержанию железа: перепад средних значений составляет 4.8% (от 9.4% TOP-K до 14.2% TOP-FeTi) при среднеквадратичном разбросе около 1.2%. Превышение вариации параметра над его погрешностью позволяет искать осмысленные статистические тренды, в отличие от случаев, когда корреляции параметров замаскированы размытым облаком значений в пределах большого интервала погрешности.

На рис.3.30 показаны значения АМП, FeO и типы базальтов вдоль САХ. Хорошо видна корреляция значений АМП по данным (Maus et al., 2009) по профилю, оцифрованному вдоль осевой аномалии, с содержанием FeO, особенно севернее 65° с.ш. Также хорошо видно, что эта корреляция обеспечена наличием контрастных (по FeO и по глубинности) типов базальтов. Южнее в зоне САХ были подняты базальты типов с меньшей вариацией содержания FeO, поэтому установить достаточно четкий тренд с АМП не удается. В северном сегменте САХ наблюдается очевидная взаимосвязь содержания FeO и глубинных плюмовых аномалий сейсмотомографического атрибута (см.рис.3.27-6) в районе Исландского и Азорского плюмов. Аналогичным образом выделяются аномалии интенсивности АМП.

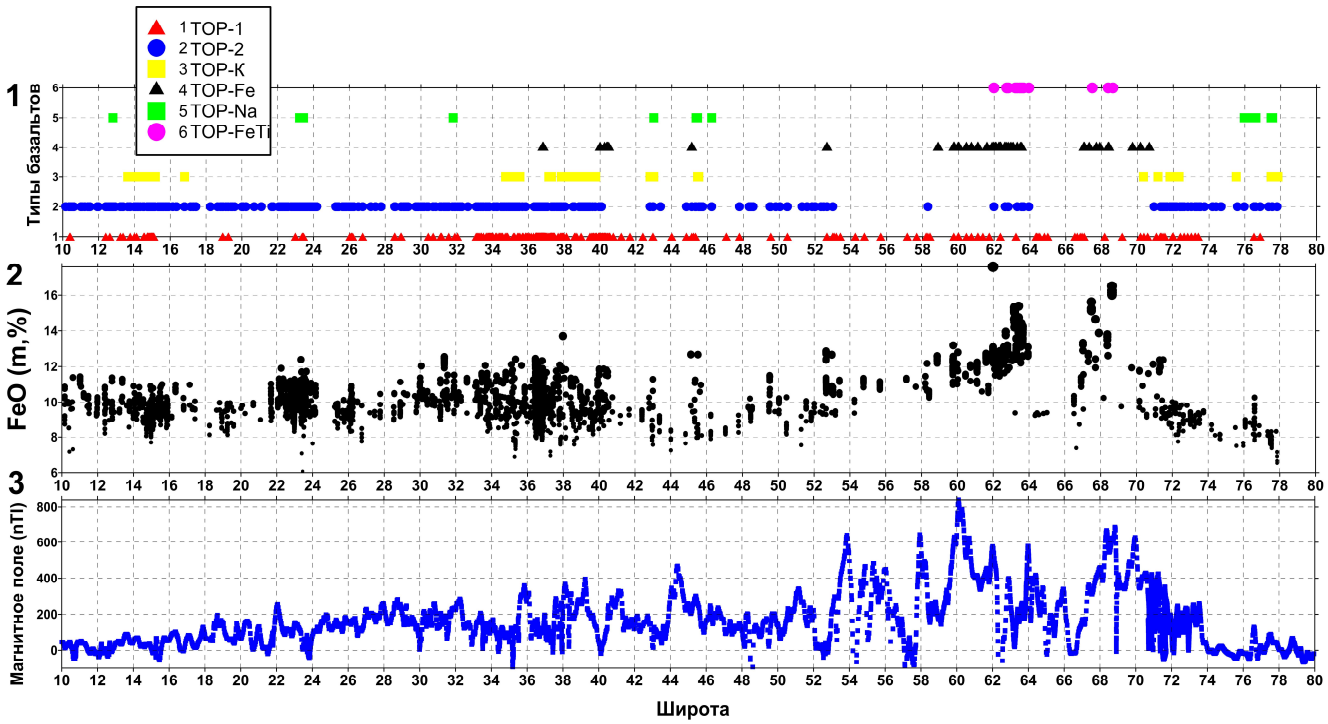


Рис.3.30. Распределение вдоль САХ от 10° до 80° с.ш.:
1 – типы базальтового магматизма (Дмитриев и др., 2006);
2 – значение FeO (m, %) в закалочных стеклах (Соколов, Силантьев, 2011);
3 – значение АМП вдоль оси САХ (нТл) (Maus et al., 2009).

Корреляция АМП с содержанием FeO в закалочных стеклах приведена на рис.3.31. Там же показана дифференциация проб по типам базальтов. Основная часть проб стекол, где обнаружены только малоглубинные TOP-Na и TOP-2 спрединговой ассоциации, на диаграмме выражена плотным облаком точек, в пределах которого тренд не установлен. При появлении в образцах плюмовых базальтов, указывающих на совместное магмообразование в САХ из двух различных по глубинности источников (Силантьев, 2008), и крайних разностей – TOP-K и TOP-FeTi, вариация FeO от АМП формирует заметный псевдолинейный тренд, который может быть оценен количественно. Это позволяет в районах с проявлением плюмового типа базальтов проводить их типизацию по магнитному полю, что особенно актуально в малодоступных для пробоотбора районах.

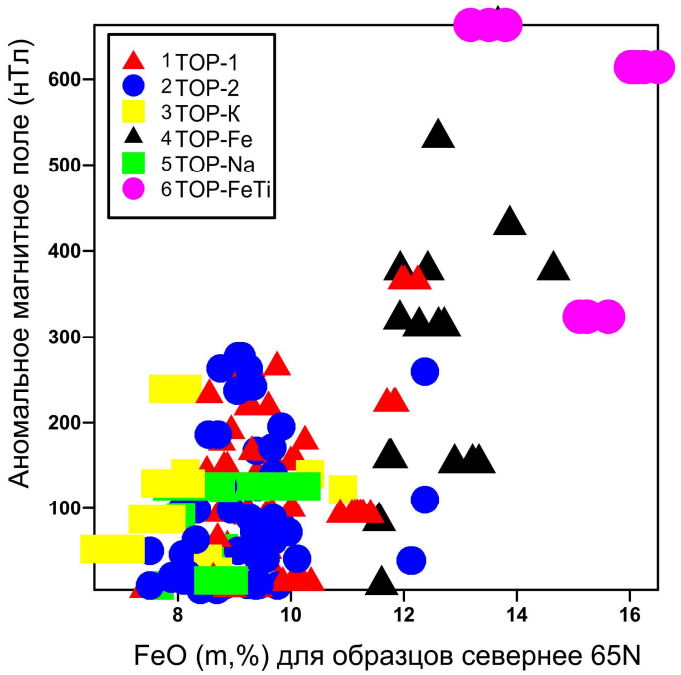


Рис.3.31. Корреляция АМП с содержанием FeO в закалочных стеклах с дифференциацией по типам базальтов (Соколов, Силантьев, 2011).

3.8.6. Гидротермальные проявления вдоль САХ

Рассмотрим корреляцию геофизических полей, сейсмичности и гидротермальных проявлений вдоль оси САХ (рис.3.32), где обобщена информация о силе тяжести в свободном воздухе, сейсмичности, положения сульфидной минерализации, аномалиям Буге и сейсмической томографии. Интерпретация физической взаимосвязи использованных геофизических атрибутов была приведена ранее в этом разделе (п.3.8.2). Для сравнения гидротермальных проявлений с упомянутыми атрибутами в работах (Мазарович, Соколов, 1998; Mazarovich, Sokolov, 2002) была взята модель RG5.5 (Zhang, Tanimoto, 1992), рассчитанная до сферических гармоник 36 порядка при параметризации на блоках 5°x5° до глубины 500 км. На этом профиле отчетливо видны три минимума (см. рис.3.32-3), соответствующие (с севера на юг) Исландскому и Азорскому плюмам и южноатлантическому осевому минимуму. Отметим совпадение главных зон минимумов аномалии Буге с соответствующими минимумами томографического разреза, представленными зонами разуплотненной мантии, обсуждавшееся ранее (п.3.8.2). Южное смещение центров Азорского и Исландского плюмов приблизительно в 10 дуговых градусов (два дискрета параметризации) относительно центров минимумов аномалий Буге не должно рассматриваться как значимое из-за низкой детальности модели RG5.5 (Zhang, Tanimoto, 1992). На более детальных моделях (см.рис.3.22) оно отсутствует. Существенным является то, что конфигурация отрицательных томографических аномалий «горячего» мантийного вещества плюмов имеет форму ответвлений от глубинного канала, смотрящих на юг, и указывает на вдольосевое перетекание прогретых

масс. Сказанное не противоречит имеющимся литературным данным о южной миграции Азорского плюма (Dmitriev et al, 2001; Dmitriev et al, RJES, 2001; Дмитриев и др., 2001; Cannat et al, 1999).

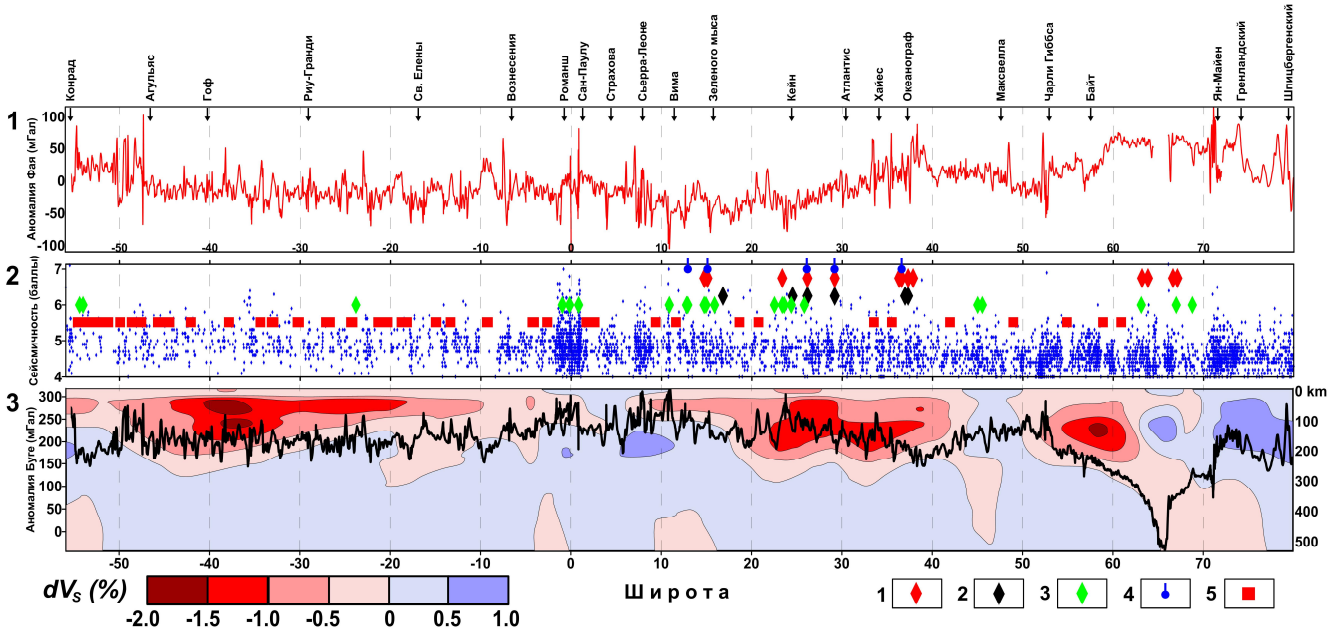


Рис.3.32. Корреляция геофизических полей, сейсмичности и гидротермальных проявлений вдоль оси CAX (Mazarovich, Sokolov, 2002) с изменениями.
1 – аномалия силы тяжести в свободном воздухе по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997) и пересечения CAX трансформными разломами;
2 – сейсмичность вдоль CAX (ANSS, выборка 2001), гидротермальные проявления и их прогноз: *1* – активные гидротермальные проявления; *2* – пассивные гидротермальные проявления; *3* – сульфидные оруденения; *4* – метановые «факелы»; *5* – районы, перспективные на сульфидную минерализацию или гидротермальную активность;
3 – разрез вариаций скоростей поперечных волн по данным сейсмотомографической модели RG5.5 (Zhang, Tanimoto, 1992) в верхней мантии (0-500 км) и аномалии Буге.

На рис.3.32-2 отчетливо видно, что распределение сейсмичности вдоль хребта имеет форму концентрированных кластеров размером около 1.5-2°, к промежуткам между которыми тяготеют известные проявления сульфидной минерализации и других явлений, связанных с ней (Мазарович, Соколов, 1998; Mazarovich, Sokolov, 2002). Рассматривая относительно хорошо изученную Северную Атлантику, необходимо отметить, что проявления сульфидной минерализации тяготеют не просто к зонам пониженной частоты сильной (для выборок событий более 4 баллов) сейсмичности, а к зонам, ассоциированным с плюмовыми явлениями в верхней мантии. На наш взгляд, наиболее вероятным механизмом, реализующим эту связь, является то, что наличие плюма, продвигающегося на юг (или просто функционирующего) вдоль хребта приводит к возникновению дополнительной системы трещиноватости коры по периферии области его растекания или на фронте его продвижения. Это облегчает доступ воды, ее циркуляцию и обогащение компонентами, свойственными гидротермальным растворам (Мазарович, Соколов, 1998). Кроме того, интенсивный базальтовый магматизм плюмового

типа, поставка в зоне плюма необходимых летучих компонентов и повышенный тепловой поток создают дополнительные условия, способствующие гидротермальной активности. Зоны трещиноватости способствуют также развитию процессов серпентинизации и связанному с этим выделению метана (Charlou et al, 1998; Дмитриев, Базылев и др., 1999). Отмечается также незначительное смещение активных гидротермальных построек на юг от пассивных, что также может свидетельствовать о миграции плюма и гидротермальных систем, связанных с периферийной трещиноватостью на границе с «холодными» сегментами.

3.9. Площадное распределение реологических свойств в мантийном слое между глубинами 400 и 670 км

Проведенное сопоставление геолого-геофизических параметров вдоль оси САХ с атрибутом отношения $\delta(Vp/Vs)$ на осевом разрезе показывает их корреляцию с чередованием минимумов и максимумов атрибута на средней глубине около 500 км. Минимумы атрибута связаны со следующими характеристиками, измеренными на поверхности литосферы:

– максимумы общих длин трансформных разломов (макротрещиноватость);

– кластерные сочетания значений потенциальных полей, свойственных преддуговым областям;

– большие (> 200 км) субширотные смещения оси САХ;

– нетипичные механизмы очагов землетрясений;

– группа осевых кластеров 5, 7, 10, отличающихся вариацией теплового потока в сторону уменьшения и, соответственно, увеличения на максимумах потенциальных полей;

– минимумы асимметрии полускоростей спрединга.

Максимумы атрибута связаны со следующими характеристиками, измеренными на поверхности литосферы:

– длинные сегменты САХ, не содержащие трансформных разломов;

– минимумы аномалий Буге, указывающие на региональное разуплотнение и прогрев;

– максимумы асимметрии полускоростей спрединга;

– максимумы содержания FeO в высокопродуктивном базальтовом магматизме.

Перечисленные параметры и их особенности указывают на то, что геодинамическое состояние мантии на средней глубине около 500 км определяет их распределение на поверхности. Наличие «холодных» блоков и «горячих» зон между ними влияет на тектонику и геодинамику литосферы в соответствии с разницей реологических свойств на указанной глубине: обеспечивает более подвижную и ассиметричную динамику в «горячих» зонах пониженной вязкости мантии (ductile) и наличие повышенной макротрещиноватости (brittle) с нетипичной сейсмичностью в зонах больших смещений САХ над «холодными» блоками. Это

связь указывает на то, что в движение плит может быть, кроме собственно литосферы, вовлечен поверхностный слой мощностью до 400 км. Энергетический остаток, который может быть затрачен на горизонтальные тектонические движения, оцененный в п.1.4, допускает перемещение слоев с мощностью, превышающей среднюю литосферу в 100-150 км.

Другим вариантом интерпретации данного наблюдения может быть следующее определение. Сочетание «холодных» блоков со характерными значениями параметров на поверхности литосферы является фоновым, а области над «горячими» блоками являются нарушениями, возникающими в местах ответвлений плюмовых аномалий. В этом случае общая вовлеченность в горизонтальное движение слоя до 400 км может отсутствовать. Вместо этого мы наблюдаем интенсивную динамику только «горячих» блоков, что и определяет обособление «холодных» зон в цепочке вдоль САХ. Для дополнительной аргументации к вышесказанному рассмотрим площадное распределение аномалий подвижности на срезе куба атрибута на глубине 470 км (рис.3.33). Хорошо видно, что единая «горячая» система под САХ отсутствует, и не только на площади акватории Атлантики, но и на прилегающих континентах фоновое значение преимущественно «холодное». Средние значения атрибута в пределах площади приблизительно равны нулю из-за сильных локальных «горячих» аномалий. Общая конфигурация аномального поля содержит группу изолированных «горячих» максимумов, встроенных в фоновое поле. На рис.3.34 показан сейсмотомографический разрез мантии по S-волнам по профилю вдоль 24° з.д. На этом разрезе видны следующие особенности. Подтверждается конфигурация томографических аномалий Исландского и Азорского плюмов как областей с общим корнем, и имеющими тенденцию к миграции на юг вдоль САХ (п.3.8.6). Проиллюстрирована конфигурация зеленомысского ответвления Африканского суперплюма, питающего вулканические системы островов Зеленого Мыса и Канарского архипелага, имеющая ответвления, соединяющиеся с Азорским плюмом. Прогретое вещество мантии на разрезе отображается как древовидная структура, проникающая от границы с ядром в верхние части мантии по системе каналов с ответвлениями и соединениями. Это согласуется с характером аномального поля на площадном сечении (см.рис.3.33). Вдольосевые характеристики САХ, прокоррелированные в данной главе с разрезом атрибута $\delta(Vp/Vs)$ и имеющие синхронизацию со значениями на глубине около 500 км, могут быть протянуты на площади котловин по срезу атрибута. Но это касается только тех характеристик, которые не связаны непосредственно с процессом рифтогенеза: пассивные части трансформных разломов, сочетания значений потенциальных полей, современные деформации коры и осадочного чехла в котловинах, одним из механизмов возникновения которых является вариация полускоростей спрединга (п.3.8.4).

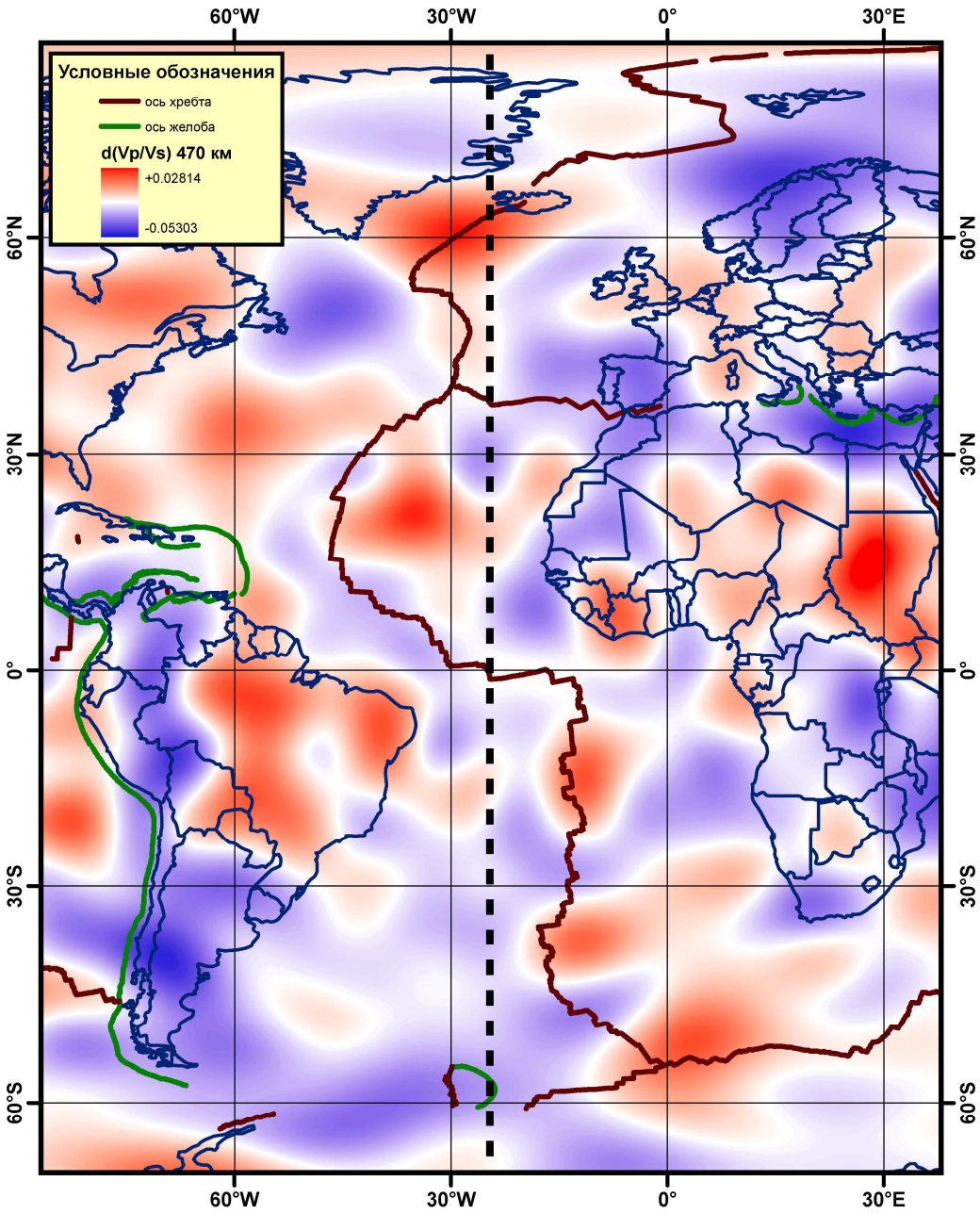


Рис.3.33. Горизонтальный срез куба вариации отношения Vp/Vs, рассчитанного по сейсмотомографическим данным для P и S волн (Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997; Van Der Hilst et al., 1997) на глубине 470 км. Пунктирной линией показано положение профиля рис.3.34 вдоль меридиана 24°з.д.

Таким образом, сформулированы два варианта объяснения наблюденной зависимости значений параметров и проявлений деформаций (см. главу 5) от геодинамического состояния мантии на глубине около 500 км:

1. В движение плит, кроме собственно литосферы, вовлечен поверхностный слой мощностью до 400 км, подошвой которого в некоторых районах являются «холодные» мантийные блоки. Разница в трении движущегося слоя об субстрат с разной вязкостью создает дифференциацию параметров на поверхности, и над холодными блоками формируются зоны повышенной макротрещиноватости и деформаций.

2. «Холодные» блоки в верхней мантии являются фоновым явлением, а области над «горячими» блоками являются нарушениями фона, возникающими в местах ответвлений плюмовых аномалий. В этом случае общая вовлеченность слоя до 400 км в горизонтальное движение может отсутствовать. Вместо этого мы наблюдаем интенсивную динамику только в «горячих» блоках и на их периферии, что и определяет взаимодействие и деформации в «холодных» зонах.

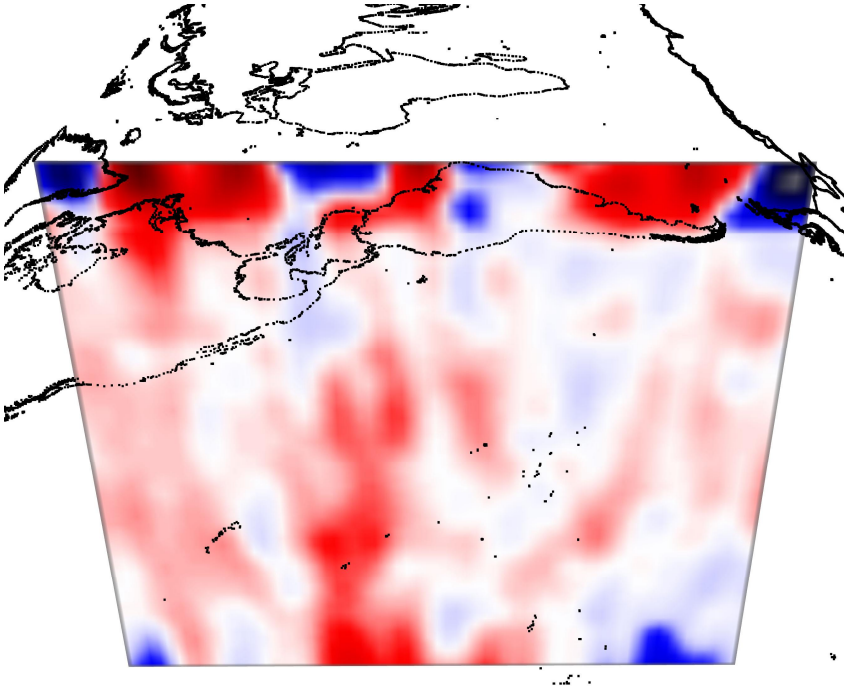


Рис.3.34. Сейсмотомографический разрез δV мантии по S-волнам (Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997) по профилю вдоль меридиана 24°з.д. Положение профиля показано на рис.3.33.

В настоящее время однозначно определить, какой именно механизм имеет место, достаточно сложно. В пользу первого решения говорит тот факт, что макротрещиноватость представляет собой активное воздействие на среду, дифференцированное как по вертикали, так и по горизонтали. Поэтому движение слоя с повышенным трением его подошвы в местах «холодных» блоков выглядит обоснованным. С другой стороны, ответвления плюмов бесспорно являются нарушением того состояния мантии, в котором они оказываются. Не исключено, что в природе реализованы оба решения, конкурирующие друг с другом.

3.10. Параметры, характеризующие тип коры и границу континент – океан

Разделение коры на два главных типа – континентальный и океанический (не считая промежуточных состояний) – проводится главным образом на основании данных глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). В настоящее время накоплен обширный фактический материал, позволяющий статистически значимо определить упомянутые типы, в частности, в Атлантическом океане. Тем не менее, плотность данного вида исследований еще очень низка

(рис.3.35). Приведена схема изученности акваторий Земли точечными (короткими по длине годографа) экспериментами глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) без длинных систем наблюдений (геотраверсов) по данным (Геолого-геофизический ..., 1975; Международный ..., 1990; Международный ..., 2003), охватывающими весь диапазон коры до верхней мантии. Определения обобщенной модели коры океанического и континентального типов приведены в таблицах 3.3 и 3.4 соответственно.

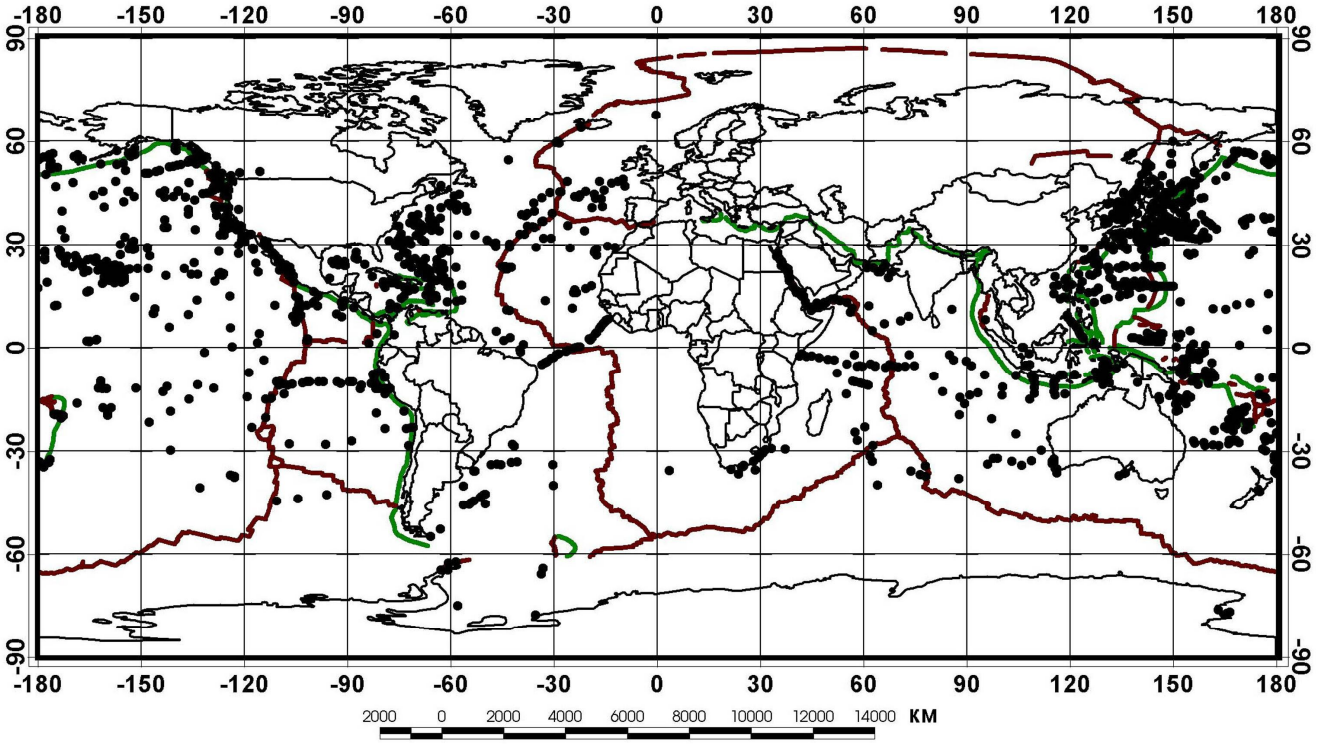


Рис.3.35. Схема изученности акваторий Земли точечными экспериментами ГСЗ без длинных систем наблюдений (геотраверсов) по данным (Геолого-геофизический ..., 1975; Международный ..., 1990; Международный ..., 2003).

Таблица 3.3. Параметры обобщенной сейсмической модели коры океанического типа для Тихого океана (Зверев, Капустян, 1980, с упрощением)

Слой	Скорость Р-волн (км/с)	Мощность (км)
1. Осадочный	2.15	0.3
2. Переходный	5.15	1.2
3. Океанический	6.80	3.5
Высокоскоростной	7.55	1.0
Граница М1	8.15	5.0
Граница М2	8.60	

Таблица 3.4. Параметры обобщенной сейсмической модели коры континентального типа (Павленкова, 1987)

Слой (структурный этаж)	Скорость Р-волн (км/с)	Мощность (км)
1. Осадочный	2.0-5.0	0-5
2. Верхний («гранитный»)	5.8-6.4	10-15
3. Средний	6.5-6.7	10-15
4. Нижний	6.8-7.5	10-15
Граница М	7.8-8.2	

Главными отличиями этих коровых типов являются:

– общая мощность (повышенная в среднем до 33 км у континентального типа по сравнению с 5-7 км у океанического типа);

– наличие мощного слоя со скоростями 6.0-6.4 («гранитный») у континентальной коры, в отличие от маломощного «переходного» слоя океанической коры со скоростями 5.15 при весьма большом разбросе значений от 4.2 до 5.9 (см. рис.3.38);

– сокращение мощности слоев со скоростями более 6.5 у океанического типа коры и менее глубокое расположение границы М

Указанные пункты отличия континентальной коры от океанической оказывают существенное влияние на гравитационное поле и томографию по поверхностным волнам. Кроме указанных типов, существуют еще и переходные типы коры, которые здесь не рассматриваются.

Расчет гистограмм распределения скоростей в пределах 1-го, 2-го и 3-го выделяемых слоев в океанических структурах (в большинстве случаев устойчиво выделяется именно три слоя) и пространственный анализ распределения скоростных параметров показывает следующее. Для 1-го осадочного слоя характерно компактное одномодальное распределение скорости сейсмических волн (рис.3.36). В большинстве случаев, где 1-й слой выделяется, его параметры представлены малой мощностью (около 0.5 км) и скоростным интервалом от 1.6 до 2.2 км/с. Интерпретация подобного распределения тривиальна и не нуждается в детализации. Особо отметим то, что в областях с отсутствием осадочного чехла в 1-й слой попадают значения, свойственные 2-ому слою. Это происходит в районе рифтовой системы Земли (рис.3.37), а также в районах с внутриплитным высокопродуктивным магматизмом (например, район Гавайских островов). Также в связи с этим отметим области, где присутствуют измерения на побережье в условиях древних платформ или горных систем (Северная Америка).

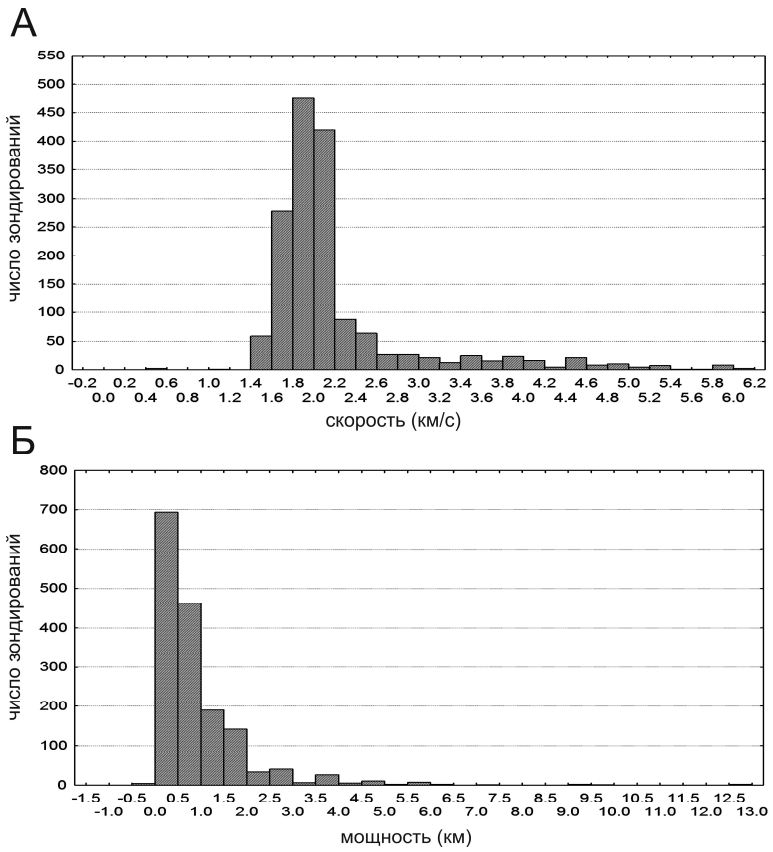


Рис. 3.36. Распределение скоростей преломленных волн (А) и мощностей (Б) 1-го слоя океанической коры по статистической обработке данных (Геолого-геофизический ..., 1975; Международный ..., 1990; Международный ..., 2003).

Для 2-го слоя океанической коры характерно большое разнообразие скоростей преломленных волн, регистрируемых от этого слоя в различных тектонических провинциях (рис. 3.38). Несмотря на то, что мощность 2-го слоя имеет достаточно компактное распределение (в среднем от 1.5 до 2.5 км), при котором можно было бы ожидать такую же «компактную» природу пород слоя, значения скорости того, что было исследователями определено как 2-й слой, имеют несколько четко выраженных диапазонов в очень больших пределах – от 1.5 до 7.4 км/с. Первый диапазон имеет значения от 1.3 до 3.2 км/с и обозначен желтым цветом (см.рис.3.37). Второй диапазон от 3.2 до 4.2 км/с – оранжевый. Эти два диапазона являются условно «осадочными». Третий диапазон – от 4.2 до 6.0 км/с, представленный единым широким экстремумом гистограммы, соответствует собственно классическому 2-му слою океанической коры и обозначен синим цветом. По данной оценке разброс его значений больше, чем приведенный в (Зверев, Капустян, 1980), где он объясняется узким интервалом выхода преломленных волн от этого слоя в первые вступления и, как следствие, неустойчивым определением угла наклона годографа и «шероховатой» природой самого слоя, представленного базальтами, излившимися на поверхность в рифтовых условиях. Далее в гистограмме расположен экстремум от 6.0 до 7.4 км/с без промежуточных минимумов. Эти значения будем показывать, разбивая их на два диапазона – от 6.0 до 6.4 км/с и от 6.4 до 7.4

км/с – в силу известного устойчивого различия этих интервалов по их соответствию структурным этажам коры разных типов. Первый из этих интервалов («гранитный») показан красным кодом, второй – зеленым. Небольшая точность определения углов наклонов годографов при сравнительно небольшой ширине интервалов будет приводить к их перекрытию, и на общей гистограмме они будут сливаться в один экстремум. Основное место в скоростных параметрах 2-ого слоя занимает свойственный ему по определению «переходный» слой (по терминологии Зверева С.М. и Капустян Н.К.), но мы наблюдаем, что примерно в половине случаев присутствуют отскоки вниз (в сторону «осадочных» значений скорости) и вверх (в сторону «гранитных» значений и значений «океанического» слоя).

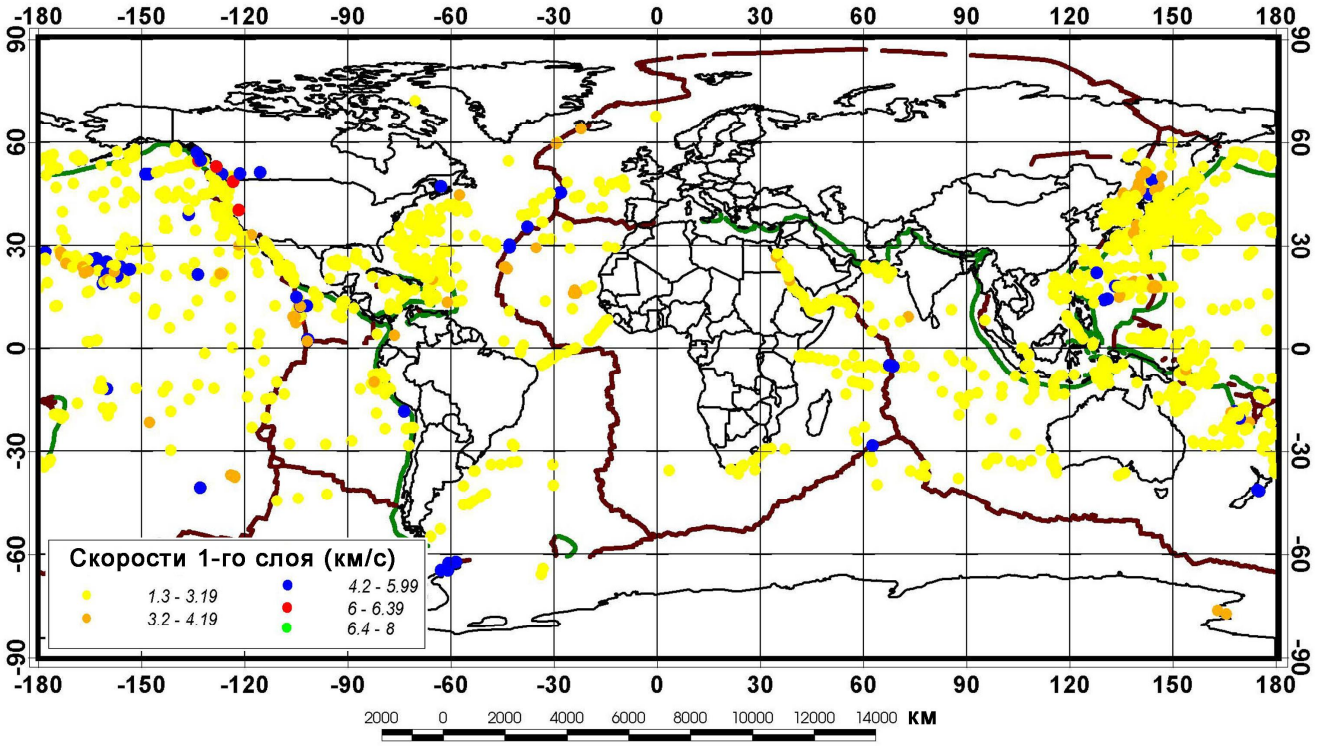


Рис. 3.37. Пространственное распределение скоростей 1-го слоя океанической коры по данным (Геолого-геофизический ..., 1975; Международный ..., 1990; Международный ..., 2003).

Такие отскоки могут происходить в следующих случаях, список которых возможно не полный:

1. При отсутствии в разрезе осадочного слоя и, соответственно, сдвиге типичного разреза вверх по номерам слоев.

2. При аномальном по океаническим меркам осадочном чехле, содержащем в низах разреза консолидированные осадки со скоростями, приближающимися к скоростям базальтоидов (например, известняки карбонатных банок) – сдвиге типичного разреза вниз по номерам слоев.

3. При появлении в разрезе слоя с «гранитными» скоростями, являющегося признаком «континентальности» разреза консолидированной коры.

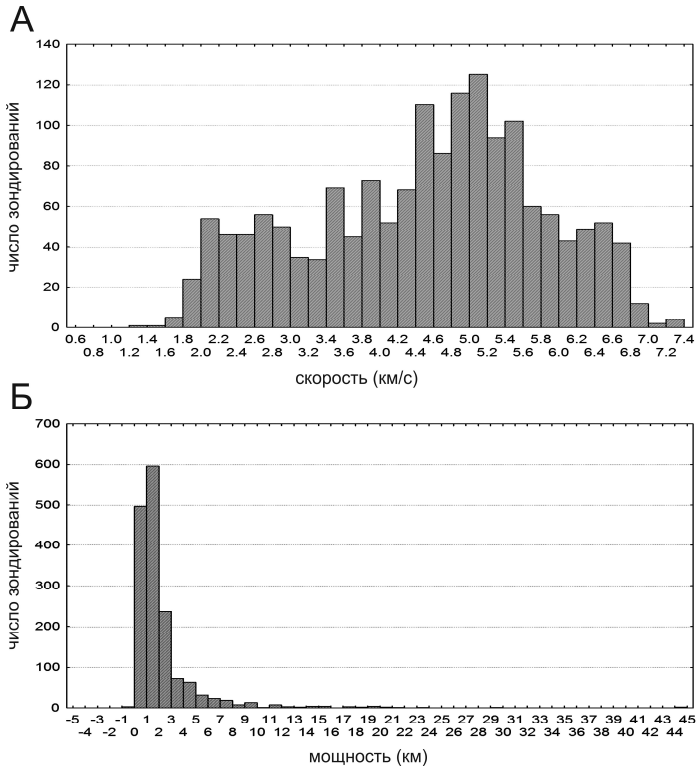


Рис. 3.38. Распределение скоростей преломленных волн (А) и мощностей (Б) 2-го слоя океанической коры по статистической обработке данных (Геолого-геофизический ..., 1975; Международный ..., 1990; Международный ..., 2003).

Рассмотрим пространственное распределение скоростей второго слоя на рис.3.39. Основная часть акваторий океана покрыта среднестатистическим значением скоростной характеристики: 4.2 – 6.0 км/с. Исключения, приводящие к появлению сдвига типичной последовательности вверх или вниз, и их структурная привязка объяснены выше. Остановимся на случае, когда происходит замещение среднестатистического 2-го слоя на «гранитные» значения (красный цвет). Главной зоной распространения подобного замещения являются части хорошо изученных шельфовых областей, где «континентальность» доказана, например, Охотское море. Интересной особенностью является то, что значительная часть задуговой области этого моря, расположенная на юге, представляет собой переходный тип, упомянутый выше, в котором во 2-й слой выдвигается структурный этаж коры со скоростями 6.4-6.8 (рис.3.40). К северу от Южно-Охотской впадины во 2-м слое отмечены «гранитные» скорости. Сопоставление скоростей со значениями аномалий Буге показывает, что приблизительной границей между районами с океаническими и континентальными скоростями во 2-м слое является значение аномального поля 175 мГал. Оно в первом приближении может быть использовано как критерий для определения границ континентов (или океанов) и континентальных отторженных блоков.

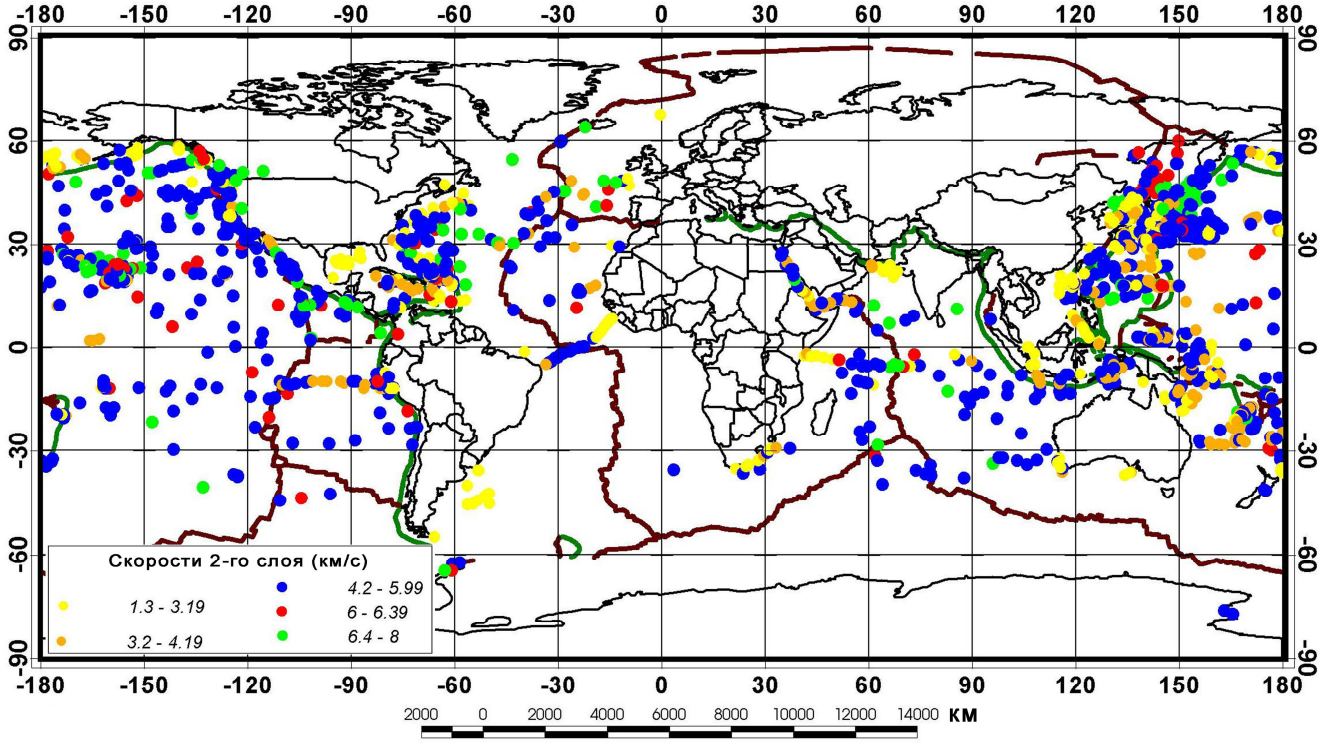


Рис. 3.39. Пространственное распределение скоростей 2-го слоя океанической коры по данным (Геолого-геофизический ..., 1975; Международный ..., 1990; Международный ..., 2003).

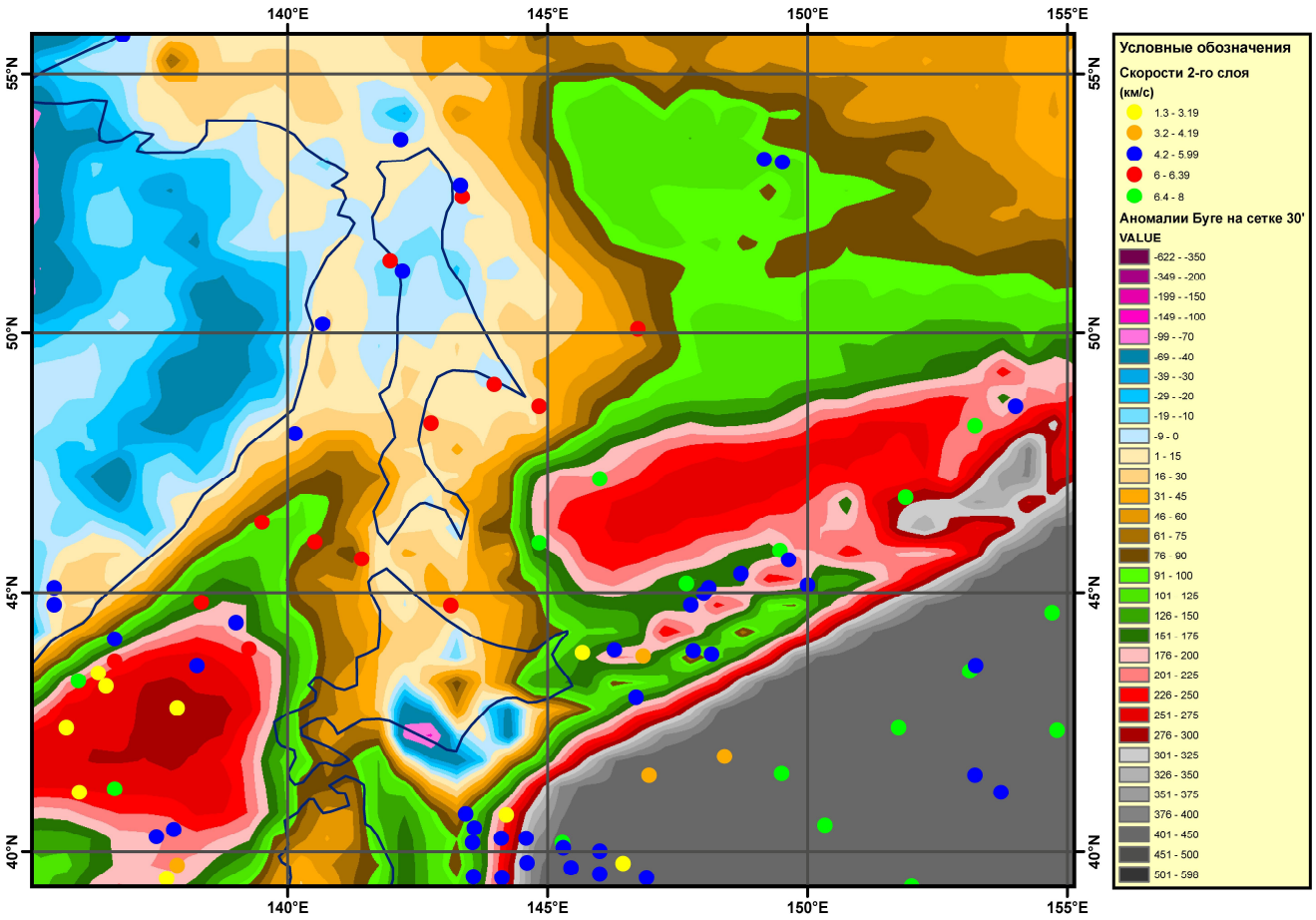


Рис. 3.40. Аномалии Буге на сетке 30' (Joint..., 1997; Hwang et al., 1997) и скорости 2-го слоя земной коры по данным (Геолого-геофизический ..., 1975; Международный ..., 1990; Международный ..., 2003) для юго-западной части Охотоморского региона.

Другими случаями появления во 2-ом слое скоростного интервала 6.0-6.4 являются области магматизма с повышенной продуктивностью, расположенные в районе горячих точек, например около Гавайских островов, Восточно-Тихоокеанского поднятия, а также в районе Индийского сегмента СОХ (см.рис.3.39). Кроме того, имеются единичные отскоки, не коррелируемые в пространстве с другими сходными значениями, которые безусловно нельзя рассматривать как детекцию появления «гранитного» слоя, а скорее всего необходимо отнести к разряду погрешности определения скорости в условиях неполных систем наблюдений (отсутствие встречных годографов) или локальных флуктуаций параметров 2-ого слоя. Сказанное говорит о том, что при отсутствии плотной сети наблюдений, при которой повторяемость данных подтверждает тот или иной результат, необходимы дополнительные параметры, позволяющие в комбинации с глубинной сейсмикой определять характер разреза коры.

Для 3-го океанического слоя, также как и для 1-го, характерно компактное одномодальное распределение скорости сейсмических волн в интервале 6.4-7.0 (рис.3.41), но с выраженной асимметрией. То же самое свойство наблюдается в распределении мощностей. В целом необходимо отметить, что гистограммы показывают гораздо меньший разброс параметров по сравнению со 2-м слоем, и это дает нам основание считать состав 3-го слоя в основном однородным. Несмотря на это, главная мода распределения имеет «плечо» в области скоростей 6.0-6.4 и «предплечье» в области скоростей 4.2-6.0.

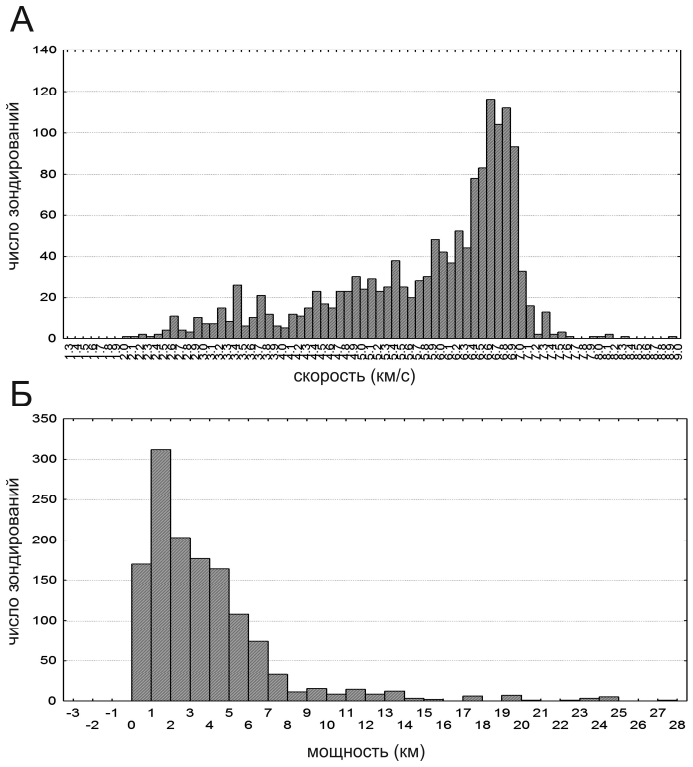


Рис. 3.41. Распределение скоростей преломленных волн (А) и мощностей (Б) 3-го слоя океанической коры по статистической обработке данных (Геолого-геофизический ..., 1975; Международный ..., 1990; Международный ..., 2003).

Рассмотрим пространственное распределение параметров 3-го слоя на карте рис.3.42. Распространение цветового кода для среднестатистического значения этого слоя доминирует, что хорошо видно на карте. Сдвиги типичного разреза вниз, или, другими словами, появление в 3-ем слое пониженных скоростей осадочного интервала происходит исключительно в шельфовых областях или на континентальном склоне с развитым осадочных чехлом, что является фактом с тривиальной интерпретацией. Появление в 3-м слое среднестатистических скоростей 2-ого слоя и скоростей интервала 6.0-6.4 заслуживает обсуждения. Это явление присутствует прежде всего в зонах с повышенной продуктивностью магматизма – в атлантических надплюмовых областях, Восточно-Тихоокеанском поднятии, системе горячих точек Индийского океана, но, что наиболее интересно, в задуговых областях запада Тихого океана и Карибского моря. Анализ пространственного появления «гранитного» интервала скоростей в середине и низах консолидированной коры акваторий показывает, что он имеет место в двух случаях: **при наличии четко выраженного континентального строения коры исследуемого района и при наличии условий интенсивной выплавки частично расплавленного вещества мантии на большой площади, наложенной на стандартные океанические структуры**. Последнее условие справедливо даже для тех ситуаций, когда зоны выплавок не находятся в системе СОХ, а располагаются в задуговых зонах, возникших при спонтанном смещении и надвиге одних блоков стандартной океанической коры на другие. По-видимому, такие зоны являются стартовой ситуацией для аккреции будущих континентальных блоков.

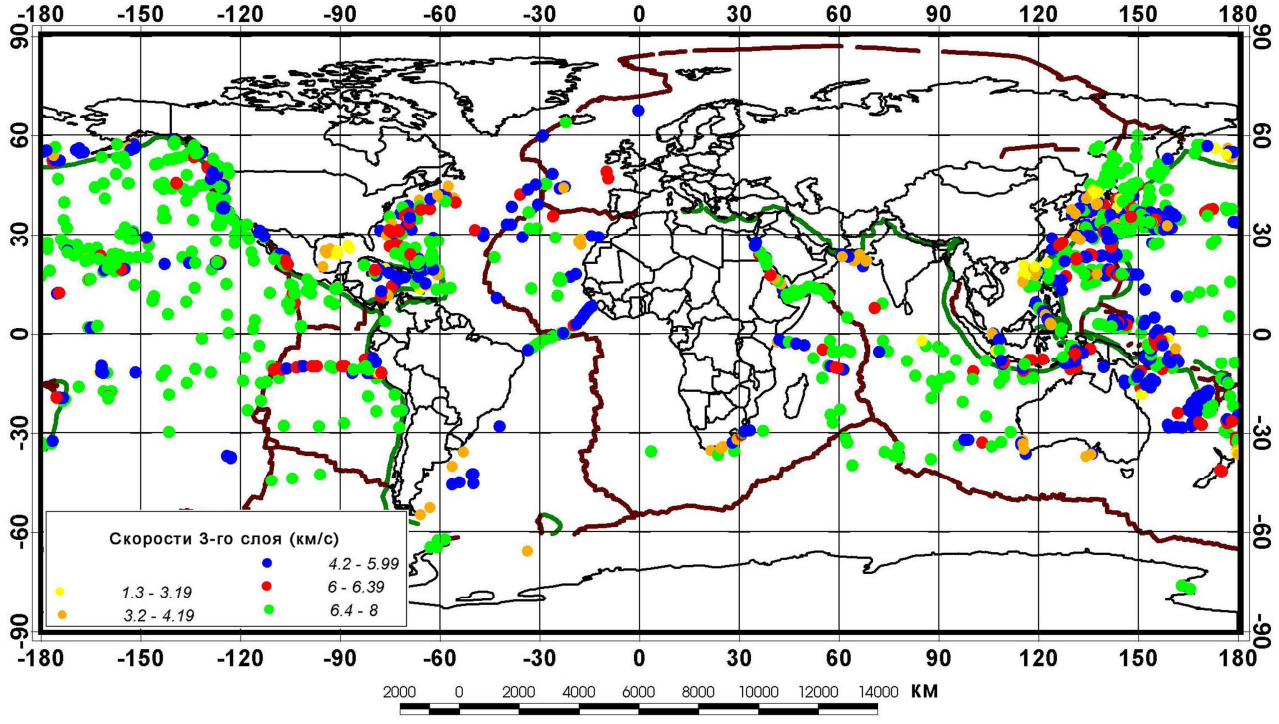


Рис. 3.42. Пространственное распределение скоростей 3-го слоя океанической коры по данным (Геолого-геофизический ..., 1975; Международный ..., 1990; Международный ..., 2003).

Таким образом, мы приходим к выводу, что для надежной детекции сложившихся континентальных структур в океанических областях, примыкающих к континентам, нам необходим дополнительный параметр к скоростному разрезу, полученному методами глубинной сейсмики. Отличия физических параметров континентальной коры от океанической имеют четкую выраженность в геофизических полях и могут быть использованы для решения задачи типизации коры. Принимая во внимание статистически устойчивую и практически линейную взаимосвязь плотности пород со скоростью сейсмических волн на ограниченных интервалах значений, можно с уверенностью определить, что вариации скоростных характеристик слоев коры будут иметь соответствующее отображение в **гравитационном поле и его редукциях**. Гравитационное поле в произвольной точке на поверхности наблюдений, определяемое как интеграл от плотностных и геометрических характеристик объемов пород, по вполне понятным причинам будет вести себя как функция плотности, мощности и (или) глубин залегания границ слоев коры. При этом океанические зоны с более плотными и неглубоко залегающими породами будут иметь повышенные значения аномалий, а континентальные – пониженные. Кроме того, вариации эффективной мощности приповерхностного низкоскоростного слоя Земли должны иметь соответствующее отображение в томографических данных, полученных по поверхностным волнам.

В настоящее время методы спутниковой альтиметрии позволяют получить искомую информацию по геофизическим потенциальным полям на всю поверхность Земли с практически однородной плотностью изученности в плане. В данной работе мы будем использовать матричное покрытие EGM97 и рассчитанную на его основе редукцию Буге, представленную на рис.3.4 (Joint …, 1997; Hwang et al., 1997). Анализ распределения аномалий Буге показывает следующее. Области проявления «гранитных» по сейсмическим скоростям характеристик 2-го и 3-го слоев (см. рис.3.39, 3.41) в условиях доказанного континентального строения (шельфовые зоны окраинных морей) имеют диапазон значений аномалий Буге **от 0 до ~175 мГал**. Области проявления этой характеристики в условиях повышенной продуктивности магматизма как современного, так и древнего, наложенного на океанические структуры, имеют значения аномалии Буге свыше **175 мГал.** Таким образом, данное значение имеет смысл «порога», по которому разумно проводить отсечение типа коры при ее классификации на два основных вида – океанический или континентальный без многообразия переходных типов. Наличие прямых измерений глубинной сейсмикой, показывающее присутствие «гранитных» характеристик в условиях аномалий Буге >175 мГал, не дает оснований говорить о «континентальности» района. Необходимо наличие определенного сочетания параметров.

Другим глобальным геофизическим покрытием, в котором должно отражаться различие типов коры, является томография по поверхностным волнам Лява (Larson et al., 1999)

(см.рис.3.3). Фазовая скорость распространения поверхностных волн зависит от эффективной мощности приповерхностного слоя, частицы которого вовлечены в циклические движения при распространении волны (п.3.2). Данный параметр создает возможность разделять области с мощностью коры, отличающейся на величины порядка первых десятков километров и даже менее. Среднее значение мощности коры континентальных зон около 33 км, а океанических – 7 км. Разница в аномальных значениях поля томографии должна показывать нам тип коры без наличия точечных зондирований глубинной сейсмикой. Томография по волнам Лява прекрасно разделяет континентальные области с отрицательными значениями поля и океанические области с положительными значениями (см.рис.3.3).

Зоны с повышенной продуктивностью магматизма (например, Исландия) в океане подчеркнуты слабым отрицательным значением этого параметра, свидетельствующим о повышенной эффективной мощности корового слоя за счет близости частично расплавленной верхней мантии. Картина поля в этих областях мало отличается от переходных зон континент – океан и от зон с молодыми «практически континентами». Это говорит о том, **что именно комбинация признаков должна использоваться для детекции различия океанических и континентальных структур**. Причем первым признаком должно оставаться прямое наблюдение (глубинная сейсмика), следующим признаком – аномалии Буге. Томография волн Лява, скорее всего, должна использоваться как вспомогательный параметр.

Компиляция данных ГСЗ, собранная в виде электронной базы данных, дополнена значениями аномалий Буге и томографии по волнам Лява. Эта модификация базы данных позволила провести сравнительный анализ имеющихся параметров и выяснить, имеются ли в массиве данных тренды и можно ли провести их количественную оценку в виде линейной аппроксимации.

Корреляция параметров коры с аномалиями Буге показывает, что общая мощность коры, как образования с меньшей по сравнению с мантией плотностью, имеет обратно пропорциональную зависимость с аномалиями Буге (рис.3.43). Имеющиеся данные показывают наличие ожидаемого тренда. Но диаграмма, построенная по всей совокупности данных, дает слишком размытую картину для количественной аппроксимации, хотя тренд показывает (см. рис.3.43). По всей видимости, облако точек должно быть разбито на более мелкие области, представляющие различные регионы (например, океаны), либо на различные морфоструктурные области (например, СОХ, котловины, окраины), где данные, имеющие различный региональный фон, не будут смешиваться и позволят построить количественные модели более сфокусированные. Высказанные соображения справедливы по отношению ко многим парным кросс-плотам по имеющимся параметрам:

– аномалии Буге – скорость 2-го слоя: скорость растет при росте аномалий Буге и формирует несколько параллельных наклонных групп;

– аномалии Буге – мощность 2-го слоя: мощность падает при росте аномалий Буге и формирует несколько параллельных наклонных групп;

– аномалии Буге – скорость мантии: более высокоскоростная и, следовательно, высокоплотностная мантия порождает более сильные гравитационные аномалии;

– томография по волнам Лява – скорость 2-го слоя: скорость растет при росте аномалий фазовых скоростей и формирует несколько параллельных наклонных групп (рис.3.44).



Рис. 3.43. Корреляция аномалий Буге и общей мощности коры акваторий по данным ГСЗ (Геолого-геофизический ..., 1975; Международный ..., 1990; Международный ..., 2003).

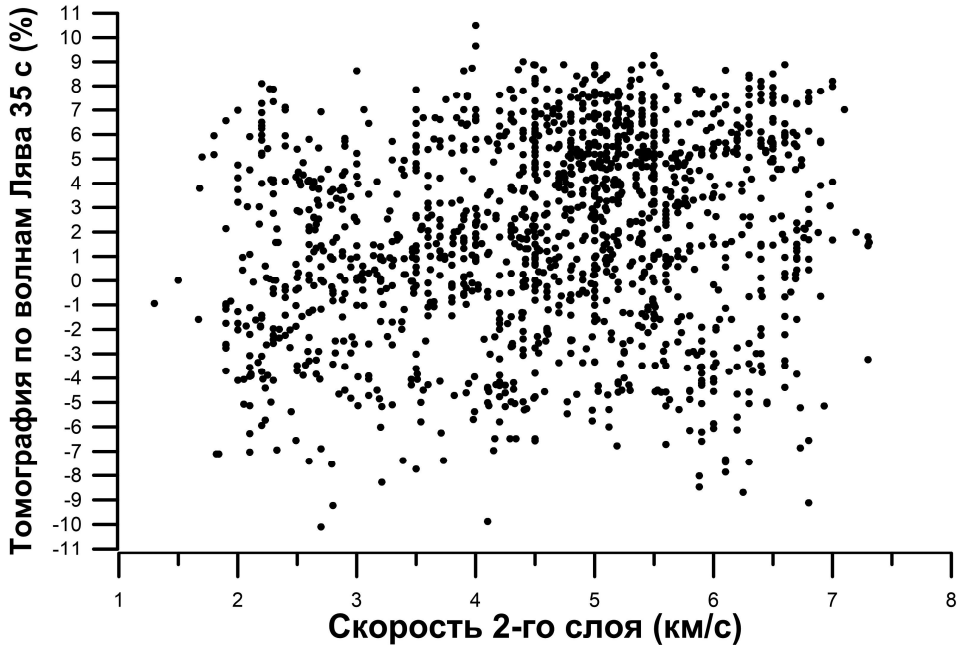


Рис. 3.44. Корреляция томографии по волнам Лява гармоники 35 с (Larson et al., 1999) и скорости 2-го слоя коры акваторий по данным ГСЗ (Геолого-геофизический ..., 1975; Международный ..., 1990; Международный ..., 2003).

Последняя пара (см. рис.3.44) дает наиболее четкую, хотя и по-прежнему расфокусированную зависимость параметров. Аномалии скоростей поверхностных волн Лява увеличиваются по мере роста значений сейсмических скоростей продольных волн во 2-м слое. Эта зависимость имеет объяснение, заключающееся в том, что увеличение скорости продольных волн делает коровый слой по своим параметрам ближе к подкоровому мантийному субстрату, что естественно снижает эффективную мощность низкоскоростного поверхностного слоя и увеличивает фазовую скорость поверхностных волн.

Приведенные данные позволяют говорить лишь о качественной типизации коры: и аномалии Буге и томография волн Лява показывают хорошую устойчивую пространственную картину распределения усредненных коровых характеристик, но корреляция их с реальными данными имеет сильный разброс, хотя основные ожидаемые тренды прослеживаются. При этом использование полученных данных в сочетании с устойчивыми дополнительными параметрами может иметь перспективы при детекции типа структуры. Пороговым значением аномалии Буге является 175 мГал, а пороговым значением томографии волн Лява является ноль (0%). При этом приоритет в имеющемся в настоящее время наборе данных должен отдаваться гравитационному полю, как более детальному. Одинаковый смысл интерпретации аномалий Буге и томографии волн Лява, как отражающих вариации обобщенных параметров коры, выражен в наличии квазилинейной зависимости между двумя этими параметрами (рис.3.45).

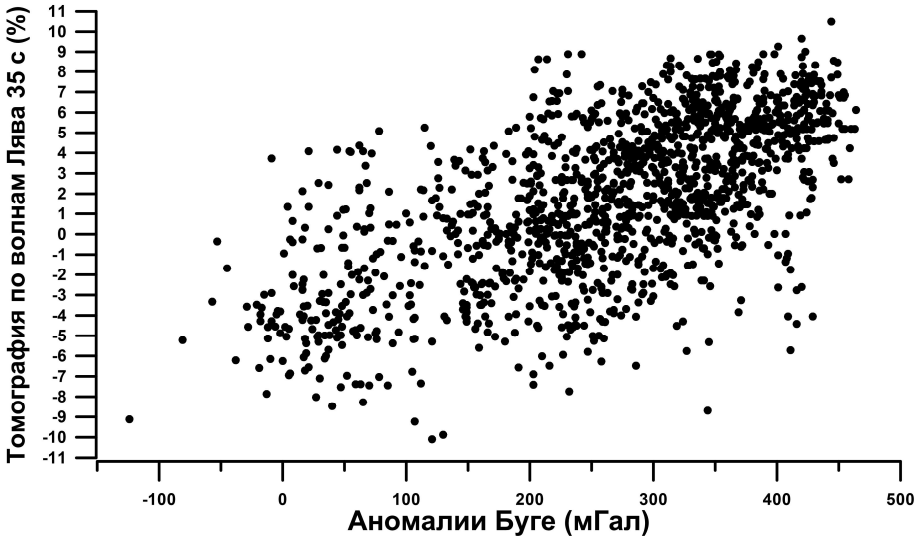


Рис. 3.45. Корреляция томографии по волнам Лява гармоники 35 с (Larson et al., 1999) и аномалий Буге.

Анализ рис.3.45 говорит о том, что детекция типа коры может быть проведена по глобальным геофизическим полям, имеющим разную природу и полученным в результате независимых экспериментальных измерений. Кроме того, обращает на себя внимание факт, что данная корреляционная зависимость имеет разрыв в области значения аргумента около 175 мГал, что говорит о правильности числового критерия отсечения типа классифицируемой коры,

а также о справедливости подхода, основанного на разделении географических зон. Дальнейшее развитие использования дополнительных параметров при детекции типа коры должно опираться на использование более детальных томографических данных по поверхностным волнам в сочетании с гравитационным полем и на построении раздельных зависимостей для различных морфоструктурных зон.

3.11. Синтез

1. Площадное районирование литосферы Атлантического океана методом кластерного анализа по 10-ти геолого-геофизическим параметрам, имеющим геодинамическую интерпретацию и характеризующим структуру литосферы и энерговыделение в ней, классифицирует регион на 4 группы кластеров (всего 15 кластерных сочетаний параметров), которые не могут быть выделены визуально по какому-либо параметру в отдельности или в их ограниченной комбинации. Полученные группы обладают геологически обоснованными особенностями:

1 – группа САХ (7 кластеров – 2, 5, 7, 10, 11, 8, 14), показывающая существенную неоднородность геодинамических условий вдоль простирания хребта и его ближайших окрестностей;

2 – группа глубоководных котловин (2 кластера – 6, 12), показывающая характеристики абиссальных областей и некоторых переходных зон;

3 – группа континентальных окраин (4 кластера – 4, 9, 13, 15), показывающая дифференциацию литосферы в области пассивной окраины;

4 – группа наложенных явлений (2 кластера – 1, 3), характеризующая преимущественно субширотные зоны, пересекающие предыдущие три.

Неоднородность геодинамических условий вдоль простирания хребта представлена чередованием «горячих» и «холодных» блоков, особенно контрастно различающихся по тепловому потоку, суммарному выделившемуся сейсмическому моменту, гравитационной аномалии Буге, отражающей в данном контексте продуктивность магматизма, и томографии по поперечным волнам, отражающей степень частичного плавления мантии и наличие изолированных ветвей плюмов, уходящих глубоко в мантию (до 700 км и более). Выделенные зоны хорошо согласуются с литературными данными о дискретности P-T условий формирования базальтовых расплавов срединных хребтов, имеющей место на малых расстояниях. Это свидетельствует о факте суперпозиции двух независимых источников аккреции вещества океанической коры и ее дальнейшей динамики в зоне САХ. Этим источникам соответствуют две геодинамические обстановки: фоновая – спрединг в условиях медленного растяжения, проявленный на всей длине САХ спрединговой ассоциацией

базальтов, и локальные наложения на него ответвлений суперплюма, формирующие проявления базальтов плюмовой ассоциации.

На фланговых частях САХ выделяются зоны кластеров, имеющие северо-западную ориентацию по отношению к основным структурным элементам Атлантики, пересекающие котловины, САХ, а также внедряющиеся на континентальные окраины.

Наложенные субширотные явления вне САХ представляют собой зоны, сформированные импульсами магматизма повышенной продуктивности (в ряде случаев активными в современную эпоху), аналогичные современным проявлениям плюмов под САХ, образовавшие из-за спрединга псевдосимметричные формы по обе стороны от хребта. Прослеживание следов этих явлений по геофизическим параметрам показывает, что в целом плотность подобных проявлений в литосфере Атлантики неизменна с момента ее раскрытия.

Другой тип субширотных наложенных явлений представлен зонами, в которых устойчивым является контрастное сочетание повышенных значений аномалии Буге и пониженных значений изостатической аномалии, подобное которому встречается в преддуговых областях Тихого океана. Данный кластерный тип коррелирует в пространстве с аномальной геохимией базальтов, конвергентными зонами пассивных частей трансформных разломов и анизотропией осадочного чехла котловин.

2. Определена и опробована простая методика расчета атрибута $\delta(Vp/Vs)$ по моделям распределения вариаций скоростей δV_S и δV_P в мантии, основанная на восстановлении абсолютных значений скоростей из вариаций с использованием скоростной модели первого приближения PREM, позволяющая снизить уровень шума при расчетах. Физический смысл данного атрибута состоит во флюидонасыщенности среды и ее способности течь (реология), что для мантии означает повышенную степень частичного плавления, прогретое состояние или наличие глубинного флюида. Поскольку аномалии атрибута фиксируются в геодинамически активных зонах, можно условно определить атрибут как показатель «подвижности» недр.

3. На разрезе атрибута $\delta(Vp/Vs)$ и S волн вдоль САХ в мантии над уровнем ~700 км наблюдаются линзы пониженной подвижности мощностью 200-300 км в районе разломов Романш, Чарли Гиббса и зоны хребта Книповича, и зоны резкого усиления отрицательных аномалий между разломами Романш и 15°20' (Зеленого Мыса). С этим областями «холодной» мантии хорошо коррелирует геохимическая сегментация САХ. При сравнении положения этих зон с конфигурацией САХ в плане видно, что они находятся около разломных зон, формирующих главную сегментацию Атлантического океана и его перехода к Арктике с большой длиной активной части трансформных разломов (от 180 до 1050 км) с левосдвиговой морфологией. Отличие этих объектов в северной Атлантике состоит в наличии базальтового магматизма типа TOP-Na, который представляет наиболее обедненные базальты с высоким

содержанием натрия, самой низкой степенью плавления и продуктивностью. Он распространен в пределах участков СОХ с медленным и ультрамедленным спредингом и хорошо коррелируется с отрицательными аномалиями подвижности.

4. Кросс-корреляция длин активных структурных элементов зоны САХ – сегментов хребта и трансформных зон смещения – показывает, что основная частота событий на кросс-корреляции сосредоточена в самом коротком интервале сегментов САХ от 20 до 55 км и равномерно распределена по диапазону длин активных частей трансформных разломов 10-80 км. Сегменты САХ с этими параметрами формируют в экваториальной Атлантике компактно расположенные цепочки, которые представляют собой полиразломные трансформные системы. В них короткий шаг по сегменту САХ сочетается с в 2-3 раза более длинным шагом в зонах смещения, и это сочетание периодически повторяется. Статистические характеристики позволяют выделить эти системы в отдельный тип трансформных нарушений.

5. Полиразломные и сдвоенные трансформные системы встречаются между сегментами, где ось САХ приобретает максимальное субширотное смещение, и где в верхней мантии по данным сейсмотомографии наблюдаются «холодные» блоки. С проявлением трансформных систем такого вида также связана повышенная плотность общих длин разломов, включая пассивные части, и косвенно по потенциальным полям связано наличие зон с субмеридиональной компонентой сжатия, приводящей к возникновению транспрессионого режима вдоль разломов. Средний шаг пространственных «пульсаций» этих параметров составляет около 12° (1320 км). Он сопоставим с глубинами проявлений «холодных» блоков в верхней мантии.

6. Гравитационные аномалии в свободном воздухе и аномалии Буге, общая сейсмичность, общие длины трансформных разломов, типы магматизма и кластерные сочетания геолого-геофизических параметров образуют систему фактов, которая вдоль оси САХ имеет непротиворечивую геодинамическую интерпретацию в терминах взаимодействия «холодных» участков верхней мантии с относительно жесткой литосферой с одной стороны, и прогретых и подвижных – с другой. Геодинамическое состояние верхней мантии по сейсмотомографическим данным, определяет в целом наблюденное распределение сопоставляемых вдоль оси САХ параметров.

7. Наличие субмеридиональной компоненты движения по данным GPS объясняет формирование кластерного сочетания геолого-геофизических параметров, свойственного преддуговым зонам, а в сочетании с субширотной компонентой – его пространственную синхронизацию с зонами повышенной макротрещиноватости с активацией напряжений сжатия и соответствующих деформаций. Можно предположить, что текущим геодинамическим

режимом вдоль разломных зон, разграничивающих плитовые сегменты Атлантики, является транспрессия при сохранении режима растяжения вдоль САХ.

8. Нетипичные механизмы очагов землетрясений распределены в пространстве вдоль САХ с большей концентрацией в областях с повышенной плотностью разломных зон, с наличием кластера с преддуговыми характеристиками и «холодных» линз в мантии, и заметно меньшей концентрацией в плюмовых сегментах САХ, что связано с пониженной вязкостью мантии. Эта связь позволяет определить указанные области как зоны активации напряжений и деформаций, сопряженные с наличием надвиговых структур, выявленных сейсморазведкой, и с новейшими деформациями осадочного чехла, имеющими анизотропию структурной ориентации.

9. Наряду с фоновым тектогенезом, формирующим структуры растяжения САХ и сдвига, обнаруживаются признаки действия дополнительного источника тектогенеза, взаимодействующего с фоновым. Таким дополнительным источником может быть субгоризонтальное вдольосевое растекание в верхах мантии вещества плюмов, а также действие объемных сил с тангенциальной компонентой. Их суперпозиция формирует нетипичную для классической теории компоненту движения (в зависимости от траектории перехода масс по поверхности), хотя существенный вклад в последнюю может быть сделан ответвлениями суперплюмов и их латеральными смещениями в верхней мантии. Учитывая блоковый и расслоенный характер строения коры и верхней мантии, действие тангенциальных сил может приводить к перемещениям блоков внутри крупных плит и разнообразным тектоническим деформациям на внутриплитном пространстве, а также формировать условия дифференцированного горизонтального смещения масс. Указанные явления наблюдаются в реальности.

10. Размеры сегментов с локальными вариациями полускоростей сопоставимы с глубинами кровли «холодных» линз, что говорит о сохранении главной масштабной сопоставимости глубины мантийных неоднородностей с размером поверхностных.

11. Асимметрия полускоростей спрединга сводится практически к нулю на сегментах САХ, которые совпадают с положением «холодных» линз и максимумами модуляции трансформных разломов. Между линзами асимметрия полускоростей достигает максимальных значений. Отрицательная корреляция максимумов полускоростей на западном и восточном флангах с устойчивым средним значением вдоль изохрон означает, что суммарное спрединговое наращивание коры остается стабильным вдоль САХ, но его сегменты обладают различными и независимыми друг от друга кинематическими характеристиками. Это подтверждает тезис о неоднородной и «нежесткой» структуре плит и о возможности независимого движения ее частей под действием сил объемного типа с горизонтальной компонентой.

12. Сравнение профилей полускоростей показывает, что существуют зоны инверсии с западного преобладания увеличенных скоростей на восточное. Указанные инверсии имеют место в пространстве между «холодными» подлитосферными линзами. Очевидно, зоны пониженной вязкости мантии усиливают нестабильность и вариации кинематики преимущественного направления процесса спрединга по сравнению с «холодными» зонами.

13. При неоднородном профиле скорости вдоль сегментов САХ возникают сдвиги между блоками, выраженные деформациями в рельефе кровли базальтового слоя и, соответственно, в осадочном чехле, где он сформирован. Эти деформации выражены в остаточном рельефе на длинах волн менее 75 км. Разница скоростей соседних сегментов формирует сдвиговые смещения вдоль трансформных разломов и зоны растяжения под углом 25-45° к сдвиговому разрыву, которые формируют дискордантные образования в сегменте с более медленной скоростью. С тех же позиций скоростной дифференциации, эволюционирующей во времени, объясняется наличие разломов-«отшельников». Кроме АМП, остаточный рельеф является основой для восстановления кинематической эволюции спредингового субстрата, деформаций осадочного чехла и характера палеонапряжений. Насыщенность дискордантных нарушением является параметром, определяющим зональность литосферы по ее деформациям. Наличие «холодных» подлитосферных линз и менее вязкой мантии в промежутках между ними активизирует процессы на сегментах САХ и усиливает асимметрию движения. Скоростная дифференциация приводит к образованию асимметричных относительно оси САХ дискордантных форм рельефа. Симметричные формы, скорее всего, формируются при вдольосевом перетоке менее вязкого вещества верхней мантии, контролирующем образование дополнительных трогов между прямыми трансформными разломами, сегментирующими САХ. Разница скоростей может компенсироваться путем обмена деформаций между блоками: растяжением низкоскоростного высокоскоростным и растяжением внутри высокоскоростного при сцеплении его части с низкоскоростным. В любом случае между сегментами в пассивной части разлома формируется дефект в виде серпентинитов и брекчий вдоль разрыва, который «вмораживается» в плиту и может быть местом активизации смещений между блоками плит при любой неоднородности их движения.

14. Генезис дискордантных зон также может быть сформирован вдольосевым перетеканием прогретого вещества в пространстве сегмента САХ, ограниченного трансформными смещениями. Локальные депрессии вдоль оси САХ, являющиеся индикаторами осей этих ячеек, могут менять положение во времени на оси САХ (смещаться в субмеридиональном направлении) и, таким образом, отслеживая эти изменения формировать извилистые дискордантные зоны. Симметричные на обоих флангах САХ дискордантные объекты дают дополнительную аргументацию в пользу этого механизма. Использование

остаточного высокочастотного рельефа, опираясь на этот механизм, позволяет оценить пространственно-временную динамику вещества оси САХ на всем пространстве котловин, где разломные и дискордантные троги не полностью выровнены осадконакоплением, включая области АМП без инверсий полярности.

15. Сопоставление материалов корреляции геофизических атрибутов с данными классификации геодинамических типов литосферы Атлантики показывает, что за пределами осевой зоны САХ кластеры геофизических параметров обладают меридиональной дифференциацией, совпадающей с наличием «холодных» подлитосферных линз. Различие кластеров состоит в среднем тепловом потоке. Для зон с линзами он составляет 52 mW/M^2, а для промежуточных зон с пониженной вязкостью – 67 mW/M^2. Из этого следует, что характеристики поверхностной макротрещиноватости, зональности литосферы по степени деформированности, энерговыделение через поверхность и сейсмотомографические аномалии связаны в более или менее непротиворечивую причинно-следственную группу, позволяющую судить о влиянии геодинамического состояния мантии на поверхностные структуры.

16. Существует корреляция значений АМП по профилю вдоль осевой аномалии САХ с содержанием FeO, в особенности севернее 65° с.ш. Эта корреляция обеспечена наличием контрастных (по FeO и по глубинности) типов базальтов. В северном сегменте САХ наблюдается очевидная взаимосвязь содержания FeO и глубинных плюмовых аномалий сейсмотомографического атрибута в районе Исландского и Азорского плюмов. Плюмовые базальты, указывающие на магмообразование в САХ из различных по глубинности источников, увеличивают вариацию FeO и, соответственно, магнитное поле с заметным псевдолинейным трендом.

17. Конфигурация отрицательных томографических аномалий «горячего» мантийного вещества плюмов имеет форму ответвлений от глубинного канала, смотрящих на юг, и указывает на вдольосевую миграцию Азорского и, возможно, Исландского плюмов в приповерхностной мантии. Проявления сульфидной минерализации тяготеют не только к зонам пониженной сейсмичности, но и к зонам, ассоциированным с плюмовыми явлениями в верхней мантии. Наличие плюма, приповерхностное ответвление которого продвигается на юг вдоль хребта, приводит к возникновению дополнительной трещиноватости коры по границам области его растекания или на фронте его продвижения, что создает условия для функционирования гидротермальных систем и зон серпентинизации пород верхней мантии.

18. Корреляция геолого-геофизических параметров вдоль оси САХ с атрибутом отношения $\delta(Vp/Vs)$ показывает их синхронизацию с полем атрибута на глубине около 500 км. Минимумы атрибута связаны с максимумами длин трансформных разломов, преддуговыми кластерными сочетаниями значений потенциальных полей, большими субширотными

смещениями оси САХ, нетипичными механизмами очагов землетрясений, минимумами асимметрии полускоростей спрединга. Максимумы атрибута связаны с длинными сегментами САХ без трансформных разломов, минимумами аномалий Буге, максимумами асимметрии полускоростей спрединга, максимумами содержания FeO в высокопродуктивном базальтовом магматизме. Данная корреляция была получена для сейсмотомографических материалов, представленных сферическими гармониками 31 порядка.

19. Геодинамическое состояние мантии на средней глубине около 500 км в слое мощностью около 300 над разделом 670 км определяет распределение изученных характеристик на поверхности, а также тектоническую раздробленность литосферы и коры. Возможны следующие варианты интерпретации происхождения корреляции вдольосевых характеристик САХ: в движение плит может быть, кроме собственно литосферы, вовлечен поверхностный слой мощностью до 400 км, трение подошвы которого с «холодными» блоками создает повышенную трещиноватость на поверхности. В пространстве между «холодными» блоками мантия менее вязкая, и число крупных разломов, а также их длина снижаются. Другим вариантом интерпретации сделанных наблюдений является тезис, что «холодные» блоки с типичными значениями параметров на поверхности литосферы являются фоновым состоянием, а области над «горячими» блоками являются нарушениями, возникающими в местах ответвлений плюмовых аномалий. В этом случае вовлечение слоя мощностью 400 км не обязательно для обоснования фактов. Более интенсивная динамика, создающая тектоническое разнообразие, протекает в «горячих» блоках, что и определяет обособление «холодных» зон в цепочке вдоль САХ. Площадное распределение аномалий подвижности на срезе куба атрибута на глубине 470 км показывает, что общая конфигурация аномального поля содержит группу изолированных «горячих» максимумов, соответствующих ответвлениям плюмов, встроенных в фоновое «холодное» поле. Разломная сеть формируется в участках над «холодными» блоками, прилегающими к «горячим» и более подвижным блокам. «Холодное» состояние мантии, являющееся фоновым, может быть более распространено, чем это следует из томографических данных используемой детальности. Не исключено, что в природе реализованы оба упомянутых варианта, конкурирующие друг с другом.

20. Области проявления «гранитных» по сейсмическим скоростям характеристик 2-го и 3-го слоев в условиях шельфовых зон окраинных морей и аномальных океанических структур имеют диапазон значений аномалий Буге **от 0 до ~175 мГал** и диапазон аномалий томографии по волнам Лява <0, что является типичным для континентальной коры и проявлениям высокопродуктивного магматизма над плюмовыми аномалиями в мантии. Области со значениями аномалий Буге более 175 мГал и аномалиями томографии по волнам Лява >0 являются океаническими.

Глава 4. Тектоника и геодинамика экваториального сегмента Атлантики по мелкомасштабным данным

4.1. Особенности экваториального сегмента Атлантики

Экваториальным сегментом Атлантики (ЭСА) условно называется пространство, ограниченное с севера разломом 15°20' (Зеленого Мыса) и с юга разломом Романш (рис.4.1). Главной причиной, приведшей к обособлению ЭСА, является несинхронный старт спрединговых процессов при раскрытии Атлантики. Для пространства к северу от разлома Зеленого Мыса возраст начала раскрытия составляет ~175 Ма (средняя Юра) (Müller et al., 2008), на юг от разлома Романш возраст раскрытия меняется от ~112 Ма до ~120 Ма на южной границе соленосных бассейнов Кампос и Сантос - разломе Риу-Гранди (Moulin et al, 2010). Раскрытие ЭСА между указанными границами точно не определено из-за ненадежных магнитных данных, но оценивается в пределах от ~118 Ма до ~105 Ма (Antobreh et al, 2009), и до ~85 Ма - момента окончательного отрыва Африки и Южной Америки по соприкосновению вдоль длинной активной части разлома Романш (Бонатти, 1996; Antobreh et al, 2009).

Характер основных морфоструктур дна ЭСА отличается по разные стороны от демаркационных разломов. Кроме того, внутри него с очевидностью выделяется еще одна граница по разлому Богданова (см.рис.4.1), к северу от которой резко преобладают полиразломные трансформные системы и короткие рифтовые сегменты (п.3.7) при их большом общем смещении в субширотном направлении, а к югу ситуация морфологически сходная с фоновыми параметрами тектонических элементов САХ. Исключение составляет полиразломная трансформная система Сан-Паулу на широте около 1°. Отметим также появление дополнительных разломных трогов на восточном фланге САХ между демаркационными элементами 1 и 2 (см.рис.4.1) и конвергенцию пассивных частей там же. По данным (Мазарович и др., 1997) сложная структура океанической коры в пределах ЭСА указывает на существенные изменения геодинамических режимов при раскрытии этой части Атлантического океана. Разломы в плане могут сближаться, испытывать тектоническую конвергенцию, расходиться, образуя при этом сложные структурные рисунки. Многие разломы прерываются, изгибаются. Северо-западнее поднятия Сьерра-Леоне устанавливается крупное азимутальное несогласие между пассивными частями трансформных разломов. Это обстоятельство позволяет предполагать, что при раскрытии ЭСА новообразованные части океанической коры использовали литосферу более северных районов в качестве упора, который контролировал развитие восточных флангов разломов. Раскрытие ЭСА сопровождалось деформациями осадочного чехла севера поднятия Сьерра-Леоне с признаками субмеридионального сжатия.

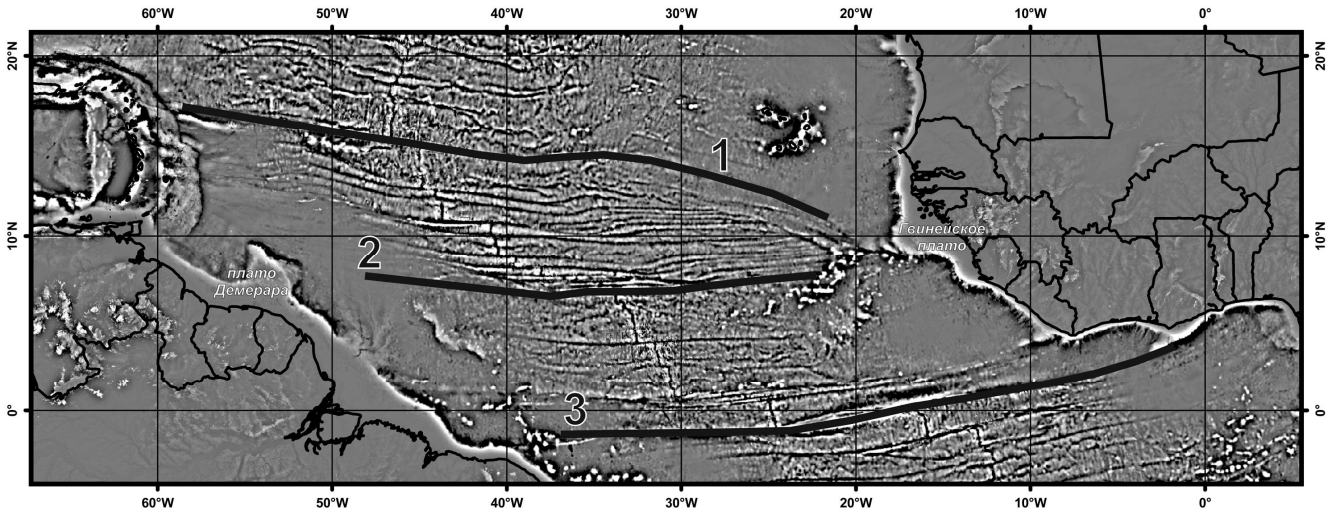


Рис.4.1. Экваториальный сегмент Атлантики. Для топосновы использован остаточный рельеф, полученный высокочастотной фильтрацией полного рельефа (GEBCO, 2014) на 30-секундной матрице значений для длин волн менее 75 км (см.рис.3.28). 1 - разлом 15°20' (Зеленого Мыса), 2 - разлом 7°10' (Богданова), 3 - разлом Романш.

В главе 3 был проведен анализ геолого-геофизических характеристик вдоль оси САХ в сопоставлении с разрезом сейсмической томографии, результатами кластерного анализа данных на поверхности литосферы и отношения Vp/Vs для глубины 470 км, оказавшейся важной для понимания особенности наблюдений. ЭСА (см.рис.4.1) по проведенному на разрезе анализу мелкомасштабных данных отличается следующими особенностями.

1. По кластерному анализу (п.3.4) ЭСА практически не содержит сочетаний параметров, характерных для котловин. Основная его площадь покрыта кластерами переходного типа от САХ к котловинам, причем в районе САХ они пережимают чисто рифтовые сочетания параметров и формируют экваториальный «холодный» пояс. Зоны, покрытые этими кластерами (см.рис.3.12), имеют северо-западную ориентацию. Вдоль демаркационных разломов ЭСА распространен кластер с преддуговым сочетанием геофизических параметров.

2. На разрезе атрибута $\delta(Vp/Vs)$ вдоль САХ в мантии над уровнем ~700 км наблюдаются линзы пониженной подвижности мощностью 200-300 км (средняя глубина ~470 км) в районе экваториальных разломов с большим смещением - Романш, Сан-Паулу, Богданова и Вима (см.рис.3.16) (п.3.6).

3. ЭСА имеет повышенную плотность полиразломных и сдвоенных трансформных систем там, где в верхней мантии по данным сейсмотомографии наблюдаются «холодные» блоки (см.рис.321) (п.3.8.1).

4. ЭСА имеет аномальные механизмы очагов землетрясений сдвиговой кинематики вдоль северного обрамления и контакта с блоками большей «подвижности», расположенными к северу от нее (см.рис.3.25). Кроме того, ЭСА обладает более высокомагнитудной сейсмичностью и пониженной частотой событий (см.рис.3.23) (п.3.8.2).

5. Субмеридиональная компонента движения по данным GPS (см.рис.3.24) на северном обрамлении ЭСА переходит в субширотную с западной направленностью (п.3.8.3). Это объясняет механизмы очагов (см. ранее), наличие транспрессионного режима вдоль разлома Зеленого Мыса, формирование кластерного сочетания геолого-геофизических параметров, свойственного преддуговым зонам, наличие повышенной макротрещинноватости с активацией напряжений сжатия и сдвига, а также соответствующих деформаций внутри ЭСА с анизотропией структурной ориентации (Мазарович, Соколов, 2004).

6. Площадное распределение аномалий подвижности на срезе куба атрибута $\delta(Vp/Vs)$ на глубине 470 км показывает, что ЭСА содержит обширный «холодный» блок с северо-западной ориентацией (см.рис.3.33) (п.3.9).

Вышеуказанное сопоставление геолого-геофизических данных с новым опорным сейсмотомографическим разрезом (см.рис.3.21) в сравнении с данными (Бонатти, 1996) (п.3.8) для ЭСА показывает наличие новых интересных корреляций между разными типами данных при сохранении общих закономерностей, выявленных Э. Бонатти.

4.2. История тектонического развития экваториального сегмента Атлантики

Как было указано в п.4.1, старт спрединговых процессов вдоль САХ происходил в разное время. Отрыв Африки и Южной Америки вдоль ЭСА произошел позже сегментов, расположенных к северу и югу от него. В общих чертах последовательность перемещения континентальных блоков, обрамляющих ЭСА, была сформулирована к середине 1980-х годов (Klitgord, Schouten, 1986) и приведена на рис.4.2. Ее особенностью является заложение трансформной зоны, отделяющей котловины северной Атлантики от юго-западной части Гондваны, и ее сохранение к настоящему времени по разлому 15°20' (Зеленого Мыса). Южной границей ЭСА является трансформный разлом Романш, по которму проходила длинная субширотная линия отрыва Африки и Южной Америки, хотя возможны были субмеридиональные и северо-восточные варианты развития рифта (Burke, Dewey, 1974; Moulin et al., 2010), разделяющие Африку. В более поздних детальных исследованиях пространственно-кинематических аспектов раскрытия Атлантики (Moulin et al., 2010) при попытках точного сопряжения пространства с обеих сторон от САХ в южной Атлантике по линейным магнитным аномалиям было установлено, что оптимум достигается при следующих условиях. Африка и Южная Америка испытывают внутриплитные деформации растяжения и сдвига со смещением в первые сотни километров. Другим условием, после анализа ряда вариантов, по мнению авторов (Moulin et al., 2010) является компактное прилегание Гвинейского плато и плато Демерара. Именно такое исходное положение указанных структур и рассматривалось в работе (Klitgord, Schouten, 1986).

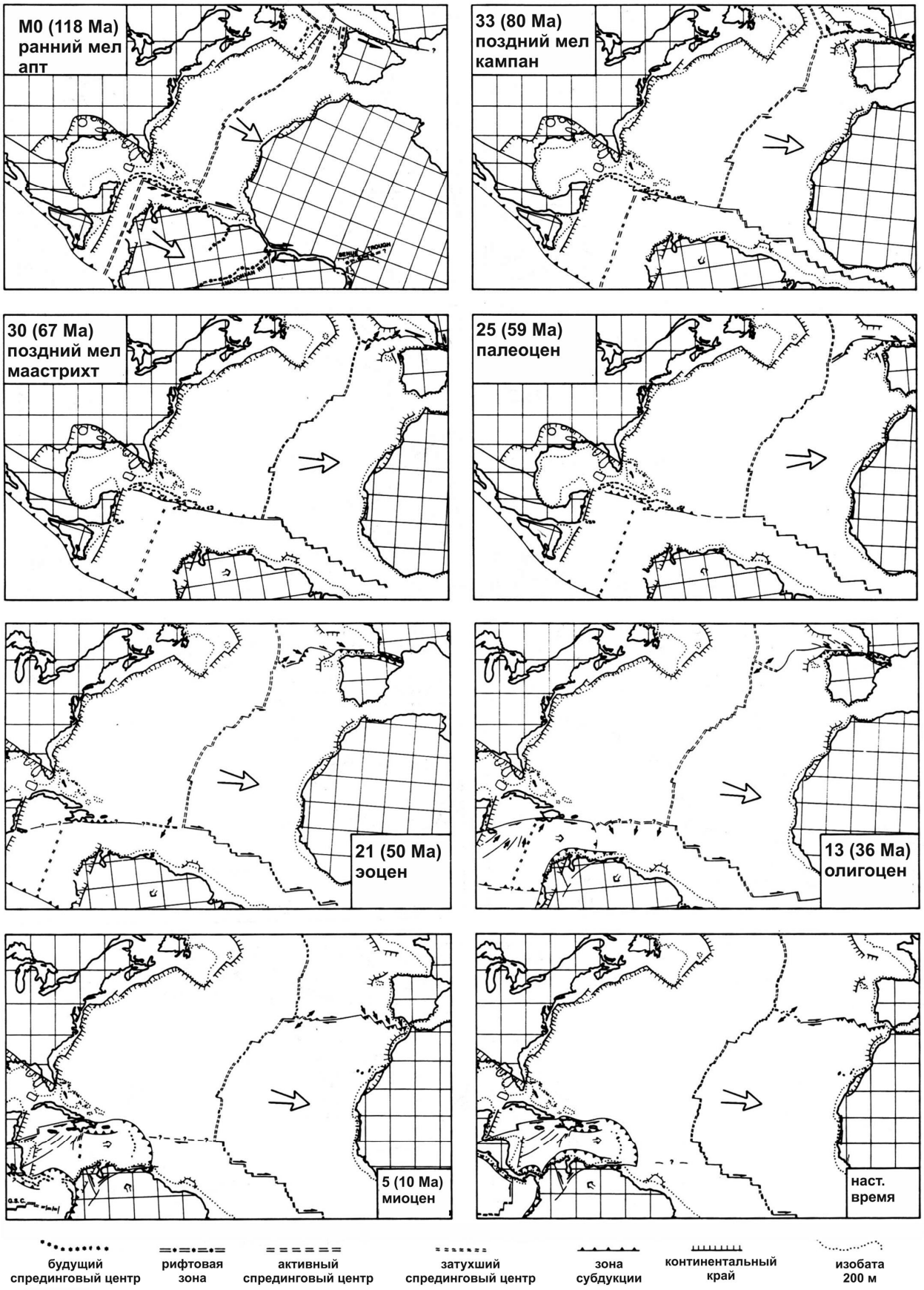


Рис.4.2. Реконструкция положения континентов, обрамляющих экваториальную и северную Атлантику по данным (Klitgord, Schouten, 1986) с изменениями.

В процессе тектонического развития ЭСА по данным (Klitgord, Schouten, 1986; Cande et al., 1993; Кленова, Лавров, 1975; Штилле, 1964; Геофизические характеристики..., 1985; Мазарович и др., 1997; Müller, Smith, 1993; Gasperini et al., 1997; Bonatti et al., 2005; Palmiotto et al., 2013; Соколов и др., 2016, Maia et al., 2016) в ее северной части происходила неоднократная смена разновидности сдвигового режима от транстенсии к транспресии через фазу простого сдвига. Перечень тектонических событий приведен в таблице 4.1. На рисунке 4.3 приведена хронологическая компиляция этих событий в сопоставлении с геологической шкалой. Кинематика плит, описываемая в терминах координат эйлеровых полюсов, также меняла характеристики. Особенно контрастно это было выражено в период времени между ~70 и ~50 Ма, когда формировался «недоразвитый» спрединговый центр Лабрадорского моря. Отскок полюсов от основного тренда закончился почти одновременно с продолжением основной ветви САХ к северу от разломной зоны Чарли Гиббс и отмиранием спрединга к западу от Гренландии. Короткий период функционирования этого центра сопровождался также увеличением скорости спрединга в центральном сегменте Аталантики к северу от разлома 15°20'.

Таблица 4.1. Тектонические события Экваториального сегмента Атлантики и его обрамления по литературным данным

Время и номер аномалии	**Место и тип смены геодинамической обстановки**	**Источник**
Настоящее время	Скорее всего, в настоящее время район ЭСА существует в **транспрессионном** режиме. **Сдвиговый** режим в западной части экваториального сегмента	(GPS, 2008; ANSS, 2014)
2.5 Ма (2')	Перестройка векторов и скоростей всей спрединговой атлантической системы	(Klitgord, Schouten, 1986)
8 Ма (4A)	Перескок активной зоны трансформного разлома Романш на юг	(Пейве, 2002; Palmiotto et al., 2013)
10 Ма (5)	Возникновение **простого сдвига** вдоль разлома 15°20’. Вероятно, это небольшой фрагмент сдвиговой системы, простирающейся на запад за пределы Антильской дуги. Сдвиг, скорее всего, привел к возникновению кинк-банд структур в экваториальном сегменте. Элементы **субмеридионального сжатия** сохраняются. Ускорение спрединга до 1.6 см/год. Заложение Антильской зоны субдукции, перестройка разломной зоны Вима	(Klitgord, Schouten, 1986; Геофизические характеристики..., 1985; Bonatti et al., 2005)
11 Ма (5)	**Транстенсия→Транспрессия.** Переход северного трога полиразломной системы Сан-Паулу в режим транспрессии	(Maia et al., 2016)
25-17 Ма (7-5B)	Выведение поперечного хребта Романш к поверхности моря и формирование эрозионной террасы	(Gasperini et al., 1997)
25 Ма (7)	Начало спрямления трансформной системы Сан-Паулу (?) при транспрессии южного обрамления ЭСА	(Соколов и др., 2016)
36 Ма (13)	Возникновение **субмеридионального сжатия** на южном борту локального рифта Роял. Движение Карибской плиты на восток с образованием Антильской дуги. Отмирание Лабрадорского рифта. Замедление спрединга до 1 см/год до аномалии (5).	(Klitgord, Schouten, 1986; Геофизические характеристики..., 1985; Мазарович и др., 1997)

	Формирование складчатых структур на северном обрамлении возвышенности Сьерра-Леоне	
50 Ма (21)	Возникновение **локального субширотного рифта** на западной части разлома 15°20” - трог Роял, изменение направления спрединга на более близкое к субширотному. Уменьшение скорости спрединга до 1.4 см/год до аномалии (13). Конец вариации полюса	(Klitgord, Schouten, 1986; Геофизические характеристики..., 1985)
65 Ма (25)	**Транспрессия→Простой сдвиг** (переход Транспрессии к Кубе), старт северного сегмента САХ к северу от разломной зоны Чарли-Гиббс	(Klitgord, Schouten, 1986)
67 Ма (30)	**Транстенсия→Транспрессия** вдоль хребта Барракуда и разлома 15°20' из-за легкой переориентации векторов расхождения плит. Прекращение функционирования западного от Южной Америки рифта. Смена направления спрединга	(Klitgord, Schouten, 1986; Müller, Smith, 1993)
70 Ма (31)	Максимальная скорость 2.2 см/год до аномалии (25). Начало вариации полюса	(Геофизические характеристики..., 1985)
80 Ма (33), кампан	Расхождение Южной Америки и Африки по линии рифта с другой общей ориентацией, чем к северу от трансформного разлома 15°20’ и продолжение рифтовой системы от него на юг. Соединение с рифтовой системой южной Атлантики при существовании рифта с запада от Южной Америки (с обеих сторон как в Гренландии). Старт Лабрадорского рифта, субдукция по границе Африканской плиты и Иберии	(Klitgord, Schouten, 1986)
92 Ма, турон	Сильное стремление Южной Америки к западу и расширение котловины южной Атлантики	(Кленова, Лавров, 1975; Штилле, 1964)
95 Ма, сеноман	Регрессия и ликвидация пролива	(Кленова, Лавров, 1975)
105 Ма	**Транстенсия→Транспрессия** вдоль восточной пассивной части разлома Романш, поперечный хребет примыкающий к шельфу Ганы и отрыв Южной Америки от Африки при сохранении соприкосновения по пассивной части разлома Романш	(Antobreh et al., 2009)
109 Ма	Старт смещения по разлому Романш	(Cande et al., 1993)
116 Ма	Рифт достиг экваториального сегмента с юга между 116 и 85 Ма	(Cande et al., 1993)
118 Ма (M0), апт	Активизация трансформного смещения правой морфологии по линии с Кубой и современным разломом 15°20’ от рифта на запад с южным рифтом через Панаму	(Klitgord, Schouten, 1986)

Смена разновидности сдвигового режима имеет псевдопериодический характер с интервалом от 15 до 25 Ма. Начиная с конца эоцена по настоящее время (см. рис.4.3) преимущественным режимом развития является транспрессия. Отметим, что в этом режиме произошло также заложение зоны субдукции Антильской дуги и перестройка ориентации разломного трога Вима к субширотному виду. Позже, около 8 Ма на южном обрамлении сегмента произошел перескок активной части разлома Романш. ЭСА обособлен как уникальный сегмент, северное обрамление которого является границей между Южно- и Северо-Американской плитами по разлому 15°20’. При этом к востоку от САХ вдоль этого разлома расположена не разделенная Африканская плита. Верность утверждения о том, что данный узел является тройным сочленением плит типа рифт-разлом-рифт, подтверждается сейсмичностью

со сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми механизмами очагов (что характерно для элементов сжатия) по пассивным частям разлома (см. рис.3.25) и стандартными механизмами растяжения вдоль сегментов САХ. Другим фактором, влияние которого формирует транспрессионный режим на северном обрамлении ЭСА, является конфигурация векторов скоростей GPS на континентальном обрамлении (см. рис.3.24), при которой преимущественное направление движения Южной Америки является север-северо-восточным, а движение Северной Америки – западным. При таком наборе векторов обязана возникать транспрессия. Анализ степени деформированности пассивных частей разломных трогов к северу и югу от разломной зоны 15°20’ показывает, что больше деформаций проявлено на менее подвижном блоке к югу от этого разлома.

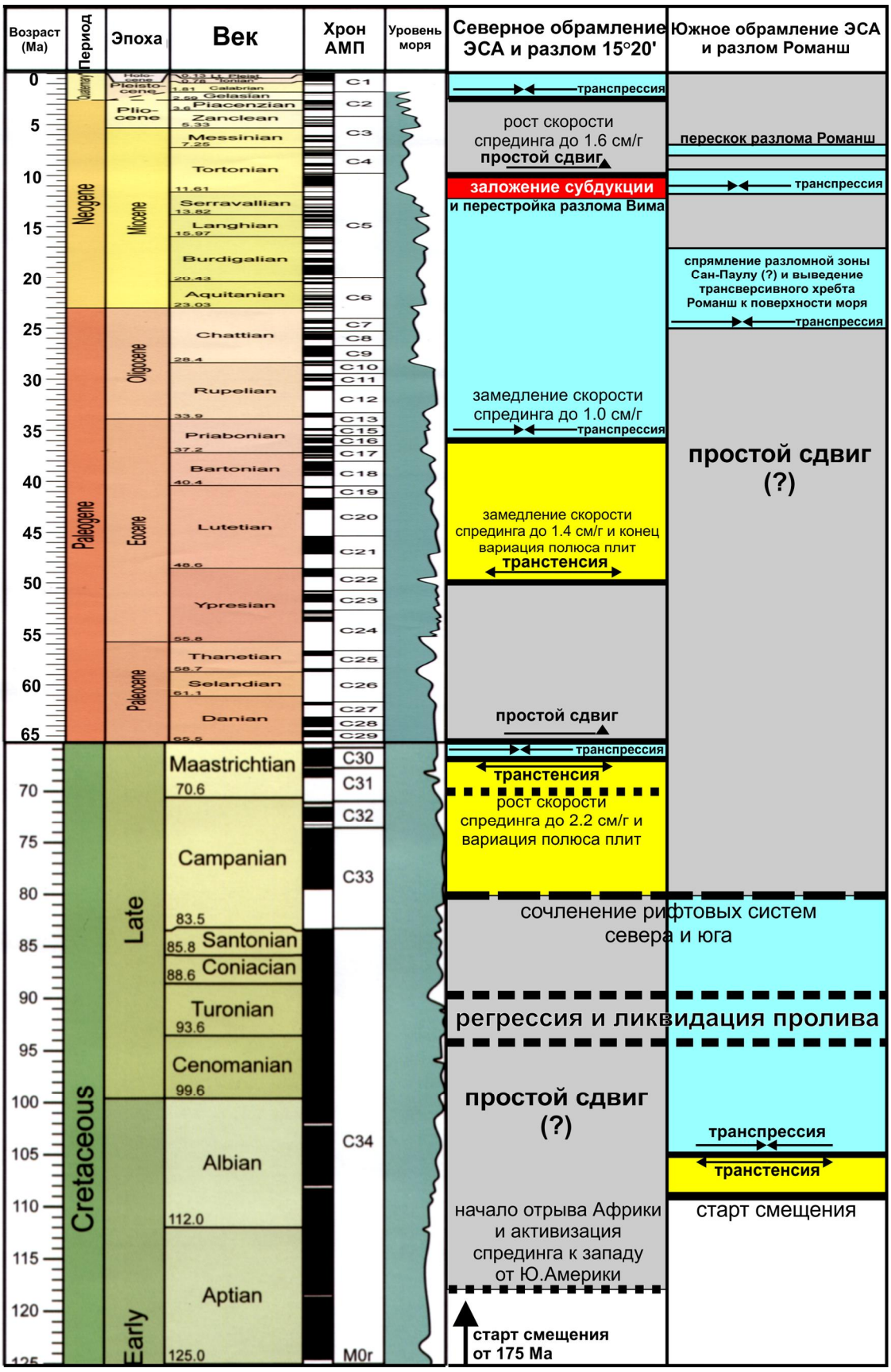


Рис.4.3. Схема тектонических событий Экваториального сегмента Атлантики и его обрамления по литературным данным таблицы 4.1.

4.3. Глубинное строение сегментов ЭСА и его обрамления по данным сейсмотомографии и расслоенность литосферы

ЭСА в пределах, обозначенных на рис.4.1, на разрезе атрибута $\delta(Vp/Vs)$ вдоль САХ представлен обособленным сегментом из трех «холодных» блоков (см.рис.3.22), чем отличается от мантии к северу и югу от ЭСА. Проиллюстрируем эти отличия на субширотных сейсмотомографических разрезах мантии Атлантики, положение которых показано на рис.4.4.

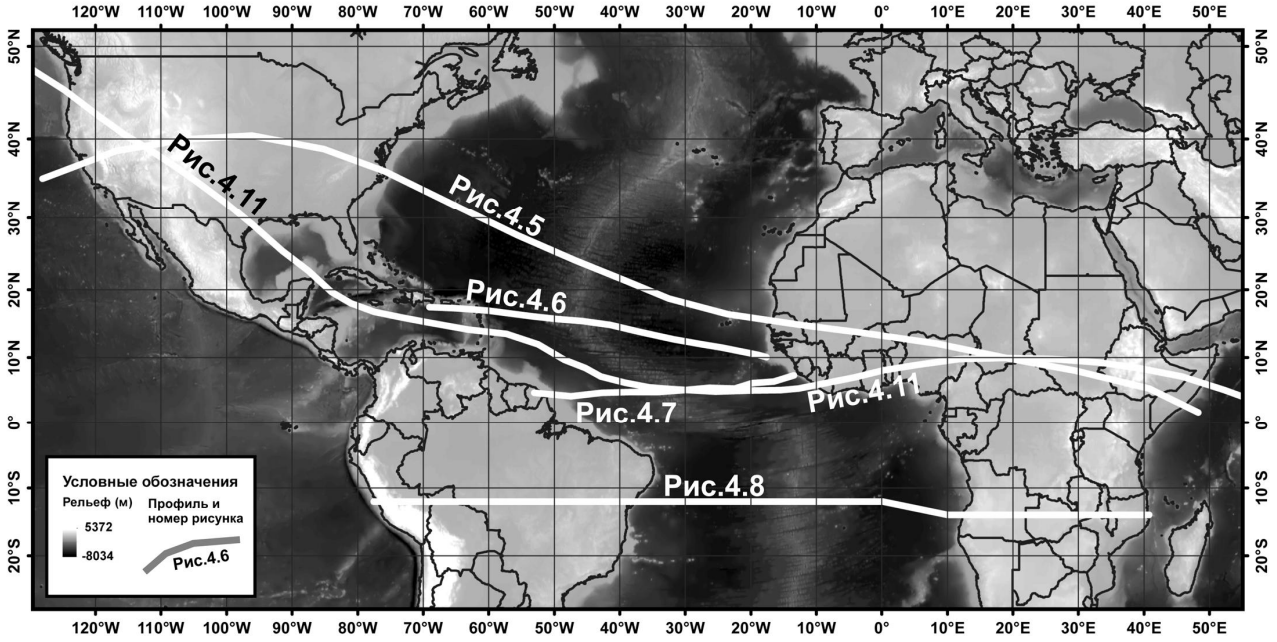


Рис.4.4. Схема субширотных профилей с сейсмотомографическими разрезами мантии. Номерами обозначены рисунки с соответствующими разрезами.

Рассмотрим сейсмотомографический разрез куба модели NGRAND (Boschi, 2002; Grand et al., 1997), рассчитанный для профиля через Атлантический океан (Соколов, 2010), пересекающего САХ на широте трансформного разлома Кейн вдоль линий течения (flowlines) в направлении спрединга (рис.4.5). Положение разреза выбрано в сегменте САХ, который является классическим для иллюстрации действия теории тектоники плит. Диапазон значений томографической аномалии ±0.5%, являющийся фоновым, выделен на разрезе жирными изолиниями, поскольку внимания заслуживают аномалии, амплитуда которых превышает границы данного интервала. На разрезе хорошо видны «столбы» Африканского суперплюма, разветвленного на несколько колонн. Восточная колонна доходит до поверхности и проявлена формированием горячей точки Афар со значением аномалии почти -8%. Западная колонна начинает ветвиться в пределах разреза на глубинах около 1000 км и питает системы островов Зеленого Мыса и Канарских островов (это видно при визуализации куба в 3D среде). Интересной особенностью разреза является наличие аномалии в 2200 км к западу от САХ в интервале глубин от 100 до 700 км, имеющей строение, симметричное верхнему сегменту колонны островов Зеленого Мыса. Центром симметрии является аномалия САХ около -4.6%, не

имеющая корней глубже 300 км, со значениями, превышающими фоновые. Включение вещества магматических камер островов Зеленого Мыса в литосферу и отрыв их от глубинного подводящего канала обсуждался в работе (Мазарович, 2000). Относительно западной аномалии вряд ли допустимо подобное предположение. Существует вероятность, что эта аномалия связана с ветвями Тихоокеанского суперплюма и ответвлениями от колонны Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП). Отметим, что вполне значимым является ответвление плюмовой аномалии под продолжением Камерунской линии до линии разреза.

Анализ разреза рис.4.5 показывает, что в мантии центрального сегмента Атлантики существуют обширные «горячие» аномалии, связанные с суперплюмами, которые нельзя интерпретировать как конвективные ячейки и которые не приводят к существенному (более 1000 км) расталкиванию вещества при растекании на поверхности Земли или под литосферным слоем. Под структурами СОХ, где по теории должны быть глубинные восходящие потоки, расталкивающие плиты на удаления до 13 тыс. км, нет «горячих» высокоамплитудных томографических аномалий масштаба, сопоставимого с раздвигающимися континентами. Данная ситуация требует допущения существования дополнительных факторов тектогенеза, способных объяснить крупные горизонтальные перемещения плит.

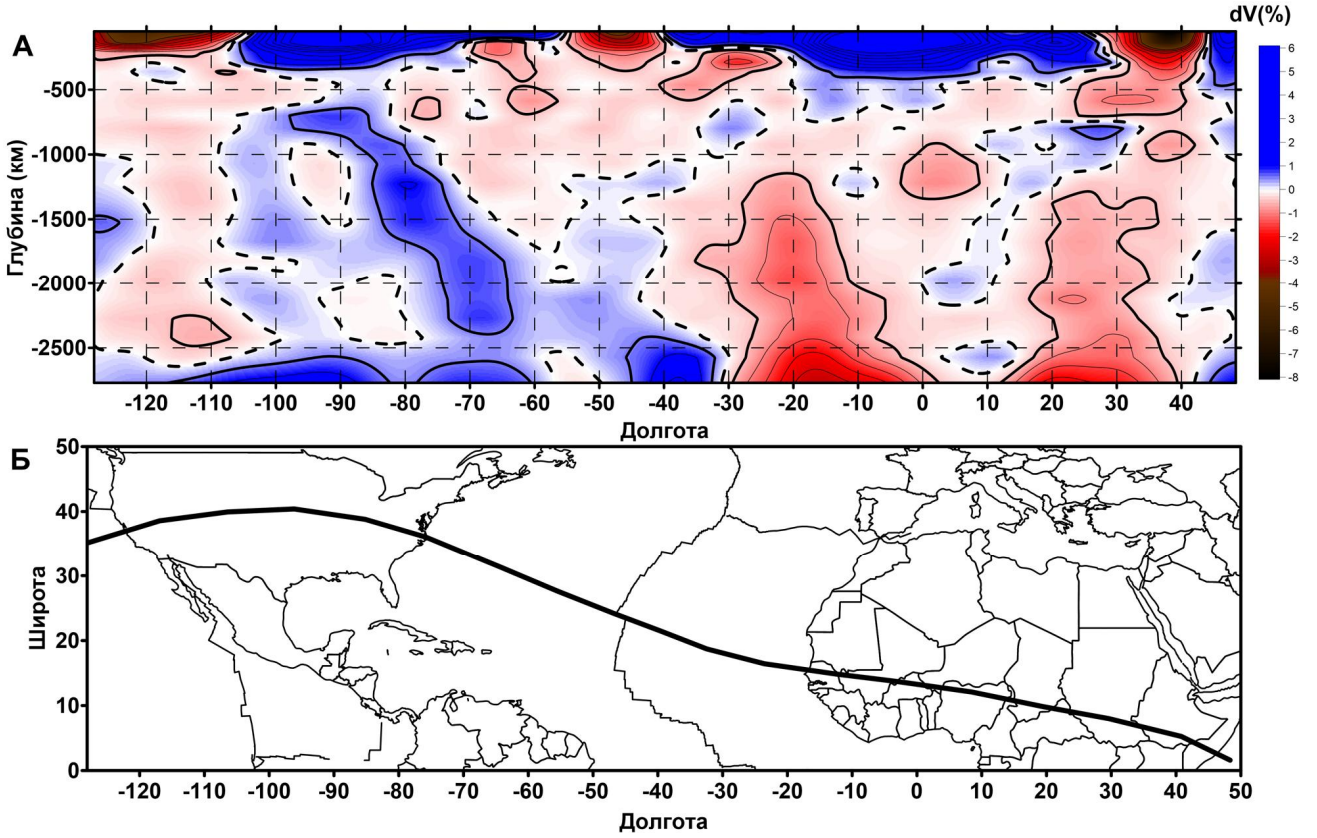


Рис.4.5. Субширотный сейсмотомографический разрез мантии (А) в центральном сегменте Атлантики, рассчитанный по данным (Boschi, 2002; Grand et al., 1997), пересекающий САХ по 24°N (пунктирная изолиния – нулевое значение, жирные сплошные изолинии – пределы ±0.5% и далее с этим шагом); положение профиля, совпадающее с горизонтальной координатой разреза (Б).

Здесь необходимо дать следующий комментарий. Первые работы по сейсмической томографии мантии, содержащие 3D модели скоростных вариаций с детальностью до гармоник 12 порядка, появившиеся в конце 80-х годов (Su, 1993), показывали осевую аномалию СОХ, как объект до глубин 500-600 км. 3D визуализация модели s12slw (Su, 1993) четко показывает, что отрицательные аномалии под системой СОХ не имеют более глубоких корней. Позже (Boschi, 2002; Grand et al., 1997) было показано, что модели с детальностью до гармоник 31 порядка имеют глубину осевой аномалии СОХ не более 300 км. Модели более детальные (Lebedev, van der Hilst, 2008) отображают осевую аномалию САХ до глубин 150 км, что близко к значениям глубины солидуса (Дмитриев и др., 1999). В настоящей работе используются модели P- и S-волн 31 порядка, в которых на срезе томографического куба на глубинах более 300 км не распознаются структуры типа СОХ и восходящие потоки вещества мантии, раздвигающие прилегающие плиты. Таким образом, отношение вертикального размера аномалии СОХ с расталкиваемым массивом литосферы составляет около 1/40, что физически нереализуемо без дополнительных факторов воздействия. Приближение подошвы осевой аномалии к глубине солидуса является рациональным и объяснимым с учетом того, что скоростные вариации указывают на прогретое и частично расплавленное состояние. Также это указывает на то, что глубинная привязка получаемых выводов при работе с более детальными моделями может быть скорректирована вверх. Это происходит вследствие того, что объект размера L, будучи отображаем длинноволновым полем с наименьшей длиной волны >L, будет выглядеть больше своих истинных размеров, что постепенно корректируется по мере увеличения разрешения данных.

Далее на юг расположен разрез, проходящий по северной кромке ЭСА (рис.4.6). Общая структура томографических аномалий остается прежней: обширная «горячая» аномалия ответвления африканского суперплюма и отсутствие аналогичной аномалии под осью САХ, которая представлена «горячей» аномалией до глубин не более 300 км. Новой особенностью разреза является то, что на глубинах от 400 до 700 км появляются «холодные» блоки, на восточном фланге более обширные, чем на западном. Отдельные «горячие» линзы, симметричные относительно САХ, по-прежнему присутствуют. На рис.4.7 представлен разрез, проходящий вдоль южного сегмента ЭСА, отличающегося от северного морфологией дна и характером большинства геофизических полей (см. п.4.6). На нем также сохраняется общая структура аномального томографического поля, но размер и непрерывность «холодного» блока существенно расширены. Кроме того, заметен тренд к формированию «холодной» расслоенности под осью САХ до глубин 1000 км, что также видно из данных вдольосевого разреза САХ (см.рис.3.22). Наблюдаемая картина полностью согласуется с выводами о наличии «холодной» мантии в экваториальном сегменте Атлантики (Бонатти, 1996).

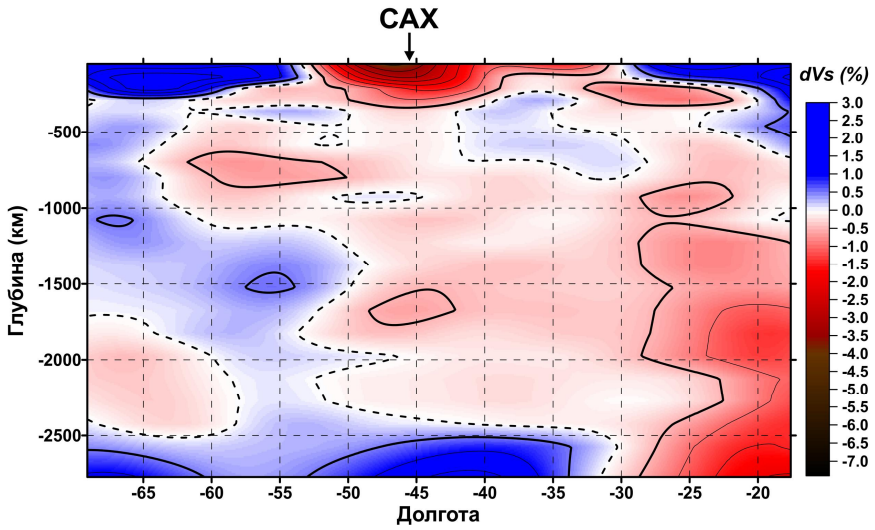


Рис.4.6. Субширотный сейсмотомографический разрез мантии Атлантики, рассчитанный по данным (Boschi, 2002; Grand et al., 1997), пересекающий САХ по 15°N (пунктирная изолиния – нулевое значение, жирные сплошные изолинии – пределы ±0.5% и далее с этим шагом) в северной части ЭСА. Положение разреза показано на рис.4.4.

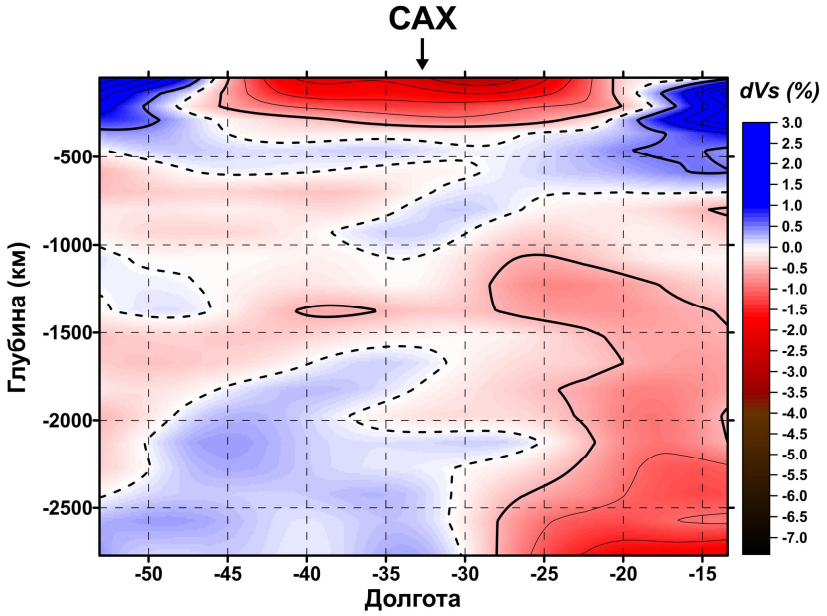


Рис.4.7. Субширотный сейсмотомографический разрез мантии Атлантики, рассчитанный по данным (Boschi, 2002; Grand et al., 1997), пересекающий САХ по 5°N (пунктирная изолиния – нулевое значение, жирные сплошные изолинии – пределы ±0.5% и далее с этим шагом) в южной части ЭСА. Положение разреза показано на рис.4.4.

Разрез к югу от ЭСА (рис.4.8) расположен на широте Анголо-Бразильского геотраверса (АБГТ). В южной Атлантике наблюдается смещение аномалии суперплюма с наклоном на восток, где она выходит к поверхности в восточноафриканском районе Афар. При этом осевая аномалия имеет более глубокий предел – до 500 км, а симметричные относительно оси минимумы по сравнению с северной Атлантикой опущены до 1200 км. В целом структура аномального поля не изменилась, но наблюдаются более интенсивные «холодные» аномалии с

признаками расслоенности на восточном фланге САХ. Симметричные «горячие» аномалии на глубине 1200 км выглядят небольшими ответвлениями от Африканского и Тихоокеанского суперплюмов на востоке и западе соответственно. Таким образом, по томографическому аномальному полю ЭСА по сравнению с прилегающими с севера и юга сегментами Атлантики отличается большей проявленностью «холодного» пространства непосредственно под осью САХ и близостью к вертикальным аномалиям, питающим островной вулканизм.

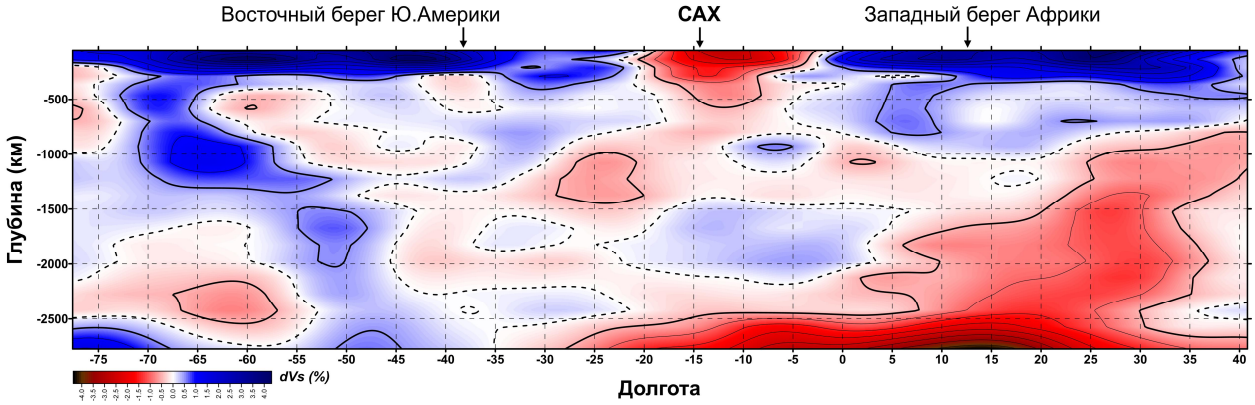


Рис.4.8. Субширотный сейсмотомографический разрез мантии Атлантики, рассчитанный по данным (Boschi, 2002; Grand et al., 1997), пересекающий САХ по 12°S (пунктирная изолиния – нулевое значение, жирные сплошные изолинии – пределы ±0.5% и далее с этим шагом) вдоль Анголо-Бразильского геотраверса. Положение разреза показано на рис.4.4.

АБГТ является уникальным, не имеющим аналогов экспериментом по исследованию земной коры и верхней мантии вкрест простирания САХ, в котором использовались все актуальные на 1980-1986 гг. геофизические методы. Вдоль профиля длиной почти 500 км было проведено наблюдение преломленных волн, результаты которого приведены в (Павленкова и др., 1993) (рис.4.9). На этом рисунке представлен обобщенный сейсмический разрез до глубин 80 км (зона, различимая методами глобальной сейсмотомографии), из которого авторы (Павленкова и др., 1993) заключили следующее. Верхняя мантия в пределах АБГТ существенно расслоена с вариацией скоростей в пределах от 7.5 до 8.8 км/с. Причем эта расслоенность сосредоточена не только под САХ, но распространяется под флангами САХ и, что важно, в котловинах, формируя неопределенность при разграничении литосферы и астеносферы. Мантия имеет блоковое и асимметричное строение, что видно в восточной части разреза (см.рис.4.9), где в пределах Ангольской котловины наблюдается контрастная инверсия скоростей с максимумом 8.8 км/с и минимумом 8.2 км/с. Эти результаты указывают на обоснованность подхода к строению литосферы как к блоковому и расслоенному объекту. Поскольку данный разрез уникален, а характер геофизических полей вдоль него отражает имеющееся распределение их источников, то сходный по структуре рисунок этих полей в других частях акватории допускает возможность считать блоковость и расслоенность универсальным явлением в Атлантике. На рис.4.8 менее детальный сейсмотомографический

разрез по профилю АБГТ также имеет асимметрию высокоскоростных значений в котловинах с увеличением и расслоенностью «холодных» зон в Ангольской котловине по глубине от поверхности до 400 км. Даже если реальный высокоскоростной слой имеет меньший диапазон глубин, контраст в 10% (см.рис.4.9) не может не сказаться на конфигурации томографического поля с меньшим разрешением.

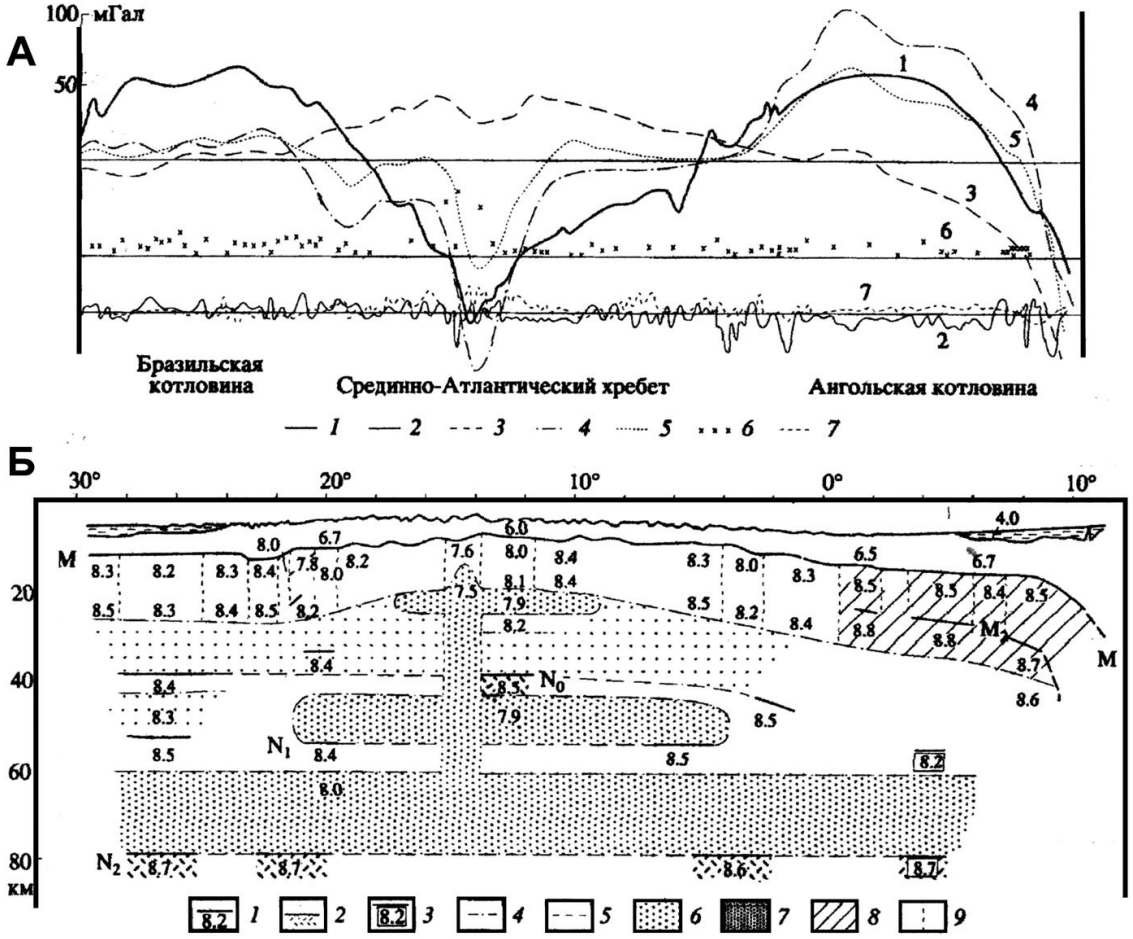


Рис. 4.9. Геофизические поля и обобщенный сейсмический разрез по Анголо-Бразильскому геотраверсу по (Павленкова и др., 1993), составленный путем увязки и частичной переинтерпретации сейсмических материалов по отдельным профилям и с учетом гравитационного поля.

А. геофизические поля: кривые силы тяжести: 1-2 – наблюденные (уровень произвольный): 1 – в редукции Буге, 2 – в редукции Фая, 3-5 – расчетные: 3 – эффект земной коры при зависимости плотности ρ от сейсмической скорости v: ρ=2.7+0.27(v-6) в коре и постоянной плотности в мантии 3.2 г/см^3, 4 – эффект модели при той же зависимости для коры и зависимости ρ=3.2+0.25(v-8) для мантии, 5 – то же при ρ=3.2+0.1(v-8) для мантии, 6 – тепловой поток, 7 – магнитное поле.

Б. 1 – преломляющие границы с граничной скоростью в км/с, 2 – сложно построенные высокоскоростные слои, 3 – положение границ группы N по меридиональному профилю VII в Ангольской котловине, 4 – кровля слоев с пониженной скоростью, 5 – области интерполяции сейсмических границ, 6-7 – зоны пониженных скоростей: 6 – слабые, 7 – интенсивные, 8 – анизотропный блок, 9 – границы блоков.

В восточной части АБГТ в пределах Ангольской котловины над вышеупомянутой областью с инверсией скоростей и максимумами до 8.8 км/с а также «холодного» мантийного

блока по данным томографии (см.рис.4.08), наблюдается нетипичная конфигурация трансформных разломов (Мазарович, Соколов, 1999). Западной границей Ангольской котловины служит серия разломов северо-западного простирания глубинного заложения, которые привели к изменению простираний пассивных частей основных трансформных разломов Тетяева, Св.Елены и Хотспер. Эти нарушения по данным (Мазарович, Соколов, 1999) могут быть активны и в настоящее время. Выделенная система разломов северо-западного простирания существует не только в океанической коре, но и оказывает влияние на строение осадочных бассейнов Западной Африки и распределение их депоцентров. Это указывает на связь повышения плотности макротрещинноватости с холодными мантийными блоками не только в пределах САХ, но и в пространстве котловин при появлении соответствующих аномалий скорости на периферии океана.

Выделяющийся по данным томографии ЭСА имеет в северной части заметно отличающуюся от южной части и от остальной Атлантики морфологию рельефа (см.рис.4.1). Учитывая существование транспрессионного режима вдоль северного обрамления ЭСА (см.рис.4.3), аномалии рельефа и конфигурацию разломных трогов, испытывающих групповой изгиб с формированием структур типа «кинк-банд» к востоку и к западу от САХ и появление дополнительных трогов, можно сделать вывод, что эта область представляет собой широкую сдвиговую зону. Кроме морфологии, это обосновывается современной динамикой плит (см.рис.3.24) и сейсмичностью (см.рис.3.25) вдоль северной границы ЭСА. Более того, в ЭСА наблюдаются ряд специфических деформаций (см.главу 5), которые могут возникнуть в сдвиговых зонах (Мазарович, 2000).

Начало сдвиговым процессам вдоль северной границы ЭСА было положено отрывом Северной Америки (см.рис.4.2). Изучение юрско-мелового этапа развития южной части этого континента (James, 2009) показывает, что пространство Карибского региона, Мексиканского залива и прилегающей с севера континентальной части состоит из эшелонированной системы депрессий, в которых значительная площадь представлена утоненной континентальной корой, малыми океаническими областями со спрединговыми сегментами, прекратившими функционирование (рис.4.10). Осевые части последних, будучи погребенными осадочным чехлом, дешифрируются по данным альтиметрии (Sandwell, Smith, 2009). Все указанные структуры сегментированы трансформными разломами северо-западной ориентации, которые прослеживаются на континент. По данным (Le Roy et al., 2008) эта область представляет собой широкую (до 2000 км) сдвиговую зону между Тихоокеанским побережьем Центральной Америки и континентальным склоном около Багамских островов. Особенность этой зоны состоит в том, что она является западным продолжением северной части ЭСА (см.рис.4.4). Внутри этой зоны наблюдаются депрессии, современная деформационная и вулканическая

активность, а также надвиговые процессы с формированием зон субдукции на юго-западном и восточном обрамлениях.

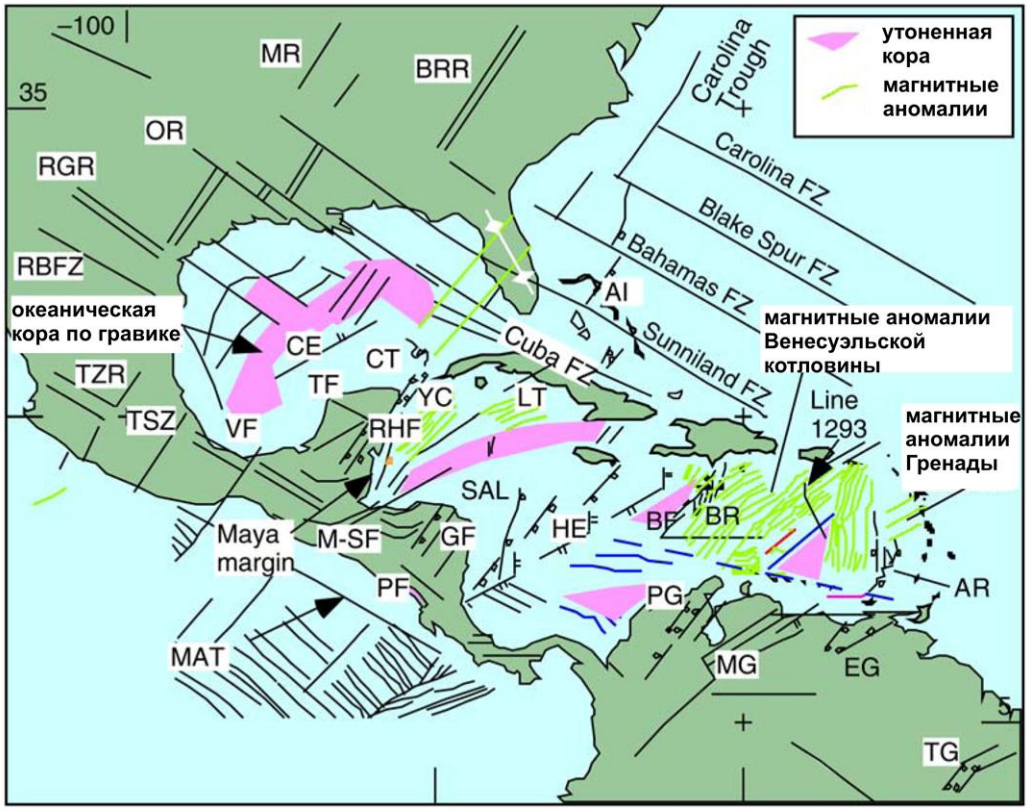


Рис.4.10. Схема тектогенеза Центральной Америки по (James, 2009) с изменениями. Нерасшифрованными индексами показаны названия разломных зон и других тектонических элементов.

Рассмотрим сейсмотомографический разрез вдоль этой зоны (рис.4.11), полученный сечением модели MITP08 (Li et al., 2008). Данная модель вариаций скоростей P-волн имеет переменное пространственное разрешение, увеличенное в областях с повышенной плотностью сейсмических событий и станций. Поэтому разница в детальности отображения аномального поля в Атлантической (восточной) части разреза и Центральноамериканской (западной) не должна интерпретироваться как природная. Под осевой частью САХ не наблюдается вертикальная аномалия, но к западу от хребта обширная «горячая» зона связана с ответвлением суперплюма от ВТП, которое, возможно, смыкается с ответвлением Африканского суперплюма в нижней мантии. Западная часть разреза содержит аномалии, сходные с полученными на разрезах вкрест простирания дуговых зон северо-западной окраины Тихого океана (Жао и др., 2010). Результатом исследования на этих разрезах является конфигурация аномалий типа «слэб», выполаживающаяся от дуги в интервал глубин 400-700 км. При этом случаи «затягивания» слэбов в низы мантии встречаются гораздо реже. Морфология выположенных слэбов имеет сходство с надвиговой (*прим. автора*), в которой субгоризонтальная поверхность срыва в районе фронта под большим углом выходит к поверхности. Аналогичные «холодные»

аномалии наблюдаются в западной части разреза через Центральную Америку и Карибский регион (см. рис.4.11). Они имеют эшелонированное строение, западную вергентность и выполаживаются под областями с утоненной континентальной и океанической корой (см. рис.4.10). Наличие подобного разреза вдоль полосы сдвиговой зоны (Le Roy et al., 2008), содержащей серию впадин, испытавших растяжение и формирование океанической коры, указывает на существование в этой полосе горизонтального смещения блоков литосферы на запад с формированием надвиговых аномалий томографии, аналогичных тихоокеанским. Северная часть ЭСА является восточным продолжением этой зоны.

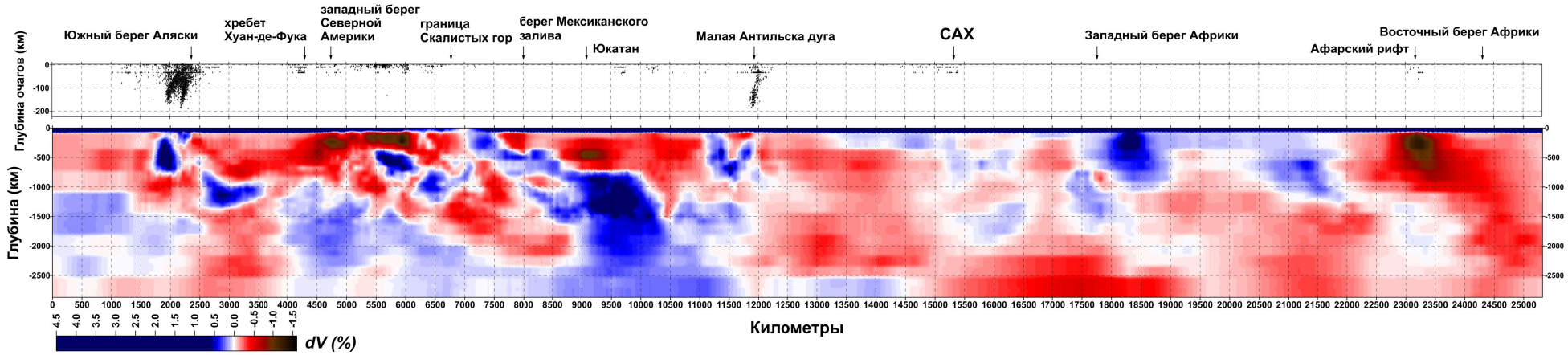


Рис.4.11. Субширотный сейсмотомографический разрез мантии Атлантики по P-волнам, рассчитанный по данным модели MITP08 (Li et al., 2008), пересекающий Северную Америку, Карибский регион, ЭСА и САХ по 5°N и далее экваториальную Африку до горячей точки Афар. Положение разреза показано на рис.4.4. На разрезе также приведены положения гипоцентров землетрясений по данным (ANSS, 2014), расположенных в полосе 100 км от профиля.

4.4. Некоторые особенности строения дна вдоль демаркационных разломов

Как указывалось в п.4.1, сегментация Атлантического океана и САХ определяется разновозрастным стартом спрединговых процессов в различных сегментах рифтовой системы. Разное время начала горизонтальной аккреции определяет различную термальную историю сегментов и разницу их основных физических свойств, отраженную в геофизических полях. Определяющими параметрами этого процесса являются скорость спрединга, формирующая тип термальной структуры верхней мантии (Дубинин и др., 2013), и дополнительные мантийные неоднородности, связанные с плюм-тектоникой, наложенные на спрединговые структуры. Трансформные разломы, разделяющие крупные (более 1000 км по рифту) сегменты с разными свойствами, выделены в особый вид в классификационных задачах и, по определению Пущаровского Ю.М. (Пущаровский, 2009), носят название «демаркационные». На рис.3.17 показана ось единой Атлантико-Арктической рифтовой системы и приведены возраста старта спрединга ее сегментов. Данная схема сегментации показывает деление «нулевого» порядка, основанное на вышеуказанном принципе.

Отличительной особенностью сегментации САХ и Арктики является наличие больших (более 200 км) смещений спрединговых сегментов оси САХ по демаркационным разломам. Связь больших смещений главных сегментов САХ с глубинным состоянием описана в п.3.6. В некоторых случаях смещение представлено полиразломными трансформными системами (южный сегмент ЭСА: разлом Сан-Паулу) или эшелоном коротких сегментов САХ, разделенных несколькими трансформными разломами и полиразломными системами (северный сегмент ЭСА: разломы Вима, Марафон, Меркурий, Архангельского, Долдрамс-Вернадского-7°24'с.ш. -Богданова-6°52'с.ш.). Кроме ЭСА, сложной системой переходных структур между сегментами с большим смещением (см.рис.3.17) является цепочка, состоящая из хребта Книповича, разломов Моллой и Шпицберген и трога Лена, соединяющая спрединговые системы хребтов Мона и Гаккеля.

Длинные смещения приводят к соприкосновению блоков с разной термальной историей и разным тепловым потоком, что в свою очередь влияет на дифракцию теплового поля и перераспределение температур (Хуторской, Поляк, 2017). Кроме этого, происходит небольшой (до 15% от исходных значений) фрикционный разогрев вдоль активной части трансформных разломов. Эти два фактора поддерживают высокое значение теплового потока в офсетных зонах (Хуторской, Поляк, 2017), но в пассивных частях трансформных разломов тепловой поток начинает спадать по известным из общей тектоники плит закономерностям. Приведенный в работе (Ligi et al., 2002) расчет сдвиговых напряжений для медленноспрединговых условий в активных частях трансформных разломов длиной 500 км и более показал, что в этих случаях сдвиговая зона в плане приобретает форму линзы, состоящей

из серии сдвиговых разрывов, осложненных сколами Риделя. Текущая тектоническая активность может мигрировать от одного разломного трога к другому, формируя палеодолины разломов, потерявшие статус активных, и заполненные ненарушенным осадочным чехлом.

Таким образом, тектогенез в области демаркационных разломов, разделяющих сегменты океана «нулевого» порядка с большим смещением оси САХ, обладает нетривиальными особенностями, некоторые из которых были закартированы маршрутной и полигонной геофизической съемкой в экспедициях ГИН РАН на НИС «Академик Николай Страхов».

4.4.1. Южное обрамление ЭСА

Характерной особенностью структур САХ в гравитационном поле является осевой минимум, связанный с наличием разуплотненной мантии. При расчете мантийных аномалий Буге (на основе обычных аномалий Буге) глубина границы М оценивалась как сумма рельефа, мощности осадочного чехла и кристаллического слоя постоянной мощности 6000 м. Разница плотностей кора-мантия полагалась равной 0.5 г/см^3. Термальная коррекция не проводилась. Осевая аномалия под САХ является индикатором присутствия прогретого и частично расплавленного вещества мантии, приводящего к разуплотнению среды и формированию минимумов вдоль этой структуры. Осевая аномалия Буге под САХ к югу от системы Сан-Паулу (рис.4.12) имеет продолжение на север до широты 1°50'с.ш. приблизительно вдоль меридиана 25°с.ш., и на ее окончании наблюдается симметрично распределенный в субширотном направлении кластер вулканических гор (низкие значения Буге), указывающий на возможность формирования парных образований типа «бычьи глаза» от локальных импульсов магматизма. Подобное продолжение осевого минимума на абиссаль – явление редкое. Сходные вулканические образования составляют основу хребта Ресёрчер (к югу от разлома Зеленого мыса) на северном обрамлении ЭСА, но смещены в среднем на 250 км к западу от линии оси САХ. Прослеживание в аномальном поле 4-го (с юга) разломного трога вплоть до оси вулканического кластера показывает возможное положение зоны трансформного смещения. По данным возрастов магнитных аномалий (Müller et al., 1997) продолжение оси САХ около вулканического кластера может иметь возраст около 25 млн лет. Таким образом, конфигурация аномального поля показывает возможное положение палеооси САХ и указывает на пространственное смещение активных спрединговых элементов в запад-северо-западном направлении. По данным донного опробования этого района (Отчет 7-го…, 1988) (станция S07-38) с южного подножия одной из отмеченных вулканических построек (рис.4.12) были подняты пиллоу-базальты и измененное вулканическое стекло, что говорит о внеосевом магматизме.

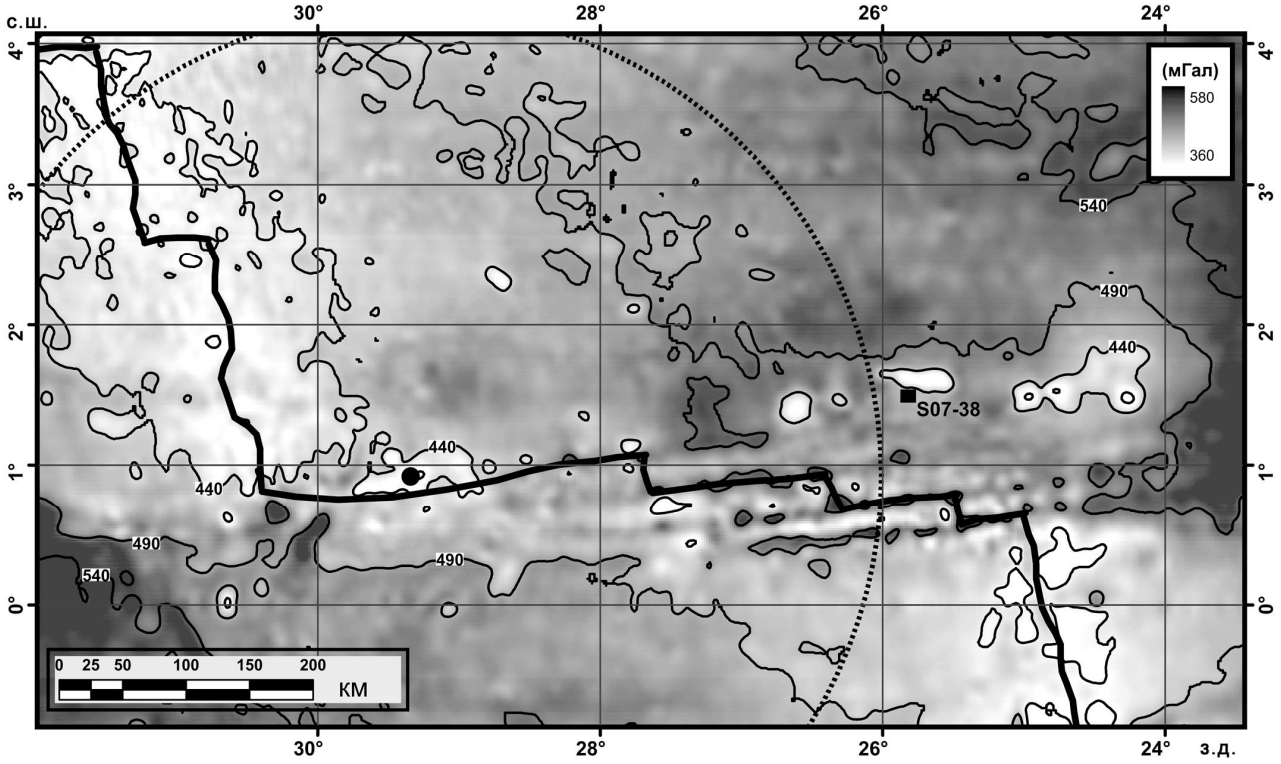


Рис.4.12. Мантийные аномалии Буге в районе полиразломной трансформной системы Сан-Паулу и активные элементы САХ (Соколов и др., 2016). Диапазон значений аномального поля в пределах 360-580 мГал (от светлого к темному). Главные изодинамы имеют значения 440, 490 и 540 мГал. Пунктирным кругом - 200-мильная экономическая зона Бразилии вокруг о. Св. Петра и Павла.

В разделе п.5.2 приведен подробный анализ сейсмических разрезов, полученных в районе работ. С учетом этого анализа, приведенные выше данные на полиразломную систему Сан-Паулу позволяют сделать следующее обобщение. На рис.4.13 приведена карта района с 5-тью разломными трогами и элементами интерпретации геодинамики. В пределах субпараллельных трогов вдоль их простирания происходят перескоки коротких сегментов рифта на расстояния, превышающие длину этих сегментов. Троги полиразломной системы задают рамки перескоков, внутри которых мгновенное положение рифтовых сегментов является неустойчивым и может измениться в зависимости от перераспределения напряжений. В обстановке транспрессии сегменты рифта меняют положение на более соответствующее текущей картине напряжений в сложной системе, состоящей из мелких (20-40 км) блоков. В экваториальной Атлантике рифтовые сегменты САХ смещаются полиразломной системой трансформных разломов Сан-Паулу с севера на юг и в западном направлении с увеличивающейся амплитудой смещения (см.рис.4.13). Современные землетрясения (рис.4.14) маркируют активные участки разломов. Их пространственное распределение таково, что рои событий сконцентрированы вдоль направления, соединяющего по прямой сегмент САХ к югу от разломной системы и середину активной части в 4-ом троге. По данным (Motoki et al., 2014) в настоящее время происходит перескок активного сдвигового сегмента на западе 4-го трога к югу от скал Св. Петра и Павла к

5-му на севере от них, что приводит к смене принадлежности этой области от Африканской плиты к Южно-Американской.

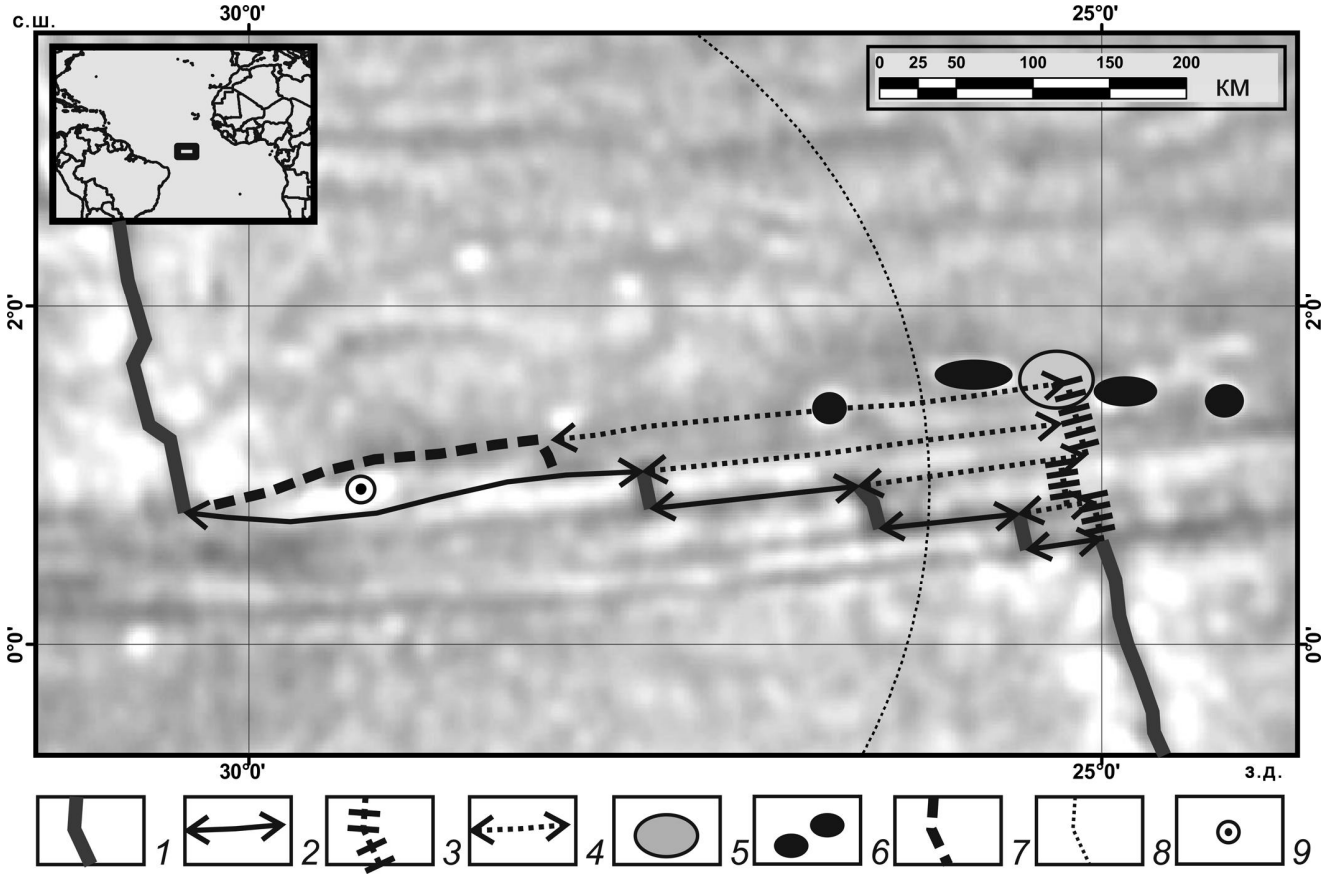


Рис.4.13. Схема миграции активных сегментов САХ в полиразломной системе Сан-Паулу (Соколов и др., 2016).
1-3 – сегменты: 1 - активного рифта, 2 - активного трансформного разлома, 3 - палеорифта, 4 - возможная траектория перескока рифта, 5 – палеонодальная впадина, заполненная осадками (> 1100 м), 6 - крупные вулканические постройки, 7 – траектория современного перескока активных сегментов трансформного разлома (Motoki et al., 2014), 8 - экономическая зона Бразилии, 9 - скалы Святых Петра и Павла.

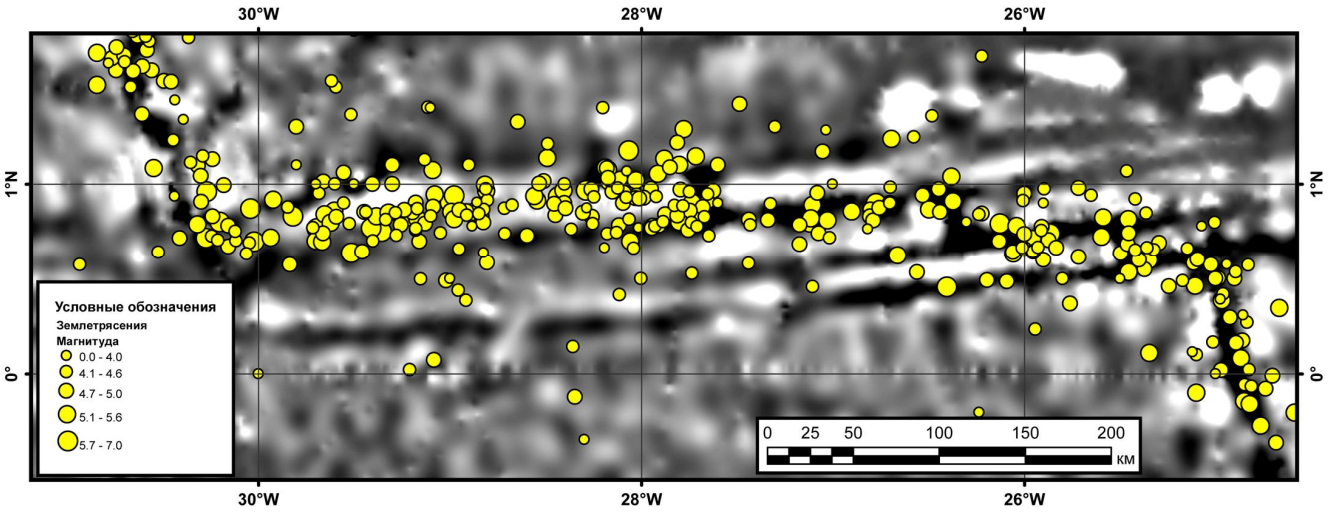


Рис. 4.14. Сейсмичность полиразломной трансформной системы Сан-Паулу (ANSS, 2014).

Таким образом, при субмеридиональном перекрытии на 120 км двух крупных спрединговых сегментов - от Сан-Паулу на западе до вулканических гор на востоке - система активных спрединговых элементов перестраивается так, чтобы переход между их окончаниями был кратчайшим в широтном направлении. Наблюдается также тенденция на спрямление трансформной зоной перехода между крупными сегментами САХ. Аналогичное простирание и шаг в полиразломных трансформных системах наблюдается к северу от данного района в системах разломов Долдрамс-Вернадского-7°24'с.ш.-Богданова-6°52'с.ш. и сдвоенной системы Марафон-Меркурий и определяется макроскопической кинематикой плит.

Южнее полиразломной зоны Сан-Паулу в троге разлома Романш (Ligi et al., 2002) наблюдаются другие эффекты, связанные с большой длиной сдвигового смещения (рис.4.15). Сдвиговая зона, имеющая форму линзы, состоит из нескольких разрывов, осложненных сколами Риделя, что видно из карты оттененного рельефа этого разлома и его бортов. Это указывает на смену положения текущей тектонической активности, которое по данным (Пейве, 2002) произошло 7-8 Ма назад. Сопоставление с другими тектоническими событиями (см.рис.4.3) указывает, что это произошло на 2 Ма позднее заложения зоны субдукции Антильской дуги. Поскольку события на периферии ЭСА могут вызывать смену конфигурации структурных элементов внутри нее (Bonatti et al., 2005), можно предположить, что подобное влияние будет иметь место не только в разломе Вима, но и в разломе Романш.

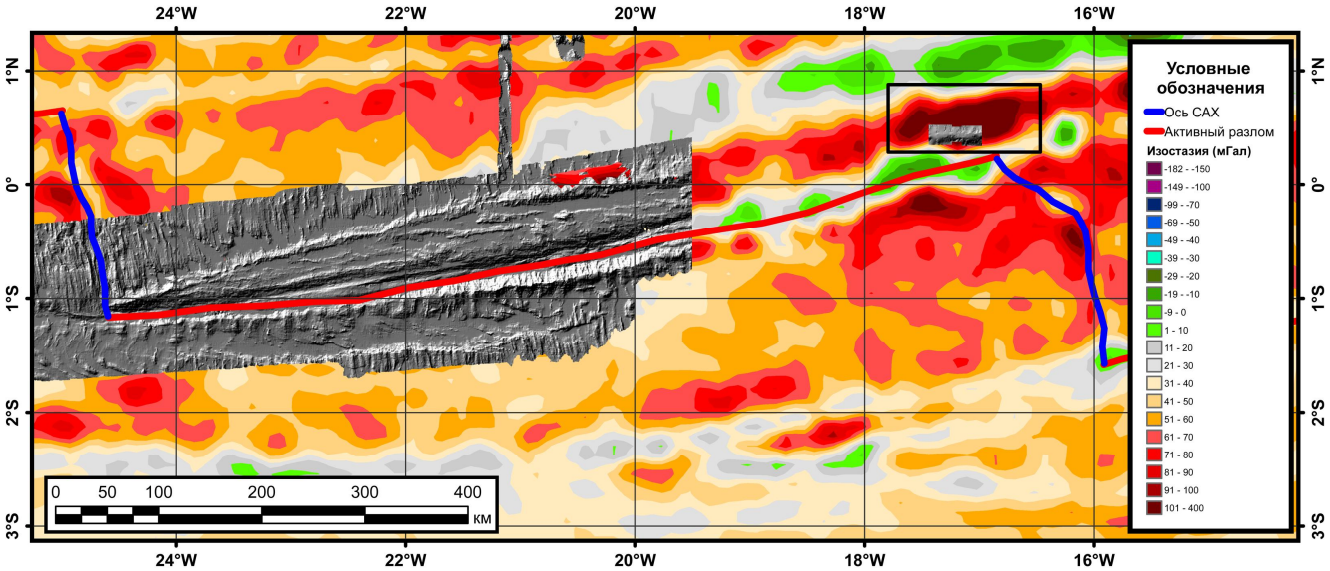


Рис. 4.15. Изостатические аномалии, оттененный рельеф западной части трансформного разлома Романш (Ligi et al., 2002), структурные элементы САХ и положение детальной съемки на северном борту разлома (черный прямоугольник).

Так же, как и у Сан-Паулу, активная часть разлома Романш расположена таким образом, что сочленение с САХ на востоке расположено севернее сочленения с САХ на западе. При широтной проекции перпендикулярно оси САХ это формирует перекрытие сегментов, которое

может быть неустойчивым при субширотной динамике. Как было показано выше на примере Сан-Паулу, подобное перекрытие может иметь тенденцию к спрямлению по кратчайшей траектории между сегментами САХ, смещаемыми разломной зоной. Одним из следствий сдвиговых смещений в этих условиях может быть возникновение торошения на одном из бортов разлома и подъем блоков поперечных хребтов с формированием избытка масс над изостатической компенсационной поверхностью. На северном борту Романш наблюдается изостатическая аномалия амплитудой ~160 мГал (см.рис.4.15), которая является уникальной во всем Атлантическом океане от разлома Агульяс до Чарли Гиббс (см.п.4.6), не говоря об ЭСА. Это указывает на действие, которое вывело значительные избыточные массы над условной компенсационной поверхностью, и, возможно, на то, что это действие не прекратило функционировать и в настоящее время. Аналогичная аномалия наблюдается и на южном борту разлома Вима. Интересным последствием подъема этих блоков к уровню моря является формирование рифогенных карбонатных построек (см.п.5.3), положение которых в районе Романш указано на рис.4.15 и совпадает с изостатической аномалией. Анализ геофизических полей на южном обрамлении ЭСА (см.п.4.6) и остаточного рельефа (см.рис.4.1) указывают на наличие линеаментов, обозначающих спрямление в этой зоне, охватывающей разломы Романш и Чейн.

4.4.2. Аналоги из северной Атлантики

Примером сложно построенной зоны перехода между сегментами САХ с большим смещением (см.рис.3.17) является серия структур хребта Книповича, Моллой и трога Лена. Принципиальная схема современной тектоники этого района показана на рис.4.16. Аномальность района выражена в следующем. Осевая зона хребта Книповича с ограничивающими рифт бортами по данным аномального магнитного поля (Olesen et al., 1997) имеет угловое соотношение с отрезками линейных магнитных аномалий между 35° и 50°. Этот угол слишком велик для случаев типичного косого спрединга (обычно не более 15°) и указывает на иной характер динамики вдоль дивергентной границы, чем растяжение под углом к оси рифта. При таких углах между направлением аккреции и осью структуры вероятнее всего будет осуществляться сдвиг (Тевелев, 2005) и формирование локальной рифтовой структуры во впадине пулл-апарт. Донное опробование западного борта хребта показало (Бугрова и др., 2001) наличие олигоценовых аргиллитов в коренном залегании. Это указывает на то, что хребет не является центром спрединга, при котором на флангах отлагаются рыхлые осадки и уплотняются по мере удаления от оси. На это же указывают сейсмические разрезы (Зайончек и др., 2010; Ямпольский, 2011), на которых установлено смещение литифицированных, имеющих акустическую стратификацию и мощность до 400 м осадочных толщ по сбросовым нарушениям

в бортах рифта. По данным (Соколов и др., 2014) углы наклона склонов в местах проявлений смещенных по сбросам осадков достигают 35°, что физически не реализуемо для накоплений рыхлых обводненных отложений в сейсмически активной зоне. По данным (Зарайская, 2016) кривые повторяемости сейсмических событий вдоль хребта также аномальны и находятся в промежуточном положении между типичными наклонами для рифтов и трансформных разломов. Перечисленный комплекс фактов указывает на перескок центра спрединга, который в данном случае должен был сопровождаться разворотом на 45°. Известные случаи перескока сегментов САХ происходили как субпараллельное смещение оси спрединга. Произошедший в данном случае разворот, вероятно, означает смену движения по направлению растяжения на движение по сколовым азимутам. Одним из способов объяснения сложившейся структуры может быть наличие и суперпозиция более чем одного фактора движения литосферных блоков (Соколов и др., 2014).

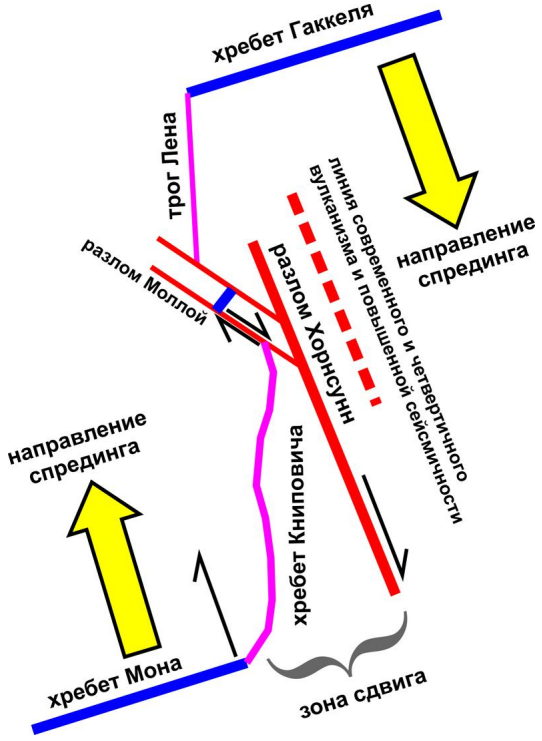


Рис.4.16. Принципиальная схема современной тектоники дивергентных структур в зоне перехода от северной Атлантики к Арктике по (Соколов и др., 2014) с изменениями.

Гипотезы тектонического развития региона в разной мере учитывают имеющиеся несоответствия перечисленных фактов с модельными представлениями. Наиболее значимы гипотезы, в которых определено, что хребет Книповича не спрединговый центр, а сдвиговая трансформная структура с элементами раздвига (Верба и др, 2000; Crane et al., 2001; Гусев, Шкарубо, 2001), что фактически совпадает с определением структур типа пулл-апарт. Отмечается, что в районе есть четкие признаки спрединового фундамента, сейсмичности и магматизма, свойственного рифтогенезу САХ. Явлением, которое устранило бы противоречие в

таком сочетании фактов без апелляции к косому спредингу, как решению проблемы, может являться именно перескок активной дивергентной границы. Решением является отказ от косого спрединга для региона и рассмотрение рифтогенеза по трещине отрыва в совершенно новом положении с деструкцией ранее сформированного спредингового субстрата. По мнению (Гусев, Шкарубо, 2001) оформление структурного плана новой рифтогенной структуры еще не закончено, но старт этого процесса имел место в миоцене. К перескоку спрединга также склоняются авторы работы (Crane et al., 2001). Отсутствие осевой магнитной аномалии вдоль всего хребта Книповича за исключением небольшого участка на севере, по нашему мнению, указывает на то (Соколов, ДАН, 2011), что перескок мог произойти в четвертичное время, причем продвигался он с севера на юг. На всем протяжении хребта Книповича максимумы аномального магнитного поля (АМП) смещены на западный фланг на 50-100 км, что также указывает на перескок.

В работе (Mosar et al., 2002) был предложен вполне логичный механизм тектонической эволюции региона. Он состоит в том, что спрединг, сформировавший магматический фундамент, изначально проходил в нормальном направлении с единым центром, ортогональным разлому Моллой. АМП после пересчета поля в нижнее полупространство показывает (Соколов, ДАН, 2011), что он проходил не в едином центре, а по системе не менее 6 коротких рифтовых сегментов с большим левым смещением друг относительно друга. Общая обстановка расхождения Гренландии и Евразии в неогене (с 13 аномалии в позднем олигоцене) является сдвиговой по линии, в целом совпадающей с бровкой шельфа Баренцева моря. Взаимодействие между плитами привело к частичному спрямлению границы плит и формированию транстенсивной сдвиговой зоны с хребтом Книповича, как зоной отрыва. Сходный вывод был сделан в (Гусев, Шкарубо, 2001) без анализа АМП и в (Crane et al., 2001). Спрединг вдоль этой структуры еще не начался, но начался рифтинг в цепочке депрессий пулл-апарт. Появление таких нарушений, спрямляющих межплитную границу и компенсирующих различия скоростей и направлений движения, скорее всего, является простейшим решением для разрядки системы тектонических напряжений (Тевелев, 2005).

Известно (Кирмасов, 2011), что вдоль линии простого сдвига образуется динамопара в виде сопряженного набора структур сжатия и растяжения около окончаний активной части с поворотной симметрией второго порядка. Исходя из этого правосдвиговая природа трансформного разлома Моллой не вызывает дискуссий. В этом случае на юго-восточном фланге динамопары должны быть сконцентрированы сбросовые нарушения, указывающие на растяжение. В реальности картина дизъюнктивных нарушений указывает на сжатие (Соколов и др., 2014). Это показывает наличие дополнительной компоненты движения блоков плит, формирующей сложную суперпозицию вместе со смещением по активной части трансформного

разлома Моллой. Геодинамика района может быть определена суперпозицией двух правосдвиговых смещений: вдоль разлома Моллой по направлению, существовашему до локального перескока активной части CAX (Crane et al., 2001), и вдоль линии, соединяющей спрединговые центры Мона и Гаккеля (см.рис.4.16). Указанная обстановка реализуется в весьма широкой (до 200 км) сдвиговой зоне, внутри которой, кроме формирования рифта, происходит процесс активизации структур восточного борта хребта Книповича. Рифт хребта Книповича является трещиной отрыва сдвиговой зоны, расположенной под углом в ~35-45° к магистральному направлению сдвига между сегментами срединно-океанического хребта от Мона до Гаккеля. При этом в нем в обстановке пулл-апарт формируется локальный рифт, состоящий из нескольких впадин. На северо-западный фланг хребта Книповича наложено действие сдвига по разлому Моллой как дополнительного тектонического фактора.

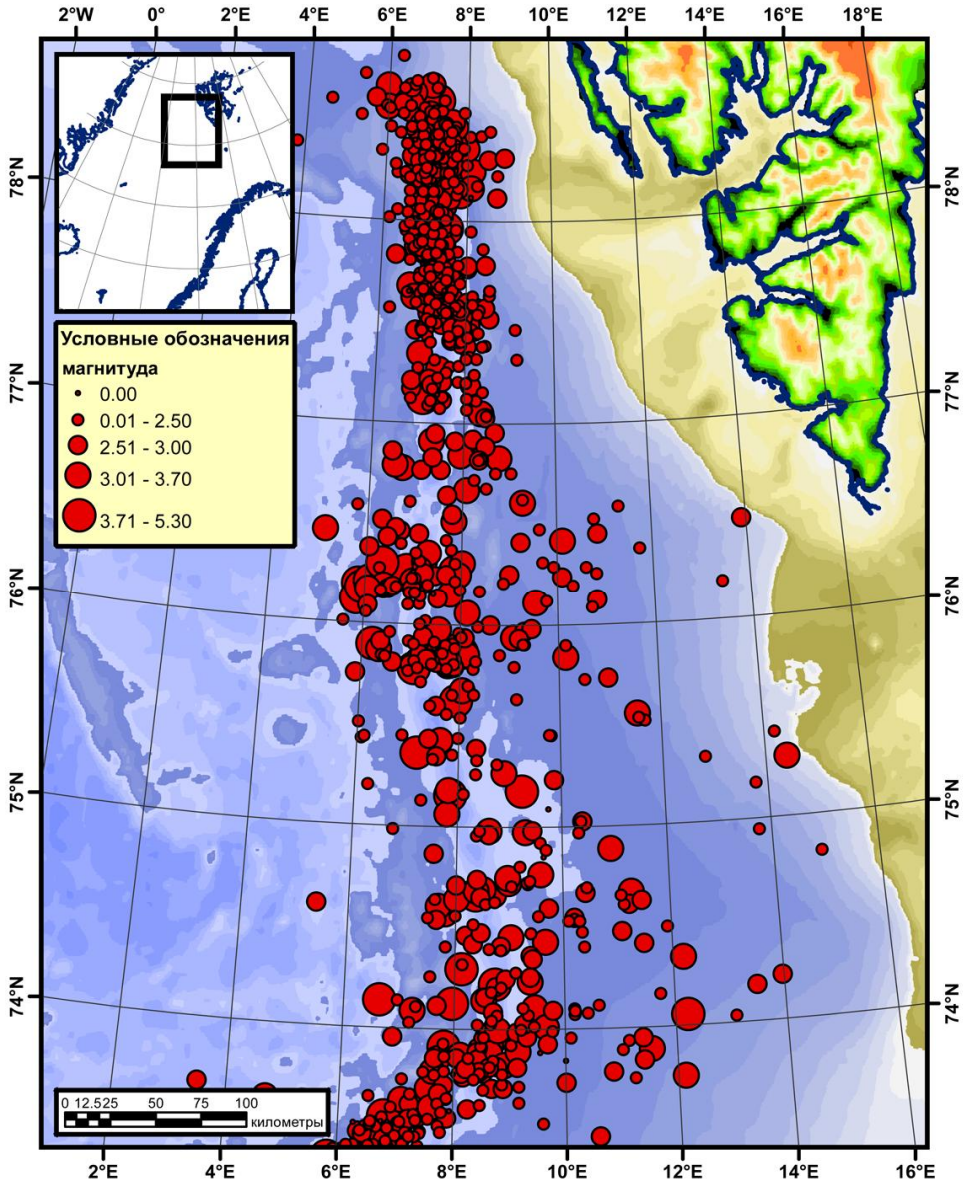


Рис. 4.17. Эпицентры землетрясений по данным (NORSAR, 2012) в районе хребтов Книповича и Мона.

Согласно концепции тектоники района (см.рис.4.16), текущий момент развития заключается в переходе тектонических элементов между спрединговыми центрами Мона и Гаккеля к наиболее короткой траектории между их окончаниями. По нашим данным, включающим, в отличие от других работ, сейсмоакустические разрезы верхней части осадочного чехла и площадное картирование его нарушений, на это указывают сбросовые деформации осадочного чехла восточного борта хребта Книповича, проникающие до 60 км на восток от оси хребта (Зайончек и др., 2010). Указанные последствия этой концепции трудно проверить, но современное асимметричное распределение сейсмичности на восточном борту хребта Книповича (рис.4.17) по данным (NORSAR, 2012) указывает на то, что этот фланг испытывает существенную тектоническую активизацию между современной осью хребта и линией, ортогонально соединяющей крупные спрединговые центры.

4.5. Деформации осадочного чехла и геофизические поля

Обзор исследований деформаций осадочного чехла в Атлантическом океане приведен в п.2.2 и 2.3. Работы Геологического института РАН на НИС «Академик Николай Страхов» и других платформах, начиная с 1985 года, позволили собрать обширный материал, в котором фиксируются деформации осадочного чехла котловин Атлантики, не связанные с границами плит или континентальной окраиной. Ограниченное обсуждение в публикациях этих деформаций и их расхождения с геодинамической моделью тектоники плит не формирует новую интерпретацию полученных фактов, позволяющую убрать разрыв с теорией, основанной на жесткости внутриплитного пространства. Тем не менее, именно это качество выявлено обнаружением деформаций, и, поскольку его происхождение и характеристики являются предметом дискуссии, необходимо исследование их пространственного распределения в сопоставлении с комплексом геофизических полей, указывающем на геодинамическое состояние среды. Сопоставление данных НСП со спутниковой альтиметрией и материалами многолучевого эхолотирования позволило сформулировать ряд важных выводов о строении пассивных частей трансформных разломов и деформациях осадочного чехла (Мазарович, 2000). Было установлено наличие сложных деформаций, возникающих от вертикальных положительных движений блоков океанической коры за пределами зоны спрединга. Общая конфигурация зон смятия осадков и характер нарушений позволяет предполагать, что внутриплитные деформации на значительном удалении от САХ могут быть вызваны сдвиговой кинематикой, в том числе по пассивным частям разломных трогов. Поскольку одним из постоянных элементов дискуссий возникает вопрос о том, являются ли выявленные структуры деформациями, необходимо сформулировать их признаки.

4.5.1. Признаки деформаций

При выявлении деформационных структур в абиссальных котловинах на сейсмических разрезах используются следующие признаки (Соколов, 2017):

1. Наличие протяженных контрастных рефлекторов в сейсмоакустическом изображении осадочной толщи, имеющих наклон > 1° (рис. 4.18, признак 1). Рефлекторы с углами < 1° могут быть сформированы облеканием, поскольку это значение наклона для неконсолидированных осадков является критичным, при превышении которого неконсолидированный осадок начинает течь по склону (Рединг, 1990). При углах > 1° маловероятно накопление осадочной толщи и ее литификация до состояния с контрастами акустических свойств, создающих рефлектор с наклонными границами внутри чехла. Исключения:

- рефлекторы, расположенные в области налегания на акустический фундамент (значимая дифференциальная компакция);

- волновые образы, сформированные интенсивной разгрузкой гравитационных потоков (турбидиты) и контурных течений (дрифты) с латеральной проградацией.

2. Складчатые деформации с постоянной мощностью между волнообразно изогнутыми рефлекторами (см. рис. 4.18, признак 2). Исключение: наклон < 1°, при котором облекание неоднородного фундамента неконсолидированными осадками сохраняет форму.

3. Дизъюнктивные нарушения со смещением фаз рефлекторов или вертикальными зонами потери когерентности (см. рис. 4.18, признак 3). Исключение: вертикальное акустическое осветление, связанное с флюидопотоком.

4. Структуры протыкания (инъективные нарушения), определяемые по сокращению мощности отложений над горизонтом начала роста и (или) локальной эрозии этого горизонта, и постепенное выполаживание перекрывающей толщи после окончания роста (см. рис. 4.18, признак 4).

5. Наличие структурного несогласия в виде субгоризонтального налегания молодых отложений на более древние, имеющие признаки складчатых деформаций, дизъюнктивных нарушений и структур роста, иногда сопровождающееся эрозией (см. рис. 4.18, признак 5).

6. Акустическое осветление абиссальных разрезов, ассоциируемое с поступлением флюидов в слабоконсолидированный чехол, имеет место вблизи выступов акустического фундамента, значительно превышающих уровень дна (см. рис. 4.18, признак 6). Осветление имеет форму либо вертикальных труб, либо субгоризонтальных линз, расположенных непосредственно над фундаментом. Акустическое осветление сопровождает большинство деформационных структур фундамента.

7. В абиссальных котловинах признаком деформаций является приподнятое гипсографическое положение деформированных зон относительно областей ненарушенного осадконакопления минимум на 200-300 м над региональным уровнем.

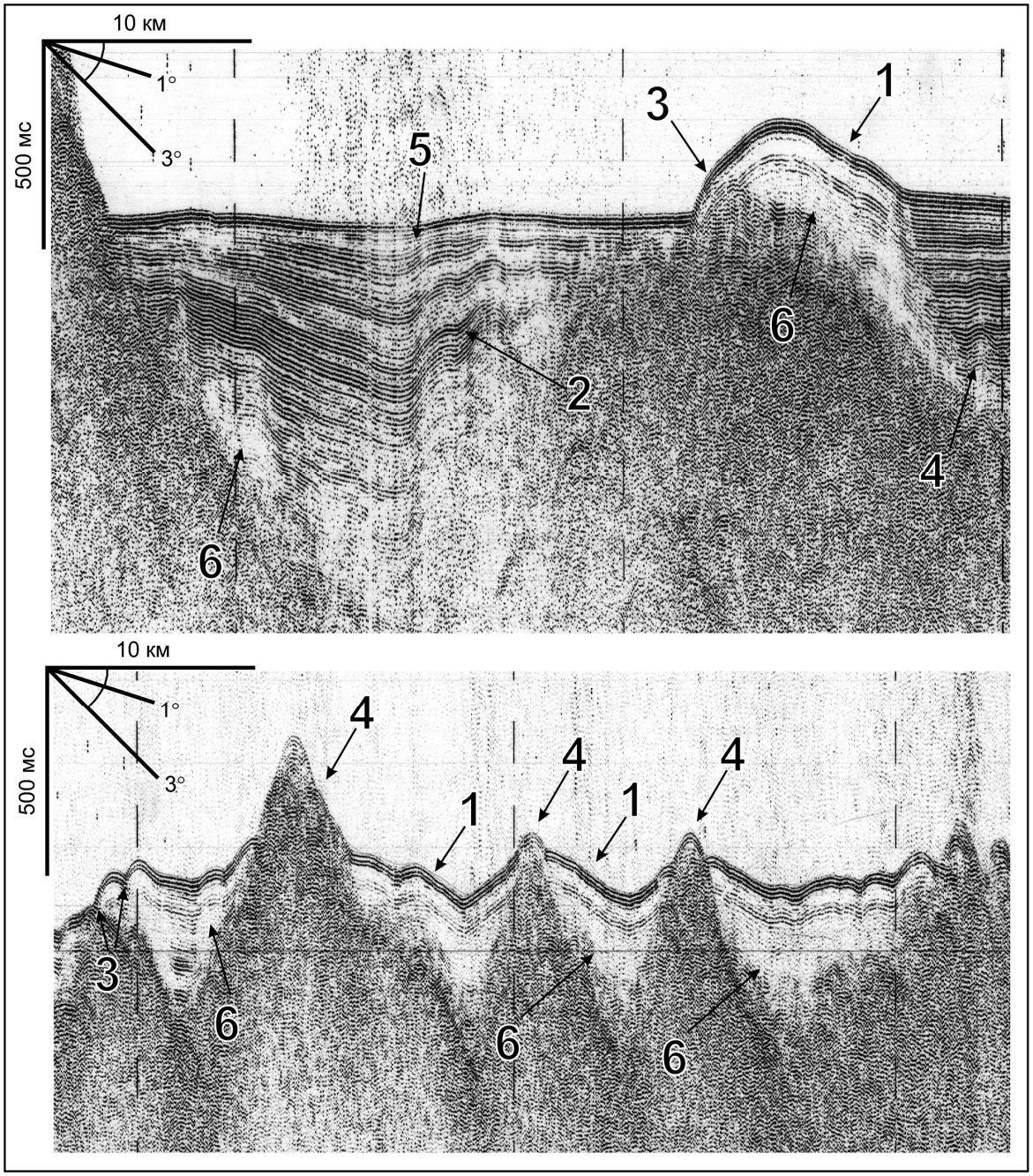


Рис. 4.18. Признаки деформаций осадочного чехла абиссальных котловин по данным экспедиций Геологического института РАН на НИС «Академик Николай Страхов» (Соколов, 2017). 1 – наклонные рефлекторы в осадочной толще с углами > 1°; 2 – постоянная мощность между рефлекторами в записи складчатого вида; 3 – дизъюнктивные нарушения; 4 – структуры протыкания; 5 –структурные несогласия; 6 –акустическое осветление осадочной толщи в виде линз и газовых труб

Перечисленные признаки позволяют определить наличие деформаций осадочного чехла. Далее предполагается, что при упоминании фактов деформаций что-то из приведенного списка присутствует в сейсмических записях.

4.5.2. Сопоставление с глубинным геодинамическим состоянием

Важным параметром, определяющим глубинное геодинамическое состояние в верхней мантии, является отношение скоростей продольных и поперечных волн. Оно зависит от коэффициента Пуассона (Физические…, 1984) и определяет способность среды течь (реология). Проведенное сопоставление геолого-геофизических параметров вдоль оси САХ с атрибутом вариации отношения $\delta(Vp/Vs)$ (Соколов, Тектоника..., 2016) показало, что они связаны с чередованием минимумов и максимумов атрибута на глубине около 500 км. Данный результат более подробно описан в п.3.8. Минимумы атрибута связаны с макротрещинноватостью на поверхности, большими (> 200 км) субширотными смещениями оси САХ, нетипичными механизмами очагов землетрясений, минимумами асимметрии полускоростей спрединга. Поскольку полускорости спрединга могут отличаться в разы между блоками, разделенными трансформными разломами, это указывает на возможность деформаций между блоками вдоль пассивных частей разломов. Максимумы атрибута $\delta(Vp/Vs)$ связаны с длинными сегментами САХ, не содержащими трансформных разломов, минимумами аномалий Буге, указывающими на региональное разуплотнение и прогрев. Перечисленные параметры и их особенности указывают на то, что геодинамическое состояние мантии на средней глубине около 500 км и выше определяет их распределение на поверхности.

На рис. 4.19 приведен горизонтальный срез куба атрибута $\delta(Vp/Vs)$, рассчитанного по сейсмотомографическим данным для P и S волн для экваториального сегмента Атлантики на глубине 470 км. Отмечается распространение «холодных» блоков (значения < 0) под зонами с максимальной длиной трансформных смещений оси САХ и «горячих» зон (значения > 0) в районах локальных ответвлений Африканского суперплюма: Азорского, Канарского и островов Зеленого Мыса. Разница реологических свойств на указанной глубине обеспечивает более подвижную динамику в «горячих» зонах пониженной вязкости мантии (ductile mantle) и наличие повышенной макротрещинноватости (brittle mantle) с нетипичной сейсмичностью в зонах больших смещений САХ над «холодными» блоками. Карта рис. 4.19 показывает, что единая «горячая» система под САХ отсутствует, и на площади акватории Атлантики фоновое значение преимущественно «холодное». Общая конфигурация аномального поля содержит группу изолированных «горячих» максимумов, встроенных в фоновое поле и соответствующих вышеуказанным ответвлениям суперплюма.

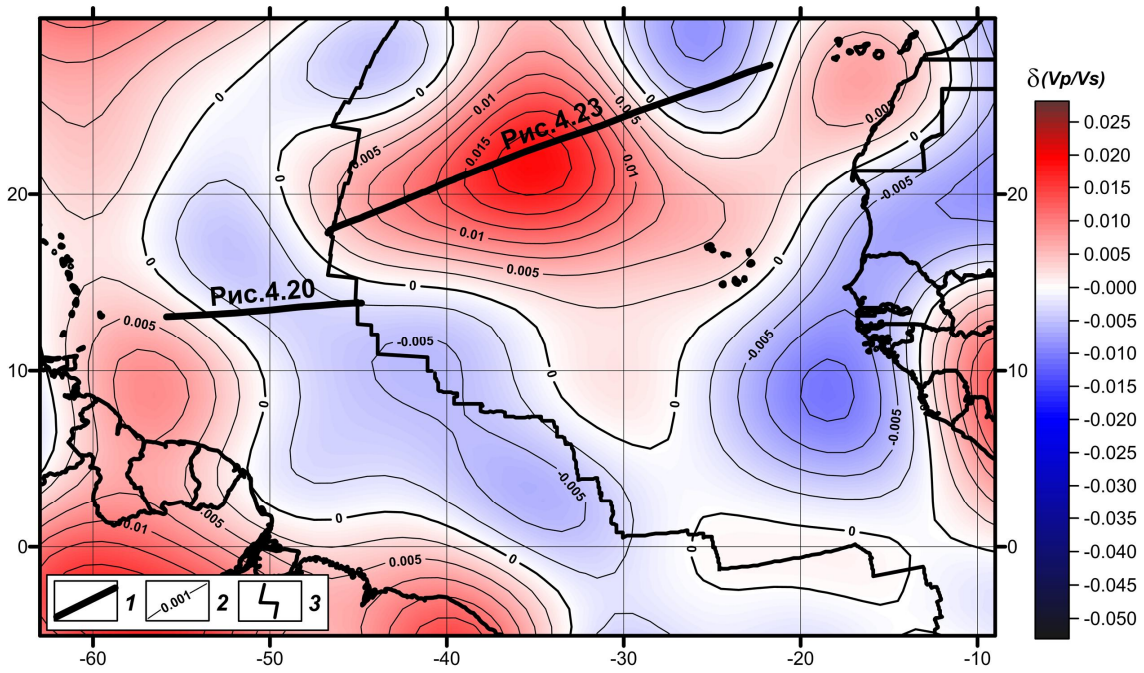


Рис. 4.19. Горизонтальный срез куба вариации отношения δ(*Vp/Vs*), рассчитанного по сейсмотомографическим данным для P и S волн (Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997; Van Der Hilst et al., 1997) на глубине 470 км. *1* –положение разрезов НСП и графиков потенциальных полей, представленных на рисунках с соответствующими номерами; *2* – изолинии отношения δ(*Vp/Vs*)*; 3* – осевая линия САХ.

Схема работ ГИН РАН (см. рис. 1.4), в которых были установлены внутриплитные деформации осадочного чехла, расположена в ЭСА практически в пределах «холодного» блока на глубине около 470 км (см. рис. 4.19). Установленные деформации связаны также с пассивными частями трансформных разломов (Мазарович, 2000) и с разломными структурами северо-западной ориентации (Мазарович, Соколов, 2002), которые в целом имеют тот же азимут, что и «холодный» мантийный блок. Для анализа пространственного распределения деформаций и их связи с геофизическими полями целесообразным является выбор из данных ГИН РАН длинных и прямых геотраверсов, пересекающих аномальные зоны субперпендикулярно оси САХ на обоих флангах (см. рис. 4.19).

4.5.3. Геотраверс западного фланга САХ

Геотраверс западного фланга САХ представлен на рис. 4.20. На нем прослеживается осадочный чехол от минимальных значений на востоке на флангах САХ до 1–1.3 км на западе в котловине перед Барбадосской аккреционной призмой на пределе глубинности метода НСП. Разрез показывает наличие деформаций осадочного чехла (рис.4.21) и акустическое осветление нижней части разреза, прилегающей к акустическому фундаменту. В начале отметим, что в середине фрагмента около отметки долготы -51° (см. рис. 4.21) наблюдается почти недеформированное залегание рефлекторов: запись осадочных карманов является типичной

абиссальной сейсмофацией заполнения с последующей дифференциальной компакцией, приводящей к проседанию изначально горизонтальных рефлекторов во впадинах фундамента и относительному задиранию на склонах. К современной поверхности осадконакопления неровности рефлекторов выполаживаются. Главной особенностью подобных осадочных тел является налегание на фундамент и отсутствие рефлекторов, его облекающих. Тем не менее, в указанном фрагменте стандартной абиссальной записи имеются отдельные структуры протыкания (piercement strucrures).

Деформационное происхождение рефлекторов осадочного чехла на возвышенности около долготы -50° (см. рис. 4.21) обосновывается тем, что основные рефлекторы облекают фундамент, мощность достигает 300 мс, но реальные углы залегания имеют значения около 2° (в ряде мест до 4°). Накопление в абиссали глинистых осадков такой мощности при таких углах с формированием промежуточных рефлекторов без процессов оползания маловероятно. Деформационный генезис подобной структуры часто ставится под сомнение, но значения углов и промежуточные рефлекторы с выдержанной мощностью внутри изгибов, на наш взгляд, указывают именно на современные деформации, а не на фоновое осадконакопление. При последнем возможно заполнение неровностей фундамента облеканием, но при углах менее 1°. При увеличении углов и мощности в соседстве с сейсмичным САХ слабоконсолидированный осадок будет иметь тенденцию к локальному выравниванию заполнения неровности фундамента.

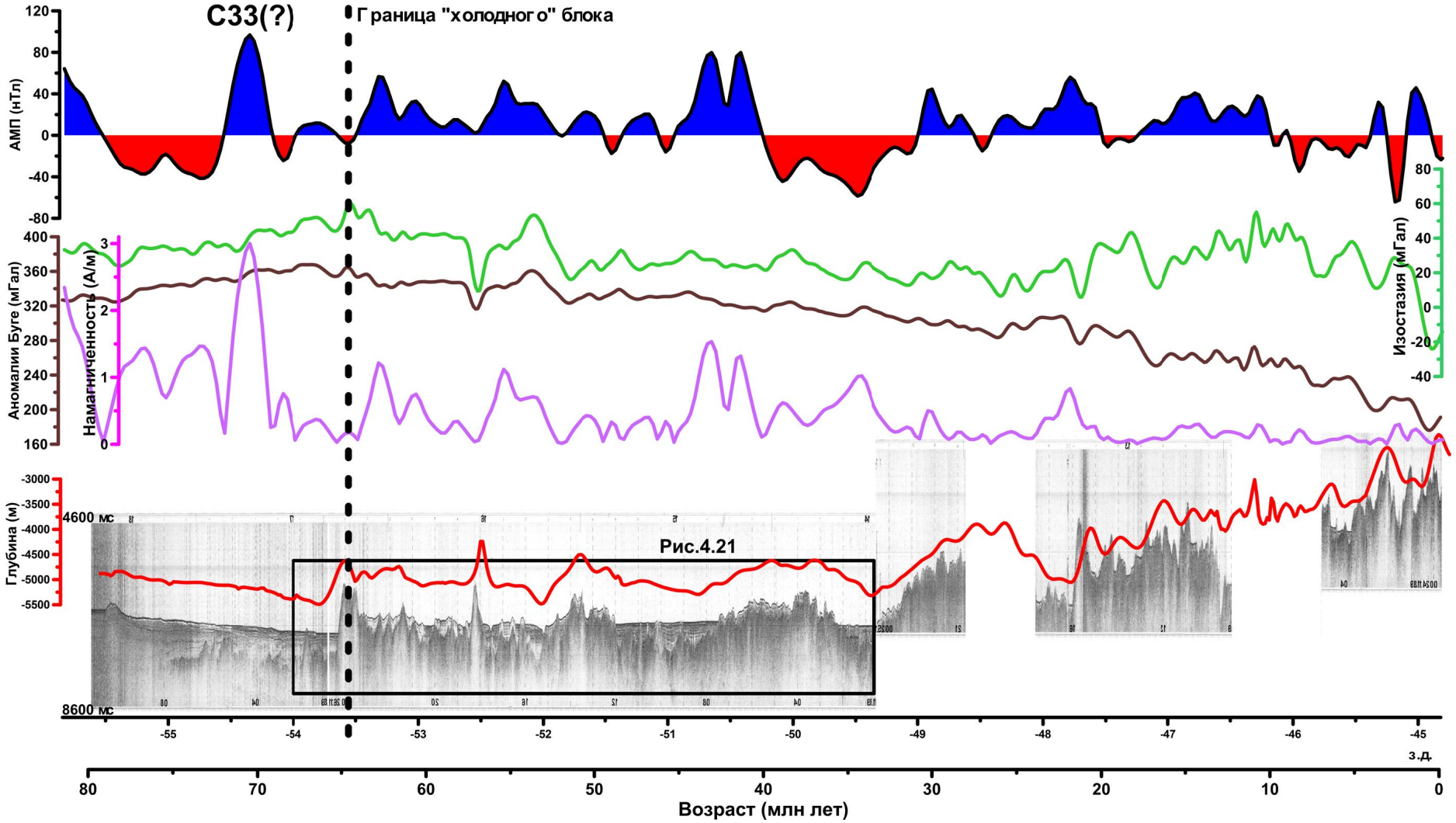


Рис. 4.20. Геотраверс западного фланга САХ: разрез НСП от передовых частей Барбадосской аккреционной призмы (13°7' с.ш., 55°53' з.д) до САХ (13°51' с.ш., 44°48' з.д) в абиссальной котловине Демерара (положение см. рис. 4.19). 9-й рейс НИС "Академик Николай Страхов" (ГИН АН СССР, 1989; начальник рейса – Разницин Ю.Н., начальник НСП – Побержин В.М.). Графики потенциальных полей (снизу вверх): рельеф (метры) (GEBCO, 2014), намагниченность фундамента (А/м), аномалии Буге (мГал), изостазия (мГал), аномальное магнитное поле (нТл) (Maus et al., 2009). Общая длина геотраверса – 1230 км. Шкала возраста дана по (Müller et al., 2008).

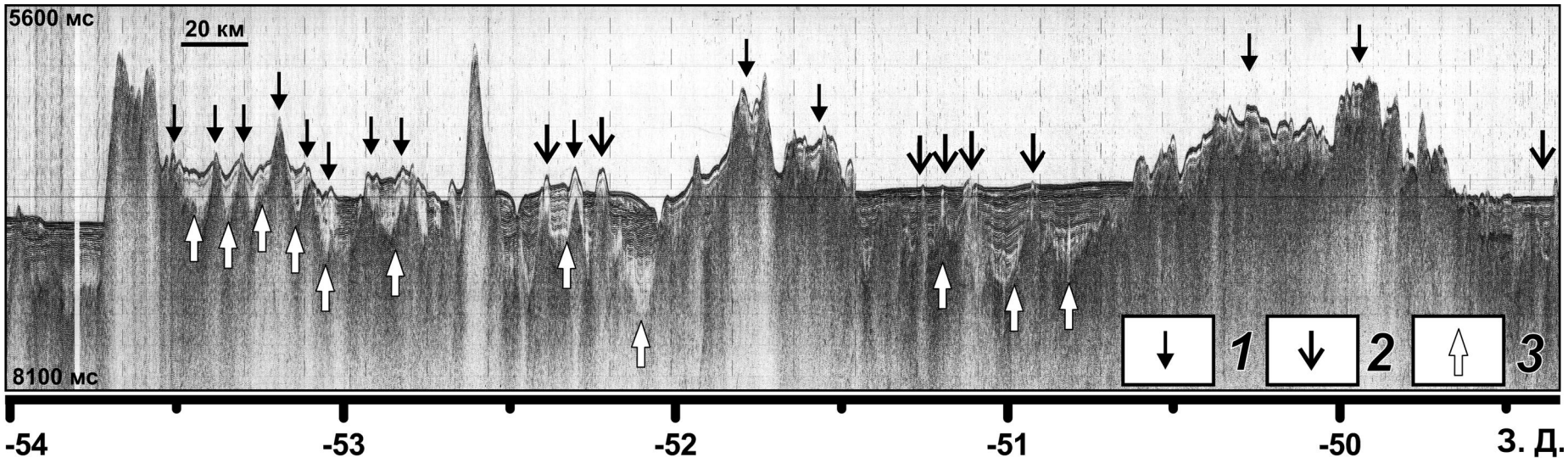


Рис. 4.21. Фрагмент геотраверса западного фланга САХ (положение см. рис. 4.19) с деформациями осадочного чехла. 9-й рейс НИС "Академик Николай Страхов" (ГИН АН СССР, 1989; начальник рейса – Разницин Ю.Н., начальник НСП – Побержин В.М.). *1* – центры штамповых складок; *2* – структуры протыкания; *3* – зоны акустического осветления

Происхождение акустического осветления низов осадочного чехла практически без других версий объясняется появлением флюидов из пород акустического фундамента. Генезис же самих флюидов является отдельной темой для дискуссий. Наиболее обоснованной является гипотеза, объясняющая появление флюидов как продуктов серпентинизации с выделением водорода и образованием метана (Дмитриев и др., 1999; Charlou et al., 1998). Из-за повышенной макротрещинноватости и остывания литосферы при удалении от САХ происходит доступ воды к ультраосновным породам верхней мантии, что приводит в действие упомянутый процесс серпентинизации при температурном диапазоне от ~100°С до ~450°С. Образовавшийся при взаимодействии H_2 с CO_2 метан формирует акустические аномалии в сейсмической записи. Особенно сильное осветление наблюдается в пределах долгот от -53.5° до -52° (см. рис. 4.21). В основном осветление охватывает весь диапазон от фундамента до дна, но в осадочном кармане около -52° осветление охватывает только низы чехла, по мощности равные остальным эпизодам осветления – около 250 мс. Если принять постоянную скорость насыщения флюидом осадочной толщи, можно предположить, что его выделение стартовало одновременно на всем профиле, причем скорее всего синхронно с деформациями. В центральной части кармана около -51° (см. рис. 4.21) имеется структура протыкания, около которой отмечено наличие газовой трубы – вертикальной полосы акустического осветления постоянной ширины. Признаком структуры протыкания является наличие сокращения мощности между рефлекторами верхней части разреза при постоянной мощности между рефлекторами, сформированными до начала процесса протыкания. Сочетание структур протыкания и акустического осветления записи является индикатором деформационных процессов.

Деформированные осадки, за исключением структур протыкания, наблюдаются на выступах акустического фундамента, расположенных гипсометрически выше дна котловин в среднем на 300–500 м (см. рис. 4.20, 4.21). То, что имеет на этих выступах форму облекания, фактически не является таковым по механизму формирования осадочного чехла. При этом аналогичные неровности базальтового фундамента ниже этого уровня заполнены осадками без образования наклонных рефлекторов, облекающих фундамент. Причиной, по которой на выступах фундамента указанной амплитуды, не поднимающихся выше уровня карбонатной компенсации, расположены деформированные осадки, является складчатость поперечного изгиба (штамповая). Она возникает при увеличении объема породы, подверженной серпентинизации, и при связанных с этим процессом вертикальных движениях в условиях менее вязкого состояния породы. Причинно-следственная связь деформационных зон с развитием серпентинизированных пород является установленной и неоднократно описана в литературе по Индийскому океану, например (Вержбицкий 2000; Левченко, 1990). Отметим, что западная граница деформированной зоны (см. рис. 4.20) совпадает с границей «холодного»

мантийного блока по данным отношения *Vp/Vs* (см. рис. 4.19), который связан с зонами максимального смещения САХ и макротрещинноватостью. Последняя является необходимым элементом для доступа воды к породам верхней мантии и старта процесса серпентинизации.

Профиль рельефа показан на рис. 4.20 по мелкомасштабной 30-секундной матрице GEBCO (GEBCO, 2014) для общего структурного фона при наличии пропусков в сейсмической записи. Далее (снизу вверх) следует график намагниченности, рассчитанный по данным аномального магнитного поля (АМП) EMAG2 (Maus et al., 2009) (верхний график) с использованием данных по рельефу и мощности осадочного чехла как суммарного расстояния до источника поля. Области проявления деформаций и акустического осветления низов разреза представлены заметными аномалиями намагниченности, большими по амплитуде, чем аномалии в районе САХ. Поскольку по мере остывания литосферы на флангах формируются условия для серпентинизации мантийных ультраосновных пород, то образование магнитоактивных прослоев при данном процессе активизируется, что приводит к появлению дополнительной компоненты АМП, нарушающей систему аномалий, сформированную спредингом. Этот индикатор важен при интерпретации деформаций, поскольку указывает на очаги серпентинизации, в которых происходит увеличение объема пород до 20% и соответственное уменьшение плотности пород (Физические…, 1984). Не менее важным является побочное образование магнетита (Дмитриев и др., 1999), за счет чего интенсивность АМП при удалении от САХ увеличивается (Астафурова и др., 1996). Отметим сильную аномалию С33 на западе геотраверса (см. рис. 4.20). Первые кайнозойские линейные аномалии С34 и С33 обладают большой амплитудой во всей акватории Атлантики (Maus et al., 2009) и к вторичным процессам образования магнитоактивного слоя, по всей видимости, не относятся. Анализ расположения западного геотраверса (Соколов, 2015) относительно карты АМП (рис.4.22) показывает, что поле в ЭСА по сравнению с полем к северу от него отличается мозаичным характером, и линейный характер аномалий, свойственный основному океаническому субстрату, в нем не наблюдается. Это может в равной степени указывать как на низкую изученность района магнитной съемкой и качество данных, так и на реальный характер АМП с мозаичной структурой, наложенной на первичную линейную структуру. Поскольку интерпретации магнитных линеаментов в ЭСА до сих пор уверенно не проводятся (Müller et al., 2008), несмотря на развитие изученности, более вероятной версией может быть реальный мозаичный характер АМП. Эта версия вполне соответствует процессам возникновения вторичных источников намагниченности в процессе остывания литосферы и серпентинизации пород верхней мантии.

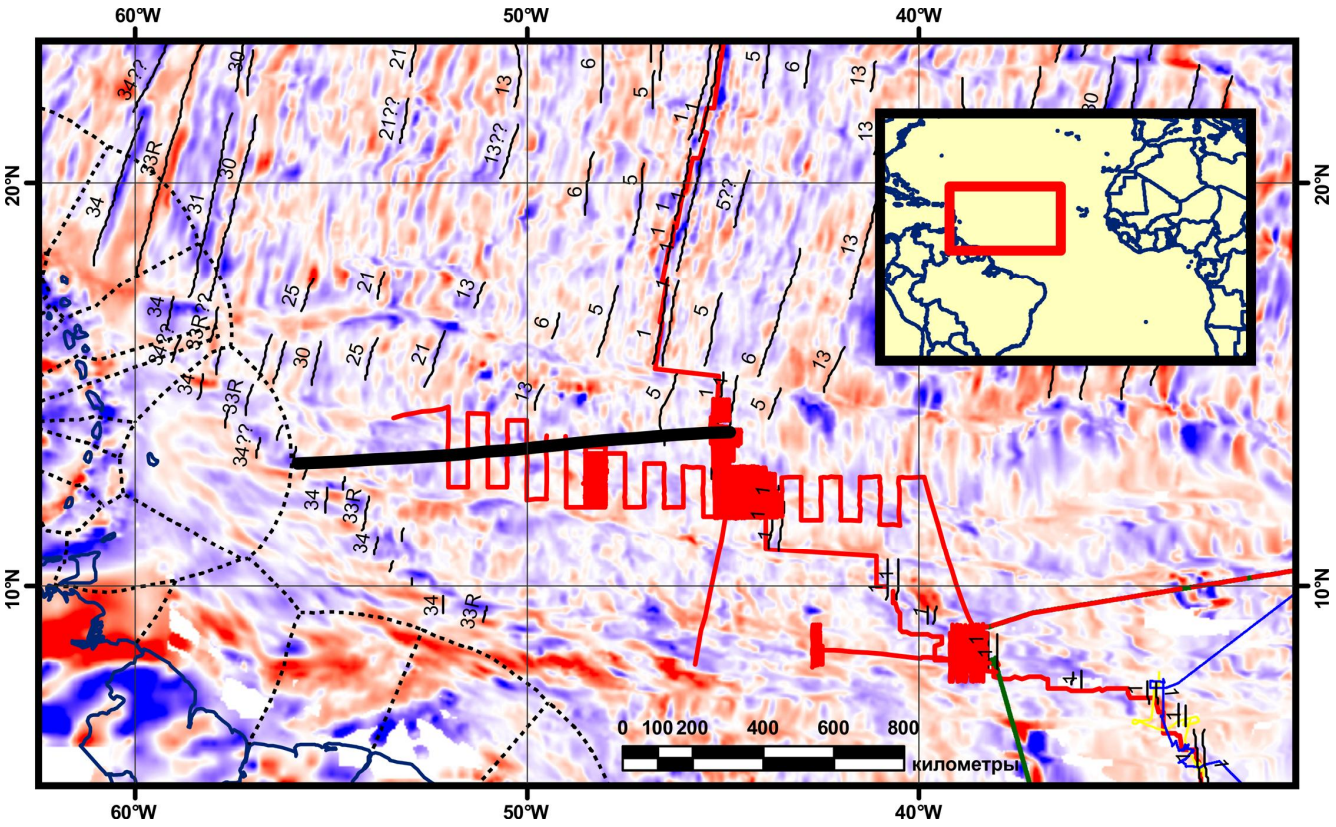


Рис. 4.22. Геотраверс западного фланга САХ (черная линия), общий маршрут 9-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" (ГИН АН СССР, 1989; начальник рейса – Разницин Ю.Н.) (красная линия), аномальное магнитное поле (Maus et al., 2009) и оси линейных аномалий (Cande et al., 1989).

Снижение плотности пород при достаточно большом серпентинизированном объеме должно формировать минимумы поля аномалий Буге (см. рис. 4.20). На долготе -52.5° фиксируется заметный минимум на 25 мГал меньше окружающего фонового значения в котловине ~350 мГал. На долготе -51.75° наблюдается менее глубокий минимум, но они оба связаны с зонами деформаций. Эта связь делает возможной количественную оценку мощности серпентинизированных пород по гравитационному полю, но в настоящий момент статистика по деформированным зонам для построения модели недостаточна. Уровень аномалий Буге, рассчитанных без учета термальной коррекции, закономерно снижается к оси САХ, где превалирует гравитационный эффект от прогретого и разуплотненного вещества верхней мантии.

Расчет изостатических аномалий представляет собой определение гравитационного эффекта от поверхности мантии, рассчитываемой по рельефу дна пропорционально отношению плотностей (модель Эри) и вычитание его из аномалий Буге, рассчитанных по тому же рельефу (Соколов, 2015). Анализ аномалий Буге и изостазии на представленном геотраверсе (см. рис. 4.20) показывает, что положительная корреляция этих полей, рассчитываемых по одним и тем же данным, наблюдается в абиссальных котловинах, где практически нет нарушений

изостатического равновесия, сопоставимых с САХ. Корреляция нарушена в рифтовой зоне САХ и на его флангах до 350 км. В этих структурных зонах изостатическое равновесие нарушено процессами рифтогенеза и перехода литосферы из прогретого в остывшее состояние, которое в основном достигается на указанном удалении. На этих же удалениях (350–400 км) изостатические аномалии затухают (см. рис. 4.20), приближаясь к фоновым для Атлантики значениям 20–25 мГал (Артемьев и др., 1987). Увеличение значений изостазии к западу от долготы -52° (см. рис. 4.20) связано с современными движениями с вертикальной компонентой, формирующими избыток масс механизмом, отличным от подъема вещества в рифтовой зоне. Данное увеличение избытка масс сформировано сравнительно недавно, поскольку изостатической компенсации до фонового значения еще не произошло, деформированные осадки не содержат признаков выравнивания, но присутствуют современные врезы донных течений около долгот -52° и -52.5°. Аналогичная комбинация значений потенциальных полей наблюдается на геотраверсе в районе -47.6°, но поскольку там отсутствует значимый осадочный чехол, установить что-либо о деформации поверхности акустического фундамента является затруднительным.

4.5.4. Геотраверс восточного фланга САХ

Геотраверс восточного фланга САХ представлен на рис. 4.23. Значимый осадочный чехол в его пределах начинается с долготы -30° в пассивных частях разломов-«отшельников». Так называют трансформные разломы, имеющий четко выраженный трог, но не имеющий активной части в зоне САХ, где глубины дна превышают 6000 м. Чехол наблюдается на разрезе в указанном троге к северо-востоку от пассивной части разлома Кейн (долгота -34.2°). Разрез вплоть до долготы -28.3° представлен недеформированным осадочным чехлом, заполняющим неровности акустического фундамента. Далее на северо-восток сейсмофация заполнения сменяется эшелонированной системой из 10 квестоподобых поднятий шириной от 10 до 20 км, покрытых осадочным чехлом с рефлекторами, имеющими угол от 1.5° до 4° (рис. 4.24, фрагмент 1). Разрез, кроме деформаций, содержит акустическое осветление нижней части осадочной толщи, прилегающей к акустическому фундаменту, и газовые трубы (рис. 4.24, фрагмент 2). Отметим мозаичность зон деформаций, между которыми присутствуют интервалы ненарушенного залегания осадков (-27.9°), и сходство деформаций (особенно прилегающих к подводной горе) с чешуйчато-надвиговой системой взбросов, которая может быть определена по морфологии рефлекторов между дном и фундаментом, включая промежуточные (см. рис. 4.24, фрагмент 1). Эта морфология является типичной для взбросо-надвиговых нарушений. Кроме того, все они имеют юго-западную вергентность в соответствии с ориентацией разреза.

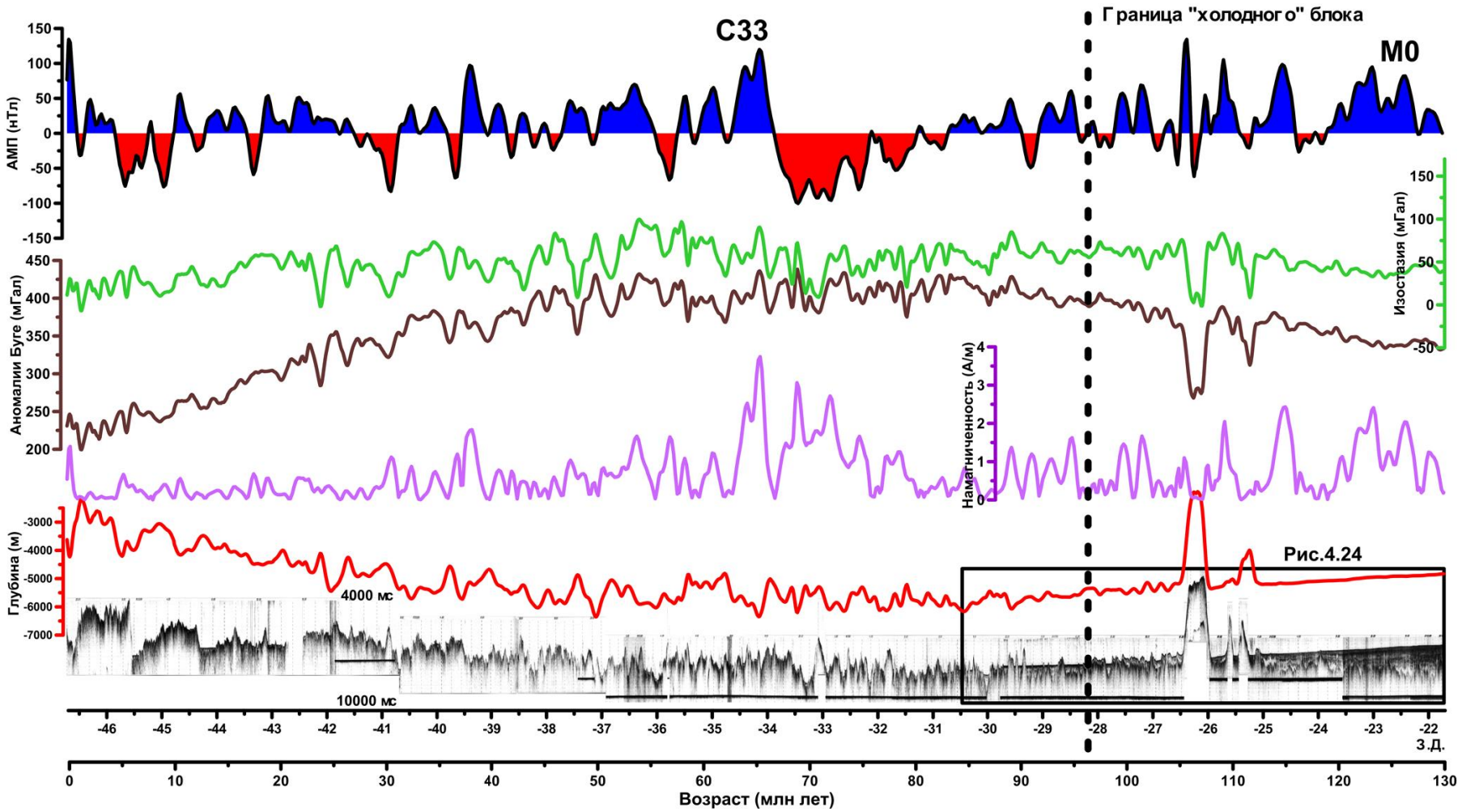


Рис. 4.23. Геотраверс восточного фланга САХ: разрез НСП от САХ (17°48' с.ш., 46°43' з.д) до Канарских о-вов (27°21' с.ш., 21°41' з.д) в абиссальной котловине Зеленого Мыса (положение см. рис. 4.19). 12-й рейс НИС «Академик Борис Петров» (ГЕОХИ АН СССР, 1989; начальник рейса – Дмитриев Л.В., начальник НСП – Ефимов В.Н.). Графики потенциальных полей (снизу вверх): рельеф (метры) (GEBCO, 2014), намагниченность фундамента (А/м), аномалии Буге (мГал), изостазия (мГал), аномальное магнитное поле (нТл) (Maus et al., 2009). Общая длина геотраверса – 3000 км. Шкала возраста дана по (Müller et al., 2008).

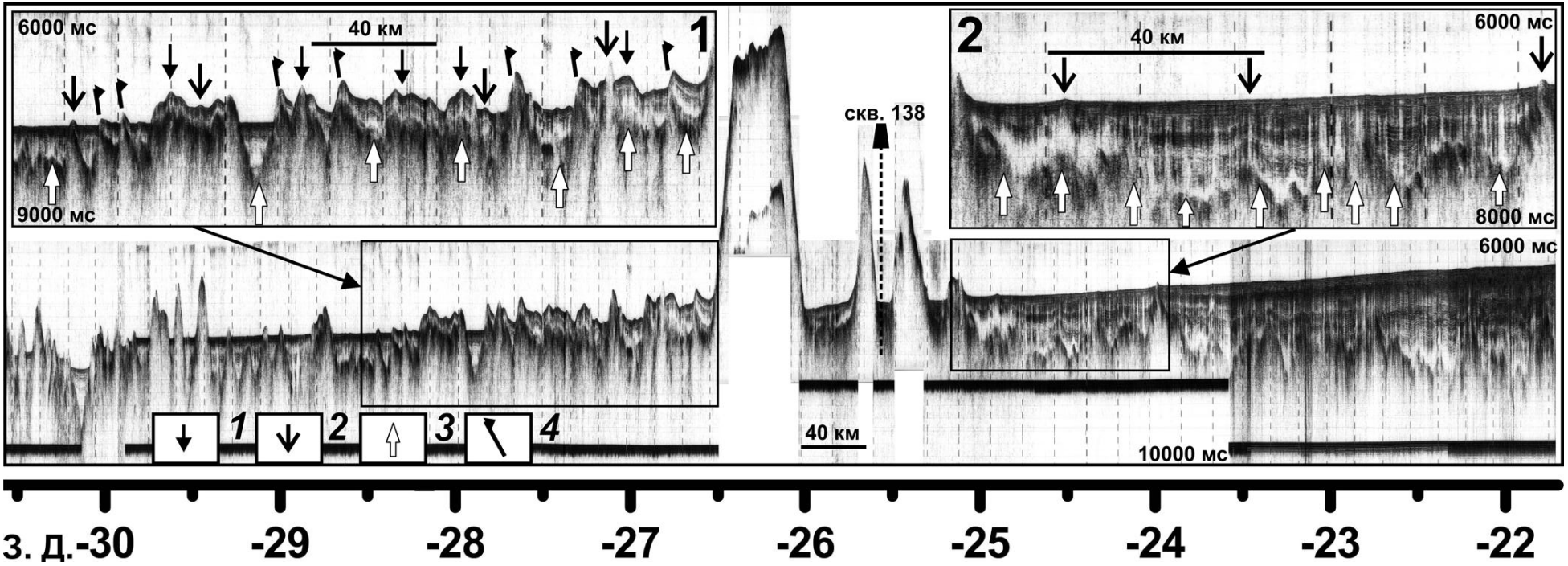


Рис. 4.24. Фрагмент геотраверса к востоку от САХ (положение см. рис. 4.19) с деформациями осадочного чехла. 12-й рейс НИС «Академик Борис Петров» (ГЕОХИ АН СССР, 1989; начальник рейса – Дмитриев Л.В., начальник НСП – Ефимов В.Н.). Фрагмент 1 – деформации к западу от подводной горы. Фрагмент 2 – акустическое осветление осадочной толщи к востоку от подводной горы. Показана проекция скважины DSDP 138 (Hayes et al., 1970) на линию разреза. *1* – центры штамповых складок; *2* – структуры протыкания; *3* – зоны акустического осветления; *4* – взбросовые нарушения.

К северо-востоку от подводной горы характер деформаций меняется. Основная часть осадочного чехла в указанном фрагменте (см. рис. 4.24, фрагмент 2) является стандартной абиссальной записью с дифференциальной компакцией фаций заполнения, но с отдельными структурами протыкания (например около долгот -24.5° и -24°). Акустическое осветление низов осадочного чехла имеет форму слоя над фундаментом и вертикальных газовых труб. Особенно сильное осветление наблюдается около долготы -25° в 120 км на северо-восток от подводной горы. Вся северо-восточная часть профиля, за исключением указанного интервала, пронизана газовыми трубами, не доходящими до кровли осадочного чехла от 150 до 250 мс вне зависимости от глубины корня труб. Это говорит о том, что, скорее всего, причиной этого является литологический состав отложений на этой глубине. По данным глубоководного бурения DSDP рейса 14 в скважине 138 (Hayes et al., 1970) в интервале от 150 до 240 м под дном вскрыта толща плотных глин предположительно раннекайнозойского возраста, скорость бурения в которой скачкообразно замедлилась в 4 раза. Ниже этой толщи залегают глины с кремнями и алевролитовыми прослоями с кремнистым цементом. По всей видимости, отложения этого интервала могут являться барьером для продвижения газовых труб вверх по разрезу. Проекция положения скважины 138 на разрез показана на рис. 4.24. Близость сильного осветления около долготы -25° к горам вулканического происхождения делает актуальной дополнительную версию происхождения осветляющих флюидов – магматическую. В других частях разреза (см. рис. 4.24) основной является версия, основанная на серпентинизации. Анализ состава осадков и их литологии не проводился.

На восточном геотраверсе, также как и на западном, деформированные осадки, за исключением структур протыкания, наблюдаются на выступах акустического фундамента, расположенных гипсометрически выше дна котловин в среднем на 300–500 м (см. рис. 4.20, 4.21, 4.23, 4.24). Выше было указано, что деформации возникают при увеличении объема породы, подверженной серпентинизации, и при процессах, связанных с поступлением флюидов. Особо отметим, что и на восточном профиле западная граница деформированной зоны (см. рис. 4.21) совпадает с границей «холодного» мантийного блока по данным отношения *Vp/Vs* на глубине 470 км (см. рис. 4.19), которое связано с макротрещинноватостью на поверхности. Последняя необходима для доступа воды к породам верхней мантии и старта процесса серпентинизации.

Рельеф показан на рис. 4.23 по матрице GEBCO (GEBCO, 2014) для общего структурного фона к сейсмической записи. Далее (снизу вверх) следует график намагниченности, рассчитанный по данным аномального магнитного поля (АМП) EMAG2 (Maus et al., 2009) (верхний график) с использованием данных по рельефу и мощности осадочного чехла как суммарного расстояния до источника поля. Аномалии в области последних кайнозойских и

первых мезозойских хронов имеют повышенную амплитуду по всей Атлантике и, вероятнее всего, связаны с продуктивностью магматизма. Аномалии намагниченности в области проявления деформаций и акустического осветления низов разреза обладают уровнем, повышенным по сравнению с районами в пределах флангов САХ. Выше это было связано с остыванием литосферы и формированием условий для серпентинизации мантийных ультраосновных пород с образованием магнетита (Дмитриев и др., 1999). Отсутствие экстремума над подводной горой связано с тем, что профиль пересекает интенсивную (до 250 нТл) (Maus et al., 2009), но ассиметричную аномалию подводной горы практически по линии перехода через ноль от максимумов к минимумам. Они, также как и отмеченные выше большие значения АМП связаны с продуктивным, но точечным магматизмом.

К северо-востоку от долготы -30° в зоне деформаций фоновый уровень аномалий Буге (см. рис. 4.23) начинает снижение, которое может быть связано с локальным уменьшением плотности серпентинизированных пород. Но этот эффект не превышает 20–25 мГал и проявлен в виде небольших локальных минимумов. Проявления точечного продуктивного магматизма (долгота -26.2°) приводят к локальному падению аномалий Буге более чем на 110 мГал, но не формируют региональный фон. Падение фоновых значений аномалий Буге с долготы -30° от 400 мГал до 340 мГал связано с недоучетом эффекта осадочного слоя, мощность которого к северо-восточной границе разреза доходит до 2000 мс (см. рис. 4.24). С учетом оценочных значений скоростей сейсмических волн мощность этого слоя может достигать 3.2 км. Принимая во внимание разницу плотностей между осадками и базальтовым слоем, отрицательный гравитационный эффект неучтенных масс при средней плотности коры 2.75 г/см^3, использовавшейся при расчете аномалий Буге, будет плавно нарастать вместе с увеличением мощности осадков и снижать фоновый уровень аномального поля. Также, как и на западном геотраверсе, уровень аномалий Буге, рассчитанных без учета термальной коррекции, закономерно снижается к оси САХ.

Расчет изостатических аномалий и их сравнение с аномалиями Буге на восточном геотраверсе (см. рис. 4.23) показывает, что положительная корреляция этих полей, начиная с вариаций шириной 25–30 км, наблюдается в абиссальных котловинах, где отсутствуют нарушения изостатического равновесия. Корреляция нарушена в интервале от рифтовой зоны САХ и на его флангах до расстояния около 450 км, после которого поведение полей синхронизируется. Это отклонение от редукции Буге такое же по ширине, как и на западном фланге САХ, но при этом изостазия меньше фонового значения. Подобная асимметрия расхождения аномалий Буге и изостазии может быть связана с общим западным дрейфом плит, создающим избыток масс на западе. Отметим только, что асимметрия различных геофизических параметров относительно оси САХ является достоверным фактом, но в данной

работе эта тема обсуждаться не будет. Увеличение расхождения изостазии и аномалий Буге к востоку от долготы -30° (см. рис. 4.23) связано с современными движениями с вертикальной компонентой, формирующими избыток масс. Кроме серпентинизации, источником этих движений может быть магматическая деятельность, подпитываемая ветвями Африканского суперплюма, создающими вулканические архипелаги Канарских о-вов и Зеленого Мыса.

4.5.5. Взаимосвязь деформаций и геодинамического состояния

Представленный материал показывает, что такие явления, как деформации осадочного чехла абиссальных котловин, акустическое осветление разреза, увеличение намагниченности и локальные минимумы гравитационных аномалий связаны общим пространственным проявлением, что указывает на причинно-следственную связь. Процесс формирования упомянутого сочетания параметров выглядит следующим образом. Неоднородные горизонтальные движения в котловинах за пределами САХ, вызванные асимметрией полускоростей спрединга (Соколов, 2016) и перепадом скоростей от блока к блоку (Müller et al., 2008) при контрастном чередовании «холодных» и «горячих» мантийных блоков на глубинах около 500 км, смещения вдоль пассивных частей трансформных разломов (Мазарович, 2000) в условиях сжатия или растяжения сопровождаются увеличением такого параметра, как общая макротрещинноватость. В экваториальной Атлантике это наблюдается по изменению в котловинах числа трогов разломов-«отшельников», превышающем число реальных трансформных разломов, смещающих САХ, что можно наблюдать по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 2009).

Макротрещинноватость увеличивает возможность доступа воды в консолидированную кору и верхнюю мантию, и при ее остывании до температур ниже 450°С на некотором удалении от САХ могут возникнуть условия для серпентинизации пород верхней мантии (Дмитриев и др., 1999; Charlou et al., 1998). Этот процесс сопровождается образованием магнетита, что приводит к дополнительной компоненте АМП, наложенной на спрединговые линейные аномалии. Также формируется флюид, который при миграции вверх по осадочному разрезу – по разломной сети или сквозь слабоконсолидированные осадки – создает акустическое осветление разреза, регистрируемое на многих сейсмических записях. Поскольку серпентинизация сопровождается увеличением объема, за ней следует проявление складчатости штампового типа, разрывающей осадки, формирующей наклонные рефлекторы и поднимающей деформированные блоки над общим уровнем дна, выровненного осадконакоплением. Следствием увеличения объема является снижение плотности и формирования сопутствующих локальных минимумов гравитационных аномалий. Таким образом, дифференцированное по глубине горизонтальное движение крупных литосферных блоков приводит к процессам

преобразования коровых и мантийных пород с вертикальной компонентой движения, образующей деформации осадочного чехла. В местах проявлений плюмового магматизма деформации могут иметь генезис, зависящий от взаимодействия коры и осадочного чехла с локальным подъемом разогретого вещества.

По данным (Попов и др., 2006) статистическое распределение температур генерации магнитной фазы в океанических перидотитах имеет несколько пиков: около 450°, 320° и 200°С. Это означает, что при остывании литосферы по мере удаления от САХ может возникнуть несколько эпизодов серпентинизации. Анализ АМП и намагниченности на рис. 4.20 показывает именно такое волнообразное распределение максимумов поля, совпадающих в целом с зонами деформаций. По данным (Пискарев и др., 1998) зависимость от возраста естественной остаточной намагниченности пород фундамента, измеренной в образцах керна глубоководных скважин, показывает не затухающую кривую, происходящую от процессов окисления титаномагнетита, а псевдопериодическую кривую, содержащую минимумы и максимумы. В частности, повторные максимумы (помимо САХ) определяются в области возрастов 15-20, 35-40 и 50-70 Ма. В работе (Пискарев и др., 1998) не проводилась оценка влияния серпентинизации на распределение намагниченности, но по этим данным необходимо отметить приемлемое совпадение максимумов намагниченности по бурению и вдоль профилей по возрасту (рис.4.20). Это может служить основой для оценок температур верхней мантии. Возможно, именно процессы серпентинизации при остывании литосферы с возрастом являются механизмом возникновения так называемой зоны абиссальных холмов (Хейзен и др., 1962), расположенных субпараллельно САХ. При составлении морфологического районирования Атлантики многими исследователями также выделяется так называемая зона краевых дислокаций (Одиноков и др., 1990), которая охватывает фланги хребта до удалений 300–350 км от оси САХ. Эта зона при анализе потенциальных полей совпадает с интервалом, на котором наблюдается расхождение аномалий Буге и изостазии. По всей видимости, идет описание одной и той же сущности, которая при наличии осадочного чехла будет сопровождаться его деформациями в виде сбросовых нарушений и наклонов рефлекторов в небольших осадочных карманах. Как правило, на этих интервалах осадочный чехол, превышающий разрешение НСП, накапливается крайне редко за исключением южной части ЭСА (см.п.4.8). Таким образом, наличие зоны краевых дислокаций обусловлено остыванием литосферы и изостатической компенсацией возмущения, сформированного в рифтовой зоне.

При сопоставлении положения деформаций с «холодными» блоками на срезе *Vp/Vs* на глубине 470 км (см. рис. 4.19) было установлено, что они проявлены над последними, причем граница деформаций с удивительной точностью совпадает с нулевой изолинией атрибута *Vp/Vs*. Делать существенные выводы из этого совпадения всего лишь по двум пересечениям

нецелесообразно, но отметить его необходимо, потому что это позволяет сделать фокусировку на дальнейшем поиске корреляции деформаций с другими геофизическими параметрами. По данным (Соколов, 2016) макротрещинноватость максимально проявлена над «холодными» блоками, и именно в этих зонах и на их периферии следует ожидать деформаций осадочного чехла. Возможны два варианта объяснения наблюденной зависимости значений параметров и проявлений деформаций от геодинамического состояния мантии на указанной глубине:

1. В движение плит кроме собственно литосферы вовлечен поверхностный слой мощностью до 400 км, подошвой которого в некоторых районах являются «холодные» мантийные блоки. Разница в трении движущегося слоя об субстрат с разной вязкостью создает дифференциацию параметров на поверхности, и над «холодными» блоками формируются зоны деформаций.

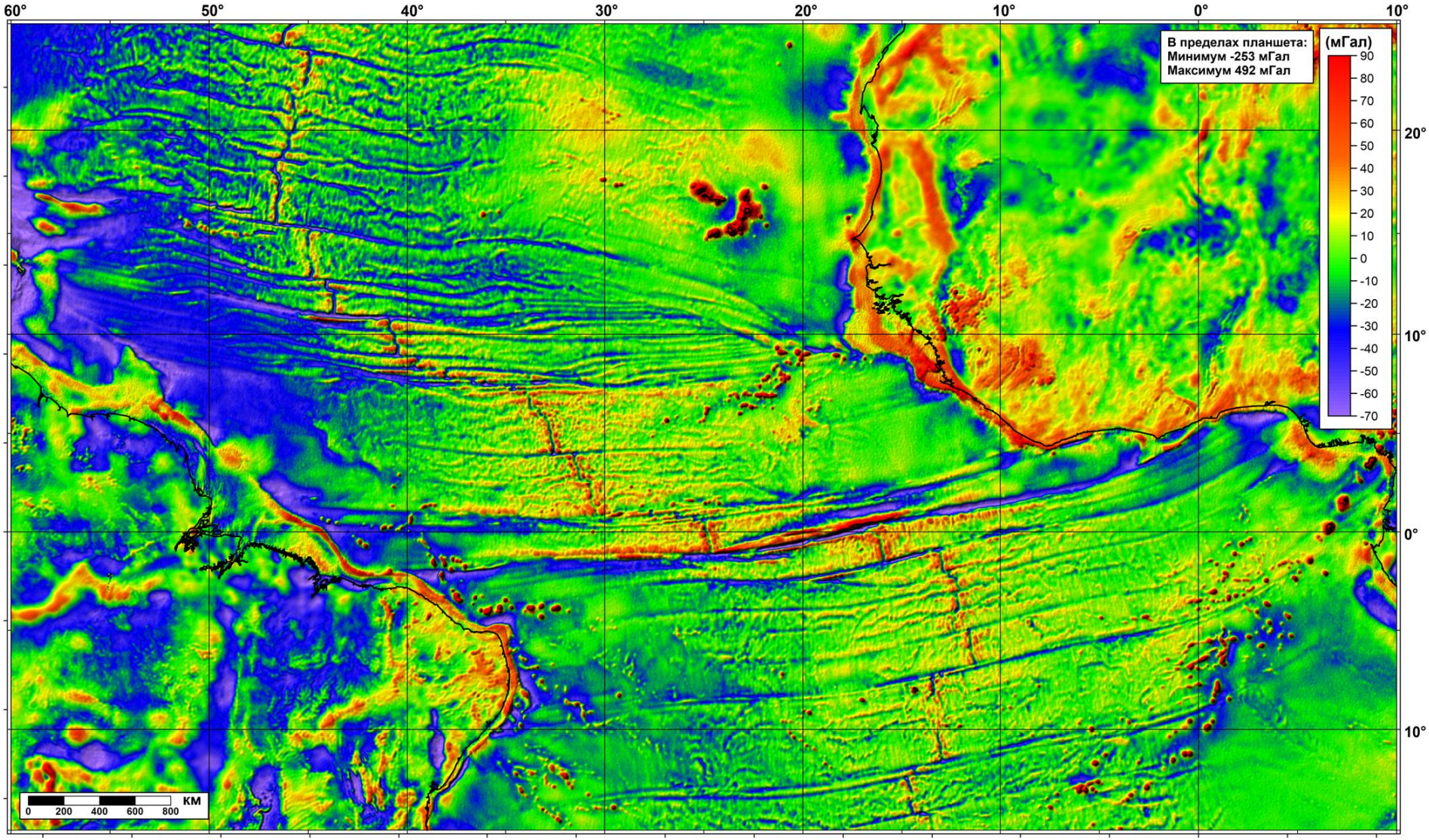
2. «Холодные» блоки в верхней мантии являются фоновым явлением, а области над «горячими» блоками являются нарушениями фона, возникающими в местах ответвлений плюмовых аномалий. В этом случае общая вовлеченность слоя до 400 км в горизонтальное движение может отсутствовать. Вместо этого мы наблюдаем интенсивную динамику только в «горячих» блоках и на их периферии, что и определяет взаимодействие и деформации в зонах с «холодными» блоками.

В настоящее время однозначно определить, какой именно механизм имеет место, достаточно сложно. В пользу первого решения говорит тот факт, что деформации являются явлением активного воздействия на среду, дифференцированного как по вертикали, так и по горизонтали, поэтому движение слоя с повышенным трением его подошвы в местах «холодных» блоков выглядит обоснованным. Однако, ответвления плюмов нарушают то состояние мантии, в котором они оказываются. Не исключено, что в природе реализованы оба решения, конкурирующие друг с другом.

4.6. Отображение структур экваториального сегмента Атлантики в геофизических полях

4.6.1. Аномалии силы тяжести в свободном воздухе

При неравномерной плотности маршрутных промеров в ЭСА и его обрамлении (см.рис.1.3, 1.4) объективная картина для сравнительного анализа структур в разных частях акватории может быть получена по данным дистанционных зондирований (Sandwell, Smith, 2009). Плотность спутниковых альтиметрических данных может считаться равномерной вплоть до масштабов 1-2 млн в соответствии с шагом итогового грида, равным 1 дуговой минуте. Основным набором данных этого типа является альтиметрия, пересчитанная в аномалии силы тяжести в свободном воздухе (рис.4.25). Точность этих аномалий определяется в 2-4 мГал. Для рис.4.25 использовалась версия 23 глобального грида аномалий в свободном воздухе.



струк**Рис.4.25**. Аномалии силы тяжести в свободном воздухе по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 2009) в ЭСА и его обрамлении.

Поле аномалий в свободном воздухе для океанической части (см.рис.4.25) в основном отображает наиболее контрастную плотностную границу – рельеф дна, где имеет место перепад плотностей от 1.03 г/см^3 (вода) до средней плотности коры. В океане это значение принято равным 2.75 г/см^3, хотя для глубоководной акватории с небольшим осадочным чехлом целесообразно его увеличение до 2.80-2.85 г/см^3. Для исследования собственно плотностных неоднородностей коры и верхней мантии производится устранение эффекта водного слоя, параметры которого, в частности, подошва, известны из независимого метода измерений – эхолотирования. Эта трансформанта поля аномалий в свободном воздухе будет описана в разделе 4.6.2. Аномалии рис.4.25 пропорциональны рельефу глубоководной части и представлены с равномерной плотностью, что дает возможность объективного сравнительного анализа при региональных масштабах (детальность гридов от 1 до 10 дуговых минут).

В первую очередь анализ поля рис.4.25 показывает четкую сегментацию ЭСА, которая была обозначена выше (п.4.1, рис.4.1). Эта сегментация выделяется по различному среднему уровню поля, по плотности линеаментов и насыщенности пространства дискордантными зонами – трогами с изгибающейся в плане формой, не совпадающей по ориентации ни с трансформными разломами, ни с рифтовыми сегментами. Наблюдаемые особенности поля, выходящие за рамки рабочей гипотезы, породили ряд вопросов о генезисе следующих форм океанического субстрата:

– конвергенция пассивных частей трансформных разломов в ЭСА к востоку от САХ;

– увеличение числа трогов в зонах ундуляций пассивных частей разломов;

– косоориентированные по отношению к главным структурным элементам разломные зоны и троги, а также приуроченные к ним внутриплитные землетрясения;

– возникновение структур типа пулл-апарт в пассивных частях трансформных разломов;

– наложенные цепочки вулканических построек, ориентированные косо к основным структурным элементам, а также вдоль бортов крупных трансформных разломов.

Количество нетривиальных особенностей достаточно велико, чтобы в одной модификации рабочей гипотезы сразу устранить диспропорцию с фактами. Тем не менее, для понимания причин расхождения необходимо указанные особенности классифицировать и построить их векторную карту, которую можно сопоставлять в пространстве с геофизическими полями, имеющими четкий физический смысл при интерпретации (см. п.4.7).

4.6.2. Аномалии Буге

Аномалии Буге являются трансформантой гравитационного поля, введенной для устранения из измеренного сигнала вклада рельефа и выделения компоненты сигнала, связанной с плотностными неоднородностями в коре и верхней мантии. Предполагается, что гравитационный эффект рельефа, известного по измерениям другими методами, является не

предметом исследования, а значением поправки, которую вводят для устранения его эффекта из измерений. Основой для расчета аномалий Буге является наличие независимого измерения кровли океанической коры (рельефа дна) эхолотным промером, которое используется для расчета мысленного эксперимента по «досыпанию» верхних оболочек слоистой среды недостающими массами до средних значений плотности нижних толщ. Поскольку современные глобальные гриды рельефа дна, полученные с использованием методики «predicted topography» (Smith, Sandwell, 1997) состоят из эхолотных промеров с большими пустотами, в которых значения глубин заполнены интерполяцией по альтиметрии, они не являются полностью независимой информацией о глубинах. Для расчета использовалась матрица аномалий силы тяжести в свободном воздухе, пересчитанная на сетку 5 дуговых минут, и матрица ETOPO5 (ETOPO5, 1993), приведенная низкочастотной фильтрацией к пространственному спектру сходного со спектром гравитационных аномалий вида. Расчет аномалий Буге был проведен для каждой ячейки грида интегрированием гравитационного эффекта призм с разной глубиной в области с радиусом 166 км, для плотности воды 1.03 г/см^3, коры 2.75 г/см^3. Полученная поправка была добавлена к исходному гравитационному полю в свободном воздухе.

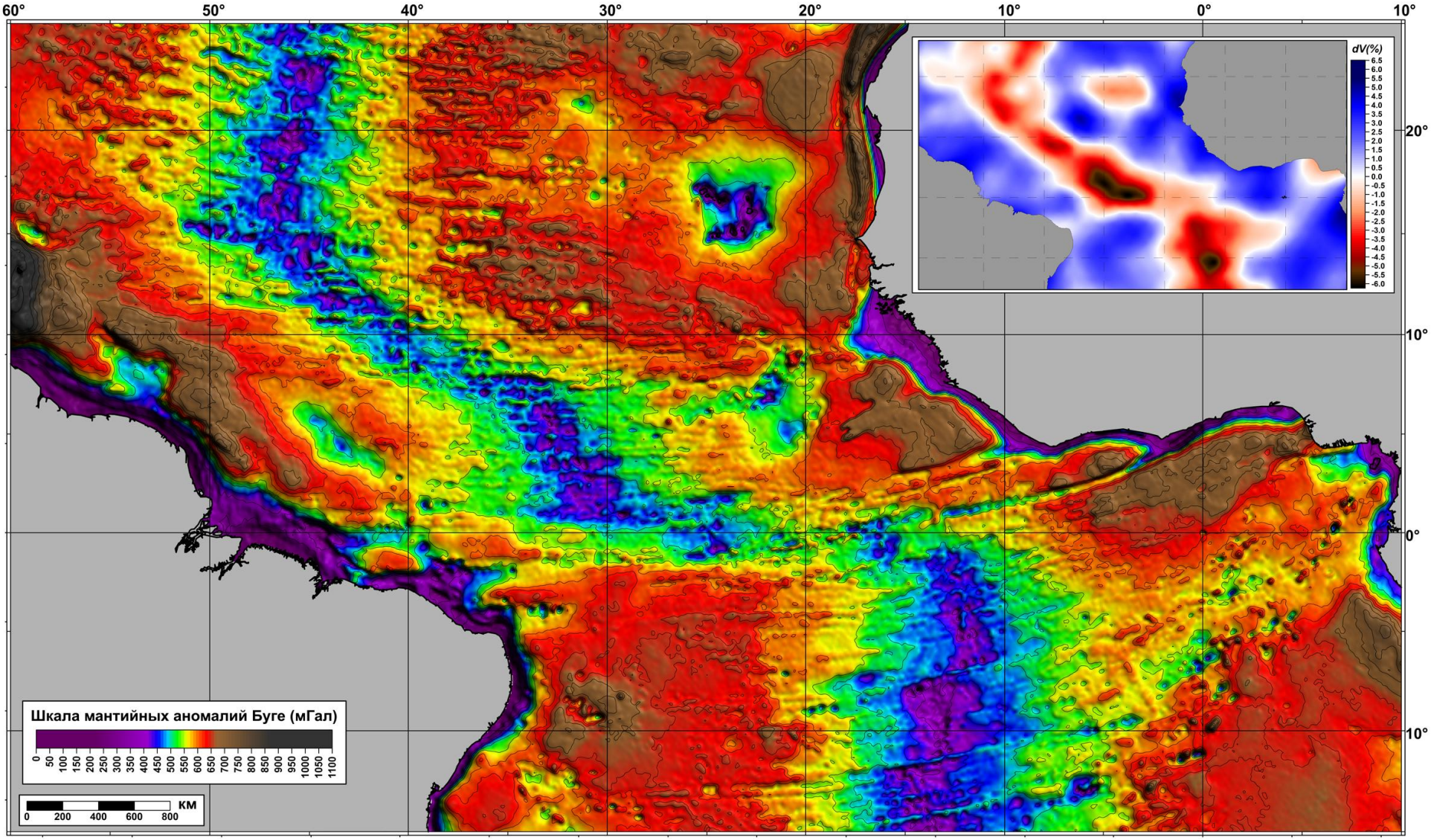
Вторым шагом расчета был учет недостающих масс осадочного слоя по данным мощностей в океанах (Divins, 2003) и возрастов магматического субстрата (Müller et al., 1993), на котором залегают осадки. Исходным пунктом расчетов было формирование модели средней плотности осадочного слоя в зависимости от мощности и возраста. Вначале были заданы значения пластовых скоростей в основании чехла по формуле Фауста $V_{пл} = 46•(ZT)^{1/6}$, где T - возраст (годы) по данным (Müller et al., 1993), Z - глубина подошвы чехла (метры) по данным (Divins, 2003). Для малых значений $V_{пл}$ устанавливался порог 1500 м/сек. Далее для каждой ячейки грида осадков, совпадающей с гридом поля аномалий Буге, была вычислена средняя скорость в толще осадков $V_{ср}=1500+(V_{пл}–1500)/2$, исходя из предположения о линейном законе изменения скорости от дна до подошвы чехла. Полученные средние скорости были использованы для расчета средних плотностей по формуле $\boldsymbol{\rho}_{ос}=0.000357•V_{ср}+0.965$ (г/см^3), которая является одной из линейных аппроксимаций зависимости плотности от скорости для кайнозойских терригенных пород. Окончательная поправка к обычной аномалии Буге за влияние осадочного слоя была вычислена как $dG_{ос}=0.0419•(2.75–\boldsymbol{\rho}_{ос})•H$, где H - мощность осадочного чехла. Поправка имеет положительное значение и «досыпает» недостающие массы осадков до среднего значения по коре, аналогично процедуре поправки за водный слой с рельефом дна в виде подошвы.

Третьим этапом расчета мантийных аномалий Буге является «досыпание» масс разницы средних плотностей между мантией и вышележащими слоями, уже приведенными к средней коровой плотности. Этими слоями являются водный (рельеф дна), осадочный и слой

консолидированной коры с условной мощностью 6000 м. Корректируемый за недостающие массы слой над мантией, таким образом, имеет мощность как сумму вышеуказанных слоев. Перепад плотностей кора-мантия составлял 0.5 г/см^3. Итоговый грид мантийных аномалий Буге представлен на рис.4.26. В этом покрытии после проведенных расчетов максимально усилен эффект от собственно плотностных неоднородностей коры и верхней мантии за счет устранения влияния слоев, геометрия которых известна из других методов – эхолотирования и сейсмопрофилирования.

Итоговое аномальное поле рис.4.26 обладает следующими особенностями. Глубокий минимум аномалий Буге вдоль оси САХ указывает на зону прогретого и частично расплавленного вещества мантии, которое характерно для рифтогенной структуры. Эффективная ширина этого минимума увеличивается к югу в соответствии с удалением от полюса вращения плит обрамления океанической впадины и увеличением скорости спрединга (см.рис.3.27), что говорит о зависимости ширины зоны рифтогенной активации от скорости спрединга – одного из главных независимых параметров, влияющего на характер тектогенеза. Вдольосевой профиль аномалий Буге (см.рис.3.22) показывает, что ЭСА является сегментом с максимальным вдольосевым уровнем поля Буге, а наблюдаемые в его пределах (см.рис.4.26) минимумы являются локальными, наложенными на общий тренд. Данный тренд в пределах САХ имеет и более глубокие минимумы в местах пересечения с ветвями суперплюмов (см.рис.3.22). Глубина минимумов определяется другим независимым параметром – термальным и разуплотненным состоянием мантии в пределах плюмовых структур. Рельефу вдольосевой аномалии соответствуют структуры, относимые к зоне САХ с флангами, и оконтуриваются по изобате 4000 м.

Вдольосевому минимуму Буге на сейсмотомографическом срезе на глубине 75 км, построенном по данным (Schaeffer, Lebedev, 2013), соответствует аналогичный по пространственной конфигурации минимум вариации скоростей S-волн (см.рис.4.26, врезка). Причем глубина этих минимумов пропорциональна минимумам аномалий Буге, что вполне ожидаемо по общим теоретическим соображениям о связи плотности и скорости. Исключением является минимум в районе полиразломной трансформной системы Сан-Паулу. По-видимому, макротрещинноватость также является фактором, снижающим групповую скорость сейсмических волн наравне с прогретым состоянием мантии и ее пониженной плотностью.



Ри**с.4.26**. Мантийные аномалии Буге в ЭСА и его обрамлении. На врезке показан срез сейсмотомографической модели SL2013sv (Schaeffer, Lebedev, 2013) вариаций скоростей S-волн на глубине 75 км.

Уровень поля аномалий Буге в котловинах на удалениях от САХ увеличивается и выполаживается в соответствии с охлаждением литосферы по известным законам, зависящим от $(T)^{0.5}$, где Т – геологический возраст (Сорохтин, Ушаков, 1993). Поскольку в приведенном поле был осуществлен учет осадочного слоя, главная мощность которого сосредоточена на континентальных окраинах, граница перехода континет-океан выделена по гравитационным данным более четко, чем на трансформантах без учета осадков. Эта граница близка к современным представлениям о зоне отрыва Африканской и Американских плит (Moulin et al., 2010), что подтверждает целесообразность проведенного учета осадочного слоя при гравитационном моделировании. Расчет термальной коррекции осевого минимума не проводился, поскольку в основу расчета необходимо закладывать независимое измерение, пропорциональное термальному состоянию среды. Таковыми являются измерения теплового потока, но их плотность в пространстве весьма неравномерна, а имеющиеся промеры указывают на сильную вариацию этого параметра вдоль САХ, отличающуюся от обычно используемой простой модели. Вариация скоростей S-волн, пропорциональная термальному состоянию, это подтверждает, но ее детальность пока недостаточна, чтобы использовать как основу для расчета термальной коррекции.

Аномальное поле классического вида, описанного выше, имеет области наложенных минимумов, которые соответствуют ветвям суперплюмов, выходящим к поверхности вне зоны САХ. Таковыми являются: минимум магматической системы островов Зеленого Мыса, питаемый одной из главных ветвей Африканского супрерплюма, и минимум Камерунской линии вулканов и подводных гор, имеющий азимут около 45° и питаемый боковым ответвлением Афарской ветви Африканского суперплюма. Данная конфигурация видна при 3D визуализации объемной томографической модели. Есть вероятность, что Камерунская линия сформирована по ослабленной зоне регматической сети (см.п.1.6). Отметим также субширотную отрицательную аномалию вдоль разлома 15°20’. Ее возможным происхождением является периодическое появление компоненты растяжения, сходной с рифтовой, при чередовании транпрессии и транстенсии вдоль данного линеамента (см.рис.4.3). Кроме указанных наложенных аномальных минимумов в ЭСА присутствует парная система возвышенностей Сьерра-Леоне и Сеара, образующих симметричный рисунок минимумов поля типа «бычьих глаз» (bulls eyes) в особо крупных размерах. Такая конфигурация могла образоваться при кратковременном пересечении ветви плюма с осью САХ, при непродолжительном импульсе поступления расплава по данному ответвлению, закончившимся полным затуханием магматической активности. Возможно, на стадии затухания САХ был смещен на запад относительно этой ветви, поскольку от возвышенности Сьерра-Леоне наблюдается подобие следа горячей точки в виде цепочки гор Батиметристов. Данные по

составу базальтов, разбуренных в скважине 354 39-го рейса DSDP (Kharin et al., 1977) на возвышенности Сеара, однозначно указывают на их отличие от обычных базальтов N-MORB: имеет место частичное совпадение с составами базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия и промежуточное положение между N-MORB и OIB (Силантьев С.А., 2017, персональное сообщение). Это также может говорить о проникновении в ЭСА восточных ответвлений Тихоокеанского суперплюма.

4.6.3. Изостатические аномалии

Изостатическими аномалиями называется суммарный гравитационный эффект кровли масс, плавающих на более плотном и менее вязком субстрате по архимедову правилу, и их подошвы, ограниченной гипотетической поверхностью, рассчитываемой по их плотностной разности с мантией и мощности, вычисляемой по рельефу. Чем больше рельеф, ограничивающий блоки сверху, тем больше глубина погружения корней блоков (модели Эйри). В случае, если плавающие массы находятся в состоянии равновесия, аномальное поле гипотетически должно иметь нулевой уровень, что на практике полностью не выполняется. Любое тектоническое воздействие, приводящее к смещению масс из состояния изостатического равновесия, формирует либо избыток масс над компенсационной поверхностью с последующим опусканием блока, либо недостаток с последующим всплытием. Вертикальные движения обоих знаков направлены к состоянию восстановленного равновесия и компенсации последствий воздействия. Таким образом, реакция среды на воздействие имеет характер отрицательной обратной связи и направлена на сохранение исходного равновесия. В случае, если действие, выводящее среду из равновесия, еще не закончено, может сложиться ситуация, когда избыток или недостаток масс еще не компенсируется, а только нарастает.

Эффект от кровли масс (рельеф дна) уже был рассчитан на первой стадии расчета мантийных аномалий Буге. Расчет эффекта от нижней границы плавающих масс был проведен при следующих параметрах: глубина компенсационной поверхности – 33 км, радиус интегрирования – 166 км, плотность океанической коры – 2.75 г/см^3, плотность воды – 1.03 г/см^3, плотность мантии – 3.25 г/см^3. Рельеф дна в расчетах был использован после сглаживания до частотной насыщенности, равной исходному гравитационному полю. Результат расчета изостатических аномалий приведен на рис.4.27. Использованные параметры в основном совпадают со значениями, рекомендованными в (Артемьев и др., 1987). При них основное фоновое значение поля равно ~30 мГал.

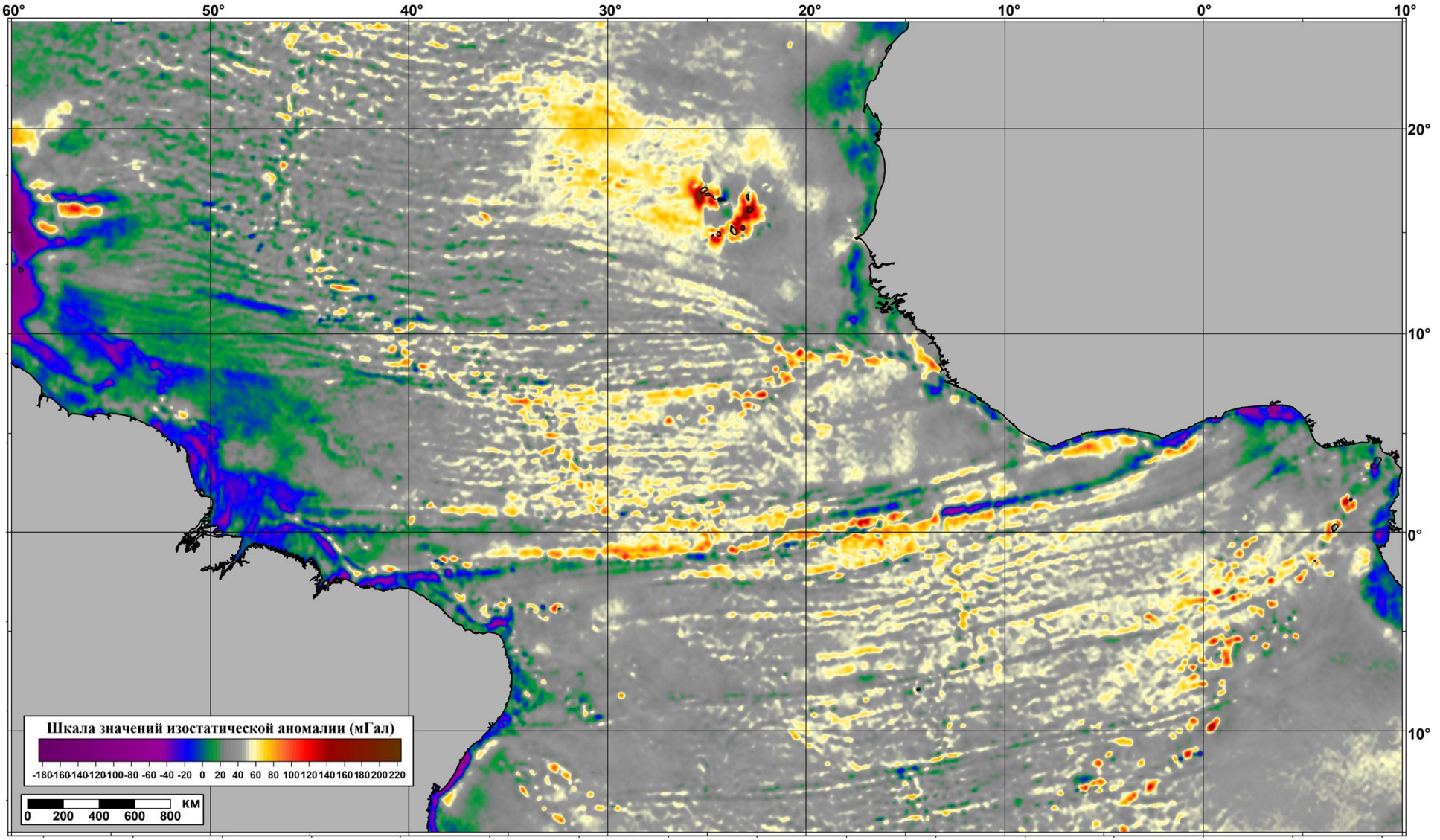


Рис.**4.27**. Изостатические аномалии в ЭСА и его обрамлении.

Рис.4.27 показывает, что в основном пространство обрамления ЭСА изостатически скомпенсировано. Имеется вдоль САХ остаточное поле шириной не более 300 км, указывающее на размер зоны, где происходит завершение процессов компенсации новообразованных структур САХ. Положительные с большой амплитудой аномалии наблюдаются в активных магматических провинциях островов Зеленого Мыса и Камерунской линии. К западу от островов выделена обширная некомпенсированная зона, которая сформирована ответвлением от колонны Кабо-Верде Африканского суперплюма, но не выражена вулканическими постройками. Наличие в этом районе томографической аномалии показано на рис.4.19.

Повышенный изостатический фон также имеет южный сегмент ЭСА между разломами Романш и Богданова, который в поле вариаций скоростей (см.рис.4.26, врезка) отмечен значительным минимумом. Особо необходимо отметить контрастные положительные аномалии вдоль северного поперечного хребта разлома Романш, которые в поле аномалий в свободном воздухе (см.рис.4.25) не были так выражены. Сущность этого феномена на южном обрамлении ЭСА описана в п.4.4.1 и проиллюстрирована детальной съемкой в п.5.3.

Зона глубоких минимумов изостазии к северу от Южной Америки связана с интенсивным осадконакоплением материала, выносимого реками Амазонка и Ориноко, а также формированием аккреционной призмы перед Антильской дугой. Мощный осадок приводит к погружению субстрата и формирует недостаток масс в изостатическом балансе. Менее интенсивные аномалии этой природы имеются вдоль африканского шельфа. Комплекс положительных и отрицательных субширотных аномалий выделяется вдоль раздела 15°20' в районе хребта Барракуда. Общий характер отклонений изостазии в ЭСА связан с масштабными прогретыми зонами, выявленными по сейсмотомографическим признакам ветвей плюмов, с зонами интенсивного осадконакопления и зонами сдвиговых структур с переменной геодинамикой.

4.6.4. Остаточные аномалии Буге

При недостаточной детальности томографических данных и измерений теплового потока для проведения расчета термальной коррекции мантийных аномалий Буге рациональным решением является высокочастотная фильтрация полученного аномального поля. Аномалии, связанные с термальными эффектами в верхней мантии, имеют поперечные размеры не менее 300 км. Поэтому выделение коровой остаточной компоненты может быть рассчитано путем частотного разделения аномального поля. Считая, что среднее значение мощности океанической коры может быть принято равным 6 км, как сумма средних по распределениям рис.3.36, 3.38 и 3.41, а среднее значение абиссальных акваторий 4 км, порядок глубины границы М может быть оценен в 10 км. Учитывая, что прилегающая часть верхней мантии

связана с процессами тектонического расслоения мантии, ее серпентинизации и выведения ультраосновных пород на дно в бортах разломных трогов, увеличим глубинность исследования поверхностных неоднородностей до 20 км. Используя классическое оценочное соотношение глубины источника и эффективной ширины порождаемой им аномалии, равное 1/3, получим размер длины волны ~60 км, выше которого спектральные компоненты поля должны быть удалены. На рис.4.28 приведен результат расчета остаточных аномалий Буге для пороговых значений длин волн 65 км, кратных шагу грида. Полученная вариация теоретически представляет эффект от источников в коре и прилегающей мантии. Сохраняется неопределенность в интерпретации этой вариации, зависящей как от мощности слоя, так и от его плотностных свойств. В общем виде оба фактора влияют на результат.

Как видно из рис.4.28, большая часть остаточного поля сконцентрирована около нулевого значения, которое будем считать соответствующим среднему значению коровых параметров. Отклонения от среднего распределены следующим образом. Первой категорией аномалий являются горы и хребты. В силу особенностей суперпозиции гармоник с разными длинами волн при вычитании низкочастотной компоненты в области объекта типа гор или других возвышенностей дна будет сформирована аномалия с максимумом в центре возвышенности и с симметричными краевыми минимумами. Кроме гор, данный рисунок остаточного поля прослеживается на всех трансформных разломах и имеет примерно одинаковый амплитудный уровень. Но имеется несколько областей, где этот уровень контрастно нарушен усилением обоих симметричных значений. Это наблюдается на демаркационных разломных зонах, а также в районах, прилегающих к разломам Кейн и Вознесения, где по данным томографии (см.рис.3.33) выделены малые ветви Африканского суперплюма. Геологической интерпретацией этого явления может быть выведение плотных ультраосновных пород вверх по бортам разломов и формирование там же зон, разуплотненных из-за серпентинизации последних. В области ветвей плюмов процессы дополнительного подъема и растяжения могут быть активизированы как вдоль рифта, так и вдоль разломов.

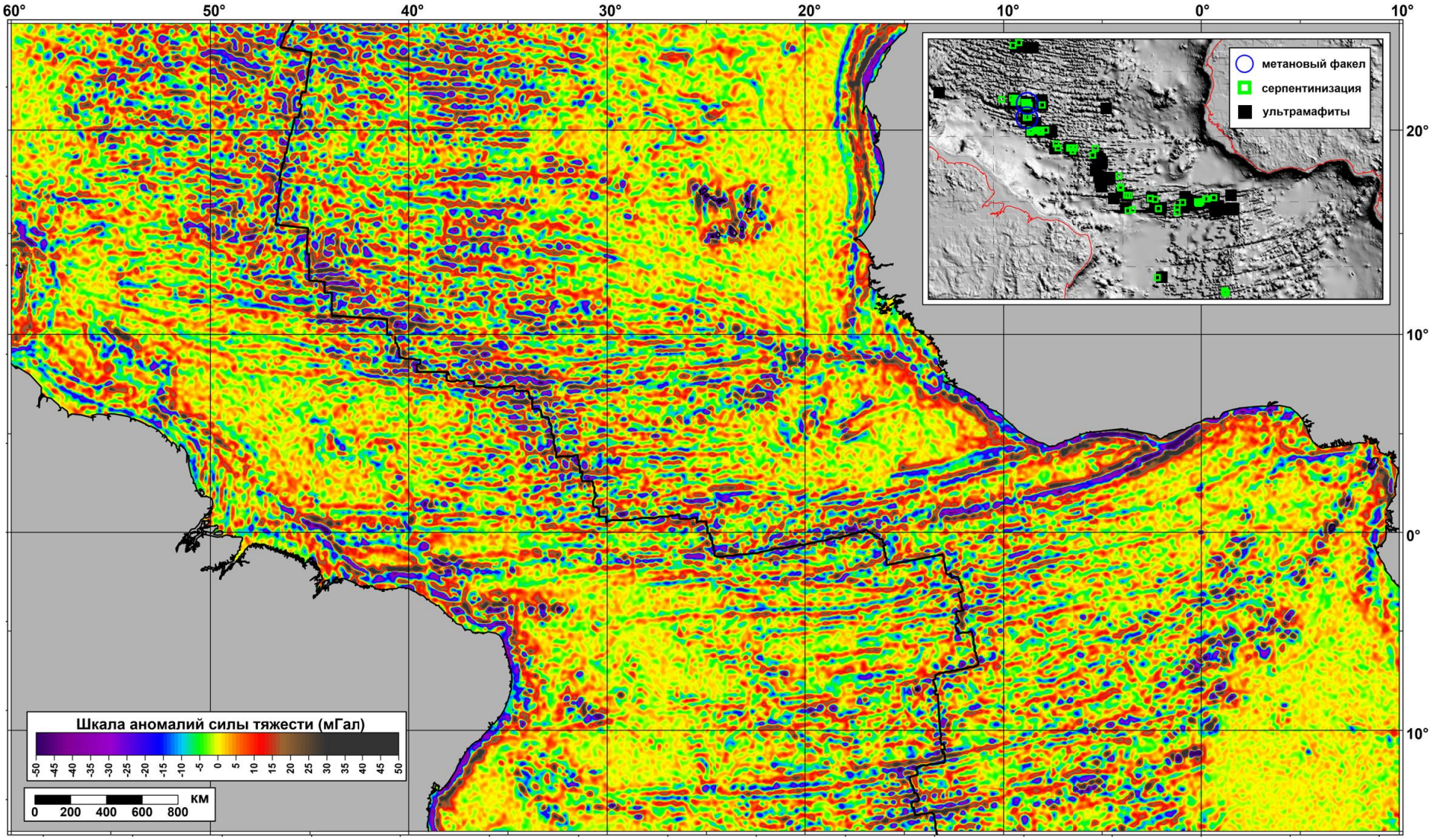


Рис.4.28. Остаточные аномалии Буге в ЭСА и его обрамлении для длин волн менее 65 км с условной глубинностью менее 20 км. На врезке показано распределение ультраосновных и серпентинизированных пород по данным драгировок, а также мест обнаружения метановых факелов, по выборке из базы данных, скомпилированной А.О. Мазаровичем (2014).

Особо необходимо отметить зону с сильными отрицательными значениями поля на флангах хребта между разломами 15°20' и Богданова, где наблюдается максимальное субширотное смещение системы сегментов САХ. По данным о драгированных породах вдоль САХ и бортов разломов, собранных Мазаровичем А.О. в базу данных (выборка 2014 г.), среди свежих и серпентинизированных ультраосновных пород в ЭСА (см.рис.4.28, врезка) наблюдается заметная концентрация серпентинитов в упомянутом сегменте. Это говорит о том, что такое смещение приводит к более интенсивному выведению пород мантии в зону доступа воды, образованию серпентинитов и формированию отрицательных аномалий поля за счет разуплотнения пород. Кроме того, интенсивная серпентинизация наблюдается вдоль демаркационных нарушений. Эффект дополнительного выведения пород вверх может иметь места и на флангах за счет регионального подъема, связанного с плюмами. При анализе небольших (<50 км) изометричных отрицательных аномалий в пределах флангов САХ видно, что они часто формируют парные формы, симметричные относительно САХ (бычьи глаза). Эти аномалии связаны с локальными импульсами продуктивного магматизма, выплавки которого в процессе спрединга расходятся в стороны. Отметим в качестве яркого примера таких аномалий цепочку, состоящую из 3-х пар и одной центральной аномалии непосредственно к югу от разлома Страхова (4° с.ш.). Это указывает на возможную периодичность импульсов локального магматизма.

4.6.5. Аномальное магнитное поле

Аномальное магнитное поле (АМП) в ЭСА и его обрамлении построено по данным грида EMAG2 с шагом 2’x2’ (Maus et al., 2009) (рис.4.29). Оно представляет собой компиляцию известных набортных съемок для морской части, опубликованных карт и гридов для суши, но для низкочастотной компоненты поля с длинами волн более 330 км использовались спутниковые данные миссии CHAMP. Интерполяция пустот между съемками осуществлялась по гриду возрастов (Müller et al., 2008). В настоящий момент это наиболее полное покрытие океанической части магнитными данными, оптимальным образом использующие источники данных различной природы. В ЭСА в силу ориентации вектора намагниченности и сильной тектонической раздробленности (см.рис.4.1) АМП не содержит данных с ярко выраженными линейными аномалиями, по крайней мере в детальности этого покрытия. Линейные аномалии проявлены к северу и югу от ЭСА. В связи с этим грид возрастов в ЭСА и сделанная с его помощью интерполяция вызывает большие сомнения. В частности, именно по этой причине данные по возрастам и скоростям в ЭСА не были использованы для анализа в рис.3.27.

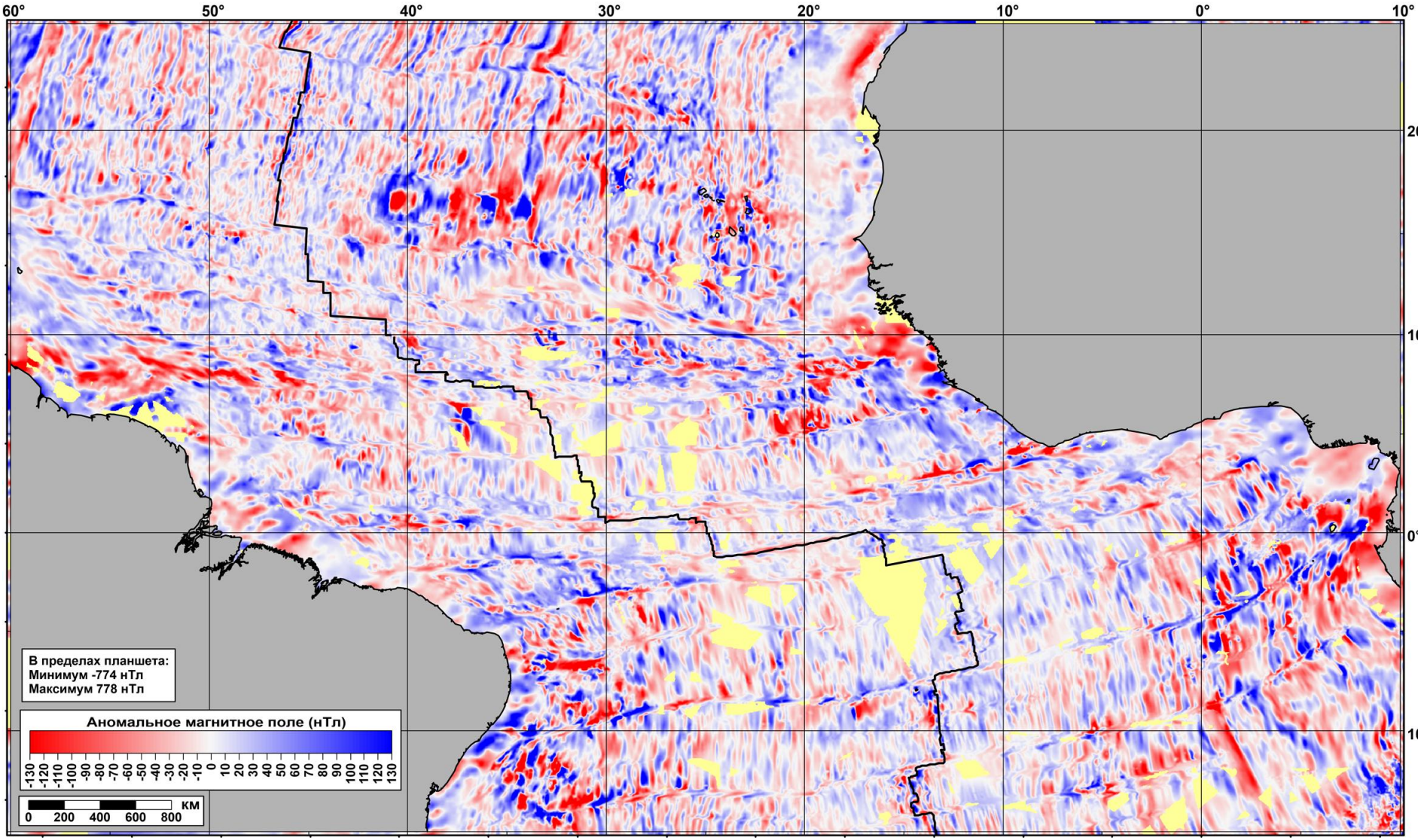


Рис.4.29. Аномальное магнитное поле (АМП) по данным (Maus et al., 2009) в ЭСА и его обрамлении.

АМП в ЭСА в отличие от его обрамления имеет мозаичный характер. Короткие отрезки линейных аномалий являются в большей степени результатом ориентированной интерполяции, выполненной с помощью грида возрастов с плохим насыщением данными в этом районе. Природа мозаичных аномалий на флангах обсуждалась в п.4.5 и может быть связана с вторичными источниками намагниченности. Особо отметим усиление интенсивности поля в области симметричных плюмовых аномалий возвышенностей Сьерра-Леоне–Сеара и около 38°з.д., указывающей на возможность существования дополнительного источника магнитоактивного материала, связанного с продуктивным магматизмом. Линейные аномалии классического вида, достаточно длинные и с большой амплитудой, позволяющей надежно выявлять их и классифицировать, проявлены за демаркационными разломами, ограничивающими ЭСА. Осевая аномалия САХ заметно сильнее АМП на флангах, где поле затухает, но, начиная с удалений 300-400 км, по всей акватории Атлантики наблюдается закономерный рост АМП (см.п.4.5), связанный с серпентинизацией. Вторичный намагниченный материал формирует поле, которое накладывается на линейный рисунок и приводит к формированию сложной суммарной картины. Тем не менее, за счет пространственной корреляции удается прослеживать линейные формы АМП и проводить их возрастную детекцию. С питающей областью магматического центра островов Зеленого Мыса связана высокоамплитудная аномалия кольцевой формы диаметром около 200 км (40°з.д., 17°с.ш.) (см.рис.4.29). Интересно, что эта аномальная область расположена не в районе островов, а к западу в виде цепочки кольцевых аномалий меньшего размера, формирующей подобие трека горячей точки длиной около 900 км. Собственно острова представлены мозаичным АМП меньшей амплитуды. Возможным объяснением этого явления может быть западный дрейф плит, уносящий верхние части ветви плюма, питающего магматическую систему, от колонны Кабо-Верде Африканского суперплюма. Настаивать на надежности этой гипотезы не представляется возможным из-за низкой плотности набортных наблюдений в данном районе.

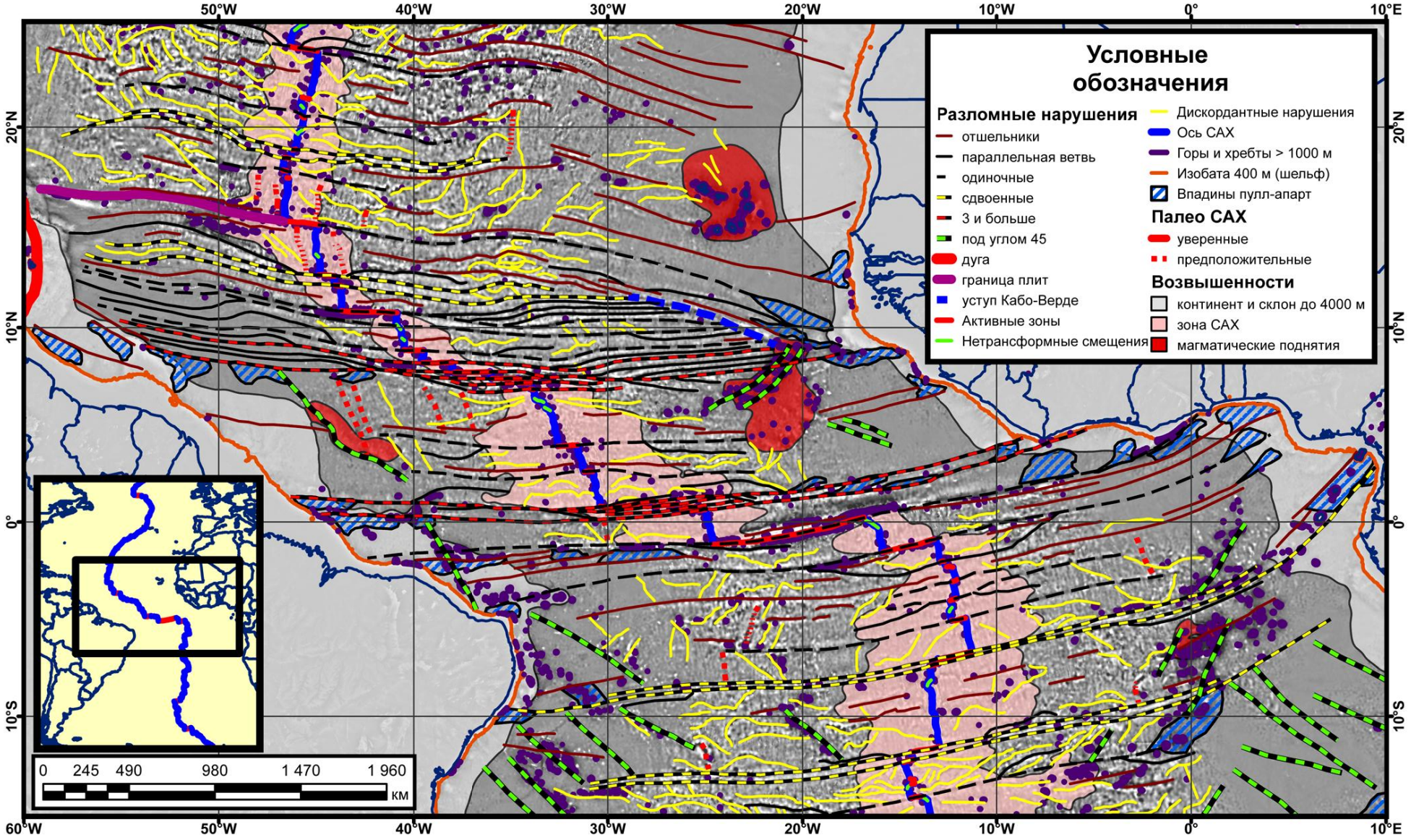
4.7. Векторизация элементов тектоники экваториального сегмента Атлантики

По данным дистанционного зондирования наблюдаются такие особенности поля силы тяжести, отражающего рельеф, как конвергенция пассивных частей трансформных разломов; увеличение числа трогов в зонах ундуляций пассивных частей разломов; косоориентированные по отношению к главным структурным элементам разломные зоны и троги, структуры типа пулл-апарт в пассивных частях трансформных разломов, заполненных осадочным чехлом, и многое другое, достоверно выделяемое в конфигурации аномального поля. Все это не могло не привести к попыткам составления карт линеаментов и их интерпретации. Тектонические элементы, не находящие рационального объяснения в рамках общей теории, фиксируются

достаточно редко. Примером полного отображения всего спектра видимых линейных структур ЭСА является работа (Мазарович, 2000). Кроме того, в ней дается расширенная классификация (Мазарович, 2000, стр. 69) типов соотношения рифт–разлом, на основании которой в новом варианте рисовки линеаментов была сформирована дифференцированная легенда для тектонических элементов. Отметим также работу (Matthews et al., 2011), в которой вводится понятие дискордантных зон – нарушений океанического фундамента, не конформных главным тектоническим элементам: рифтовым сегментам СОХ и трансформным разломам. Дискордантные зоны могут иметь различный угол относительно главных структурных элементов, быть извилистыми и не совпадать с общим трендом спрединга (flow lines).

Полученная в результате векторизации аномалий силы тяжести карта элементов тектоники ЭСА представлена на рис.4.30. Кроме того, она содержит ряд элементов, полученных на основании анализа рельефа, аномалий Буге и АМП. От предыдущих аналогов эта карта отличается дифференцированной легендой и разметкой типов линеаментов, описанных в литературе и разделенных в картографическом отображении ЭСА. Приведем описание тектонических элементов, вынесенных на карту, и возможную геодинамическую интерпретацию их возникновения.

Главные тектонические элементы – рифтовые сегменты оси САХ, одиночные трансформные разломы и отдельно их активные зоны между рифтовыми сегментами – выделяются на всех вариантах интерпретации тектоники океанического фундамента. Общий геодинамический смысл этих элементов не меняется с периода становления тектоники плит. Рифтовые сегменты являются дивергентной границей между расходящимися плитами, вдоль которой происходит горизонтальная аккреция кристаллической коры за счет аккумуляции продуктов базальтового магматизма. Трансформные разломы соединяют геодинамически активные сегменты САХ, и их конфигурация отражает форму первичного раскалывания литосферных блоков (Wilson, 1965) с активными частями и пассивными следами расхождения блоков. Эта интерпретация по мере расширения результатов исследований обретает дополнительные детали, отличающие ее от первоначального упрощенного варианта, но основной смысл остается без изменений. Он отражает процессы тектогенеза при горизонтальном расхождении литосферных плит, которые по последним данным имеют расслоенное и блоковое строение. Рисовка главных элементов уточняется по мере развития детальности покрытия дна рельефом и потенциальными полями.



Ано **Рис.4.30.** Тектоническая карта ЭСА и его обрамления, составленная на основе векторизации линейных элементов в данных спутниковой альтиметрии и общих соображений, вытекающих из геофизических данных.

Статистический анализ главных тектонических элементов (см. п.3.7, рис.3.20) показал, что короткие (от 20 до 55 км) рифтовые сегменты САХ и зоны смещений по разломам от 10 до 80 км образуют компактную группу, которая может быть выделена в отдельный вид тектонических элементов – сдвоенные и полиразломные (3 и больше) разломные системы (см.рис.30). Эти системы проявлены, как правило, над «холодными» мантийными блоками (см.рис.3.17) и в зонах с большим латеральным смещениям сегментов САХ. Причины, по которым эти системы должны выделяться в отдельный класс, связаны с низкой вероятностью существования спрединговой ячейки с габаритами в вертикальном осевом сечении 25 на 150 км и изложены в п.3.7. На карте они показаны разными знаками. Отметим, что две самые крупные полиразломные системы обрамляют южный блок ЭСА, внутри которого конфигурация главных элементов близка к классической, а в обрамлении имеет место значительное (более 300 км) смещение сегментов САХ. Сдвоенные разломы в ряде случаев также проявлены в крупных смещениях САХ, но для этого структурного типа связь с величиной смещения менее очевидна.

Зона САХ, выделяемая по изобате 4000 м, имеет тенденцию к увеличению от 300-400 км к северу от ЭСА до 700-800 км к югу. Этот тренд согласуется с увеличением скоростей спрединга (рис.4.31) к югу от Эйлерова полюса Африканской и Американских плит, находящегося приблизительно на 60°с.ш., и соответствующими закономерностями рельефа и скоростей, описанных в (Сорохтин, Ушаков, 1993).

Отдельным знаком на карте рис.4.30 показаны разломы-«отшельники», согласно определению (Мазарович, 2000). Эти структуры не смещают ось САХ и не имеют пересечение с ней. Генезис этих структур не ясен, но имеется предположение (п.3.8.4), согласно которому их происхождение можно объяснить выравниванием скоростей спрединга на обоих флангах трансформы, что приводит к его затуханию. Это предположение основано на анализе карты полускоростей спрединга (см.рис.4.31) для западного фланга САХ на широте около 15°ю.ш., где после разницы скоростей, достигавшей 60% в области изохроны 16 Ма (см.рис.3.28), произошло выравнивание скоростей (см.рис.3.27), и для изохроны 4 Ма разница отсутствует.

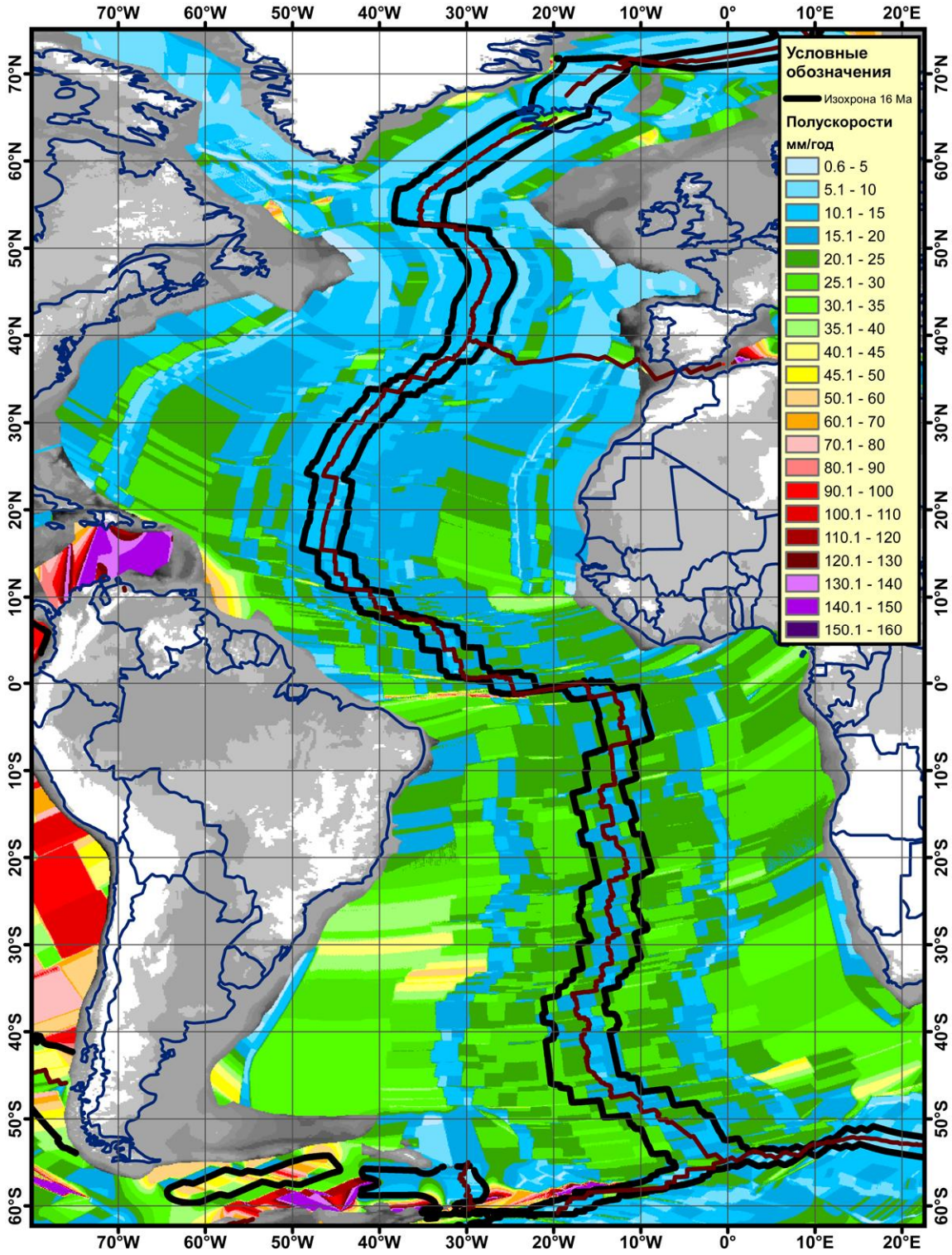


Рис.4.31. Полускорости спрединга, вычисленные по данным АМП (Müller et al., 2008) и изохрона 16 Ma.

Особый интерес вызывают «слепые троги» по определению Мазаровича А.О. (2000), которые представляют собой ответвления от одиночных трансформных разломов, расположенные параллельно последним (см.рис.4.30) (параллельная ветвь в терминах карты). При постоянном расстоянии между пассивными частями разломов к северу и югу от ответвления, имеющих конформную пространственную ориентацию, их происхождение неясно.

Имеются две ситуации. Первой является симметричное проявление ответвлений по обе стороны САХ, что указывает на осевое происхождение данных форм. Формирующим фактором может быть вдольосевое перетекание вещества (Аплонов, Трунин, 1995), которое, кроме перескоков оси САХ в пределах сегмента, может привести к смещению разломных ограничителей сегмента САХ и вырождению сегментирующего элемента. Другими словами, происходит объединение сегментов рифта и сокращение числа разломов. Большинство ответвлений ориентированы точкой стыковки к САХ, что указывает на сокращение числа сегментов во времени. Есть исключение, расположенное на северном борту разлома Сан-Паулу, в котором сегментация с течением времени усложнилась – произошло появление ветви около 60 Ма.

Другой ситуацией является несимметричное расположение параллельных ветвей. Этот элемент проявлен в северном сегменте ЭСА между полиразломной системой Долдрамс-Вернадского-7°24'с.ш.-Богданова-6°52'с.ш. и разломом Вима. Особенностью этих ответвлений является удвоение общего числа трогов по сравнению с обычными, смещающими сегменты САХ. Точки стыковки расположены в районе ундуляции пассивных частей обычных разломов, проявленных во всей северной Атлантике в возрастном интервале от ~50 до ~70 млн лет (рис.4.32), во время которого имел место отскок Эйлерова полюса и формирование недоразвитого рифта моря Лабрадор. Поскольку известная по данным (Bonatti et al., 2005) перестройка ориентации разлома Вима, расположенного в этом сегменте, увязывается по времени с формированием Антильской дуги и ее встречным к оси САХ продольным воздействием на данный сегмент Атлантики и формированием кинк-банд структуры, можно предположить, что отмеченная система ответвлений разломов является следствием сопутствующих деформационных процессов. Эти процессы развивались от уже имевшейся ундуляции фундамента в восточном направлении и приводили к возникновению дополнительных трогов аналогично кливажированию и деформациям осадочного чехла (см. главу 5).

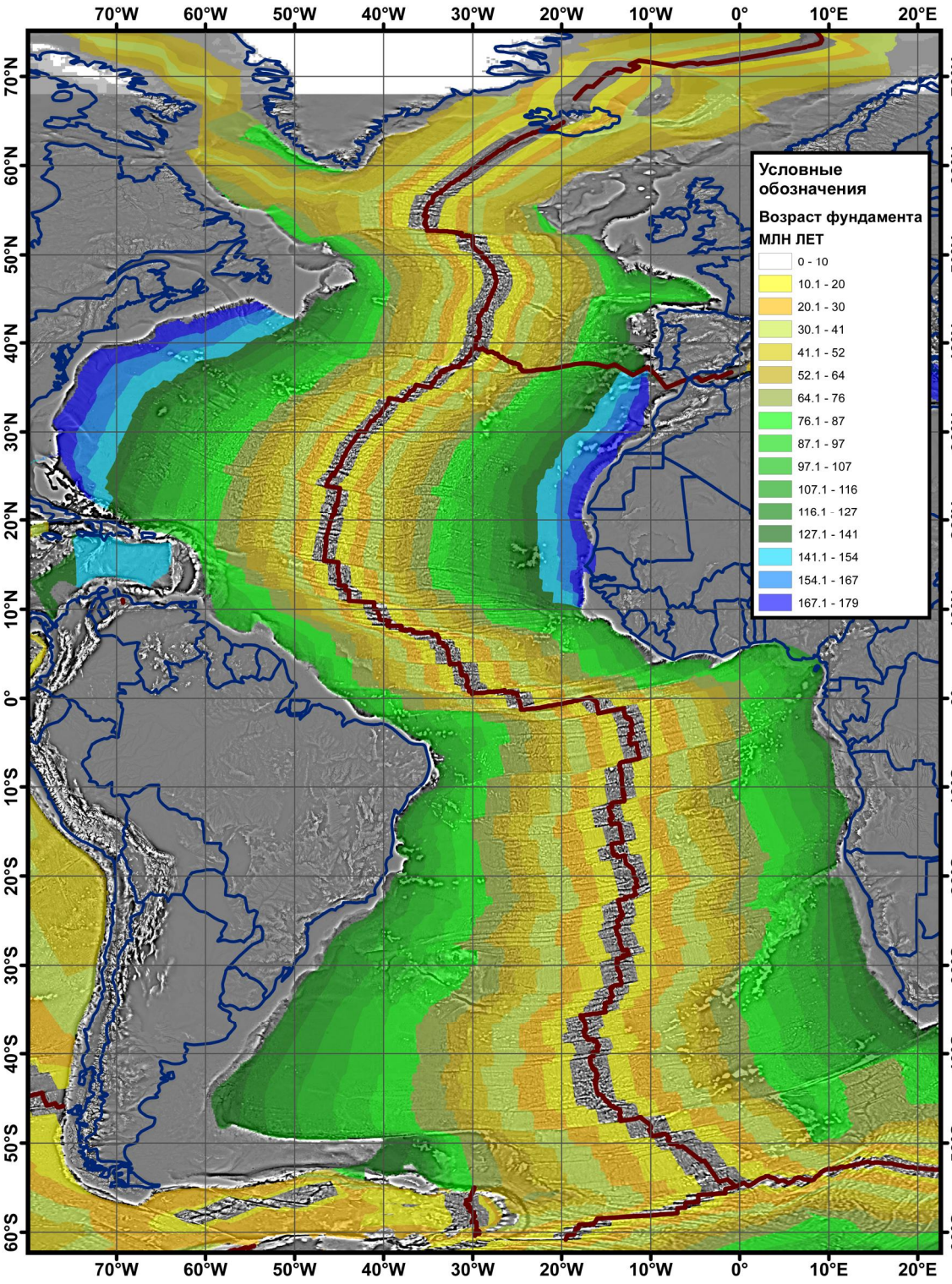


Рис.4.32. Возраст океанического фундамента, вычисленный по данным АМП (Müller et al., 2008).

Дискордантные зоны (Matthews et al., 2011) выделены в отдельный элемент тектонической карты. Они также обладают разделением на подгруппы с симметричным рисунком относительно САХ и несимметричным. Большинство этих зон, выраженное симметричными относительно САХ элементами (см.рис.4.30), заключено в сегментах между трансформными разломами, не имеющими изгибов. Это указывает на отсутствие связи дискордантных зон с

общим вектором спрединга, и на то, что их происхождение, также как и в случае с симметричными параллельными ветвями, связано с вдольосевыми процессами внутри сегмента. Подобное мнение было высказано в (Fairhead, Wilson, 2005) относительно дискордантных зон к северу от разлома Кейн, охватывающих возрастной диапазон от 25 Ма до настоящего времени, но симметричный рисунок этих образований может охватывать почти всю ширину океана. Это указывает на наличие постоянно действующих вдольосевых процессов. Другим фактором, способным влиять на структурообразование вдоль прямых трансформных разломов, является различие скорости спрединга между сегментами (см.п.3.8.4). Так как разница скоростей достигает 100% и более, сдвиговые процессы вдоль пассивных частей разломов, сопровождающиеся деформациями, вполне допустимы. На более медленном фланге могут возникать трещины отрыва, которые при длительном существовании разницы скоростей в состоянии сформировать дискордантный элемент.

Несимметричные дискордантные элементы (см.рис.4.30) образуют систему, ориентированную к трансформным разломам под углом около 45°. Преимущественным направлением является северо-западное (Мазарович, Соколов, 2002), хотя реже встречается и северо-восточное. Прямые и длинные зоны этого вида выделены в отдельный элемент тектонической карты. Ориентация примерно под одинаковым углом к рифту и разломам указывает на реализацию смещений вдоль сколовых наряжений. Это означает упругое состояние литосферы в целом на больших (до 1000 км) расстояниях, хотя уже установленным является расслоенное и блоковое состояние. Таким образом, литосфера обладает двойственной природой, являясь упругой средой и блоковым комплексом одновременно. Возникновение сколовых напряжений и связанной с ними системой трещинноватости может интерпретироваться как результат периодического изменения режима вращения Земли, порождающего регматическую сеть (см. п.1.6) и изменение кривизны поверхности. Отметим, что длинные нарушения косой ориентации выделены на абиссали вдали от флангов САХ, где литосфера остывшая по сравнению с рифтовой частью.

Дополнительным элементом карты (см.рис.4.30) являются нетрансформные смещения оси САХ, которые представляют собой зоны смещения сегментов рифта неортогонально оси САХ и без трансформного разлома. Причиной возникновения этих структур является наличие контрастно низкой вязкости локальных участков мантии, возникающей при наличии аномально прогретых участков, выявляемых по данным сейсмотомографии (см.рис.4.26, врезка), либо при наличии зон серпентинизации ультраосновных пород (см.рис.4.28, врезка). Последний фактор широко обсуждается в литературе, например (Разницин, 2010). Зона нетрансформных смещений в районе 6°с.ш. была детально закартирована в 22-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2000) (Отчет 22-го…, 2000; Mazarovich et al., 2001). Из приведенных в

этой работе детальных карт многолучевого эхолотирования также видно, что нетрансформные смещения в этом сегменте комбинируются с нарушениями северо-западной ориентации. Данный район по результатам многочисленных драгировок, проведенных как ГИН РАН, так и исследователями других институтов, помимо базальтов и габбро представлен серпентинизированными ультраосновными породами, что в данном сегменте САХ подтверждает версию происхождения нетрансформных смещений.

В легенду карты (см.рис.4.30) внесены палеооси САХ, имеющие в пределах планшета предполагаемый характер. Поскольку по данным анализа АМП возможны кратковременные перескоки оси на небольшие расстояния в пределах первых магнитных хронов (Аплонов, Трунин, 1995), вероятность существования несимметричных палеоосей на любом из флангов САХ достаточно велика. Достоверные данные на крупные по удалению перескоки есть на переход оси из хребта Эгир в хребет Кольбенсей (Северная Атлантика) и на переход оси на восточном фланге САХ к югу от разлома Агульяс. Остальные предполагаемые палеооси, выделяются по морфологии рельефа, сходной с морфологией САХ, и, в ряде случаев, по форме АМП. Причиной перескока могут быть вариации поля напряжений, меняющие текущую дислокацию условий растяжения. Примером смены условия для локального растяжения является полиразломная система Сан-Паулу (см.п.4.4.1).

Новым элементом тектоники глубоководной части являются впадины пулл-апарт (см.рис.4.30), примыкающие к пассивным частям трансформных разломов. Конфигурация этих впадин, имеющая в ряде случаев четкую ромбовидную форму, читается по аномалиям гравитационного поля в свободном воздухе (см.рис.4.25). Наиболее вероятными механизмами их возникновения являются: разница скоростей спрединга в сегментах между разломами, смещение по пассивным частям при развороте блока литосферы с несколькими разломами и дополнительное смещение при боковом воздействии со стороны Антильской дуги. Анализ карты показывает, что эти впадины в основном сосредоточены вдоль демаркационных границ севера, юга ЭСА и внутри него. Наибольшее проявление впадин имеет место около границ северного сегмента, содержащего также максимальную плотность несимметричных параллельных ветвей дополнительных разломных трогов. Это указывает на предпочтительность механизма внешнего воздействия. Большинство впадин расположено в пределах 200-мильной зоны прибрежных государств, но ромбовидная структура к северу от возвышенности Сьерра-Леоне в международных водах была пройдена маршрутным геофизическим промером в 23-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2006) (Сколотнев и др., 2007). На профиле s23-p1-3 (см. п.5.6) на южном борту впадины были обнаружены надвиговые структуры южной вергентности, происхождение которых никак не вписывается в действие классической системы сил. Обнаруженные деформации, имеющие современный возраст, нуждаются в

наличии субмеридиональной компоненты движения масс. Обеспечить ее может либо дифференцированное по скорости субмеридиональное смещение блоков плит (см.рис.3.24), либо субширотное сдвиговое смещение вдоль непрямой траектории разрыва, формирующее так называемые изгибы торошения (Woodcock, Fisher, 1986). Поскольку инструментальных данных по скоростям движения на акватории практически нет, первую версию обосновать трудно, но вторая версия, основанная на широтном смещении вдоль непрямой траектории, имеет веские основания. Они следуют из конфигурации потенциальных полей и данных сейсморазведки. Именно вдоль таких разрывов формируются впадины пулл-апарт. Надвиговые структуры субмеридиональной вергентности обнаружены вдоль борта другой впадины, выявленной по альтиметрии (см.рис.4.25) вдоль пассивной части разлома Шарко около дельты Нигера (Briggs et al., 2009). Эта находка, по мнению авторов, указывает на субмеридиональное сжатие пассивных частей разлома в позднемеловое время, возникшее при сдвиговых смещениях.

На тектонической карте (см.рис.4.30) показаны возвышенности, сложенные продуктами магматизма повышенной продуктивности. Поднятия с современным магматизмом сопоставляются с ветвями Африканского суперплюма. Парные поднятия в ЭСА, сложенные базальтами, отличными по составу от N-MORB (см. п.4.6.2), соответствуют затухшему в настоящее время магматическому импульсу, шедшему по неактивной в настоящее время ветви суперплюма (см.рис.4.26).

Ряд единичных элементов в пределах планшета показаны отдельными знаками (см.рис.4.30). Антильская дуга является единственной структурой этого вида, попадающая в планшет, но она важна для объяснения ряда необычных явлений в океаническом сегменте с пассивными окраинами. Граница плит, проходящая по западной части разлома 15°20’, формирует с САХ тройное сочленение, на что указывают многочисленные данные разной природы (GPS, сейсмичность и т.д.). Уступ Кабо-Верде показан отдельным знаком, как уникальная структура, являющаяся восточным продолжением разлома Меркурий, вдоль которой происходит утыкание несимметричных параллельных ответвлений северной части ЭСА. Данное явление было названо конвергенцией пассивных частей трансформных разломов и в данный момент не имеет четкой геодинамической интерпретации.

Шельф на карте показан по изобате 400 м, поскольку ряд шельфовых областей имеют более глубокий уровень, чем 200 м, а в плане положение изобаты 400 м на склоне в масштабе карты практически не отличается от изобаты 200 м. Подводные горы и хребты показаны по превышению высокочастотного остаточного рельефа GEBCO на 30-секундной сетке над сглаженным рельефом (аналог цоколя) более 1000 м. Горы и хребты отображены изобатой +1000 м по покрытию остаточного рельефа. Из карты следует, что большая часть гор сгруппированы в цепочки, ориентация которых совпадает либо с пассивными частями

трансформных разломов, либо с нарушениями, имеющими ориентацию ~45° относительно главных структурных элементов. Анализ возрастов пород, слагающих эти постройки, мог бы показать их происхождение и эволюцию, но опробование дна вне оси САХ в пределах планшета слишком мало для того, чтобы делать какие-либо определенные выводы. Для Южной Атлантики анализ возрастов цепочек гор показал несовпадение с возрастом субстрата и непоследовательное появление гор в пространстве (Сколотнев, Пейве, 2017).

Перечисленные тектонические элементы, вынесенные на карту в дополнение к главным элементам, имеющим классическое объяснение, могут интерпретироваться как результат действия следующих факторов:

1. Вдольосевое перетекание прогретого вещества, приводящее к образованию дискордантных зон и вырождению сегментации САХ трансформными разломами или появлению дополнительной сегментации.

2. Взаимодействие блоков океанической литосферы на разных флангах трансформных разломов, включая пассивные части, возникающее из-за разной скорости спрединга в блоках.

3. Возникновение дополнительной разломной сети из-за изменения режима вращения Земли и кривизны поверхности.

4. Дополнительное смещение северной части ЭСА при боковом воздействии со стороны Антильской дуги.

4.8. Особенности распределения осадочного чехла

Большая часть Атлантики покрыта осадочным чехлом мощностью до 1000 м (см.рис.3.2). Основная часть абиссали и зона САХ имеют мощность осадков от 0 до 500 м. Это значение является осредненным по большому количеству одиночных профилей, распределенных в пространстве неравномерно (см.рис.1.3), поэтому в реальности возможны локальные отклонения. По данным глубоководного бурения (DSDP-ODP, 2011) верхняя часть этой толщи представлена неконсолидированными илистыми отложениями мощностью до 200-250 м, а нижняя – слабоконсолидированными отложениями мощностью 250-300 м. Более глубокие отложения отличаются резко возрастающей скоростью сейсмических волн (более 2 км/с) и снижением пористости (менее 40%), что указывает на присутствие плотных пород. Этот осадочный чехол залегает на магматическом фундаменте, для которого была построена тектоническая карта (см.рис.4.30). Все элементы этой карты проявлены именно в фундаменте, поскольку поле альтиметрии, по которому проводилась векторизация, отражает вариации контрастной плотностной границы вода-дно, которая из-за малой сравнительной плотности и мощности осадочного чехла в районах, покрытых осадками, отражает, прежде всего, магматический фундамент. По мере увеличения мощности осадков вблизи континентов

контрастность аномалий падает, но видимые вариации по-прежнему относятся к фундаменту. Чехол, покрывающий подвижный фундамент, приобретает специфические деформации, которые технически сложно отразить на тектонической карте масштаба ~1:30 млн. Признаки этих деформаций и некоторые их особенности описаны в п.4.5. Более подробно вопрос рассмотрен в главе 5. В данном разделе приведен анализ общего распределения объемов осадочного чехла по площади.

4.8.1. Осадочный чехол в мелкомасштабном представлении

Анализ распределения мощности осадочного чехла на мелкомасштабной карте (см.рис.3.2) показывает, что основной закономерностью является убывание мощности в зависимости от расстояния до источника сноса – континента. Основной объем осадочного материала с мощностью свыше 1000 м сосредоточен в прибрежной полосе 500-800 км, которая не зависит от ширины океана и от возраста фундамента (см.рис.4.32). Это указывает на то, что главным фактором, влияющим на мощность, является интенсивность сноса континентального материала, преимущественно терригенного. Зависимость мощности осадочного чехла от квадратного корня из возраста, растущего в обратном направлении – от оси САХ к периферии – также является описанием фонового осадконакопления, происходящего за счет микроорганизмов и самой мелкой терригенной фракции, но его вклад в осадочный чехол мал. Этот процесс в Атлантике формирует осадочный чехол глубоководной части со средней скоростью от 5 до 8 мм/1000 лет и не может образовать мощных осадочных тел. Он формирует, как правило, изолированные осадочные тела мощностью от 0 до 500 м на большей части глубоководной акватории, которые не имеют принципиального значения для свойств генерализованной структуры коры и остывающей литосферы, покрывающейся осадками при удалении от оси спрединга. Приблизительно половина этих осадков сформирована в неогене (рис.4.33) и имеет раздробленность, повторяющую впадины фундамента. Вследствие этого в подавляющем большинстве случаев говорить о какой-то трассировке отражающих горизонтов не приходится. Этот чехол практически никак не маскирует рельеф фундамента в приосевой части океана, заполняя отдельные впадины фундамента, и очень слабо влияет на структуру гравитационного поля за исключением зоны перехода к континенту и подножия. Компонента мощности, зависящая от корня из возраста, в основных осадочных телах является слишком малой, из-за чего расчеты по указанной зависимости нецелесообразны как для оценки мощности, так и для расчета поправок в гравитационное поле.

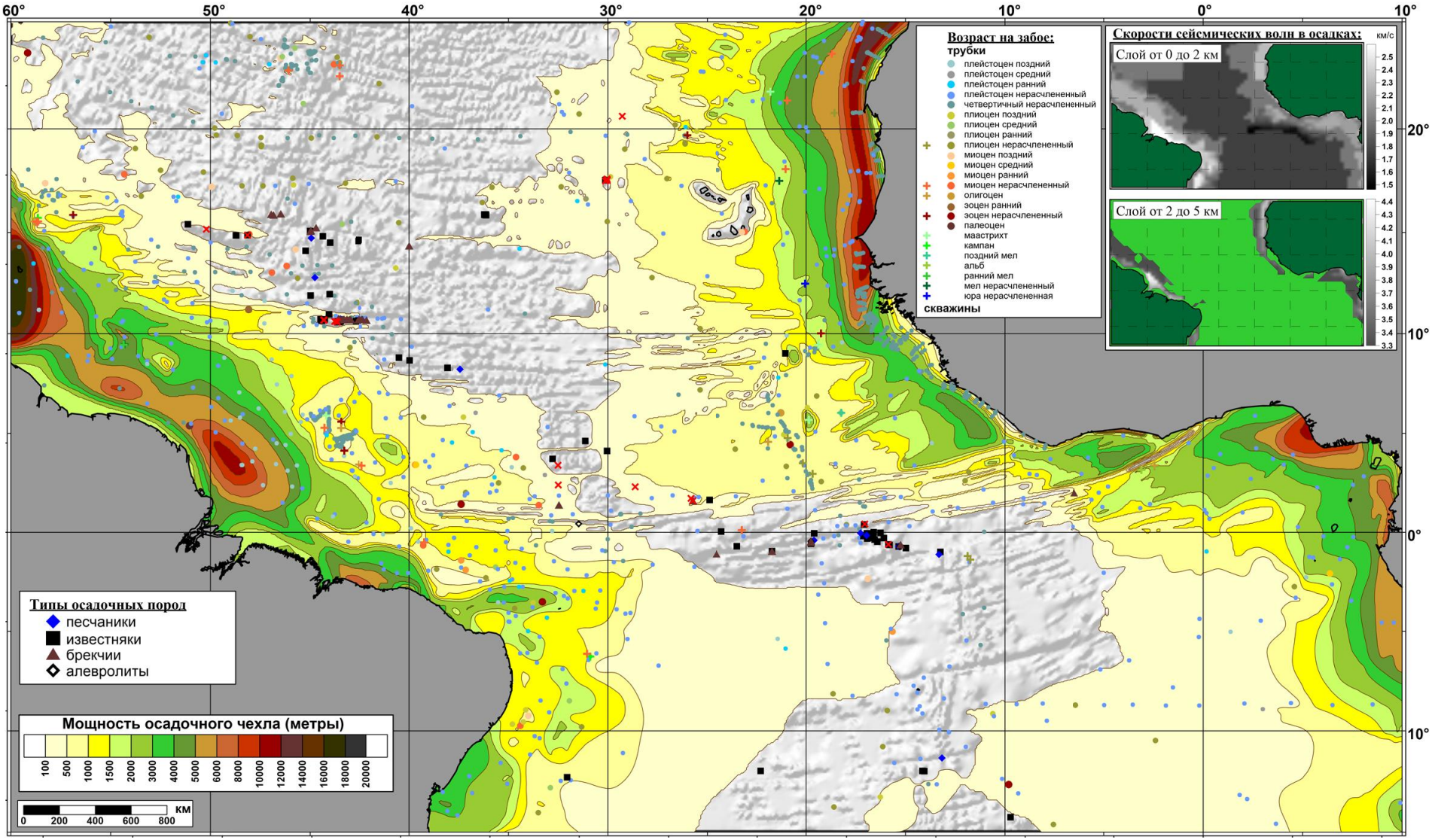


Рис.4.33. Структура осадочного чехла ЭСА по данным (Тухолке, Учупи, 1990; Divins, 2003). Возраст осадочных пород на забое приведен для скважин по данным (DSDP, 2000) и (ODP, 2000), а для трубок по данным (LDEO, 1998) . Типы пород по данным драгировок показаны по выборке из базы данных, скомпилированной А.О. Мазаровичем (2003). Распределение средних скоростей распространения продольных

На рис.4.33 приведена структура осадочного чехла для ЭСА и его обрамления. Это покрытие является менее генерализованным по сравнению с рис.3.2. Его особенностью является наличие в ЭСА перемычки с выдвижением осадков мощностью до 1000 м практически к рифтовой зоне САХ. Кроме того, можно выделить повышенную мощность в трогах пассивных частей трансформных разломов. Причину такой конфигурации распределения мощностей, не укладывающуюся в принцип роста пропорционально корню из возраста, следует искать в структуре донных течений. На рис.4.34 по данным (Morozov et al., 2010) приведены раздельные траектории течений для Антарктических донных вод и Арктических глубинных течений. В обоих случаях видно, что структурный барьер южной части ЭСА является модератором для траекторий, при достижении которого они меняют свои параметры, отклоняясь от прямых путей и образуя замкнутые контуры, что, по всей видимости, способствует разгрузке осадков из потока. Поскольку поток движется вдоль континентального подножия, он может вовлекать в движение вещество турбидитов, поступающее с суши, и отлагать его около структурного барьера, меняющего параметры движения. По данным (Morozov et al., 2010) прохождение донных вод через структурный барьер ЭСА и САХ в другую часть котловины происходит по большим трогам трансформных разломов, таких как Вима, Романш, Чейн. Также видно (см.рис.4.34), что трог разлома Страхова может являться каналом перехода течений с востока на запад. В разломах также происходит накопление осадков, превышающее фоновое значение. Отмеченные особенности течений являются причиной сложившегося распределения мощностей донных осадков. Не исключено влияние магматической системы островов Зеленого Мыса на поступление вулканокластического материала и формирование повышенной по сравнению с абиссальной нормой мощности осадков в окрестностях этих островов и ассоциированных с ними подводных гор.

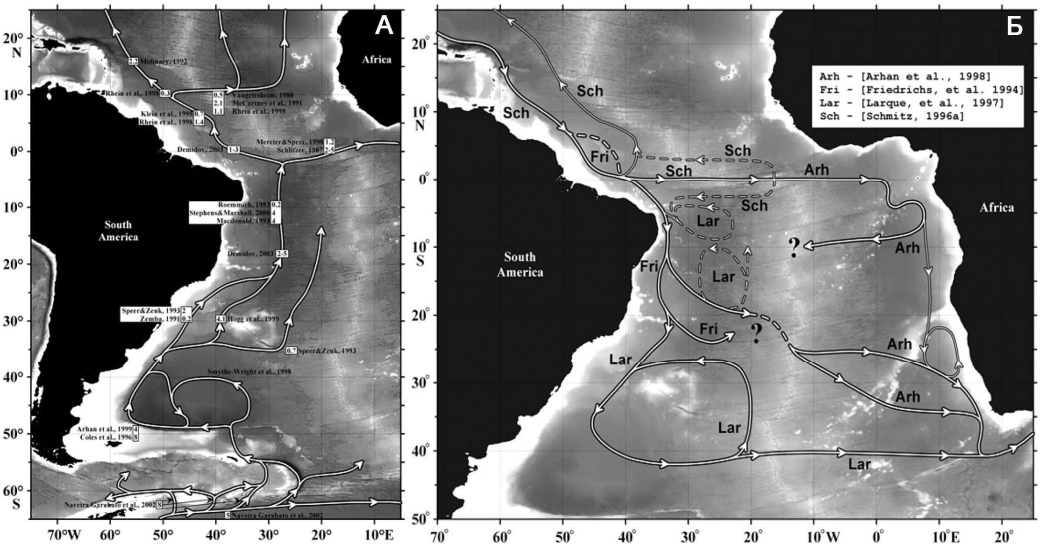


Рис.4.34. Распространение глубинных и донных вод в Атлантическом океане: А – Антарктические донные воды, Б – Арктические глубинные воды, по данным (Morozov et al., 2010).

4.8.2. Осадочный чехол в детальном представлении

Детальные исследования осадочного чехла абиссальных частей Атлантики редки (см.рис.1.4), поэтому система наблюдений с маршрутным и полигонным геофизическим промером, полученная ГИН РАН в области экваториальной осадочной перемычки со средней мощностью до 1000 м (см.рис.4.33), приобретает особую важность как уникальное исследование такой детальности и объема с сейсморазведкой в глубоководной части океана, за исключением акваторий, примыкающих к территории США (https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/geophysics/). В 7, 11 и 12 рейсах НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН АН СССР, 1988-1991, начальник рейсов – Удинцев Г.Б.) (Efimov et al., 1996; Мазарович и др., 2001) в этом районе был выполнен объем работ суммарной длиной около 80 тыс.км, который позволил построить карту мощностей осадочного чехла масштаба 1:250000, показанную на рис.4.35 в сильно генерализованном виде. Эта карта приведена в масштабе 1:10000000 в (Equatorial…, 1996).

Анализ распределения мощностей рис.4.35 показывает, что детальная картина в целом соответствует особенностям генерализованной карты мощностей (см.рис.4.33). При сохранении тенденции к наращиванию мощности при удалении от оси САХ, область больших мощностей (от 500 м до 1000 м) подходит к оси САХ до 40-50 км в отличие от районов к северу от границы южного сегмента ЭСА (см.рис.4.33). Троги пассивных частей трансформных разломов заполнены осадками мощностью до 600-800 м, что не объяснимо принципом корня из возраста. Заметна тенденция к увеличению общей мощности с севера на юг на западном фланге САХ. Она может формироваться барьерным эффектом, который оказывает северный борт полиразломной системы Сан-Паулу, имеющий повышенное фоновое значение рельефа по сравнению с Гвианской котловиной (см.рис.2.5), по которой проходят донные течения (см.рис.4.34). Эти течения огибают поднятие Сеара (Kumar, Embley, 1977), захватывая при этом материал, выносимый конусом выноса Амазонки, и далее на восток образуют замыкание контура котловины с переменой направления течений. Это может быть источником увеличения мощности к югу. Подобные процессы установлены и в других котловинах, где течения меняют направления около структурных барьеров, в частности в Африкано-Антарктической котловине (Соколов и др., 1999). На восточном фланге субмеридиональный тренд не выражен. Мощности заполняют впадины акустического фундамента, которые имеют глубины до 1000 м. При малых мощностях заполнения впадин осадочные тела отделены друг от друга, и непрерывная корреляция рефлекторов неосуществима. При больших мощностях осадков они покрывают перемычки между впадинами фундамента, и часть верхних горизонтов может трассироваться на значительные расстояния. Скважины глубоководного бурения в пределах полигонной съемки отсутствуют.

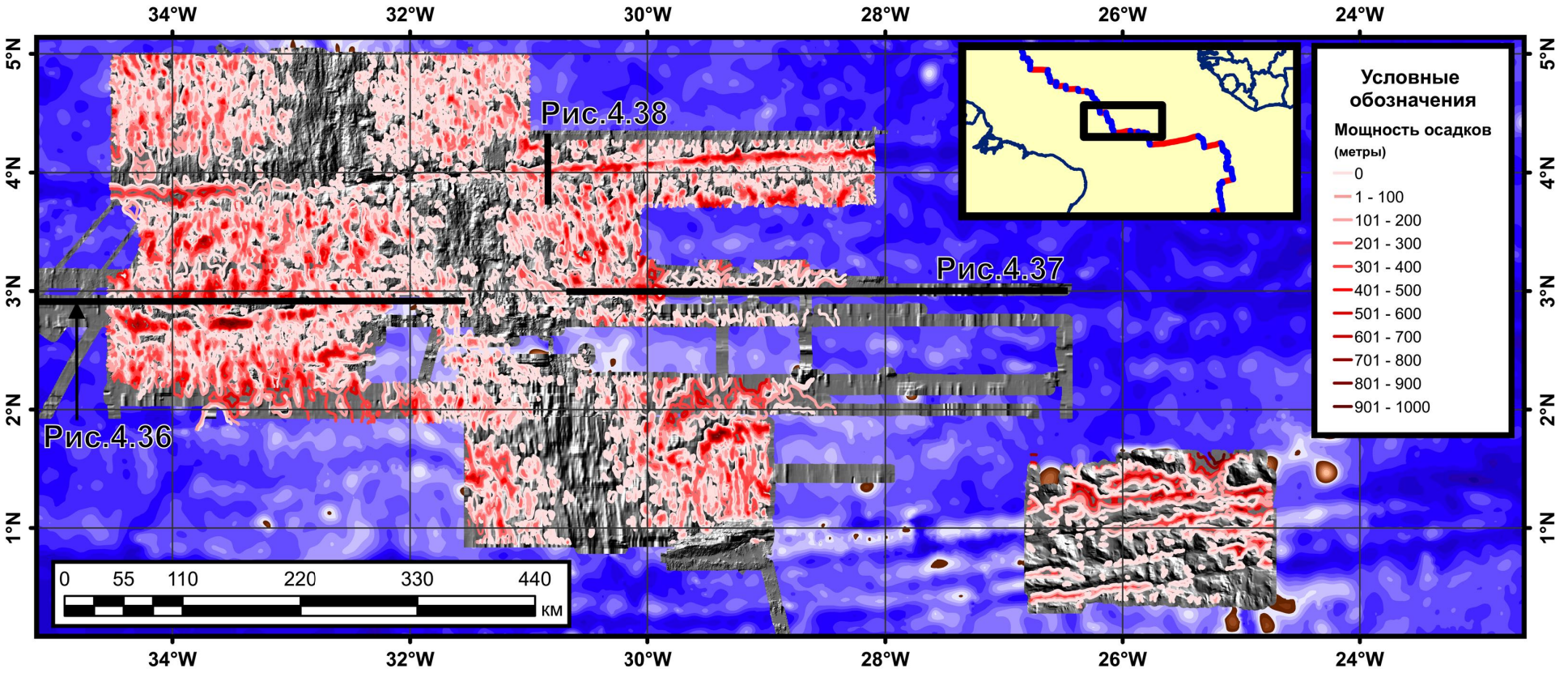


Рис.4.35. Карта мощности осадков южного сегмента ЭСА в пределах зоны САХ и восточной части полиразломной системы Сан-Паулу по данным НСП, выполненного в 7, 11 и 12 рейсах НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН АН СССР, 1988-1991, начальник рейсов – Удинцев Г.Б.) (Efimov et al., 1996; Мазарович и др., 2001). Жирными линиями показаны положения фрагментов разрезов и подписаны соответствующие им номера рисунков.

В отличие от карты рельефа (Equatorial…, 1996), не дающей представления о конфигурации поверхности скрытой осадочным чехлом, наложение изопахит на рельеф (см.рис.4.35) дает более объективную информацию о структуре спредингового фундамента и одновременно о мощности осадочного чехла. Наиболее мощные осадочные карманы показывают пространственную миграцию глубоких впадин в северном направлении, что говорит о вдольосевом смещении режима спрединговых процессов. Несмотря на меньшее покрытие съемкой восточного фланга САХ, просматривается определенная симметрия цепочек мощных осадочных карманов, расположенных неортогонально САХ. Причем к югу от широты 2°20'с.ш. миграция впадин идет в южном направлении. Признаки миграции отсутствуют южнее 1°30'с.ш. и севернее разлома Страхова 4°00'с.ш. В полосе между этими значениями наблюдается разнонаправленное смещение свойств спрединга от центра на широте 2°25'с.ш. в САХ, но именно в этом месте отсутствует сплошное покрытие съемкой. Вне указанной полосы осадочные карманы вытянуты субмеридионально и параллельны оси САХ. В ряде случаев впадины фундамента с осадками объединены в прямые и узкие троги северо-восточного или северо-западного направления, например на юго-запад от положения разреза S12-P3-14 на рис.4.38 (положение см.рис.4.35) под углом около 60° к разлому Страхова. Подобные структуры трактуются как разломные с простиранием, не ортогональным к главным тектоническим элементам (Мазарович, Соколов, 2002). Такие структуры выявлены на мелкомасштабной тектонической карте (см.рис.4.30) и имеют также теоретические предпосылки для существования (п.4.7). Особенности фундамента юго-восточной части съемки обсуждаются в п.5.2 и не имеют связи с вышеописанным, кроме того, что относится к следам продуктивного вулканизма (см.рис.5.5), формирующего нетипичные для акустического фундамента рефлекторы.

Субширотный разрез S07-06 (рис.4.36) расположен на западном фланге САХ. Он пересекает наиболее глубокие впадины, заполненные осадками мощностью до 800 м. В их пределах заметна более контрастная акустическая стратификация, что может указывать либо на существование интервалов с медленным осадконакоплением, чередующихся с быстрым, либо на наличие примесей вулканокластики в осадочном материале. Второй вариант предпочтителен, поскольку для ранне-миоценового возраста фундамента в этом районе средняя скорость осадконакопления получается около 40 мм/1000 лет, что для абиссали много. Это также косвенно подтверждает влияние течений на аномальную разгрузку осадочного материала. На разрезе протяженностью около 400 км зависимость нарастания мощности при удалении от САХ не наблюдается. В западной части разреза установлены деформации, имеющие штамповую морфологию, а также структуры протыкания. При этом большая часть

разреза к западу и востоку от центральной части имеет слабо выраженную акустическую стратификацию при пониженной мощности. Это может указывать на существование условий с высокими скоростями осадконакопления, варьирующими вдоль разреза. Известно, что в абиссальных районах со скоростями, попадающими под определение «лавинная седиментация» (более 100 мм/1000 лет), акустическая стратификация на частотах НСП почти не выражена. Подобная картина наблюдается на разрезах НСП в глинистых неоген-четвертичных отложениях удаленных частей продуктивных конусов выноса, например, на флангах хребта Книповича в области действия конусов с западного обрамления Баренцева моря (Чамов и др., 2010).

Субширотный разрез S07-05 (рис.4.37) расположен на восточном фланге САХ, имеет длину около 500 км, на протяжении которой может быть прослежен тренд увеличения мощности с возрастом (расстоянием от САХ). Это может интерпретироваться как следствие меньшего влияния течений, формирующих возмущения в тренде пространственного распределения мощностей. Отметим меньшее проявление деформаций осадочного чехла на восточном фланге по сравнению с западным, выраженное редкими структурами протыкания и сбросовыми нарушениями амплитудой 100-150 м между протяженными блоками с субгоризонтально залегающими осадками. Акустическая стратификация на востоке более четко выражена при сходных значениях мощности. В центральной части профиля выявлены аномалии типа «яркое пятно», которые отличаются от типичного отображения акустического фундамента в одноканальном волновом поле и могут интерпретироваться как локальные проявления продуктивного магматизма, формирующего выровненные высокоамплитудные рефлекторы. Интенсивность отраженного сигнала от этих рефлекторов почти в 4 раза выше, чем от типичного акустического фундамента, который, как правило, не представлен ровными поверхностями. Хорошо видно, что эти аномалии расположены в толще осадков с превышением 300-500 м над уровнем окружающего фундамента приблизительно в середине осадочной толщи. Поскольку возраст фундамента на этом участке составляет 11 Ма, есть основания считать, что возраст формирования выявленных магматических тел с горизонтальными размерами по 15 км составляет около 5 Ма на рубеже миоцена и плиоцена. Существует вероятность, что примеси вулканокластики присутствуют в контрастно стратифицированных осадках на восточном фланге САХ. Данные тела, скорее всего, относятся не к положению палеооси САХ, как сходные образования на восточном фланге разломной системы Сан-Паулу (п.5.2), а к удаленному звену цепочки подводных гор, косо ориентированной к главным элементам и трассирующей затухающий плюмовый импульс, сформировавший магматическое поднятие Сьерра-Леоне (см.рис.4.25).

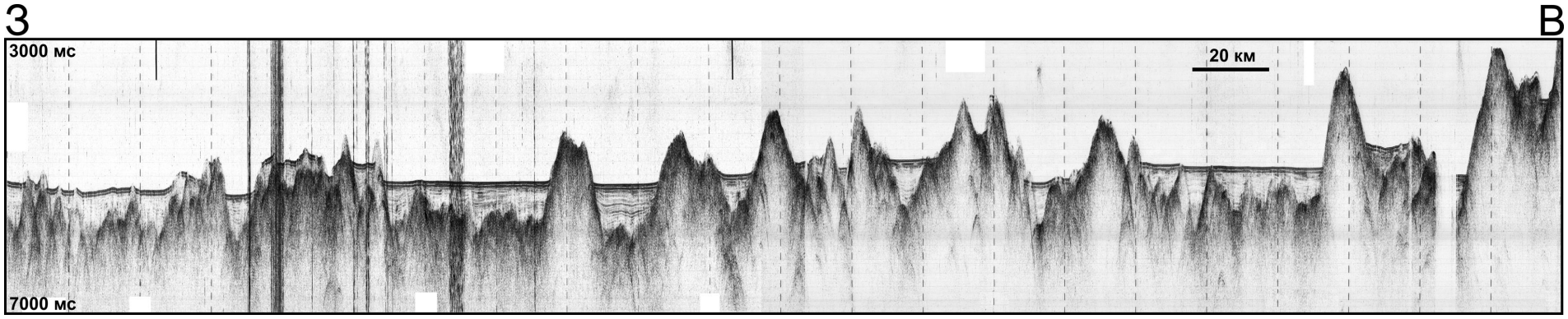


Рис.4.36. Фрагмент регионального профиля S07-06 к западу от САХ. 7-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН АН СССР, 1988; Отчет 7-го…, 1988; Equatorial…, 1996). Положение показано на рис.4.35.

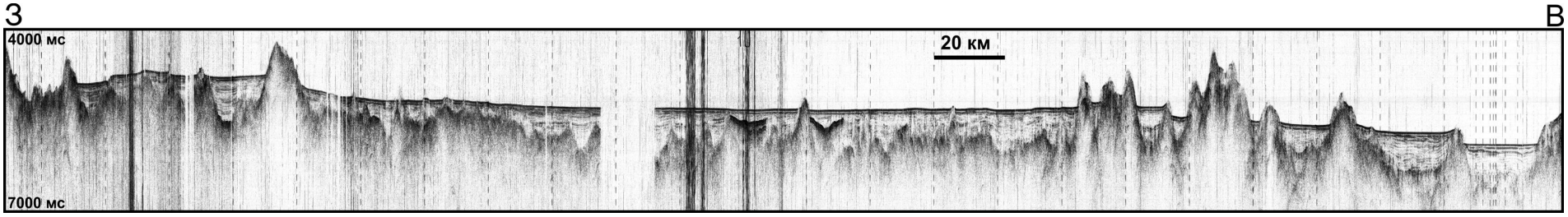


Рис.4.37. Фрагмент регионального профиля S07-05 к востоку от САХ. 7-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН АН СССР, 1988; Отчет 7-го…, 1988; Equatorial…, 1996). Положение показано на рис.4.35.

Субмеридиональный разрез S12-P3-14 (рис.4.38) расположен вкрест восточной пассивной части разлома Страхова около его сочленения с трогом северо-западного простирания, заполненным осадками (см.рис.4.35). Разрез показывает наличие сбросовых нарушений, что позволяет сделать вывод о наличии локального растяжения в данной структуре. Кроме того, в наиболее глубокой части трога в осадочной толще наблюдается разрез, отличающийся от субгоризонтальной абиссальной стратификации. Его тип указывает на возможность интенсивной разгрузки осадков из идущего вдоль трога потока, формирующего прирусловые валы или дрифты. Линзовидное тело на террасе южного борта трога может быть как дрифтом, так и продуктом разрушения неконсолидированной осадочной толщи после формирования сбросового нарушения. Возможность накопления мощных осадочных толщ при разгрузке потока, идущего вдоль трога, подтверждается данными скважин 26 и 353 (DSDP-ODP, 2011), которые вскрыли в троге разлома Вима четвертичные отложения до глубин 483 м. На рис.4.39 по данным (Мазарович и др., 1996) показаны профили рельефа дна вдоль восточной части трога разлома Страхова вместе с мощностью осадков, а также профили вдоль бортов. Мощность осадочного заполнения трога разлома практически постоянна вдоль восточной пассивной части на протяжении около 350 км и равна в среднем 400-500 м с небольшими вариациями, только в пририфтовой части имеется сокращение до 200 м. Это указывает на фактор донных течений в узком пространстве магматических бортов трога как на основной источник поступления осадочного материала, не зависящий от возраста фундамента. Профиль дна трога содержит ступень на долготе 30°50’з.д. при сохранении мощности осадков, что указывает на сбросовое нарушение, пересекающее трог. Таким образом, растяжение, выявленное на взаимно перпендикулярных разрезах, указывает на то, что его ось не ортогональна главным тектоническим элементам. Возможной схемой формирования локального растяжения может быть правый сдвиг (Мазарович и др., 1996) вдоль трога под углом 60° к разлому (см.рис.4.35), на восточном фланге которого сформировалась зона растяжения. Эта схема не противоречит конфигурации поля альтиметрии (см.рис.4.25). Дополнительной особенностью указанной схемы является сильный отрицательный перепад высот на южном борту разлома по сравнению с северным на ~800 м (см.рис.4.39). Возраст данного нарушения, скорее всего, четвертичный.

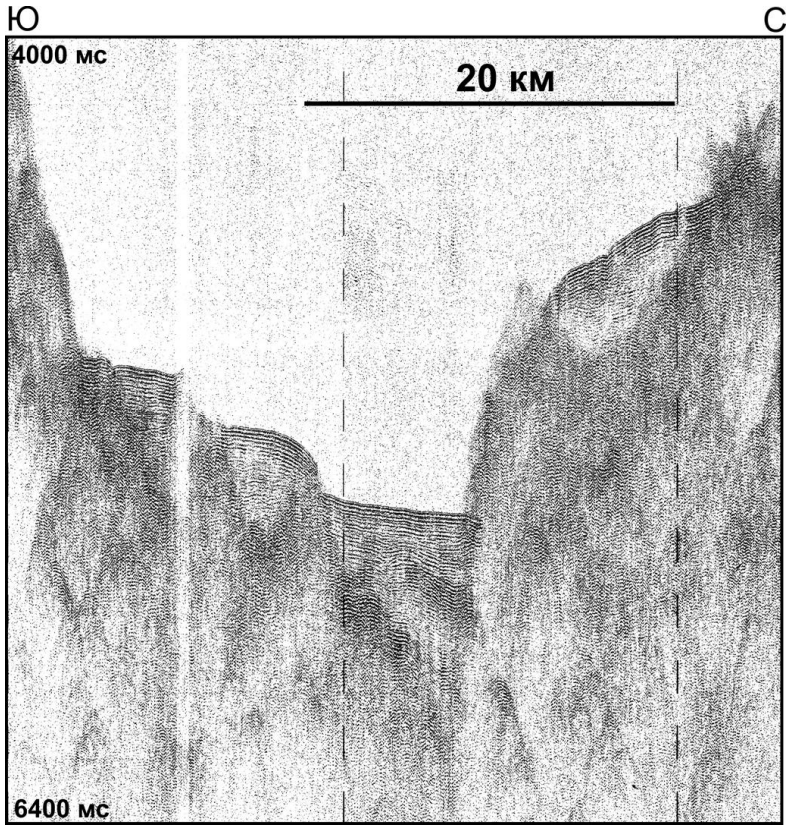


Рис.4.38. Фрагмент полигонного профиля S12-P3-14 поперек восточной пассивной части разлома Страхова. 12-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН АН СССР, 1991; Отчет 12-го…, 1991; Equatorial…, 1996). Положение показано на рис.4.35.

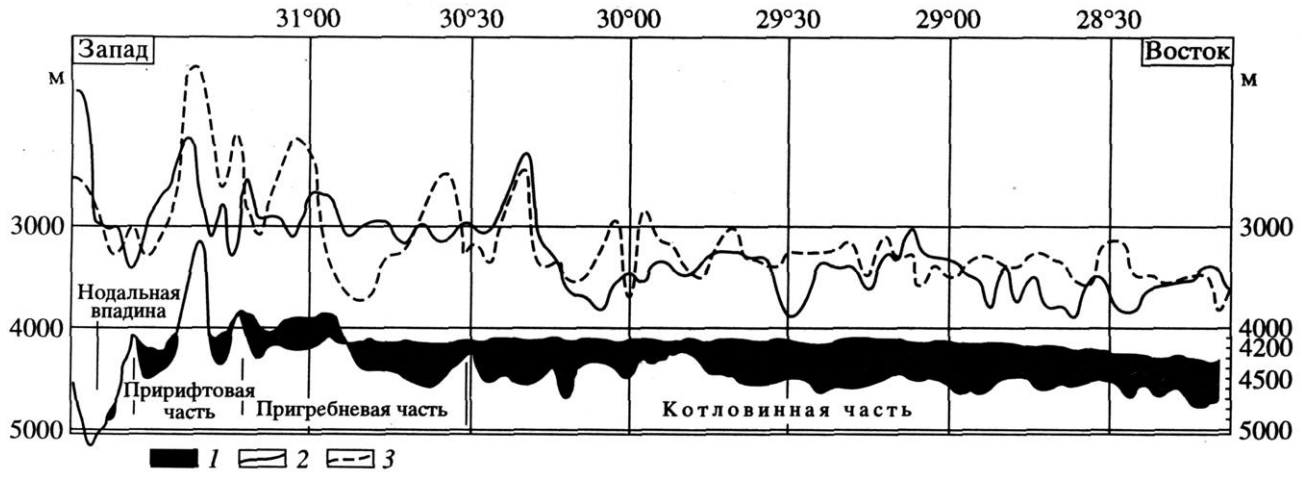


Рис.4.39. Продольные профили рельефа вдоль разлома Страхова и прилегающих частей океанического дна по данным (Мазарович и др., 1996). *1* – осадочный чехол; *2, 3* – профиль дна вдоль бортов разлома: *2* – северного, *3* – южного.

4.9. Синтез

1. ЭСА на фоне акватории всей Атлантики выделяется кластерными сочетаниями геофизических параметров с промежуточными значениями между САХ и котловинами, которые определяют «холодный» блок, ограниченный с севера и юга кластерами с

преддуговыми свойствами. На разрезе атрибута $\delta(Vp/Vs)$ под ЭСА наблюдаются «холодные» линзы пониженной подвижности мощностью 200-300 км с осью на глубине ~470 км, в плане распространенные почти на всем сегменте. ЭСА имеет повышенную плотность полиразломных и сдвоенных трансформных систем над этими линзами. Вдоль северного обрамления ЭСА имеет аномальные механизмы очагов землетрясений сдвиговой кинематики, которые проявлены в зоне смены векторов движения, зафиксированных по данным GPS. Это объясняет механизмы очагов, наличие транспрессионного режима вдоль разлома Зеленого Мыса и соответствующие деформации внутри ЭСА с анизотропией структурной ориентации. Морфология пассивных частей разломных зон ЭСА указывает на существование сдвигового геодинамического режима с переменными характеристиками.

2. В процессе тектонического развития ЭСА в северной части происходила неоднократная смена разновидности сдвигового режима от транстенсии к транспресии через фазу простого сдвига, имевшую псевдопериодический характер с интервалами от 15 до 25 Ма. Кинематика плит – скорость и положение полюсов – также меняла характеристики во временных интервалах смены геодинамического режима. Начиная с конца эоцена по настоящее время, преимущественным режимом развития является транспрессия. Наличие на северном обрамлении ЭСА тройного сочленения плит типа рифт-разлом-рифт подтверждается сейсмичностью со сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми механизмами по разлому и механизмами растяжения по рифтовым сегментам. Также наличие транспрессионного режима на северном обрамлении ЭСА обосновывается конфигурацией векторов скоростей GPS на континентальном обрамлении. Большая часть деформаций ЭСА проявлена на менее подвижном блоке к югу от разлома 15°20’.

3. По данным субширотных сейсмотомографических разрезов вдоль ЭСА, а также к северу и югу от него, хорошо видны «столбы» Африканского суперплюма, питающие системы островов Зеленого Мыса и Канарских островов. Наблюдается отсутствие продолжения осевой аномалии САХ глубже 300 км и симметричные относительно САХ безкорневые «горячие» аномалии в интервале глубин от 100 до 700 км, которые на востоке могут быть связаны с глубинным подводящим каналом Африканского суперплюма, а на западе с ВТП. Другой особенностью субширотных разрезов ЭСА являются «холодные» блоки на глубинах от 400 до 700 км, более распространенные на восточном фланге, чем на западном. Заметен тренд к формированию «холодной» расслоенности под осью САХ и на восточном фланге до глубин 1000 км, в особенности к югу от ЭСА на широте АБГТ. Исследования ГСЗ 1980-1986 г.г., проведенные вдоль этого геотраверса, показали блоковое и расслоенное строение литосферы как под осью САХ, так и на флангах. Особенно контрастна расслоенность на востоке АБГТ в Ангольской котловине, где в литосфере обнаружена инверсия скоростей с максимумом 8.8 км/с

и минимумом 8.2 км/с. Сопоставление геофизических полей вдоль АБГТ с другими районами Атлантики допускает возможность рассматривать блоковость и расслоенность как универсальное явление в Атлантике. Существование транспрессионного режима вдоль северного обрамления ЭСА, современная динамика плит, сейсмичность, специфические деформации осадочного чехла, томографические данные вдоль северного сегмента ЭСА и западного продолжения в Карибский регион, а также специфическая морфология рельефа дна, конфигурация разломных трогов с групповым изгибом и структурами типа «кинк-банд» к востоку и к западу от САХ и появление дополнительных трогов указывает на то, что эта область представляет собой широкую сдвиговую зону. При этом формируется конфигурация основных структурных элементов САХ с максимальным широтным смещением. «Холодная» мантийная аномалия в Ангольской котловине сопровождается появлением нетипичных разломов северо-западной ориентации, что указывает на возможность увеличения плотности макротрещинноватости в зависимости от геодинамического состояния мантии на периферии океана за пределами САХ и на универсальность этой зависимости, описанной в главе 3.

4. Сейсмичность выделяет активные в настоящее время сегменты спрединговой системы с увеличивающимися с востока на запад амплитудами смещения по разломным трогам. Осевые мантийные аномалии Буге САХ имеют продолжение к северу на 120 км от активных сегментов зоны Сан-Паулу и оканчиваются субширотной зоной вулканических построек. Полиразломная трансформная система с 5-тью трогами, кроме сдвиговой компоненты движения находящаяся под воздействием субмеридионального сжатия, возможно переменного во времени и по направлению, является неустойчивой по положению внутри нее рифтовых сегментов, которые могут перескакивать в ее пределах в соответствии с перераспределением напряжений и образованием более оптимальных условий рифтинга в другом положении. В полиразломной системе Сан-Паулу наблюдается тренд на спрямление трансформного перехода между двумя удаленными сегментами САХ.

Трансформный разлом Романш состоит из нескольких разрывов, осложненных сколами Риделя и возникших при смене положения текущей тектонической активности, произошедшей 7-8 Ма назад. Активная часть разлома Романш расположена с перекрытием сегментов САХ, неустойчивым при субширотной динамике. Эта конфигурация может иметь тенденцию к спрямлению по кратчайшей траектории между сегментами САХ, смещаемыми разломной зоной. В этих условиях имеет место торошение на северном борту разлома и подъем блоков поперечного хребта с формированием изостатической аномалии амплитудой ~160 мГал. Это указывает на действие, которое вывело значительные избыточные массы над условной компенсационной поверхностью. Последствием подъема блоков северного борта Романш к уровню моря является формирование рифогенных карбонатных построек, совпадающих с

изостатической аномалией. Наблюдаются линеаменты, обозначающие спрямление в зоне, охватывающей разломы Романш и Чейн.

Зона перехода между сегментами САХ с большим смещением от Атлантической акватории к Арктике представлена сочетанием двух правосдвиговых смещений: вдоль трансформного разлома Моллой и вдоль правосдвиговой широкой зоны между разломом Хорнсун и северным флангом хребта Мона. Эти смещения формируют современную структуру «хребта» Книповича как локальный рифт в обстановке пулл-апарт. Зарождающийся по трещине отрыва хребта Книповича новый спрединговый центр в текущий момент, вероятно, будет иметь косую ориентацию и нетрансформную зону перехода между структурами хребтов Книповича и Мона. Логика тектонической эволюции рассмотренного сегмента такова, что он, по всей видимости, будет трансформирован в единый сдвиговый разрыв, перпендикулярный главным спрединговым центрам Мона и Гаккеля. Это подтверждается тектонической активизацией юго-восточного фланга хребта Книповича, выраженной в асимметрии эпицентров слабых землетрясений и характером нарушений верхней части осадочного чехла на восточном фланге.

5. Сформулированы отличия и признаки деформаций осадочного чехла абиссальных котловин, необходимые для их картирования. Такими признаками являются рефлекторы в осадочной толще с углами наклона > 1°; постоянная мощность между рефлекторами, отклоненными от горизонтального залегания более 1°; дизъюнктивные нарушения, структуры протыкания, наличие структурных несогласий, ассоциация структур с акустическим осветлением осадочной толщи в виде линз и газовых труб; гипсометрически приподнятое положение деформированных структур над региональным уровнем.

Имеет место цепочка явлений с общим пространственным проявлением неоднородных горизонтальных движений, формирующих повышенную макротрещинноватость над «холодными» мантийными блоками на глубинах около 500 км, которая деформирует кору и осадочный чехол, создает условия для инфильтрации воды и серпентинизации пород верхней мантии. При этом формируются наложенные аномалии АМП и намагниченности и выделяются флюиды, приводящие к акустическому осветлению осадочной толщи. Разуплотнение пород приводит к вертикальным движениям и складчатости штампового типа, разрывающей осадки, формирующей наклонные рефлекторы и поднимающей деформированные блоки над общим уровнем дна, выровненного осадконакоплением.

Остывание литосферы по мере удаления от САХ может образовать несколько эпизодов серпентинизации и деформаций, что, возможно, приводит к обособлению зоны абиссальных холмов и зоны краевых дислокаций, которая охватывает фланги хребта до удалений 300–350 км от оси САХ. Эта зона совпадает с интервалом, на котором наблюдается расхождение аномалий Буге и изостазии. Наличие зоны краевых дислокаций обусловлено остыванием литосферы и

изостатической компенсацией возмущения, сформированного в рифтовой зоне. Сопоставление положения деформаций с «холодными» блоками на срезе *Vp/Vs* на глубине 470 км показывает, что граница деформаций с абсолютной точностью совпадает с нулевой изолинией атрибута *Vp/Vs*. При отсутствии нарушения изостазии в ЭСА это поле совпадает с точностью до константы с аномалиями Буге. Расхождения фиксируются там, где равновесие нарушено, и проявляются на горизонтальных неоднородностях не менее 200 км.

6. При неравномерной плотности набортных промеров объективная картина для регионального анализа структур может быть получена по данным дистанционных зондирований методом альтиметрии. Плотность спутниковых альтиметрических данных может считаться равномерной вплоть до масштабов 1-2 млн. Поле аномалий в свободном воздухе для океанической части отображает рельеф дна. Выделена четкая сегментация ЭСА по различному уровню поля, плотности линеаментов и насыщенности пространства дискордантными зонами. Наблюдаются следующие особенности поля: конвергенция пассивных частей трансформных разломов; увеличение числа трогов в зонах ундуляций пассивных частей разломов; косоориентированные по отношению к главным структурным элементам разломные зоны и троги, а также приуроченные к ним внутриплитные землетрясения; возникновение структур типа пулл-апарт в пассивных частях трансформных разломов; наложенные цепочки вулканических построек, ориентированные косо к основным структурным элементам, а также вдоль бортов крупных трансформных разломов.

Минимум аномалий Буге вдоль оси САХ указывает на зону прогретого и частично расплавленного вещества мантии. Эффективная ширина этого минимума увеличивается к югу в соответствии с удалением от полюса вращения плит и увеличением скорости спрединга, показывая зависимость ширины зоны рифтогенной активации от скорости спрединга. ЭСА является сегментом с максимальным вдольосевым уровнем поля аномалий Буге. Наблюдаемые в его пределах минимумы являются локальными. Более глубокие минимумы видны в местах пересечения САХ с ветвями суперплюмов, указывая на влияние термального и разуплотненного состояния мантии в пределах ветвей плюмовых структур. Вдольосевая аномалия САХ совпадает по пространственной конфигурации и амплитуде с минимумом вариации скоростей S-волн в диапазоне глубин от поверхности до 150 км. Уровень поля аномалий Буге в котловинах увеличивается и выполаживается в соответствии с охлаждением литосферы. Граница перехода континент-океан выделена по гравитационным данным четко при учете эффекта осадков. Имеются несимметричные относительно САХ минимумы магматической системы островов Зеленого Мыса и Камерунской линии вулканов и подводных гор, питаемые боковыми ответвлениям Африканского суперплюма. Субширотная отрицательная аномалия вдоль разлома 15°20’ может происходить вследствие компоненты

растяжения, возникающей при транпрессии вдоль данного линеамента. В ЭСА также присутствует парная система возвышенностей Сьерра-Леоне и Сеара, образующих симметричные минимумы. Такая конфигурация могла сформироваться при кратковременном действии плюма под осью САХ. Данные по составу базальтов Сеара указывают на их отличие от обычных базальтов N-MORB и сходство с базальтами плюмовой ассоциации.

Характер отклонений изостазии в ЭСА от фонового скомпенсированного состояния связан с масштабными прогретыми зонами, выявленными по сейсмотомографическим признакам ветвей плюмов, с зонами интенсивного осадконакопления и зонами сдвиговых структур с переменной геодинамикой. Также вдоль САХ имеется остаточное положительное поле шириной не более 300 км. Особо необходимо отметить контрастные положительные аномалии вдоль северного поперечного хребта разлома Романш, расположенного на южном обрамлении ЭСА. На северном обрамлении ЭСА также выделяется комплекс положительных и отрицательных субширотных аномалий.

Расчет остаточных аномалий Буге, проведенный для пороговых значений длин волн 65 км, формирует поле, представляющее эффект от источников в коре и прилегающей мантии. Его отклонения от среднего значения формируют аномалии гор и хребтов вдоль бортов всех трансформных разломов с одинаковым амплитудным уровнем. В следующих областях этот уровень нарушен усилением симметричных минимумов и максимумов: демаркационные разломные зоны, области около разломов Кейн и Вознесения с малыми ветвями Африканского суперплюма. Происхождение этих аномальных зон интерпретируется как результат выведения плотных ультраосновных пород вверх по бортам разломов и формирование разуплотненных из-за серпентинизации зон. Также выделяется зона с сильными отрицательными значениями поля на флангах хребта между разломами 15°20' и Богданова с максимальным субширотным смещением системы САХ, где по данным о составе пород среди ультрамафитов велика доля сильно серпентинизированных разновидностей. Данная морфология сегментов САХ приводит к более интенсивному выведению пород мантии, образованию серпентинитов и формированию отрицательных аномалий поля за счет разуплотнения пород. Кроме того, интенсивная серпентинизация наблюдается вдоль демаркационных нарушений. Наблюдаются парные симметричные аномалии, связанные с локальными импульсами продуктивного магматизма, формирующие в ряде случаев симметричные цепочки.

АМП в ЭСА имеет мозаичный характер. Природа мозаичных аномалий на флангах обусловлена серпентинизацией пород верхней мантии. Выделяются высокоамплитудные аномалии парных возвышенностей Сьерра-Леоне – Сеара, указывающие на дополнительный источник магнитоактивного материала от продуктивного магматизма. Линейные аномалии классического вида проявлены за демаркационными разломами, ограничивающими ЭСА.

Осевая аномалия САХ сильнее АМП на флангах. Начиная с удалений 300-400 км, наблюдается закономерный рост АМП. Вторичный намагниченный материал формирует поле, которое накладывается на линейный рисунок и приводит к формированию сложной суммарной картины. С питающей областью магматического центра островов Зеленого Мыса связана высокоамплитудная аномалия кольцевой формы диаметром около 200 км, смещенная к западу от них, что может быть объяснено западным дрейфом плит.

7. Тектонические элементы Экваториального Сегмента Атлантики, показанные на карте, условно делятся на две группы: главные и дополнительные. Главные элементы – рифтовые сегменты САХ, одиночные трансформные разломы и, отдельно, их активные части, нетрансформные смещения, зона САХ с флангами и отдельные магматические возвышенности – имеют геодинамическую интерпретацию, вполне согласованную с представлениями о параметрах основных действующих горизонтальных сил тектоники плит вне зависимости от источника этих сил и его комбинации с ветвями суперплюма. Дополнительные элементы – полиразломные системы, разломы-«отшельники», параллельные ветви и дискордантные нарушения, как симметричные, так и несимметричные, палеооси спрединга, впадины пулл-апарт – могут интерпретироваться, как результат действия следующих дополнительных факторов:

1. Вдольосевое перетекание прогретого вещества, приводящее к образованию дискордантных зон и вырождению сегментации САХ трансформными разломами или появлению дополнительной сегментации.

2. Взаимодействие блоков океанической литосферы на разных флангах трансформных разломов, включая пассивные части, возникающее из-за разной скорости спрединга в блоках.

3. Возникновение дополнительной разломной сети из-за изменения режима вращения Земли и кривизны поверхности.

4. Дополнительное смещение северной части ЭСА при боковом воздействии со стороны Антильской дуги и возникновение соответствующих деформаций.

8. Мелкомасштабное отображение распределения основной мощности осадочного чехла указывает на ее убывание в зависимости от расстояния до источника сноса. Основной объем осадочного материала с мощностью свыше 1000 м сосредоточен в прибрежной полосе шириной 500-800 км. Зависимость мощности осадочного чехла от квадратного корня из возраста от оси САХ к периферии также является описанием фонового осадконакопления, но его вклад в накопление общей осадочной толщи мал. Этот процесс, протекающий со средней скоростью от 5 до 8 мм/1000 лет, формирует, как правило, изолированные осадочные тела мощностью от 0 до 500 м на большей части глубоководной акватории. Этот осадочный чехол не имеет

принципиального значения для свойств генерализованной структуры коры. Раздробленность осадочного чехла повторяет впадины фундамента. В ЭСА имеется перемычка с выдвижением осадков мощностью до 1000 м практически к рифтовой зоне САХ и повышенная мощность в трогах пассивных частей трансформных разломов. ЭСА и САХ являются структурным барьером для донных течений, которые отклоняются от прямых траекторий и образуют замкнутые контуры со сменой параметров движения, что приводит к дополнительной разгрузке осадков. Трансформные разломы являются каналами для преодоления течениями структурного барьера, в которых также происходит накопление осадков, превышающее фоновое значение.

Анализ крупномасштабного распределения мощностей показывает сохранение тенденции к наращиванию мощности при удалении от оси САХ. Троги пассивных частей трансформных разломов заполнены осадками мощностью до 600-800 м, что не объяснимо принципом корня из возраста. Заметна тенденция к увеличению общей мощности с севера на юг на западном фланге САХ, сформированная донными течениями юго-западной части Гвианской котловины, отсутствующая на восточном фланге. При малых мощностях заполнения впадин акустического фундамента осадочные тела отделены друг от друга, и непрерывная корреляция рефлекторов неосуществима, но при больших мощностях они покрывают перемычки между впадинами фундамента, и верхние горизонты могут быть прослежены на значительные расстояния. Наблюдается пространственная миграция глубоких впадин, заполненных осадками, в северном направлении, указывающая на вдольосевое смещение режима спрединговых процессов, симметричное относительно САХ. К югу от широты 2°20'с.ш. миграция впадин идет в южном направлении. Вне полосы от 1°30'с.ш. до 4°00'с.ш признаки миграции не наблюдаются, и осадочные карманы вытянуты субмеридионально и параллельны оси САХ. К югу от разлома Страхова впадины фундамента с осадками объединены в прямые и узкие троги северо-западного направления под углом около 60° к разлому.

Субширотный сейсмический разрез к западу от САХ пересекает впадины с осадками мощностью до 800 м с более контрастной акустической стратификацией, указывающей на наличие примесей вулканокластики в осадочном материале. Установлены деформации, имеющие штамповую морфологию, а также структуры протыкания при слабо выраженной акустической стратификации и пониженной мощности. Это указывает на условия с высокими скоростями осадконакопления. На разрезе протяженностью около 400 км зависимость нарастания мощности при удалении от САХ не наблюдается.

Субширотный сейсмический разрез к востоку от САХ на протяжении 500 км показывает тренд увеличения мощности с возрастом. Это интерпретируется как следствие меньшего влияния течений, формирующих возмущения в тренде пространственного распределения мощностей. Деформации осадочного чехла на восточном фланге проявлены меньше и

выражены редкими структурами протыкания и сбросовыми малоамплитудными нарушениями между протяженными блоками с субгоризонтально залегающими осадками с контрастной стратификацией. В центральной части профиля выявлены аномалии типа «яркое пятно», которые интерпретируются как локальные проявления продуктивного магматизма, формирующего выровненные высокоамплитудные рефлекторы. Эти аномалии расположены в толще осадков с превышением 300-500 м над уровнем окружающего фундамента. Возраст формирования выявленных магматических тел с горизонтальными размерами по 15 км составляет около 5 Ма. Данные тела относятся к удаленному звену цепочки подводных гор, трассирующей затухающий плюмовый импульс, сформировавший магматическое поднятие Сьерра-Леоне.

Разрез вкрест разлома Страхова показывает наличие сбросовых нарушений, что позволяет сделать вывод о наличии локального растяжения в данной структуре. В наиболее глубокой части трога наблюдается разрез, характерный для интенсивной разгрузки осадков из потока, формирующего прирусловые валы или дрифты. Линзовидное тело на террасе южного борта трога является следствием разрушения неконсолидированной осадочной толщи после формирования сбросового нарушения. Мощность осадочного заполнения трога разлома практически постоянна вдоль восточной пассивной части на протяжении около 350 км и равна в среднем 400-500 м с небольшими вариациями, что указывает на фактор донных течений, не зависящий от возраста фундамента. Профиль дна трога содержит ступень на долготе 30°50’з.д., указывающую на сбросовое нарушение, пересекающее трог. Растяжение в разломе выявлено на взаимно перпендикулярных разрезах, что показывает его ось, как не ортогональную главным тектоническим элементам. Механизмом формирования локального растяжения может являться правый сдвиг вдоль трога под углом 60° к разлому, на восточном фланге которого сформировалась зона растяжения.

Глава 5. Особенности строения экваториального сегмента Атлантики (ЭСА) и его обрамления по детальным сейсмическим данным

Схема работ, проведенных ГИН РАН с борта НИС «Академик Николай Страхов» и других платформ, представлена на рис.1.4. Как было указано в главе 1, плотность съемок в этой слабоизученной части Атлантики по сравнению с данными других организаций создает преимущества при формулировке новых результатов, проливающих свет на реальное строение дна океана в ЭСА и прилегающих к нему переходных зонах между сегментами океана. Основным массивом информации, используемым для этих целей в данной работе, является многолучевое эхолотирование и непрерывное сейсмическое профилирование (НСП), составляющие основу мобильного набортного геофизического комплекса. В последние годы комплекс расширен высокочастотным профилографом и сонарной выборкой эхолота, формирующей данные, аналогичные гидролокатору бокового обзора (ГБО). Последние, кроме звукорассеивающих свойств пород дна, позволяют проводить картирование гидрофизических неоднородностей водной толщи. Для компоненты гравитационного поля использовалась спутниковая альтиметрия, а для аномального магнитного поля (АМП) – опубликованные сводки, состоящие из комбинации набортных и спутниковых наблюдений. Методика проведения маршрутного геофизического промера подробно описана в (Отчет 7-го…, 1988; Отчет 24-го…, 2006; Отчет 27-го…, 2010). Океанская съемка всегда проводилась по системам полигонных исследований и маршрутных промеров, дающих привязку полигонов друг к другу, к скважинам, к ранее изученным и ключевым структурам. Оба вида промера имеют равноценную важность для формирования информационного опорного каркаса, являющегося фундаментом для дальнейшего развития полевых работ и построения адекватных моделей. Ввиду того, что объем геофизического промера велик по сравнению с донным опробованием, именно его интерпретация служит основой для этих моделей. Тем не менее, используется любая возможность для привязки геофизических данных к бурению.

5.1. Фоновые и локальные особенности строения осадочного чехла

Структуру осадочного чехла в океане с пассивными окраинами можно условно разделить на две компоненты: фоновую и локальную. Фоновой компонентой является генерализованная структура осадочного чехла (см.рис.1.2, 4.33), формируемая его главными источниками – выносом материала с суши, затухающим с расстоянием от источника, и медленным осаждением вещества из толщи воды в глубоководной части (см.п.4.8). Эти факторы неравнозначны по вкладу в суммарную мощность, и сформированный ими осадочный чехол имеет устойчивое в пространстве отображение на мелкомасштабных картах. Детальное картирование осадочного

чехла на полигонных системах наблюдений и маршрутных промерах показывает, что генерализованная картина распределения осадочного чехла на магматическом фундаменте имеет локальные отклонения, которые формируются следующими факторами: тектоническим и донными течениями. Последние при огибании структурных барьеров формируют локальные увеличения мощностей, при пересечении барьера по трогам разломов формируют в нем мощные отложения и при циркуляции контурных течений образуют дрифты – осадочные хребты, расположенные вдоль глубин контурной циркуляции с направлением напластования, перпендикулярным течению. Кроме того, наиболее мощные источники турбидитов (Амазонка, Ориноко) способны на удалениях в несколько сотен километров от внешнего края конуса выноса создавать аномальный раздув мощностей за счет суперпозиции прирусловых валов гравитационных потоков, идущих перпендикулярно склону и блуждающих на плоскости дна котловины. В западной части разреза на долготе 55°30'з.д. (см.рис.4.20) наблюдается аномалия мощности этого генезиса, расположенная за пределами зоны грязевых вулканов Барбадосской осадочной призмы. В настоящей работе основное внимание уделяется тектоническим нарушениям осадочного чехла.

По сейсмическим данным на длинных геотраверсах, полученных методом НСП (см. рис. 4.20, 4.21, 4.23, 4.24), фоновая компонента структуры осадочного чехла с горизонтальным залеганием рефлекторов и увеличивающейся к континенту мощностью нарушается штамповой складчатостью, структурами протыкания, акустическим осветлением низов разреза, сбросовыми нарушениями вблизи САХ (где есть осадки) и взбросовыми нарушениями, образующими в некоторых интервалах эшелонированную чешуйчато-надвиговую систему. Геотраверсы и профили, пересекающие район детальных работ ЭСА (см.рис.4.36, 4.37, 4.38), к вышеуказанным возмущениям фоновой структуры чехла добавляют признаки внутриплитного продуктивного магматизма, усиливающего контраст рефлекторов, и вариации мощностей на интервалах 400-500 км, не имеющие свойств, характерных для фонового осадочного чехла (см.п.4.8). Локальные раздувы мощностей при сохранении субгоризонтальной акустической стратификации указывают на интенсивную разгрузку донных потоков. Сбросовые нарушения встречаются также на разрезах вкрест простирания трансформных разломов. Кроме перечисленного, в трогах пассивных частей трансформных разломов встречаются нарушения, указывающие на сдвиговый фактор. Особой формой акустической записи являются прорывы флюида в водную толщу. В конце главы будет приведен анализ пространственного распределения в ЭСА некоторых указанных нарушений.

5.2. Зона полиразломной трансформной системы Сан-Паулу

В Атлантическом океане существует несколько полиразломных и сдвоенных трансформных систем (Сан-Паулу, Романш, Архангельского-Долдрамс-Вернадского, Чарли-Гиббс и т.д), но система Сан-Паулу, состоящая из 5 трогов, является уникальной и находится в южном обрамлении ЭСА (рис.5.1) вблизи границы сегмента «нулевого» порядка. Восточная часть Сан-Паулу изучалась в 7-м рейсе ГИН АН СССР на НИС «Академик Николай Страхов» площадной геофизической съемкой (начальник рейса - Удинцев Г.Б.) (Отчет 7-го…, 1988; Мазарович и др., 2001), в которой использовался метод НСП (Equatorial…, 1996). Полигон был выбран таким образом, что покрывал наиболее сложную часть системы и область продолжения гравитационного минимума к северу от САХ (см.рис.4.12). На рис.5.2, 5.3, 5.4 и 5.5 представлены профили, иллюстрирующие важные для темы работы особенности волнового поля. Выбрано по два профиля в западной части полигона (см.рис. 5.2, 5.3) и в восточной (см.рис. 5.4, 5.5) на линии продолжения САХ.

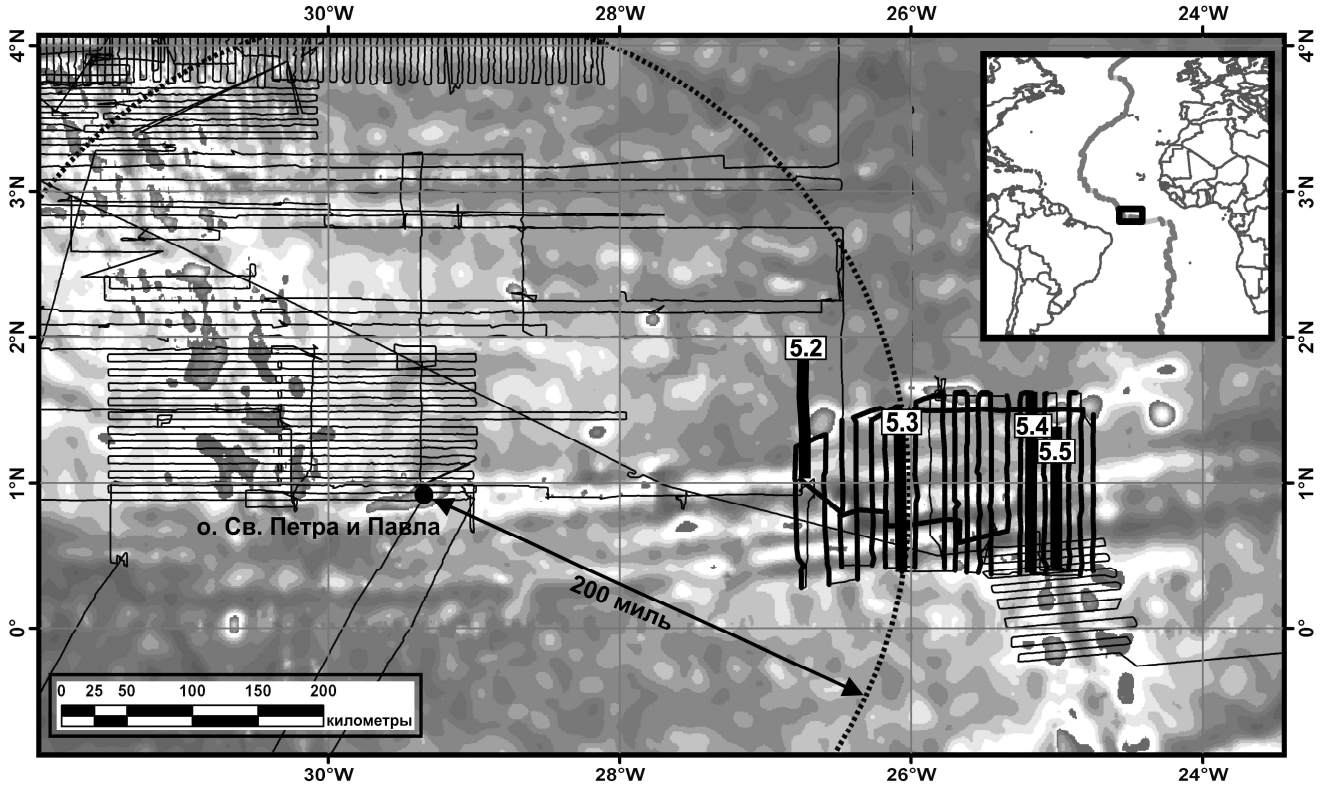


Рис. 5.1. Район полиразломной трансформной системы Сан-Паулу и схема работ 7-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН АН СССР, 1988) (Отчет 7-го…, 1988). На врезке – положение основного планшета в Атлантике относительно САХ. Жирными линиями выделен полигон в восточной части разломной системы Сан-Паулу, пунктирным кругом – 200-мильная экономическая зона Бразилии вокруг о. Св. Петра и Павла. Изобата отсечения вулканических гор и возвышенностей хребта – 2500 м. Номера в квадратах указывают на положения сейсмических разрезов на соответствующих рисунках.

Особенностью профилей является наличие аномалий типа «яркое пятно» в подошве чехла (Соколов и др., 2016). Обычно океанический базальтовый фундамент формирует волновое поле акустического фундамента как суперпозицию гипербол рассеяния от неровностей фундамента. На приведенных профилях обнаружены рефлекторы фундамента достаточно выровненные и обладающие увеличенной отражающей способностью до такой степени, что в кратных отражениях (см.рис. 5.2, 5.3, 5.5) амплитуда сопоставима с донным отражением от поверхности осадков. Подобная волновая картина соответствует не столько «гребневидному» магматическому фундаменту, сформированному в условиях медленного спрединга САХ, сколько достаточно быстро сформированным обширным площадям магматического вещества. Это могут быть либо излияния типа покровных базальтов (небольших траппов), либо эффузивные образования, в которых отсутствует типичная для САХ морфология рельефа акустического фундамента, а выровненная поверхность вулканогенного вещества формирует когерентное отражение с большей амплитудой, чем обычный фундамент. Наиболее интенсивные отражения этого типа наблюдаются в середине профиля (см.рис. 5.5), который расположен практически на линии северного продолжения САХ. До субширотной вулканической гряды (см.рис.5.1) от «ярких пятен» этого профиля около 70 км. Это показывает, что явления продуктивного магматизма сосредоточены не только вдоль гряды гор, выраженных минимумами аномалий Буге (см.рис.4.12), но и к югу от них. Неясным является вопрос, откуда в сегменте САХ с блоком холодной верхней мантии под ним и отсутствием сейсмотомографических аномалий типа «плюм» возник источник продуктивного магматизма, но в настоящей работе этот вопрос не обсуждается.

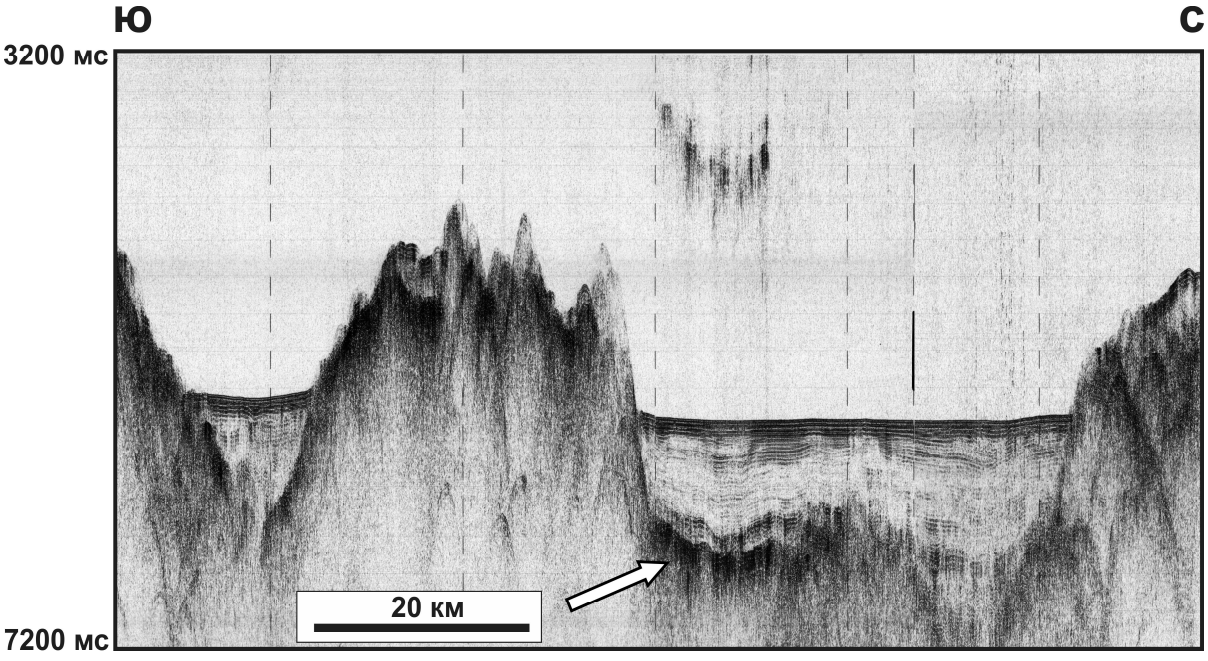


Рис. 5.2.
Профиль S07-SP-01a. 7-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН АН СССР, 1988)

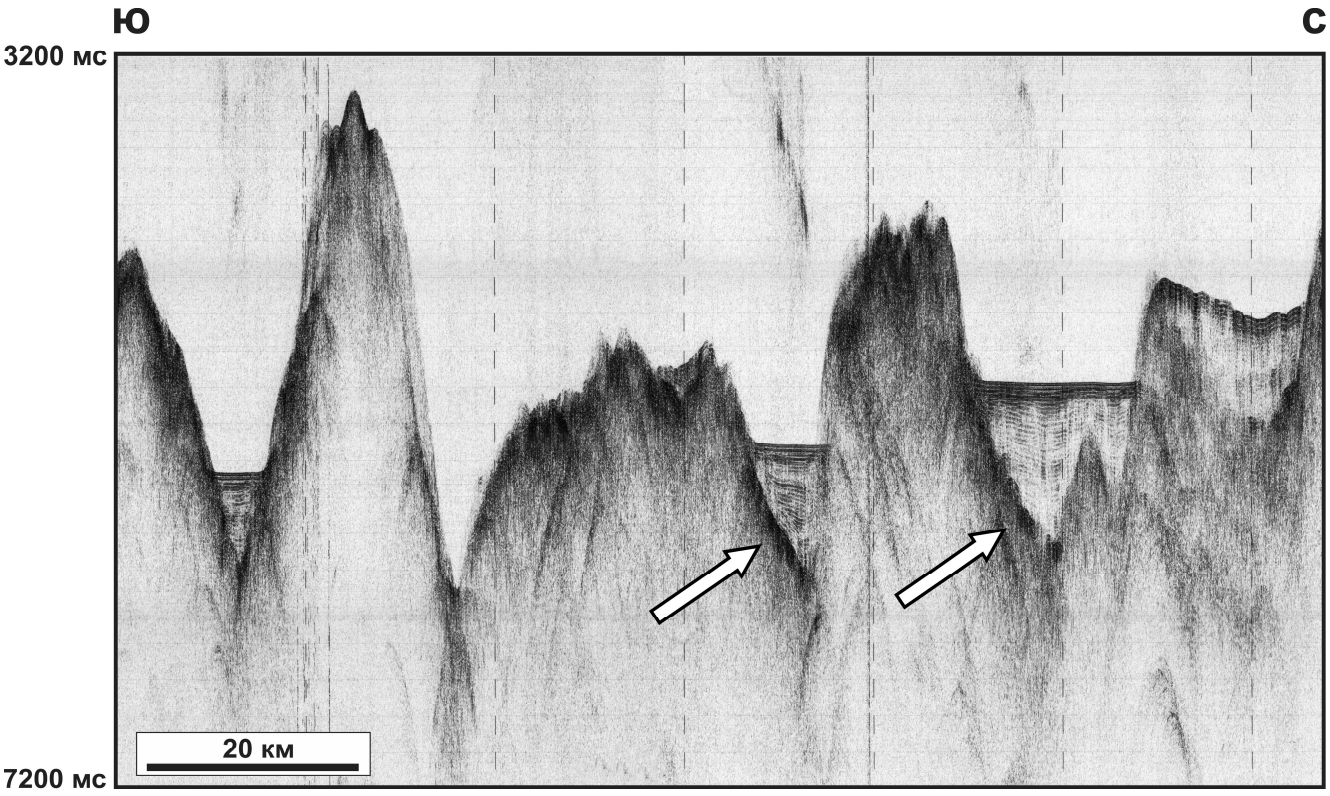


Рис. 5.3.
Профиль S07-SP-08. 7-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН АН СССР, 1988)

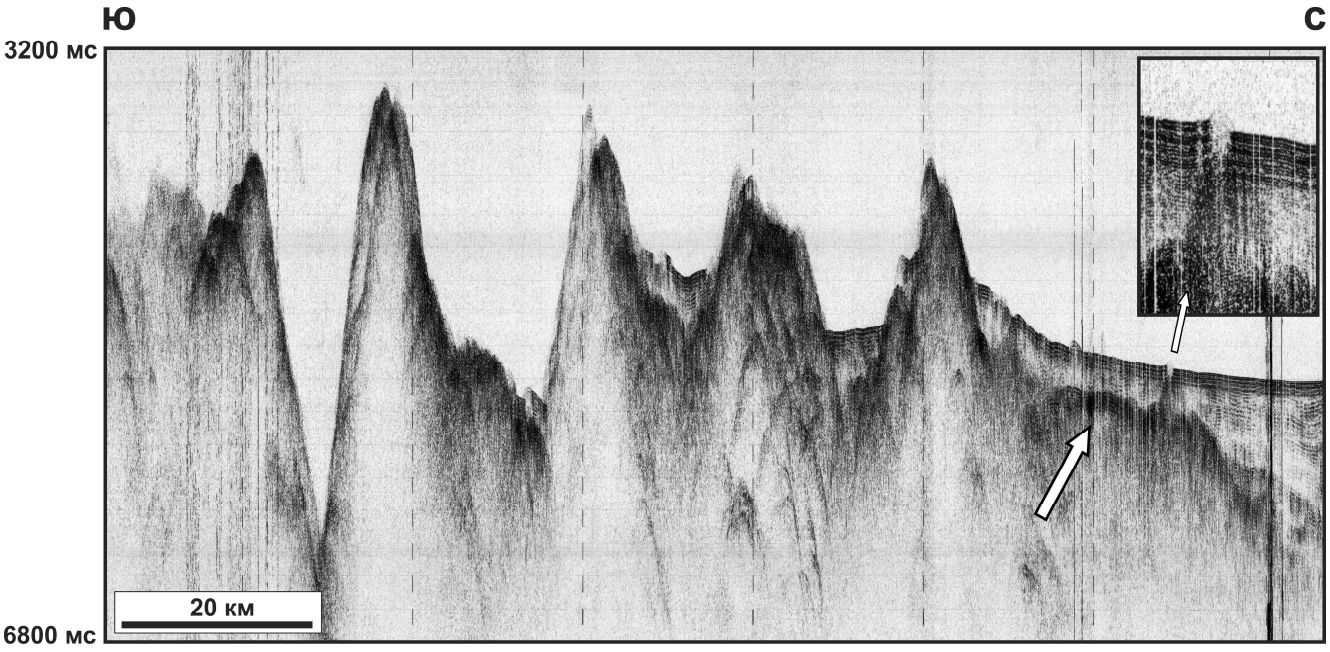


Рис. 5.4. Профиль S07-SP-18. 7-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН АН СССР, 1988). На врезке – фрагмент записи с выходом флюидов над «ярким пятном» фундамента.

От восточного профиля (см. рис. 5.5) к западному (см. рис. 5.2) наблюдается постепенное смещение «ярких пятен» на север от 1-го и 2-го (слева направо) трога системы (см.рис. 5.5) к 3-му и 4-му (см.рис.5.3), и 4-му и 5-му (см.рис.5.2). Также наблюдается закономерное увеличение покрывающей «яркие пятна» мощности осадков от 200 мс (см.рис.5.5) до 800 мс (см.рис.5.2).

Если предположить равномерные во времени и пространстве скорости осадконакопления, то это показывает пространственное смещение источника магматизма во времени с севера на юг. Но, поскольку наличие осадочных «карманов» с мощностью до 800 мс всего в 100 км от активной зоны САХ показывает разнообразие и сложность условий осадконакопления, гарантированно утверждать о южном смещении во времени мы не можем. На профилях (см.рис.5.3, 5.4, 5.5) видны все 5 трогов полиразломной системы. Они активны в настоящее время и содержат минимальное количество осадков или не содержат их вообще. Большинство северных бортов межразломных поднятий имеют более пологий наклон и на разрезах представлены квестоподобными формами рельефа. Значительная часть осадочного чехла, заполняющая активные и неактивные троги, залегает субгоризонтально и была накоплена после формирования основных деформаций (см.рис.5.3, 5.5), вероятно, возникших в условиях транспрессии в широкой сдвиговой зоне. Это означает, что деформации имеют доседиментационное происхождение. На профиле (см.рис.5.3), тем не менее, осадочный чехол 5-го трога деформирован с образованием наклона также, как и осевые «яркие пятна» (см.рис.5.5). Эти деформации и ряд мелких нарушений в 3-м троге (см.рис.5.4 и 5.5) являются современными и сопровождаются акустическим осветлением осадочной толщи в форме вертикальных полос шириной от 100 до 500 м. Это говорит о поступлении флюидов в осадки. Причинами этого явления могут быть либо активный магматизм, либо процессы серпентинизации ультраосновных пород, получивших контакт с водой в разломной системе. На рис.5.4, на врезке приведен пример выхода флюидов на поверхность. Он расположен непосредственно над «ярким пятном» выровненного фундамента, от которого к поверхности подходит вертикальная, акустически мутная зона, выходящая на поверхность в виде слабых гипербол рассеяния и осветления донных отражений. Волновое поле этого выхода флюидов к поверхности отличается от типичных записей с акустическим осветлением, в связи с чем возможным вариантом интерпретации его происхождения будем считать активный магматизм. Обычные вертикальные акустические осветления во 2-м и 3-м трогах (см.рис.5.3, 5.4, 5.5) отнесем к самому распространенному виду этих аномалий, имеющему интерпретацию выхода газообразных продуктов серпентинизации (Дмитриев и др., 1999). Таким образом, сейсмические записи показывают наличие доседиментационных зон продуктивного магматизма вне современных активных сегментов САХ, а также два этапа деформаций океанической коры – доседиментационный и постседиментационный (современный).

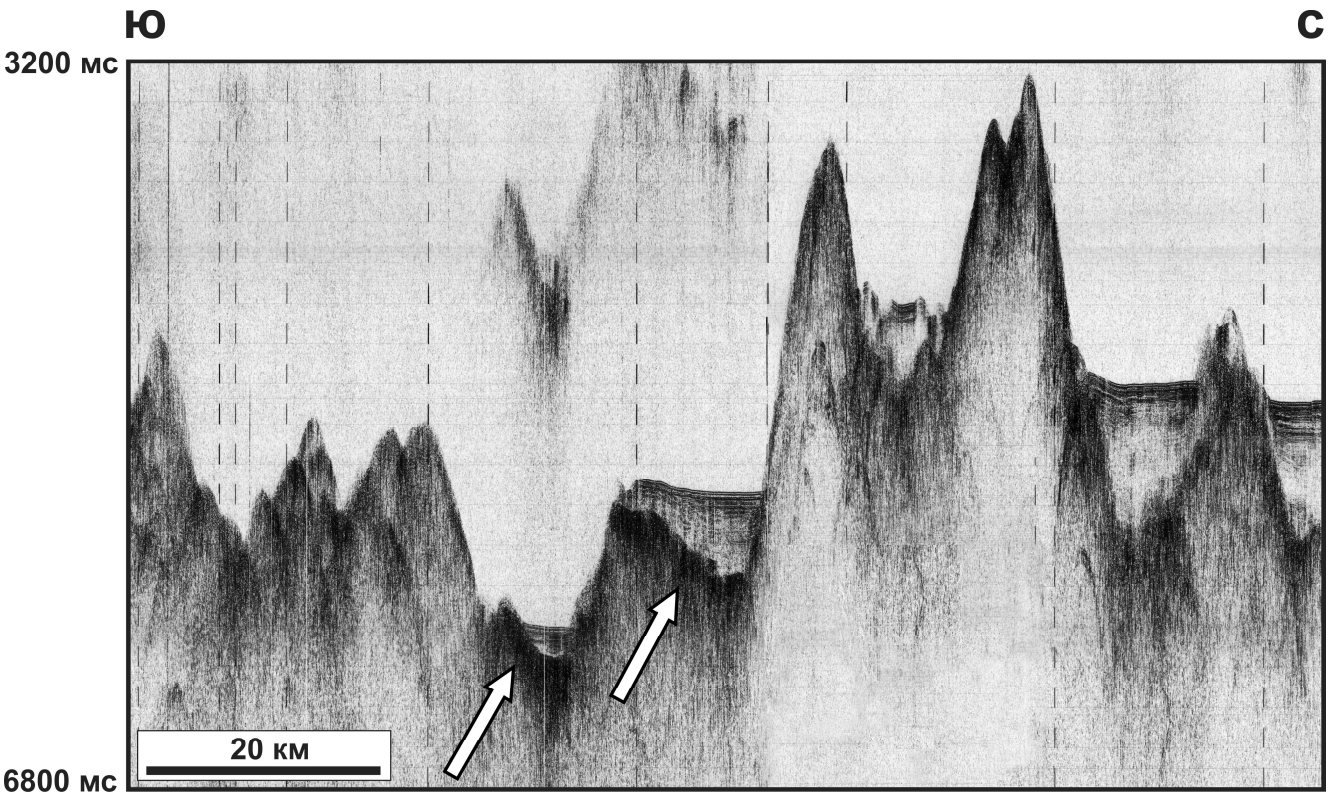


Рис. 5.5.
Профиль S07-SP-20. 7-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН АН СССР, 1988).

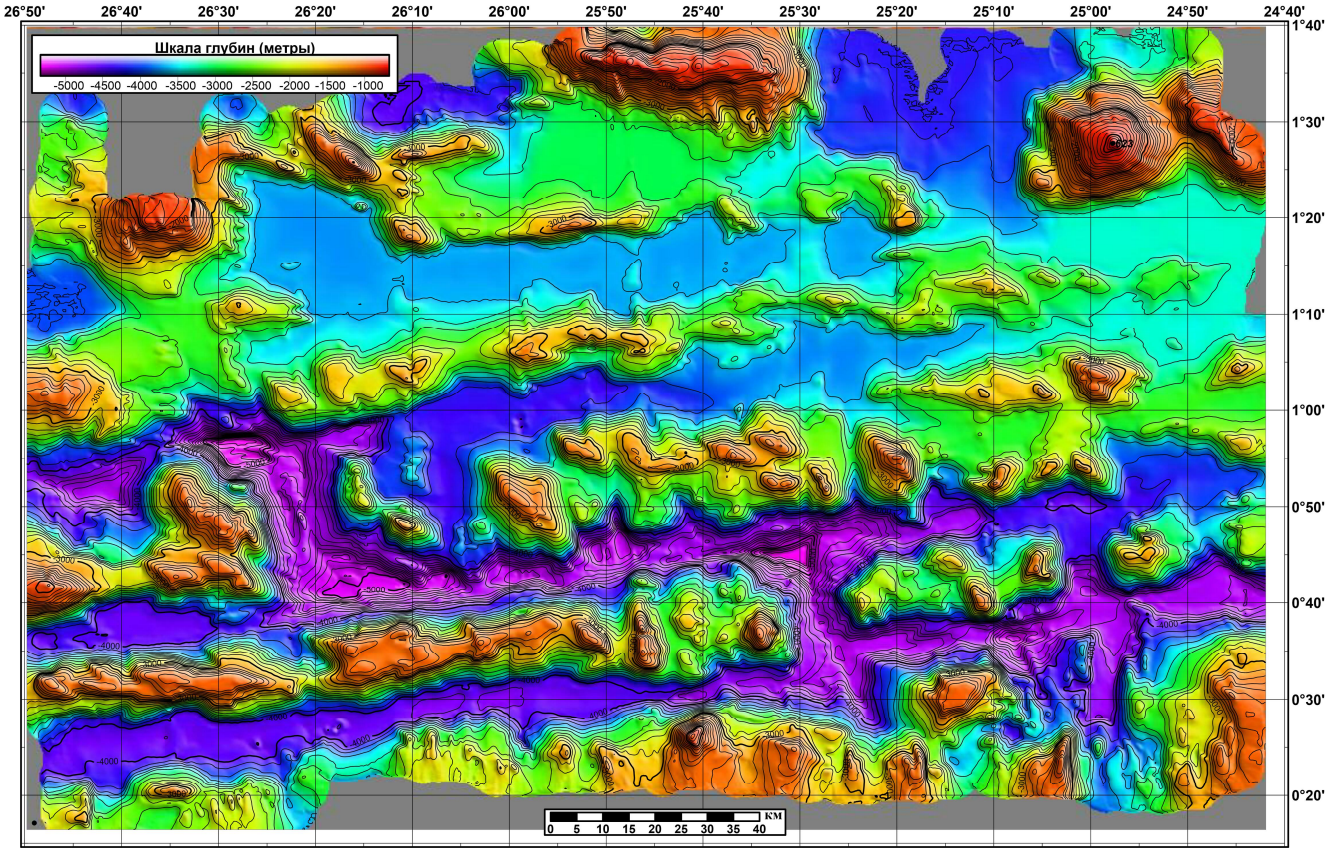


Рис. 5.6. Батиметрическая карта востока активной части полиразломной трансформной системы Сан-Паулу, составленная по данным 7-ого рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН АН СССР, 1988) по данным (Мазарович и др., 2001). Изобаты проведены через 100 м. Цифровая модель составлена Агаповой Г.В. и Добролюбовой К.О.

Данные НСП 7-го рейса ГИН РАН на НИС «Академик Николай Страхов» были использованы для построения карт рельефа дна (рис.5.6), мощностей осадков (рис.5.7) и акустического фундамента (рис.5.8) (Мазарович и др., 2001). В северо-восточной части полигона между вулканическими горами, после снятия осадков с максимальной мощностью до 1100 м, обнаружена впадина, по расположению и морфологии имеющая признаки нодальной, с глубинами до 4900 метров. Она находится на линии северного продолжения сегмента САХ, в пределах которой находится наиболее сильное «яркое пятно» (см.рис.5.5). Квестоподобная форма рельефа межразломных хребтов и небольшая мощность (до 250 м) субгоризонтально залегающих на них осадков говорит о том, что формирование выровненного магматического фундамента и потеря сегментом активного статуса шли одновременно с деформациями, после которых в уже неактивном сегменте осадочный чехол сформировал заполнение углублений фундамента. Вероятно, изменение режима напряжений в полиразломной системе привело к перемещению активного сегмента на запад в более ослабленную зону. Также отметим, что квестоподобные формы фундамента встречаются на субширотном профиле вдоль активной части трога 2 с пологим восточным бортом. Это показывает сложный характер деформаций, формирующий упомянутые структуры как на субмеридиональных так и на субширотных профилях. Кроме палеонодальной впадины, рельеф акустического фундамента (см.рис.5.8) в северо-западной части полигона содержит палеосегмент рифтовой долины между 4-м и 5-м трогами, которая была обнаружена после снятия осадочной мощности около 500 м. Между палеонодальной впадиной в рельефе фундамента в 4-м троге и современной нодальной впадиной 4-го трога расстояние около 160 км, что говорит о том, что перескоков сегментов САХ с востока на запад могло быть несколько в пределах участков дна, очерченных линеаментами трогов полиразломной системы. В юго-восточной части полигона также наблюдается палеосегмент САХ, но между ним и активным сегментом 1-го и 2-го трогов расстояние всего около 50 км. Таким образом, рельеф акустического фундамента показывает факты перескока активных частей САХ. Они могли проходить в несколько стадий и, если принять точку зрения о пропорциональности мощности осадков к их возрасту, то направление возникновения новых активных элементов было с севера на юг.

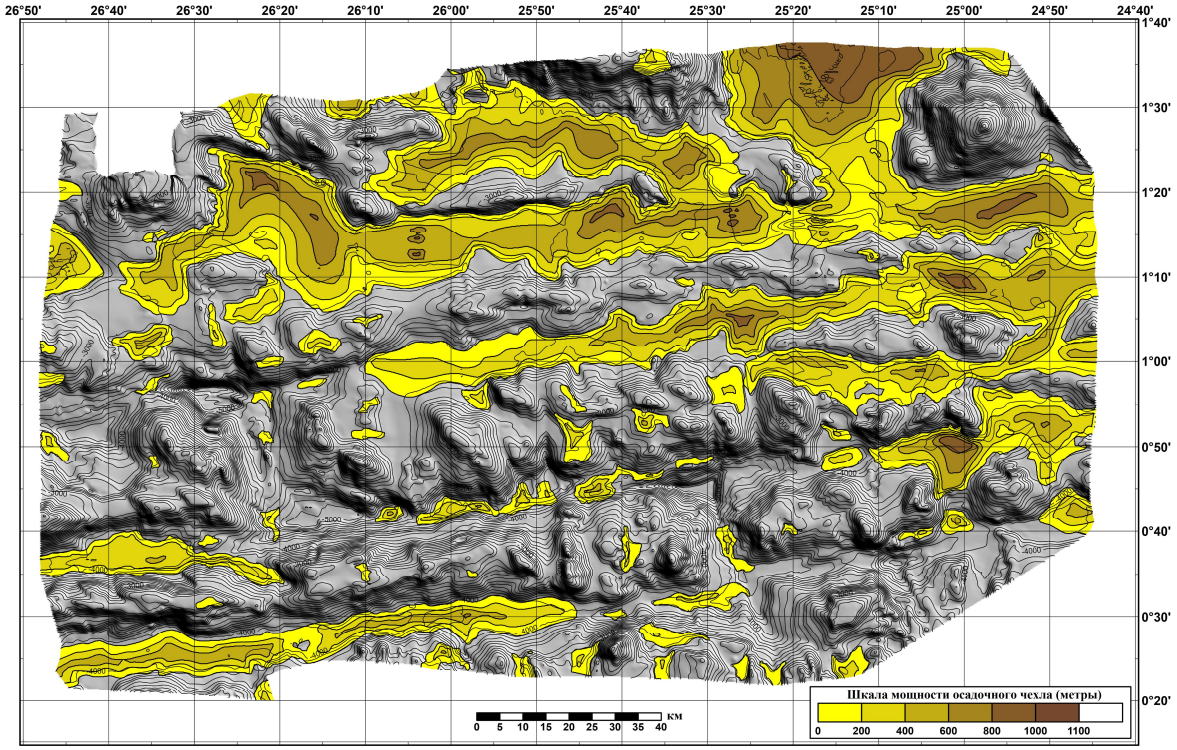


Рис. 5.7. Карта мощности осадочного чехла востока активной части полиразломной трансформной системы Сан-Паулу, составленная по данным 7-ого рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН АН СССР, 1988) по данным (Мазарович и др., 2001). Изопахиты проведены через 200 м. Цифровая модель составлена Ефимовым В.Н., Кольцовой А.В. и Соколовым С.Ю.

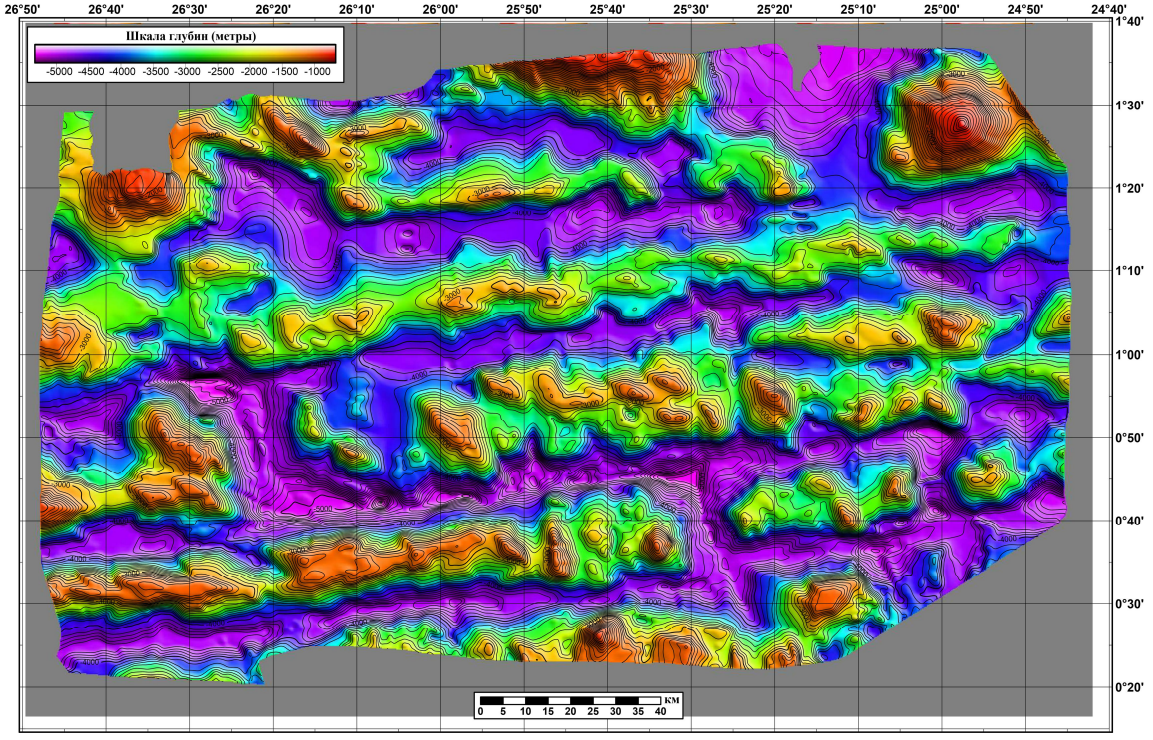


Рис.5.8. Рельеф акустического фундамента в районе работ 7-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН АН СССР, 1988) на полигоне в восточной части полиразломной трансформной системы Сан-Паулу по данным (Мазарович и др., 2001). Значения рельефа находятся в пределах от -5370 до -700 метров. Изогипсы проведены через 100 м. Цифровая модель составлена Соколовым С.Ю. и Ефимовым В.Н.

5.3. Северный борт трансформного разлома Романш

Геолого-геофизические исследования трансформных разломов в ЭСА выявили интересную разновидность поднятий, встречающихся на бортах некоторых разломных зон (Bonatti, Chermak, 1981; Ефимов и др., 1996; Gasperini et al., 1997; Palmiotto et al., 2013). Они представляют собой вытянутые крупные выступы поперечных хребтов с плоскими вершинами, покрытыми карбонатными постройками. К концу 70-х годов обнаружено несколько таких структур на западных флангах разломов Романш и Чейн, а также на восточной окраине активной части разлома Романш (Bonatti, Chermak, 1981). Присутствие на них карбонатных пород подтверждено бурением (Bolli, 1970) и драгировками (Bonatti et al., 1991). Аналогичная структура была обнаружена на поперечном хребте южного борта разлома Вима около его сочленения с северным сегментом осевого рифта Срединно-Атлантического хребта (САХ) (Bonatti et al., 1983). В процессе совместных российско-итальянских исследований поперечного хребта северного борта разлома Романш в 13-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (1991) дополнительно были исследованы известняки поднятия А (Bonatti et al., 1991) серией драгировок и сейсмических профилей. Анализ этих данных показал, что плоская вершина поднятия, на которой залегают известняки, образовалась в результате подъема этого блока земной коры к уровню моря с последующим формированием обширной эрозионной террасы. Подъем блока земной коры сопровождался формированием локальной положительной изостатической аномалии (см. п.4.4.1 и 4.6.3), амплитуда которой достаточно велика и в настоящее время. Это указывает на продолжение существования (или возобновление) действия, которое вывело среду из равновесия 25 Ма назад (см.рис.4.3) и привело к подъему блоков, вероятно, при возникновении транспрессионного режима. Слой рифогенных известняков имеет здесь мощность до 350 м (Ефимов и др., 1996), а их возраст около 18-13 Ма (Gasperini et al., 1997).

В 16-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (Отчет 16-го …, 1993) проведена детальная полигонная съемка поднятия А со средним шагом между галсами 2.5 км, а также выполнена новая серия драгировок. Галсы были расположены вкрест простирания структуры. Основными методами съемки являлись многолучевое эхолотирование и НСП (Ефимов и др., 1996). В результате обработки данных многолучевого эхолота построена цифровая модель рельефа поднятия А поперечного хребта (рис.5.9). Минимальная зафиксированная глубина составляет 853 м. Распределение мощности карбонатного тела, сформированного на плоской эрозионной террасе, отображается рельефом верхней части поднятия А. Ее максимальные значения (до 350 м) оценены исходя из скорости сейсмических волн 2 км/с. Реальная скорость волн в данном осадочном теле может достигать 2.45 км/с (Palmiotto et al., 2013).

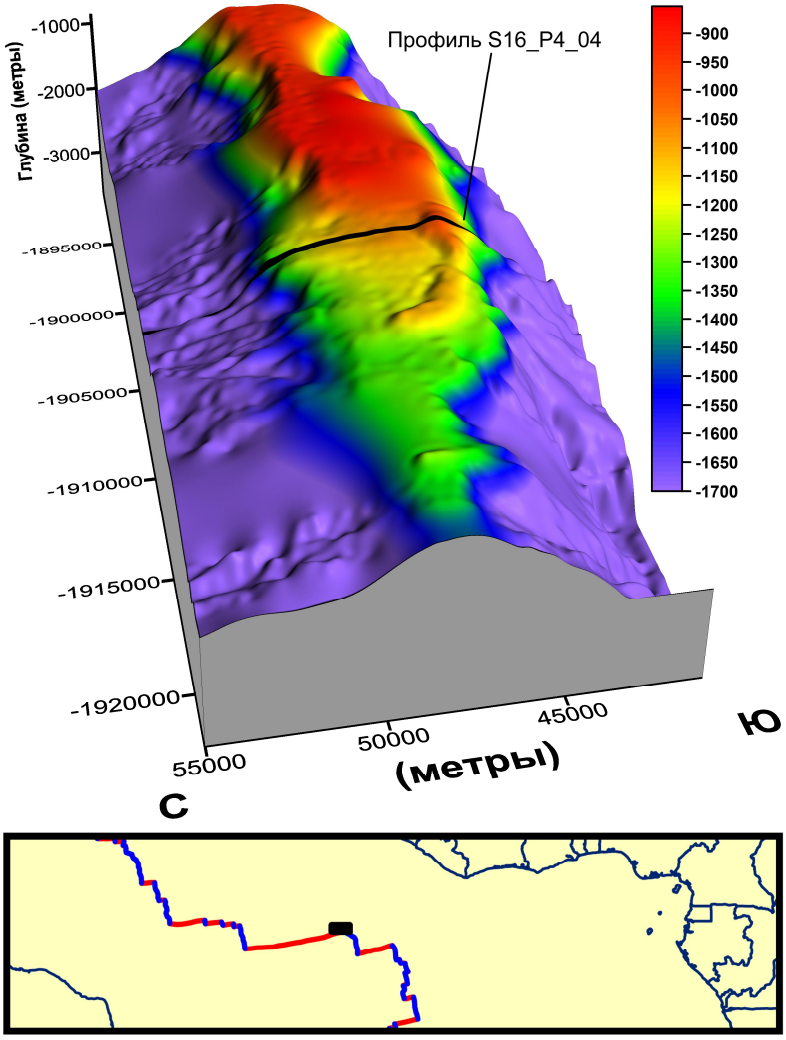


Рис.5.9. Трехмерное представление рельефа 4-го полигона (поднятие А) 16-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1993) на северном борту трансформного разлома Романш и положение профиля S16-P4-04. На врезке приведено положение полигона в Атлантике относительно главных структурных элементов.

Из анализа модели рельефа (см. рис. 5.9) видно, что поверхность эрозионной террасы расположена на глубине около 1350 м. В центральной и восточной частях поднятия на этой плоскости залегает толща известняков мощностью до 350 м. С севера и юга эта толща обрамлена уступами. В центральной части поднятия, где мощность отложений несколько сокращается, выявляется дугообразная структура, сходная с фрагментом атолла. На рис.5.9 видно, что поверхность дна между основным массивом известняков и упомянутой структурой полого наклонена на северо-запад. Сейсмический разрез (рис.5.10) показывает, что известняки залегают на субгоризонтальной поверхности. Волновое поле пересечения дугообразной структуры не имеет внутренней расслоенности и сформировано несколькими ступенчато расположенными рассеивателями. С учетом дуговой структуры в рельефе это вполне согласуется со структурой рифового известнякового тела. Породы, кровля которых наклонена на северо-запад, представляют собой слабо стратифицированную толщу, обладающую

существенно меньшей акустической жесткостью, чем основной массив. Под этими осадками наблюдается несколько рассеивателей, которые позволяют предположить наличие более широкого и древнего цоколя рифогенной структуры, образованной в начальный этап ее формирования. Далее проявление рифогенной постройки локализовалось в южной части поднятия. Поскольку в плане (см. рис. 5.9) северо-западное окончание осадочного тела представляет собой шлейф, сходный с обломочным конусом (см.рис.5.10), можно предположить, что он является следствием размыва массива известняков, подвергшегося эрозии. На уровне 1050 м этот массив имеет площадку (см. рис. 5.10), которая, скорее всего, является более поздней террасой, возникшей в результате повторного выхода поднятия над уровнем моря. Такой ход развития структуры подтверждается ее сопоставлением с кривыми колебаний уровня моря (Gasperini et al., 1997). По времени период активизации вертикальных движений поперечного хребта северного борта разлома Романш попадает в интервал существования транспрессии на северном обрамлении ЭСА (см.рис.4.3). Формирование поднятий также могло происходить из-за тектонического торошения на непрямой траектории сдвигового разрыва и как компенсация напряжений на одном из бортов локальной структуры растяжения. В пространстве рифогенные постройки на бортах с эрозионными террасами расположены в областях с положительными изостатическими аномалиями (см. п.4.6), что говорит о наличии избыточных масс над изостатической компенсационной поверхностью.

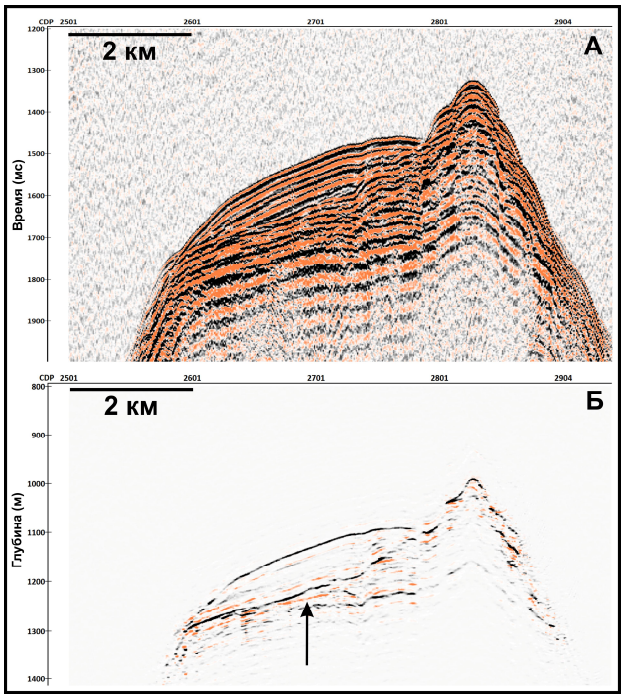


Рис.5.10. Разрез НСП S16-P4-04 16-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1993) на северном борту трансформного разлома Романш до (А) и после (Б) обработки, включающей F-K миграцию Столта, детерминистскую деконволюцию по опорному импульсу, фильтрацию Баттеруорта, 2D медианную обработку, нелинейную регулировку амплитуд и преобразование разреза в глубинный по водному слою. Положение разреза показано на рис.5.9. Стрелкой указан рефлектор с инверсией полярности.

Особо отметим наличие на обработанном разрезе (см.рис.5.10 Б) рефлектора с обратной полярностью, не являющегося спутником, параллельным какому-либо близлежащему рефлектору. Его наличие указывает на отрицательный перепад акустической жесткости, который встречается при насыщении среды флюидом. В силу отсутствия классических условий для формирования углеводородов, можно предположить скопление флюидов, образованных в результате серпентинизации пород верхней мантии, выведенных в условиях контакта с водой, и их накопление в карбонатной постройке.

5.4. Восточная часть трансформного разлома Богданова

Трансформный разлом Богданова является частью полиразломной системы Долдрамс-Вернадского-7°24'с.ш.-Богданова-6°52'с.ш. (см.рис.4.30) и расположен на границе северного и южного сегментов ЭСА (см.рис.4.1). Первое описание этого разлома, давшее основание для присвоения названия по результатам картирования многолучевым эхолотом и НСП в 22-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2000), приведено в (Мазарович и др., Геотектоника, 2001) (рис.5.11). Восточная часть полиразломной системы образует сложную суперпозицию пассивных частей, вдоль которых были проведены маршрутные промеры и установлены особенности, не типичные для зоны САХ. Субмеридиональные гряды фундамента не менее 4 раз перегораживают трог разлома. Это может свидетельствовать об активном продвижении рифта севернее разлома, что возможно при быстром спрединге. Также изменение положения зоны рифта подтверждают данные о гравитационных аномалиях Буге (Mazarovich et al., 2001). Под хребтом протягивается аномальная зона разуплотненных пород (минимум около 220 мГал) при фоновом значении на бортах 260 – 270 мГал. Эта зона пересекает трог разлома Богданова и прослеживается к северу от него. Активная сейсмичность до 5.5 баллов наблюдается в основном в активной части. Факты указывают на то, что в настоящий момент происходит существенная перестройка геодинамической ситуации. Можно предполагать, что в данной полиразломной системе происходят процессы, сходные с системой Сан-Паулу (см.п.4.4.1), при которых в условиях нестабильных параметров движения плит может происходить перескок сегментов САХ внутри системы, появление дополнительных трогов и «отключение» активной части из разлома Богданова с перемещением ее в другой трог, бывший ранее пассивным.

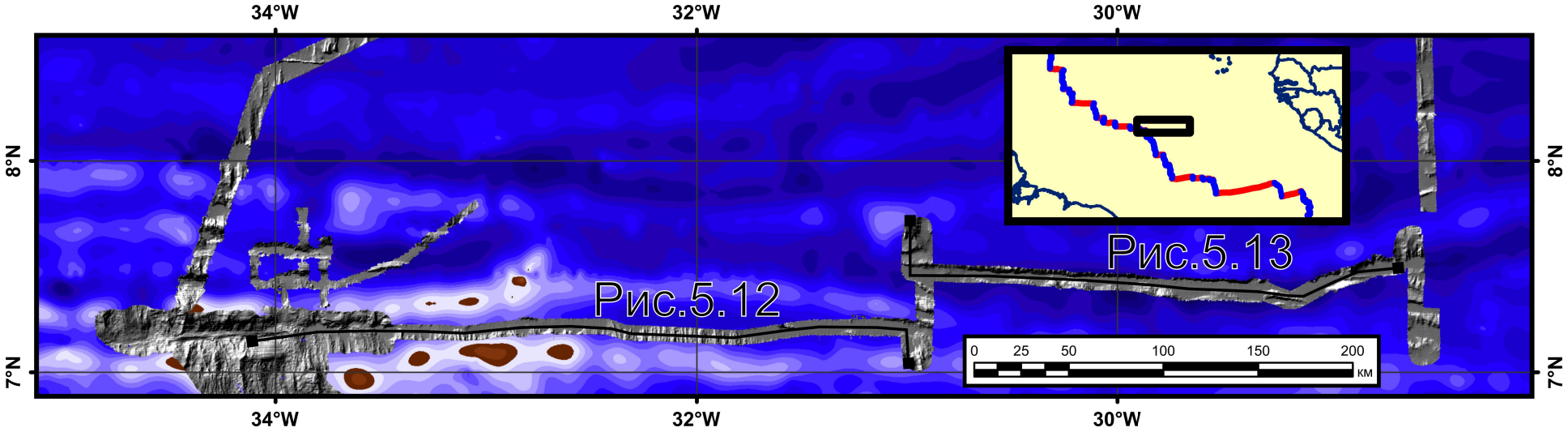


Рис. 5.11. Район разломов Богданова и 7°24'с.ш., оттененный рельеф многолучевого эхолота вдоль разломного трога и положение фрагментов сейсмических разрезов 22-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2000) (Отчет 22-го…, 2000; Мазарович и др., Геотектоника, 2001). На врезке – положение основного планшета в Атлантике относительно САХ. Номера указывают на рисунки с соответствующими фрагментами сейсмических разрезов.

Анализ осадочного чехла в пределах желоба разлома Богданова (рис.5.12) показал, что здесь происходила активизация вертикальных движений как минимум в два этапа: современный (рис.5.12, п.1) и на момент образования горизонта с глубинной залегания под дном 100-150 мс (рис.5.12, п.2). В качестве рабочей гипотезы палеодеформации можно отнести к периоду формирования и воздействия Антильской дуги на северный сегмент ЭСА. В самом общем виде изученная часть разлома делится на несколько впадин с осадками, перегороженных продолжением спрединговых гряд поперек трога. Наряду с палеодеформациями центральной части профиля наблюдаются современные, охватывающие весь разрез с амплитудами не менее 50 м. Палеодеформации полностью замаскированы современным осадочным чехлом. В восточной части профиля на удалении около 280 км от рифта наблюдается аномалия типа «яркое пятно» (рис.5.12, п.3), указывающее на выровненный участок акустического фундамента, сформированный локальным проявлением продуктивного магматизма. Отметим, что на таком же удалении на восток находится сходная аномалия записи на профиле вдоль 3°с.ш. (см.рис.4.37). Это указывает на возможное существование нетипичных условий формирования магматического фундамента вдоль всего сегмента САХ в период ~15 Ма. Небольшой субмеридиональный фрагмент профиля на востоке на южном борту трога указывает на существование сбросовых нарушений, смещающих осадочный чехол в условиях локального растяжения. В восточной части профиля выделяется дрифт (рис.5.12, п.4) – положительная осадочная форма рельефа амплитудой около 50 мс, сформированная разгрузкой донного течения. Признаков вертикальных движений фундамента в этой области не наблюдается. Это указывает на возможность трога разлома Богданова функционировать в качестве канала для течений, преодолевающих структурный барьер САХ. Аналогичные формы наблюдаются на полигоне уступа Кабо-Верде (п.5.5).

В осадочном чехле трога разлома 7°24'с.ш. (рис.5.13) современные деформации, связанные со структурами протыкания, распространены в восточной части и выражены над выступами фундамента, превышающими уровень осадочного выравнивания (рис.5.13, п.1). Палеодеформации выражены слабо и расположены на выступах фундамента, которые испытали вертикальные движения. Выявлены современные взбросовые нарушения (рис.5.13, п.3) с поднятым западным крылом. Форма деформированных осадков такова, что указывает на возможность взбросо-надвигового нарушения с восточной вергентностью. На ортогональном отрезке профиля после поворота (см.рис.5.13, п.4) выявлен сброс, что указывает на сложное сочетание деформаций сжатия и растяжения в области конвергенции разломов Богданова и 7°24'с.ш.

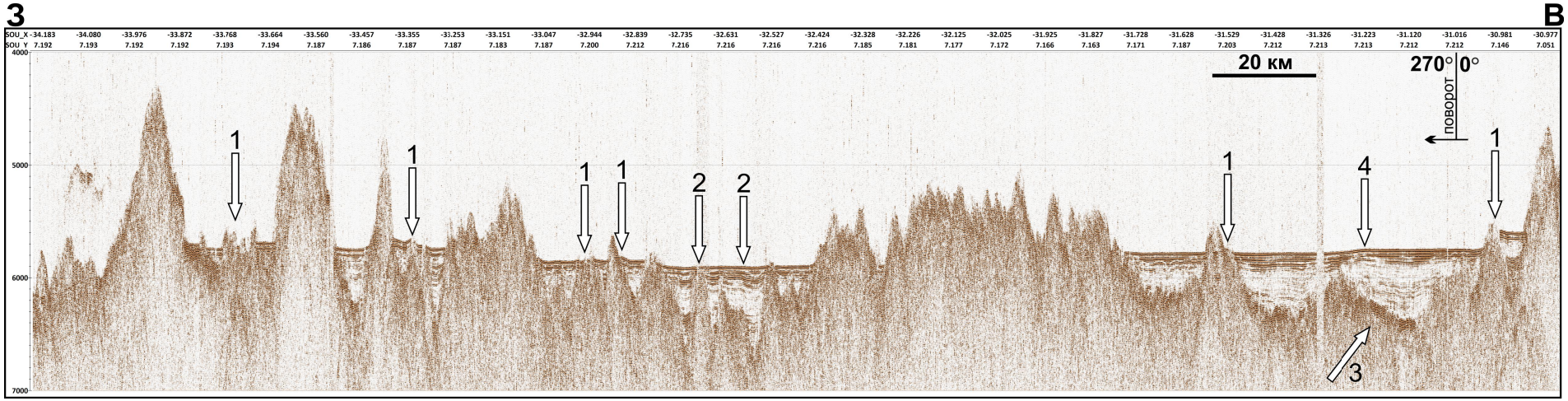


Рис.5.12. Разрез НСП S22-7C 22-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2000) вдоль восточной пассивной части разлома Богданова. Положение разреза показано на рис.5.11. 1 – современные деформации; 2 – палеодеформации; 3 – выровненный высокоамплитудный фундамент; 4 – дрифт (осадочный рельеф).

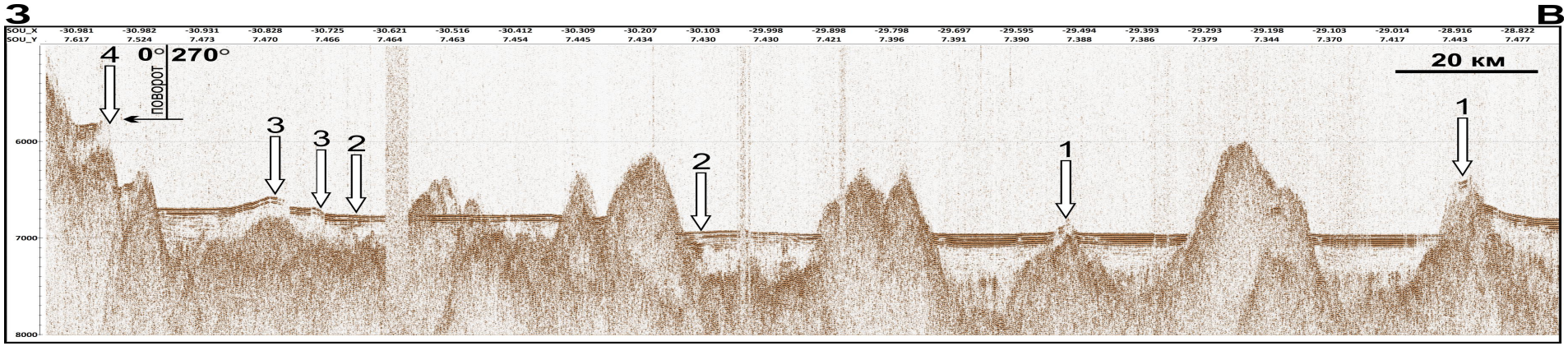


Рис.5.13. Разрез НСП S22-7B 22-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2000) вдоль восточной пассивной части разлома 7°24'с.ш. Положение разреза показано на рис.5.11. 1 – современные деформации; 2 – палеодеформации; 3 – взбросовые нарушения; 4 – сбросовые нарушения.

Активная часть разлома Богданова (см.рис.5.11) на всей длине выражена медианным хребтом. Это указывает на сдвиговый генезис данной структуры, которая, по крайней мере в данном случае, отличается от остальных активных частей небольшой разницей (первые градусы) простирания с восточной пассивной частью. Такое соотношение для правосдвигового смещения может указывать на транспрессию, при которой медианный хребет может быть аналогом «цветочной» структуры, встречающейся в аналогичных обстановках в развитых осадочных бассейнах, но с выдавливанием кристаллических пород корового комплекса. На это также указывает состав пород, поднятых с медианных хребтов драгированием. По данным (Мазарович, 2006) эти формы дна могут быть представлены всеми породами океанической коры от перидотитов до базальтов, но во всех случаях присутствуют тектонические брекчии. Примечательно, что по пересечениям маршрутными промерами пассивных частей других разломов видно (см.рис.5.11), что медианные хребты встречаются не только в активных зонах. Это указывает на существование сдвиговых смещений далеко за пределами тех частей трансформных разломов, которые принято считать геодинамически активными. Существует теоретическая возможность формирования медианных хребтов в условиях транстенсии, когда происходит изостатическая компенсация пространства, возникшего из-за компоненты растяжения.

5.5. Зона уступа Кабо-Верде

В 500 км к юго-западу от островов Зеленого Мыса, в 22-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов», закартировано (Мазарович и др., Докл. РАН, 2001) азимутальное несогласие (рис.5.14) между пассивными частями трансформных разломов Меркурий и серией параллельных несимметричных ответвлений (см.рис.4.30), утыкающихся в уступ Кабо-Верде. В пределах полигона (см. рис.5.14) в рельефе выделяются две зоны, разделенные этим уступом с высотами от первых сотен до 1200 м. Эта форма рельефа дна представляет собой в пределах котловины Зеленого Мыса региональное образование с протяженностью порядка 800 км. Целостность уступа Кабо-Верде, в пределах полигона, нарушается субмеридиональной депрессией, расположенной в области изменения простирания уступа. Строение уступа представляет собой систему субмеридиональных хребтов, с азимутами простирания от 354° до 25°. Восточнее 27°24'з.д. все хребты имеют строго меридиональную ориентацию. Здесь осадочный чехол приподнят и частично уничтожен эрозией (см. ниже). В ряде мест устанавливаются пликативные деформации всего чехла.

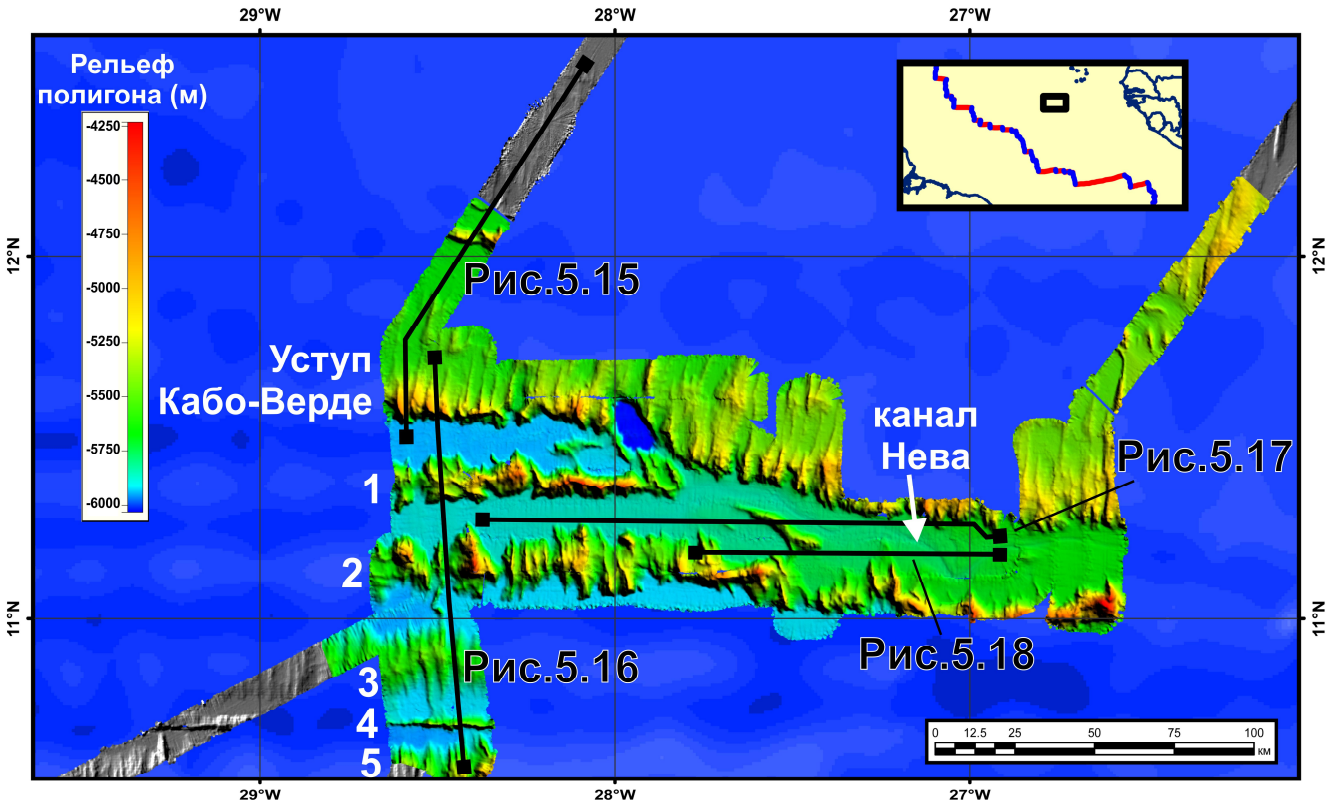


Рис. 5.14. Район азимутального несогласия уступа Кабо-Верде с параллельными ответвлениями трансформных разломов, оттененный рельеф многолучевого эхолота и положение фрагментов сейсмических разрезов 22-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2000) (Отчет 22-го…, 2000; Мазарович и др., Докл.РАН, 2001). На врезке – положение основного планшета в Атлантике относительно САХ. Номера линий указывают на рисунки с соответствующими фрагментами сейсмических разрезов. Пронумерованы хребты к югу от уступа Кабо-Верде.

В районе 12°20' с.ш. закартированная небольшая часть северной зоны ограничена протяженным прогибом акустического фундамента запад-северо-западного простирания. По данным альтиметрии (см.рис.4.25) он трассируется в район Срединно-Атлантического хребта между разломами Зеленого Мыса и Марафон. В районе этого трога расположена граница между осадочными провинциями поднятия островов Зеленого Мыса и котловины Зеленого Мыса. Отличительной особенностью первой является (рис.5.15, п.1) наличие двух осадочных комплексов мощностью по 100-150 мс каждый, согласно залегающих на фундаменте значительно более ровном, чем обычный океанический фундамент. Оба комплекса повторяют конфигурацию фундамента, что свидетельствует о современных малоамплитудных движениях, которые охватывают весь разрез и приводят к образованию пологих форм рельефа. Особенностью осадочной провинции котловины (рис.5.15, п.2) является более мощный осадочный чехол (до 700 мс) и признаки деятельности течений, выраженные дрифтами. Кроме того, к северу от уступа наблюдаются структуры протыкания (рис.5.15, п.3). Непосредственно южнее уступа Кабо-Верде (см. рис.5.14) располагаются пять желобов и хребтов широтного простирания. Хребтам с севера на юг присвоены номера.

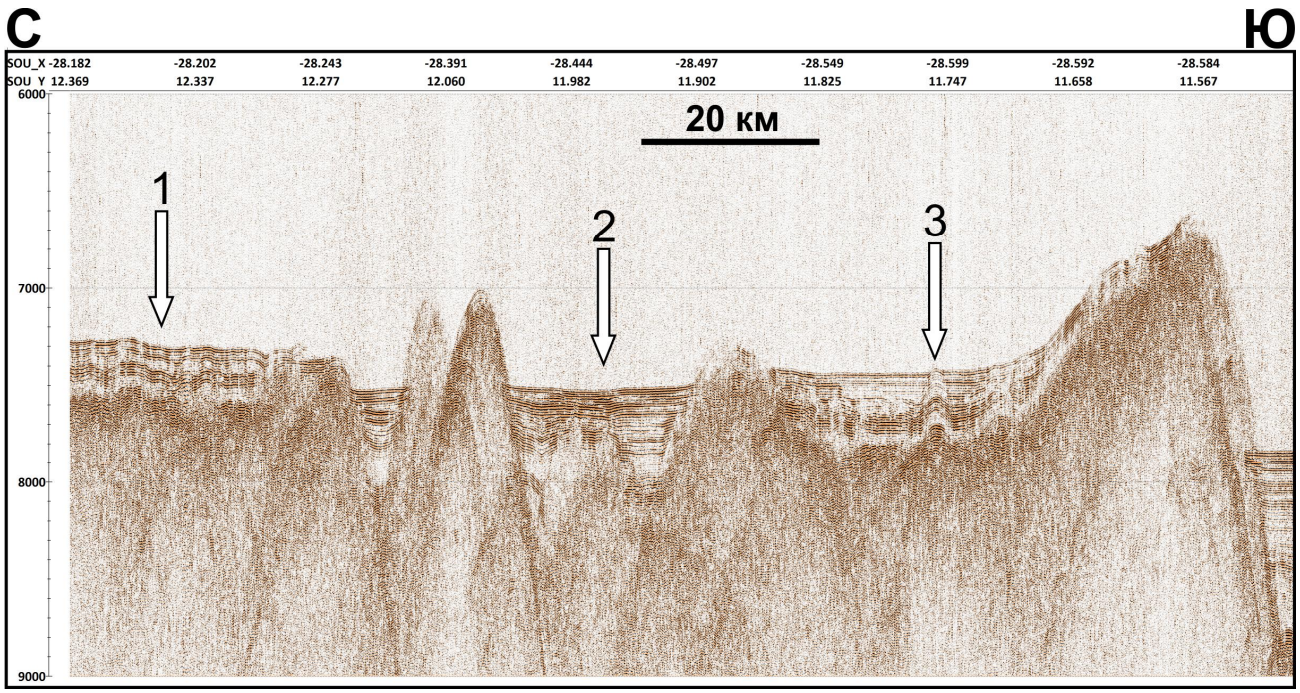


Рис.5.15. Фрагмент разреза НСП S22-PCV-00-01 22-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2000) вкрест уступа Кабо-Верде. Положение разреза показано на рис.5.14. 1 – осадочные комплексы поднятия островов Зеленого Мыса; 2 – осадочный чехол котловины с дрифтами; 3 – структура протыкания.

Морфоструктура хребтов 1, 2 и 5 образована гетерогенными формами рельефа. На восточном окончании хребта 1 расположено поднятие подковообразной формы шириной 9.8 км и простиранием 350°. Подобные формы характерны для вулканических сооружений центрального типа, например, кальдеры взрывного типа. В области изменения простирания уступа с центром на 27°55' з.д. расположена овальная впадина с глубинами 6000-6030 м. Она вытянута в северо-западном направлении и резко вдается в уступ Кабо-Верде, срезая субмеридиональные хребты северной зоны. В ней развит осадочный чехол мощностью 500 мс, состоящий из двух комплексов. Мощность более древнего не превышает 200 мс. Такая же структура чехла наблюдается в котловине (рис.5.15, п.2), но с общей мощностью до 700 мс.

Осадочный чехол в трогах между хребтами 1, 2 и уступом Кабо-Верде (рис.5.16) имеет строение, характерное для котловины, но кровля нижнего сейсмокомплекса имеет признаки деформации к северу от хребта 1 (рис.5.16) с несогласным залеганием на его кровле верхнего сейсмокомплекса. Наиболее интересное строение осадочный чехол имеет на хребте 3 и в прилегающих к нему трогах (рис.5.16). Его вершина представлена не породами фундамента, а акустически стратифицированной осадочной толщей, имеющей признаки пликативной деформации. Рельеф хребта 3 (см.рис.5.14) также сильно отличается от других меньшей амплитудой и сглаженным характером неоднородностей, хотя латеральная грядовая основа фундамента просматривается под деформированным чехлом. К северу от него имеет место структурное несогласие с налеганием субгоризонтальных современных осадков на

наклоненные слои складки (см.рис.5.16, п.2). Это однозначно говорит о деформационной природе хребта 3, что соответствует выделенным ранее признакам деформаций (см.п.4.5.1). Поскольку мощность налегающей толщи около 120 мс, при абиссальной скорости осадконакопления возраст деформации может соответствовать ~10 Ма, то есть времени образования Антильской дуги. Источником материала для этой толщи помимо фонового осадконакопления может служить размыв осадков на хребте 3. Локальная ориентация оси сжатия имеет субмеридиональное направление. Также в этом троге наблюдается вертикальное осветление акустической записи (см.рис.5.16, п.1), с небольшой аномалией типа «яркое пятно» над вершиной. Это однозначно указывает на флюидную природу записи в данном отрезке разреза. Происхождение флюида может быть связано как с серпентинизацией при повышенной трещиноватости из-за деформаций, так и магматической активностью. К югу и северу от хребта 1 донные осадки обладают мощной отражательной способностью (см.рис.5.16, п.3), что может свидетельствовать о наличии пирокластического материала в осадочной толще. От данного района до восточной рамки полигона протягивается глубоководный меандрирующий канал Нева с глубиной вреза до 40 м.

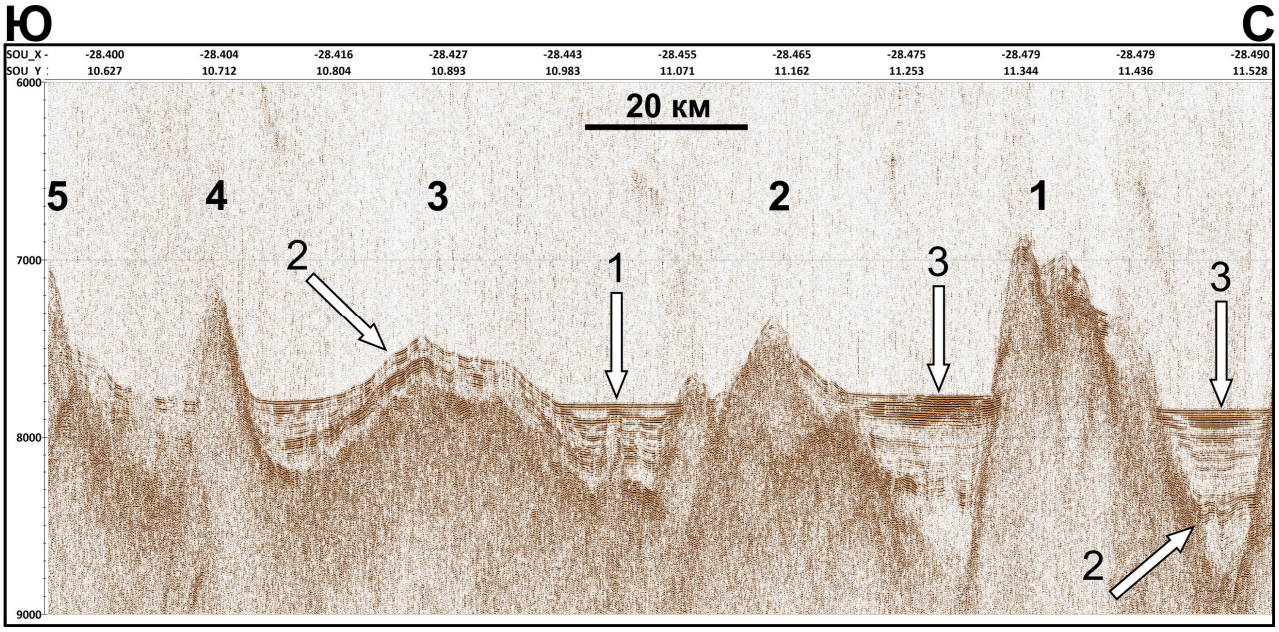


Рис.5.16. Разрез НСП S22-PCV-02 22-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2000) вкрест хребтов к югу от уступа Кабо-Верде. Положение разреза показано на рис.5.14. Пронумерованы хребты с севера на юг. Стрелками указаны: 1 – вертикальное осветление записи; 2 – пликативные деформации; 3 – осадки с повышенной отражающей способностью.

Хребет 4 вытянут вдоль 10°42' с.ш. (см.рис.5.14), и его длина с учетом двух галсов составляет не менее 100 км при ширине, не превышающей 4 км и высоте не более 500 м. На хребте осадки отсутствуют. Он представляет собой тело внедрения, которое было поднято позже формирования осадочного чехла. Такое узкое в поперечном размере тело, имеющее длину не менее 100 км, а, вероятнее всего, намного больше, поскольку признаков затухания

этого хребта в широтном направлении не наблюдается, является аналогом медианных хребтов, обычно наблюдаемых в середине трогов активных частей трансформных разломов. Появление данной морфоструктуры в пассивных частях может указывать на сдвиговые подвижки, возможность которых обсуждалась в п.3.8. Причем наличие складчатых деформаций на хребте 3 подтверждает то, что это происходит в условиях транспресии. Хребет 5 прослеживается вдоль 10°35' с.ш. Его видимая часть представлена четырьмя субмеридиональными грядами (см.рис.5.14). На разрезе НСП видно (см.рис.5.16), что в краевой части хребта осадки приподняты в результате внедрения пород фундамента.

Субширотный разрез НСП вдоль трога между хребтами 1 и 2 (рис.5.17) содержит ряд вертикальных осветлений разреза, самые крупные из которых отмечены на (рис.5.17, п.1) и имеют над своей вершиной аномалии типа «яркое пятно». Ряд мелких «газовых труб» связаны с пликативной складчатостью в средней части профиля (рис.5.17, п.2), которая выражена в конфигурации кровли нижнего сейсмокомплекса, имеющей в среднем пологий положительный градиент с запада на восток. Верхний сейсмокомплекс залегает на нижнем со структурным несогласием и имеет мощность до 500 мс. Учитывая наличие течений вдоль трогов разломов, седиментация может иметь скорость, превышающую фоновую. Кроме пликативных деформаций, разрез содержит структуры протыкания (рис.5.17, п.3), деформирующие осадки над своими вершинами, и пересечение канала Нева. Восточная часть профиля представлена осадками с большей отражающей способностью. Еще один субширотный разрез (рис.5.18), расположенный параллельно (рис.5.17), кроме проявлений вертикального осветления и пликативных деформаций, содержит штамповую складку с небольшими взбросовыми нарушениями чехла на ее поверхности (рис.5.18, п.4). По всей видимости, блок, получивший компоненту вертикального движения, оказался широк для процесса протыкания. В плане (см.рис.5.14) эта современная складка соответствует субмеридиональным хребтам, перегораживающим трог. Пересечение канала Нева на разрезе (см.рис.5.18) показывает наличие двух террас к востоку от основного русла. Интересно, что деформированный нижний комплекс на этом профиле имеет градиент с востока на запад. Наличие таких встречных тенденций может указывать на сдвиговое смещение вдоль трога.

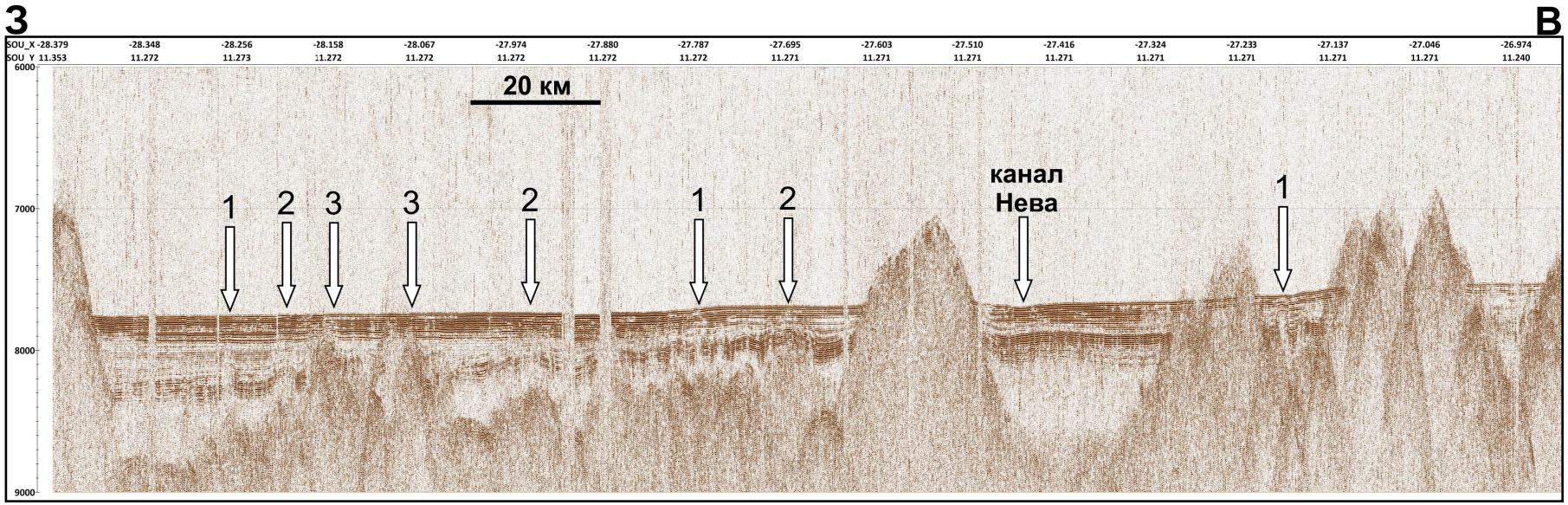


Рис.5.17. Разрез НСП S22-PCV-08 22-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2000) вдоль трога между хребтами 1 и 2. Положение разреза показано на рис.5.14. Стрелками указаны: 1 – вертикальное осветление записи; 2 – пликативные деформации; 3 – структура протыкания.

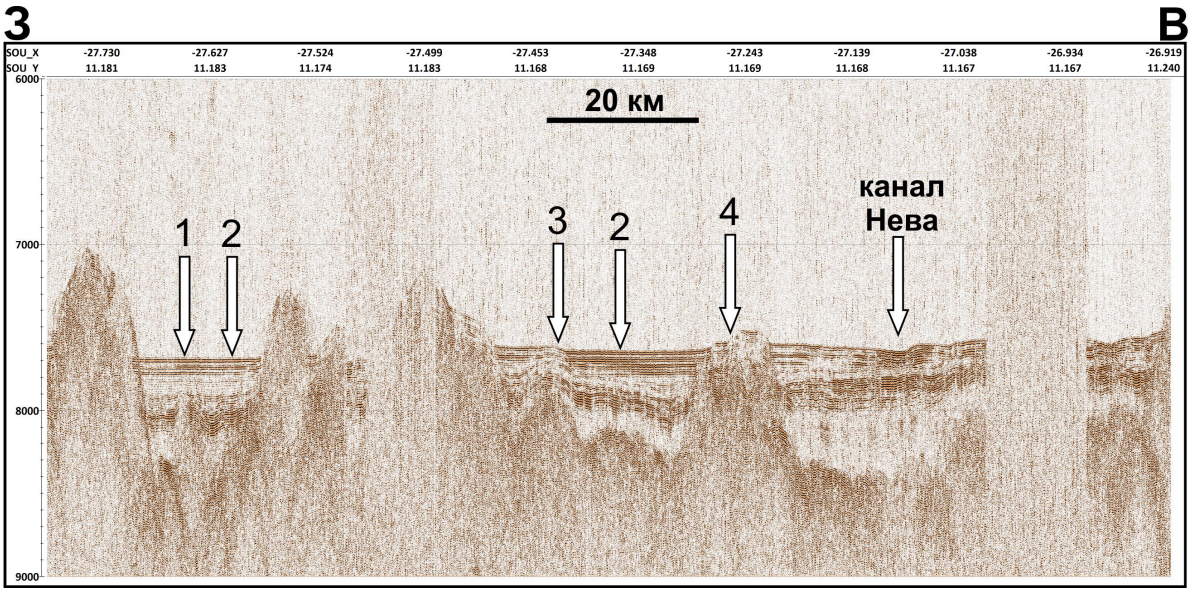


Рис.5.18. Фрагмент разреза НСП S22-PCV-09 22-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2000) вдоль трога на продолжении хребта 2. Положение разреза показано на рис.5.14. Стрелками указаны: 1 – вертикальное осветление записи; 2 – пликативные деформации; 3 – структура протыкания; 4 – штамповая складка.

Данные НСП в районе полигона (см.рис.5.14) свидетельствуют о широком развитии многофазных тектонических движений. Отметим, что формирование деформационных структур происходит и на современном этапе. Факты и многообразие структур в осадочном чехле указывают на то, что они формировались в результате сложных эволюционных процессов, и происхождение некоторых из них (например, хребет 4) никак не связано со спрединговым процессом в осевой части срединно-океанического хребта и с последующим отодвиганием океанической коры. Выявлены объекты, которые имеют признаки вулканических сооружений. Наличие хорошо отражающих горизонтов внутри осадочного чехла, происхождение которых, видимо, связано с отложениями пирокластики, позволяет утверждать, что в этом районе развивались процессы магматизма, которые не были связаны ни с системой островов Зеленого Мыса, ни с вулканизмом в районе гор Батиметристов.

5.6. Юго-восточное обрамление котловины Зеленого Мыса

Ромбовидная структура к северу от возвышенности Сьерра-Леоне, расположенная в международных водах и выделяемая по депрессии в данных альтиметрии (см.рис.4.25), интерпретируется как впадина пулл-апарт (см.4.30), возникшая при смещении пассивных частей трансформных разломов (см.п.4.7). Она была пройдена полигонным геофизическим промером в 23-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2006) (Сколотнев и др., 2007) (рис.5.19). Схема полигона представляет собой серию субмеридиональных галсов, пересекающих юго-восточную часть котловины Зеленого Мыса, уступ Кабо-Верде и гору Картера – северную в цепочке гор Батиметристов. Наибольший интерес представляет собой

зона деформаций в северной части полигона. Над относительно ровным дном возвышаются отдельные гряды и поднятия высотой до 400 м, шириной до 25 км и длиной в восточном направлении не менее 50 км. Мощность осадочных образований по данным НСП составляет не менее 500 мс (фундамент не определен) и незначительно увеличивается с образованием слабо выраженных депоцентров в прогибах между грядами и цепочками поднятий. В разрезе самой северной гряды на профиле НСП выделяется сдвоенная взбросо-надвиговая структура (рис.5.20, п.1) с южной вергентностью. По мелкомасштабным данным GEBCO30" (см.рис.5.19) эта структура имеет субширотное продолжение на восток за пределы полигона, но точно это утверждать нельзя из-за пробела в данных эхолота. Между грядами в нижнем сейсмокомплексе (см.рис.5.20, п.2) выделяются плиткативные деформации. По данным высокочастотного профилирования верхней части разреза до 100 м (Сколотнев и др., 2007, рис.2) в этом поднятии выделяются антиклинали, горсты и диапироподобные структуры, осложненные складками более высокого порядка на фоне несимметричного сводового поднятия со взбросо-надвиговой деформацией размером около 20 км и амплитудой около 250 м (см.рис.5.20).

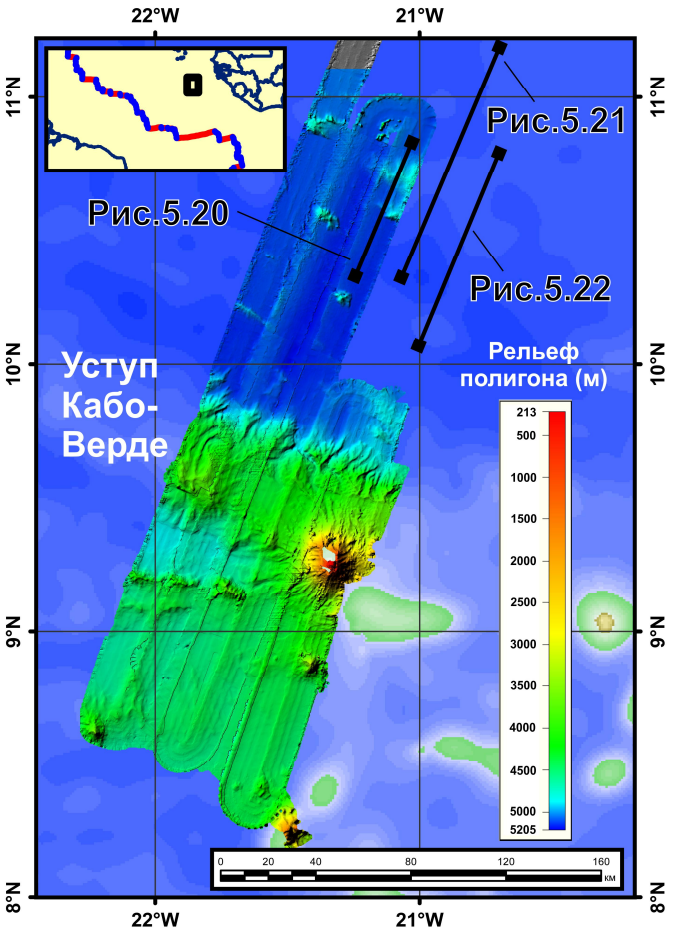


Рис. 5.19. Район юго-восточного обрамления котловины Зеленого Мыса и сочленения уступа Кабо-Верде с цепочкой гор Батиметристов, оттененный рельеф многолучевого эхолота и положение фрагментов сейсмических разрезов 23-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2006) (Отчет 23-го…, 2006; Сколотнев и др., 2007). На врезке – положение основного планшета в Атлантике относительно САХ. Номера линий указывают на рисунки с соответствующими фрагментами сейсмических разрезов.

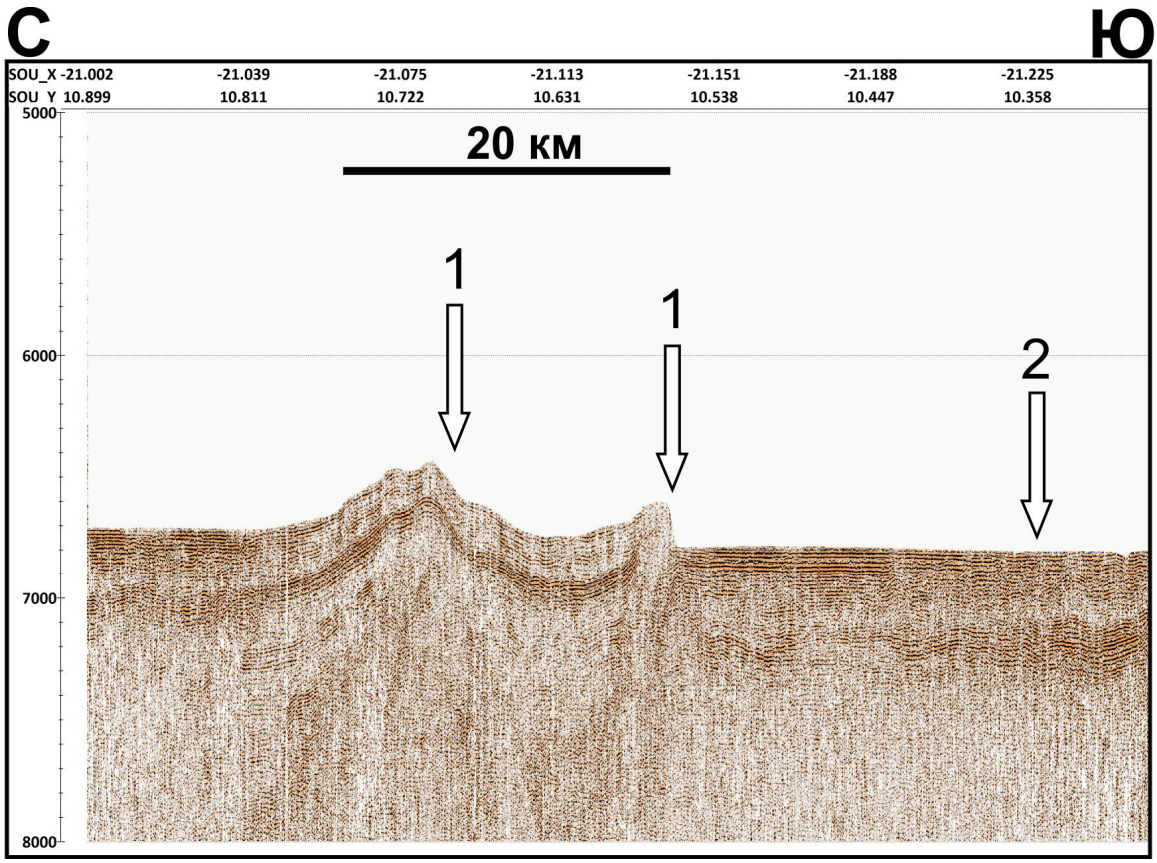


Рис.5.20. Фрагмент разреза НСП S23-P1-3 23-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2006) (Отчет 23-го…, 2006; Сколотнев и др., 2007) вкрест юго-восточного обрамления котловины Зеленого Мыса. Положение разреза показано на рис.5.19. 1 – взбросо-надвиговые нарушения; 2 – пликативные палеодеформации.

Другой субмеридиональный разрез (рис.5.21), расположенный восточнее, показывает увеличение ширины до 25 км и амплитуды до 300 м у обнаруженного несимметричного сводового поднятия. Это говорит о его расширении в восточном направлении. Интересно отметить, что в 20 км к северу от него выделяется еще одна гряда с несимметричным профилем с амплитудой около 150 мс по нижнему сейсмокомплексу и около 40 м по дну. Аналогичное сокращение мощности верхнего комплекса наблюдается и в основном поднятии, что указывает на процессы эрозии слабоконсолидированной осадочной толщи после формирования деформаций. Разрез (рис.5.22) показывает не только рост амплитуды деформаций до 400 м, но и появление на юге еще одной гряды, на вершине которой расположены деформированные осадки. В нижнем комплексе четко выражены пликативные деформации. Приведенный материал указывает, что взбросо-надвиговые поднятия формируют эшелонированную систему не менее, чем из 3-х гряд, которая осложняет депрессию пулл-апарт. Обеспечить формирование такой структуры может субширотное сдвиговое смещение между и вдоль восточных пассивных частей трансформных разломов Меркурий и 15°20’ при формировании так называемых изгибов торошения (Woodcock, Fisher, 1986).

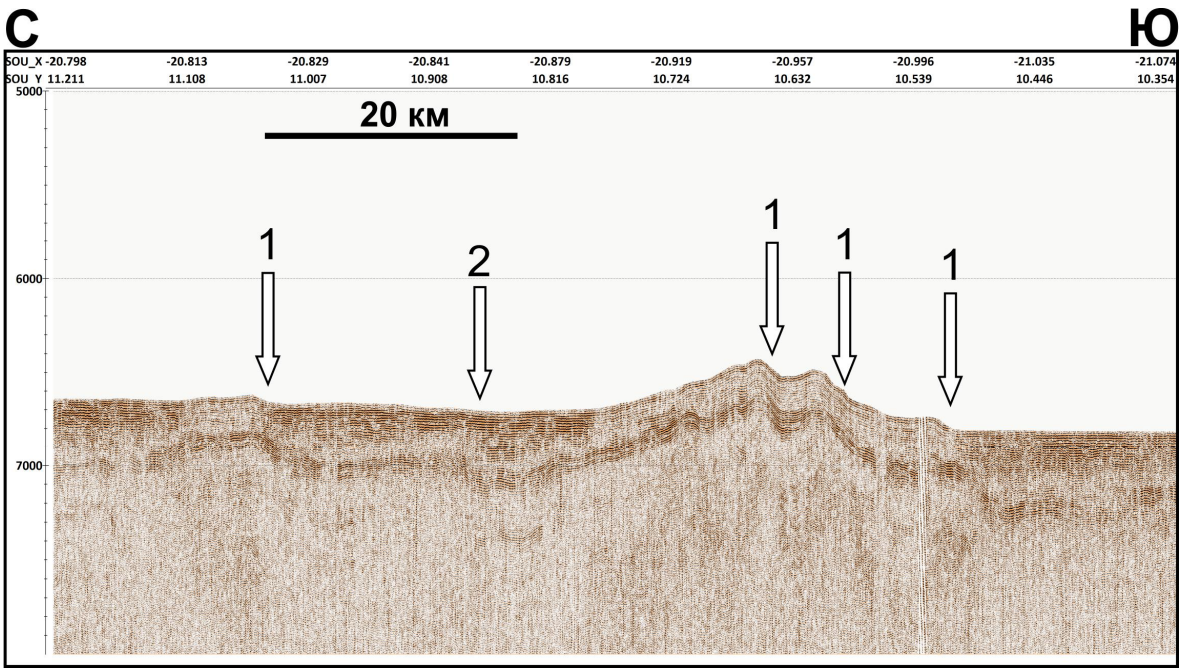


Рис.5.21. Фрагмент разреза НСП S23-P1-4a 23-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2006) (Отчет 23-го…, 2006) вкрест юго-восточного обрамления котловины Зеленого Мыса. Положение разреза показано на рис.5.19. 1 – взбросо-надвиговые нарушения; 2 – пликативные палеодеформации.

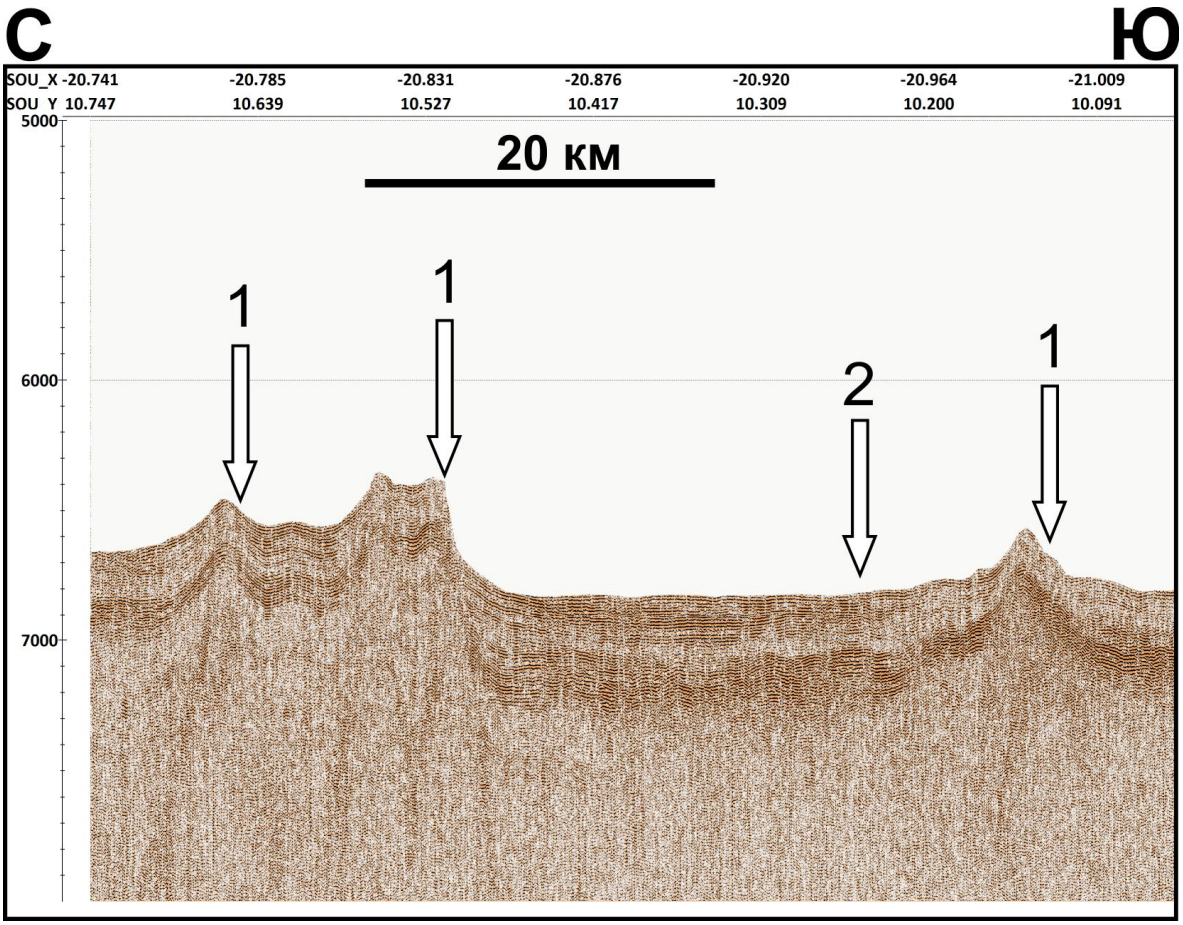


Рис.5.22. Фрагмент разреза НСП S23-P1-6a 23-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2006) (Отчет 23-го…, 2006) вкрест юго-восточного обрамления котловины Зеленого Мыса. Положение разреза показано на рис.5.19. 1 – взбросо-надвиговые нарушения; 2 – пликативные палеодеформации.

Уступ Кабо-Верде в данном районе имеет ширину около 50 км и протягивается между котловиной Зеленого Мыса и структурами гор Батиметристов. Поверхность хребта лежит на глубинах 4200-4300 м и имеет уклон к северу при амплитуде на севере около 800 м и 300-400 м на юге. По данным НСП хребет перекрыт осадочным чехлом, сходным по строению с чехлом южного обрамления котловины (Сколотнев и др., 2007, рис. 4). Таким образом, уступ Кабо-Верде образовался при подъеме окраинной части котловины. В работе (Сколотнев и др., 2006) делается вывод, что в олигоцене-раннем миоцене он уже существовал как хребет. Это соответствует по времени периоду существования транспрессионных условий вдоль северного обрамления ЭСА (см.рис.4.3) и, в более узких временных рамках, таким же условиям вдоль южного обрамления ЭСА. Вершина хребта перекрыта горизонтально слоистой толщей мощностью 50 м, которая залегает с угловым несогласием на нижних деформированных отложениях мощностью около 400 м. В вершинной части хребта широко развиты горсты и диапироподобные структуры, деформирующие осадки. Тектонические движения в пределах хребта Кабо-Верде продолжались и в четвертичное время. Хребет выражен в гравитационном поле положительной аномалией с амплитудой до 60 мГал.

5.7. Зона перехода от уступа Кабо-Верде к возвышенности Сьерра-Леоне

К востоку от субширотной зоны взбросо-надвиговых деформаций, расположенной к северу и параллельно уступу Кабо-Верде (рис.5.23), по данным НСП 16-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" (Отчет 16-го…, 1993; Мазарович и др., 1997) наблюдается продолжение этой зоны в сторону Гвинейского плато. На рис.5.24 представлен фрагмент субмеридионального сейсмического разреза НСП, пересекающего юго-восточное обрамление котловины Зеленого Мыса около сочленения уступа Кабо-Верде с цепочкой гор Батиметристов приблизительно по 20°з.д. Деформации океанической коры привели к формированию квестообразной структуры с пологим северным крылом и более крутыми углами падения деформированных слоев на южном крыле в нижней части осадочного чехла. В середине свода (см.рис.5.24, п.1) фиксируется выступ акустического фундамента с амплитудой по нижнему зарегистрированному комплексу около 700 мс. Самый молодой комплекс над этим сводом испытывает сокращение мощности за счет формирования на северном крыле оползневого тела (см.рис.5.24, п.2). Южное крыло осложнено пликативными деформациями, возникшими из-за южного вектора смещения масс (см.рис.5.24, п.3). Эти деформации имеют современный возраст, поскольку охватывают весь разрез, но есть вероятность, что они являются активизацией деформационных структур конца эоцена. Самый верхний сейсмокомплекс, деформированный в центральной части поднятия, не деформирован к югу от него и залегает со структурным несогласием на эоценовом комплексе (см.рис.5.24, п.4) с пологим северным

крылом. Возрастная привязка сделана по данным скважины 366 проекта DSDP рейса 41 на основании корреляции отражающих горизонтов.

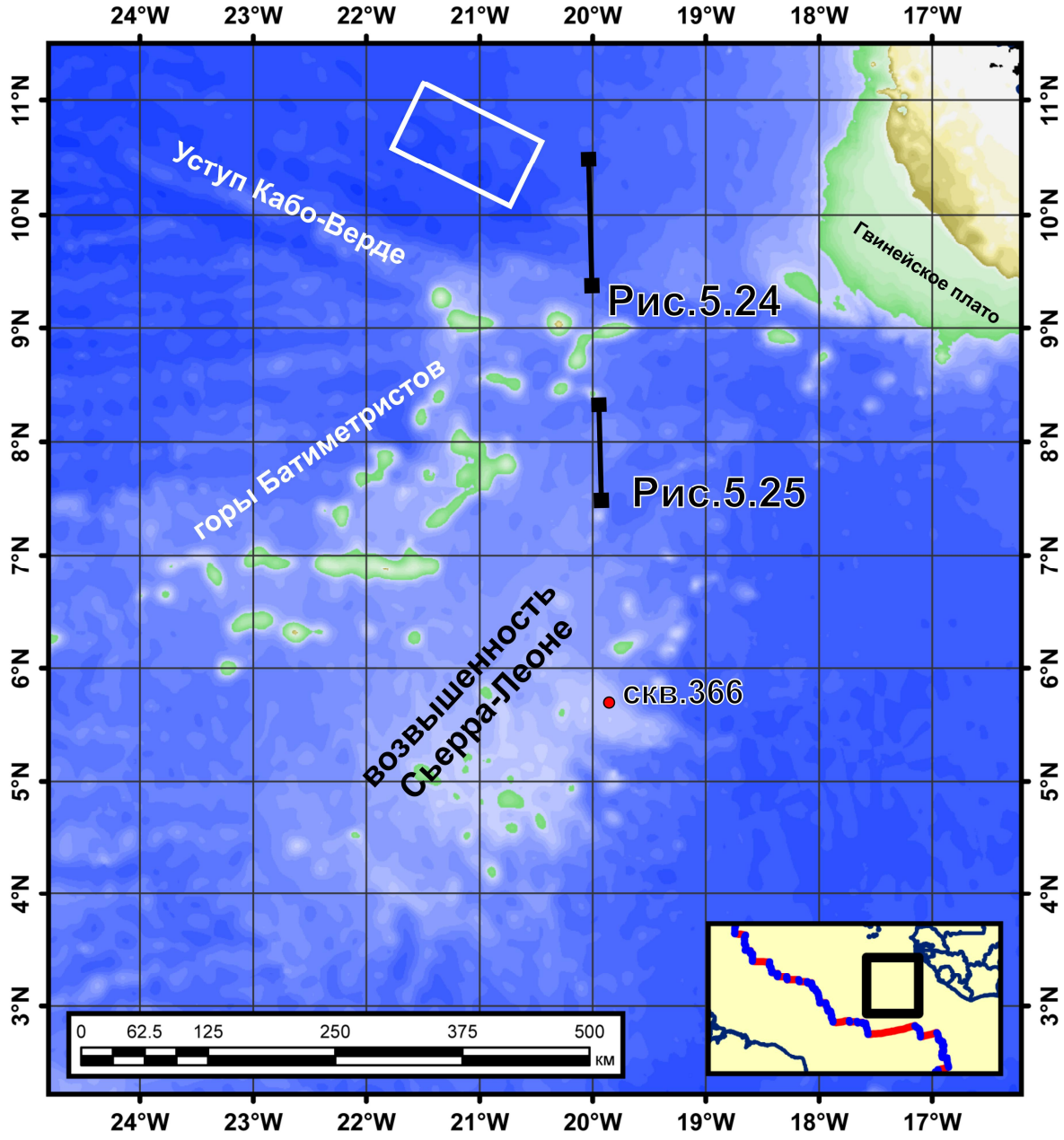


Рис. 5.23. Район возвышенности Сьерра-Леоне, сочленения уступа Кабо-Верде с цепочкой гор Батиметристов и положение фрагментов сейсмических разрезов 16-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1993) (Отчет 16-го…, 1993; Мазарович и др., 1997). На врезке – положение основного планшета в Атлантике относительно САХ. Номера линий указывают на рисунки с соответствующими фрагментами сейсмических разрезов. Белым прямоугольником выделен район взбросо-надвиговых деформаций, выявленных по разрезам, указанным на рис.5.19.

Анализ строения осадочного чехла по данным НСП и сравнение его с данными глубоководного бурения (Lancelot et al., 1977) показали, что в районе выявляется два этапа деформаций. Первый, эоценовый, охвативший отложения от мела до эоцена, привел к существенному подъему блока земной коры и эрозии смятых отложений. Второй, современный,

затронул как нижний складчатый ярус осадочного чехла, так и залегающий на нем несогласно комплекс отложений верхнего палеогена и неогена. Причем, судя по профилю НСП, эта волна деформаций затронула только центральную часть поднятия, в отличие от первого этапа, охватившего все пространство до сочленения с горами Батиметристов. Это означает смещение и локализацию зоны деформаций с юга на север. Тем не менее, современный процесс может охватить весь верхний недеформированный сейсмокомплекс и распространиться на юг.

На рис.5.25 представлен фрагмент того же разреза от 8°30' до 7°30' с.ш. на северном склоне возвышенности Сьерра-Леоне. Согласно интерпретации данных альтиметрии, (см.рис.4.30) разрез пересекает восточную пассивную часть разлома Богданова, которая сходится вместе с уступом Кабо-Верде, косыми разломами и возвышенностью Сьерра-Леоне в сложнейший узел, к востоку от которого по депрессии в данных альтиметрии дешифрируется впадина с ромбовидной формой пулл-апарт. Характер деформации к югу от зоны азимутального несогласия пассивных частей (рис.5.25) сильно отличается от более северных районов (см.рис.5.24). Квестообразные структуры имеют пологий южный склон и крутой северный (см.рис.5.25, п.1), примыкающий к пассивной части разлома Богданова. Деформации охватывают весь третичный разрез мощностью более 700 мс, выявляемый по данным НСП. Получить отраженный сигнал от более древних отложений в этой части профиля не удалось. Судя по практически постоянной мощности слоев третичных отложений, отмеченные деформации являются современными. В средней части разреза, через которую проходит ответвление пассивного трога, наблюдается положительная цветочная структура (см.рис.5.25, п.2), указывающая на условия транспрессии. Отметим, что под ней на разрезе выделяется линейная зона рассеивателей, являющаяся, по всей видимости, плоскостью взбросо-сдвигового сместителя с северной вергентностью. В южной части разреза около склона горы, имеющей, вероятно, вулканический генезис, наблюдается серия из 7 взбросовых нарушений (см.рис.5.25, п.3), смещающих выровненный акустический фундамент. Это указывает на продуктивный магматизм, сопровождавшийся общим ростом структуры. Кайнозойский осадочный чехол на склоне структуры залегает субгоризонтально, но есть небольшие (не более 50 м) вертикальные смещения, указывающие на современную активизацию по этим сместителям. Кроме того, там же наблюдаются вертикальные полосы акустического осветления (см.рис.5.25, п.4), указывающие на поступление флюида, который связан, скорее всего, с вулканическим процессом, а не с серпентинизацией.

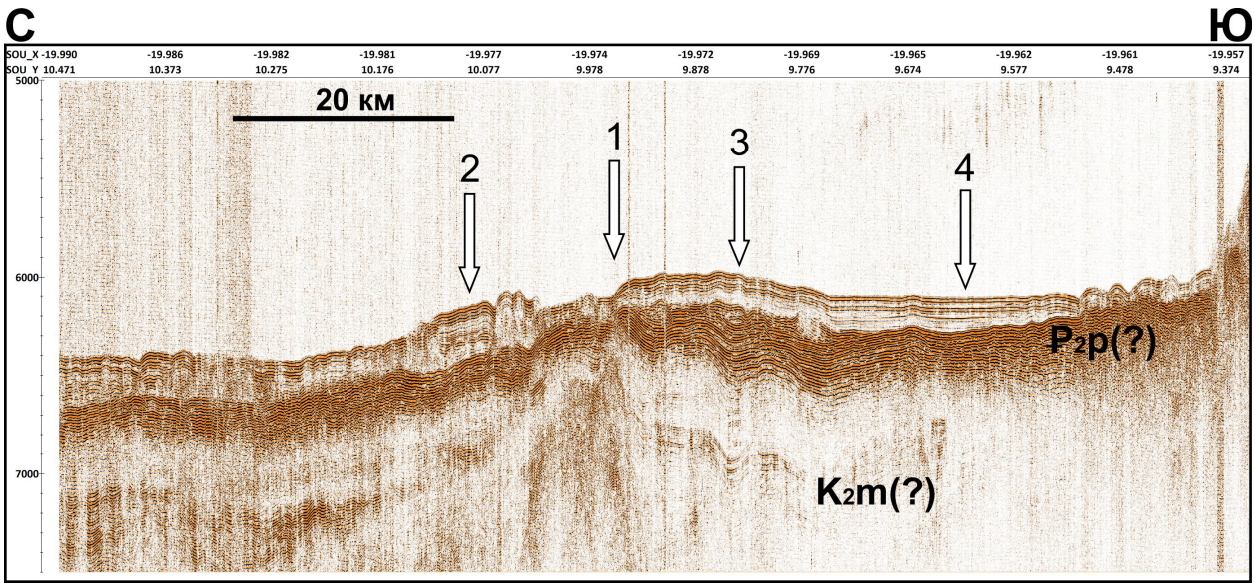


Рис.5.24. Фрагмент разреза НСП S16-01 16-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1993) (Отчет 16-го…, 1993; Мазарович и др., 1997) вкрест юго-восточного обрамления котловины Зеленого Мыса. Положение разреза показано на рис.5.23. 1 – середина свода со взбросо-надвиговыми нарушениями и выступом фундамента; 2 – оползневое тело; 3 – пликативные деформации; 4 – структурное несогласие в подошве недеформированного верхнего сейсмокомплекса.

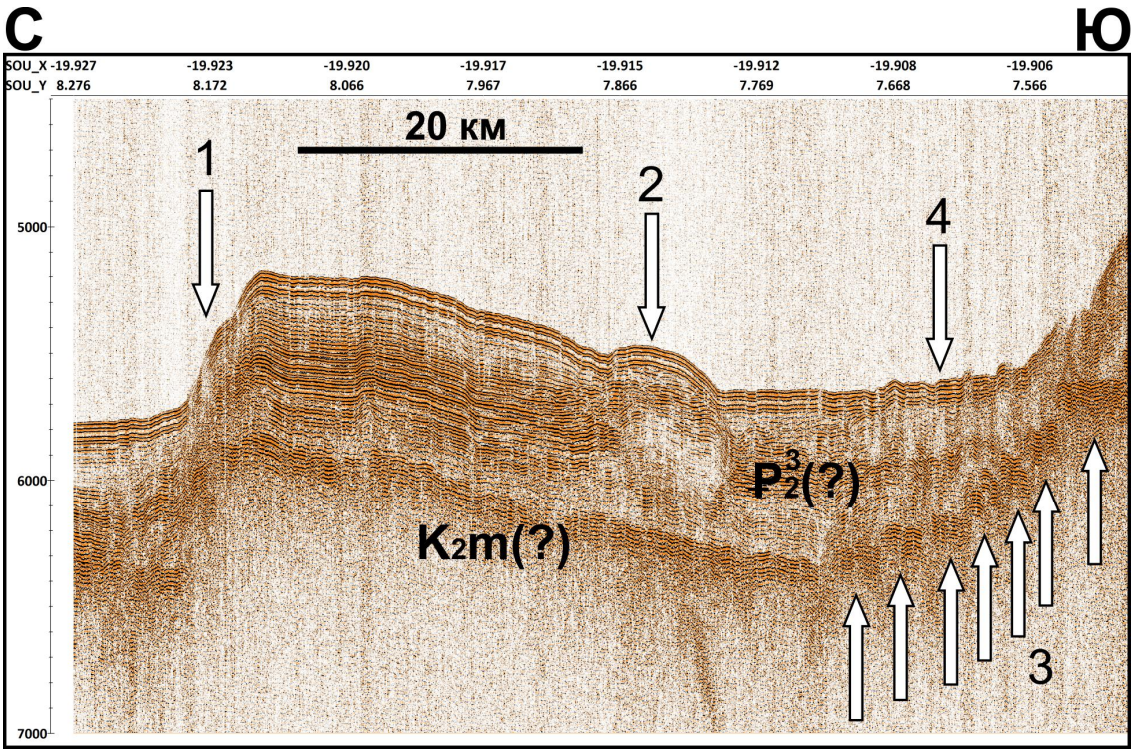


Рис.5.25. Фрагмент разреза НСП S16-01 16-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1993) (Отчет 16-го…, 1993; Мазарович и др., 1997) вкрест зоны перехода от гор Батиметристов к возвышенности Сьерра-Леоне. Положение разреза показано на рис.5.23. 1 – крутой северный склон со взбросовым нарушением; 2 – положительная цветочная структура с наклонной плоскостью сместителя; 3 – серия взбросовых нарушений; 4 – вертикальные осветления записи.

Отмеченные тектонические особенности рассмотренного района сформированы наложением зоны продуктивного магматизма от плюмового ответвления возвышенности Сьерра-Леоне на демаркационный разлом, отделяющий северный сегмент ЭСА от южного, а также его сочленение с уступом Кабо-Верде и горами Батиметристов, где происходит выклинивание северного сегмента. Детальный анализ эволюции этого узла не входит в задачи работы.

5.8. Проявления деформаций осадочного чехла по данным НСП

Внутриплитные деформации осадочного чехла нарушают целостность геодинамической гипотезы, основанной на перемещении и взаимодействии жестких литосферных плит. В связи с этим систематическое их изучение осуществлялось только в районах, где деформационная природа конфигурации рефлекторов доказана с максимальной достоверностью. Для океанических областей таким районом является северо-восточная часть Индийского океана. Долгое время считалось, что в Атлантике деформации проявлены только в отложениях рифтовой стадии (глава 2). Тем не менее, накопленные свидетельства в виде сейсмических разрезов, как современных, так и исторических, доступных из архивов NOAA (https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/trk/trackline/), показывают, что деформации картировались при маршрутном геофизическом промере с конца 1960-х годов. Более того, они были доступны исследователям, но не получили должной оценки при построении теории развития океанов. Исключение составляют зоны перехода континент-океан с синрифтовыми (или надвиговыми) деформациями, поскольку мощные осадочные тела перспективны на углеводороды, и их исследования проводятся достаточно объективно. Деформационные объекты в данных НСП в Атлантике обнаруживались спорадически, вне связи с целевыми объектами, и их отображение в виде карты с положением разрезов приведено на рис.5.26. Эта схема проявлений деформаций никоим образом не отображает все объекты данного типа, но показывает первичную попытку систематизации явления и постановки задачи по некоторым доступным данным. Образцы разрезов НСП приведены на рис.5.27. Подробное описание деформационных признаков на этих образцах приведено в (Мазарович, Соколов, 2004).

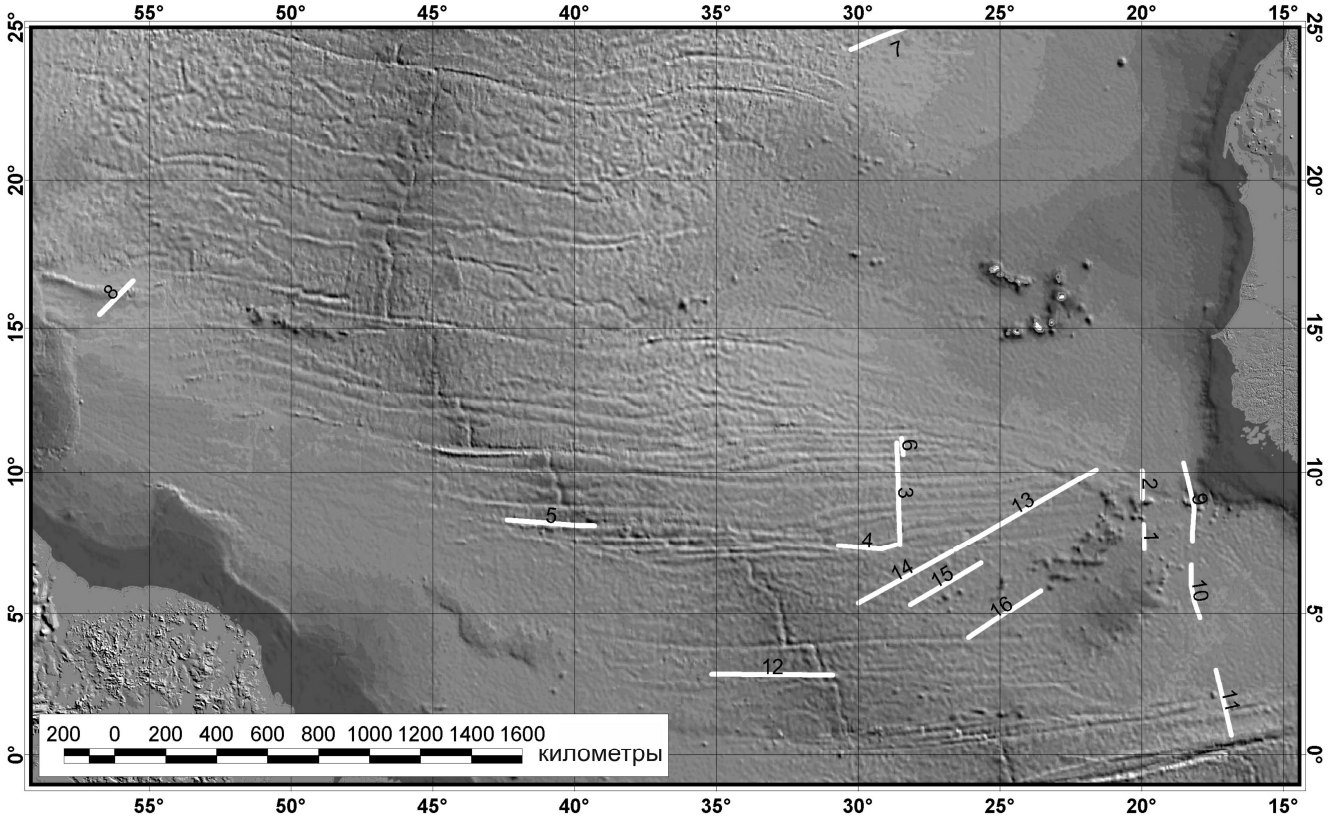


Рис.5.26. Схема проявлений деформаций осадочного чехла глубоководной части центральной Атлантики по данным НСП, полученная при спорадическом картировании данного явления (Мазарович, Соколов, 2004). Номерами указаны фрагменты разрезов НСП, приведенные на рис.5.27.

Приведенные данные показывают, что океаническая кора в Атлантике подвержена деформациям на разных уровнях. Основными структурами, которые устанавливаются методом НСП и многолучевым эхолотированием являются: открытые пологие антиклинальные и синклинальные складки с углами падения слоев в первые градусы и размахом крыльев от первых миль до многих десятков миль; складки могут формировать структурные ансамбли различного масштаба, флексуры разных типов, моноклинали, разрывы (сбросы, взбросы) с амплитудами от первых метров до многих десятков метров, разломы с разными простираниями, пересекающими трансформные разломы или рифтовые долины и зоны изломов (кинк-банд). Развитие этих деформаций происходит вдоль выделенных ориентаций, приобретая наибольшую выраженность вдоль субмеридианального направления. На сейсмических профилях, ортогональных к этому направлению, деформации выделяются редко. Это дает основание говорить об анизотропии деформаций осадочного чехла, как о свойстве верхнего слоя коры, проявляющемся по-разному в зависимости от направления разреза. Наибольшая разница в деформированности осадочного чехла в зависимости от направления наблюдается в северном сегменте ЭСА.

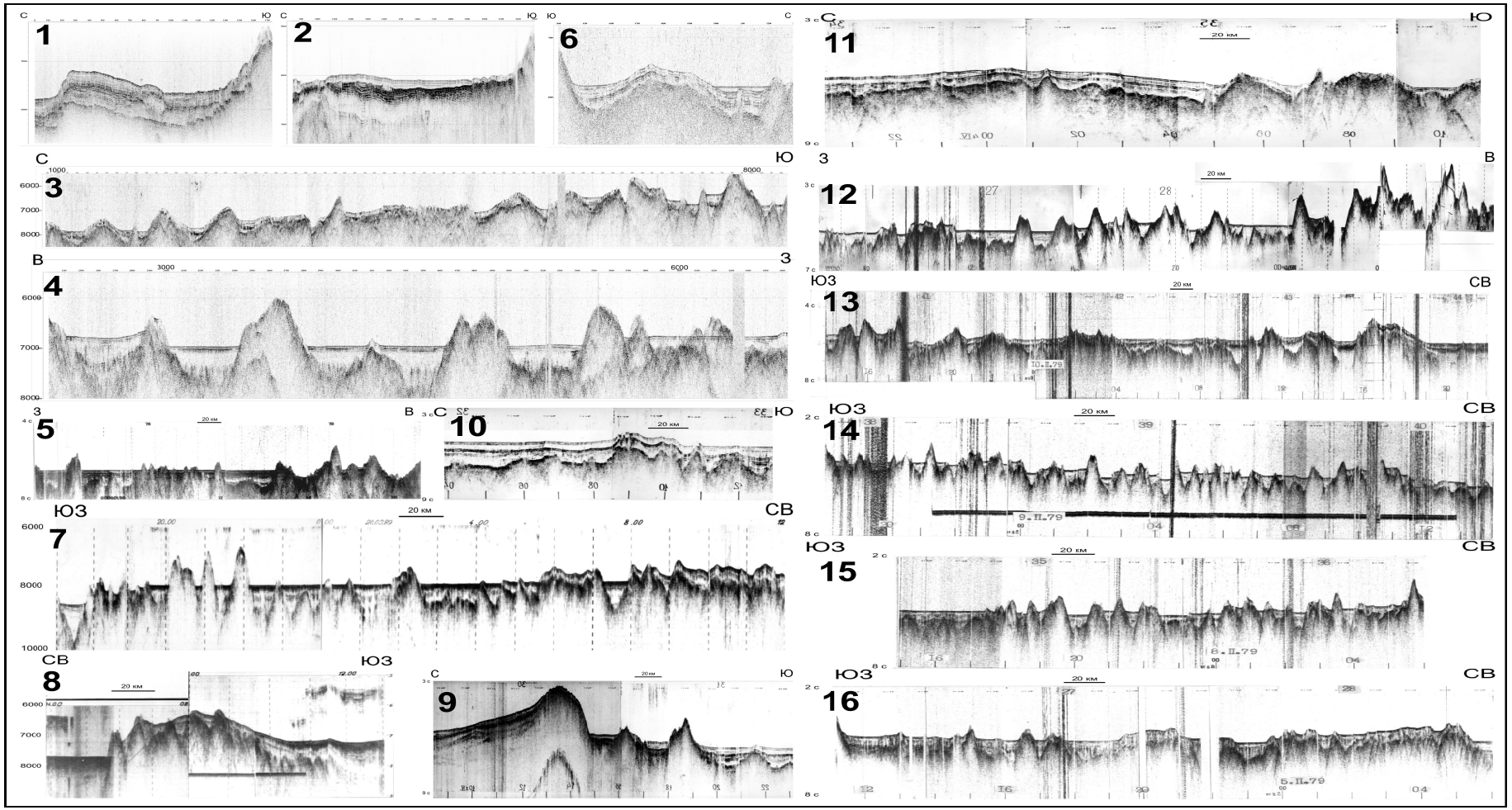


Рис.5.27. Подборка фрагментов разрезов НСП с проявлениями деформаций осадочного чехла (Мазарович, Соколов, 2004). Положение фрагментов приведено на рис.5.26.

1, 2 – 16-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» (1993);
3, 4, 6 – 22-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» (2000);
5 – 9-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» (1990);
7, 8 – 12-й рейс НИС «Академик Борис Петров» (1989);
9, 10, 11 – 20-й рейс НИС «Академик Курчатов» (1975);
12 – 7-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» (1988);
13, 14, 15, 16 – 2-й рейс НИС «Иван Киреев» (1979).

Главной особенностью проиллюстрированных деформационных структур является проявление их в виде зон, слабо коррелируемых с системой главных структурных элементов. Внутриплитные деформации проявлены как система структур, наложенная на главные океанические образования, и, вследствие этого, сформированная под воздействием сил, не входящих в круг традиционно рассматриваемых в качестве источника тектогенеза (давление хребта, затягивание слэба, подлитосферное течение). Признаком отсутствия равновесия сил на внутриплитном пространстве является структура изостатических аномалий центральной Атлантики (см.рис.4.27). Изостатические аномалии показывают, что структура нарушений равновесия, отражающая современное состояние баланса масс на вязкой подложке, связана с крупными разломами-терминаторами, пассивными частями трансформных разломов, вулканическими постройками, конвергенцией пассивных частей разломов. Кроме того, прослеживается асимметрия «запад-восток» в проявлении преимущественно положительных и отрицательных аномалий, и широтная сегментированность характерного структурного рисунка аномальных зон. Это говорит о том, что литосфера исследуемого участка океана является подвижной системой, в которой блоки испытывают воздействия, приводящие к формированию избытка (недостатка) масс над компенсационной поверхностью. Последующий изостатический отклик на эти воздействия приводит к тому, что система масс кора – верхняя мантия развивается в направлении равновесия архимедовой и гравитационной сил. Отдельным вопросом является природа дополнительного фактора, как правило, тангенциального (за исключением плюмовых проявлений), выводящего литосферные и коровые блоки из равновесия, обзор которой приведен в главе 1. Кроме этого, ЭСА находится под воздействием восточной ветви Тихоокеанского плюма, которая сформировала Антильскую дугу, давящую с запада на северный сегмент ЭСА. Максимальное количество выявленных деформаций (см.рис.5.26), кинк-банд структур, параллельных ветвей и пулл-апарт депрессий (см.рис.4.30) приходится на северный сегмент ЭСА и его обрамление. Таковы заключения, которые возможно сделать при первичном спорадическом обзоре деформаций в центральной Атлантике и ЭСА.

5.9. Деформации в пассивных частях разломов в Ангольской котловине

Современные деформации в пассивных частях трансформных разломов в юго-западной части Ангольской котловины были зафиксированы на разрезах НСП в 18-ом рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1994) (Отчет 18-го…, 1994; Мазарович, Соколов, 1999) при переходе от разлома Романш в Капскую котловину через Китовый хребет (рис.5.28). Рельеф дна в этой части котловины выровненный, но структуры фундамента и троги разломов хорошо дешифрируются по аномалиям силы тяжести в свободном воздухе. В частности,

показанный фрагмент разреза НСП (рис.5.29А, п.1) пересекает пассивные части двух неназванных трансформных разломов. В северном троге видны признаки сдвигового смещения, сформировавшие положительную цветочную структуру в нижней части разреза (рис.5.29А, п.2). Осадочный чехол в ряде мест осложнен структурами протыкания, которые деформируют не только нижнюю часть разреза (рис.5.29А, п.4), но и в ряде мест создают положительные формы рельефа дна, деформируя весь разрез (рис.5.29А, п.3). Таким структурам соответствуют гравитационные аномалии, характерные для подводных гор. Эти структуры сосредоточены вдоль бортов разломных трогов, и их формирование происходило в несколько этапов. Наибольшую амплитуду деформации имеют на южных бортах. На южном троге они имеют морфологию взбросовых нарушений (рис.5.29А, п.7) с крутым северным крылом.

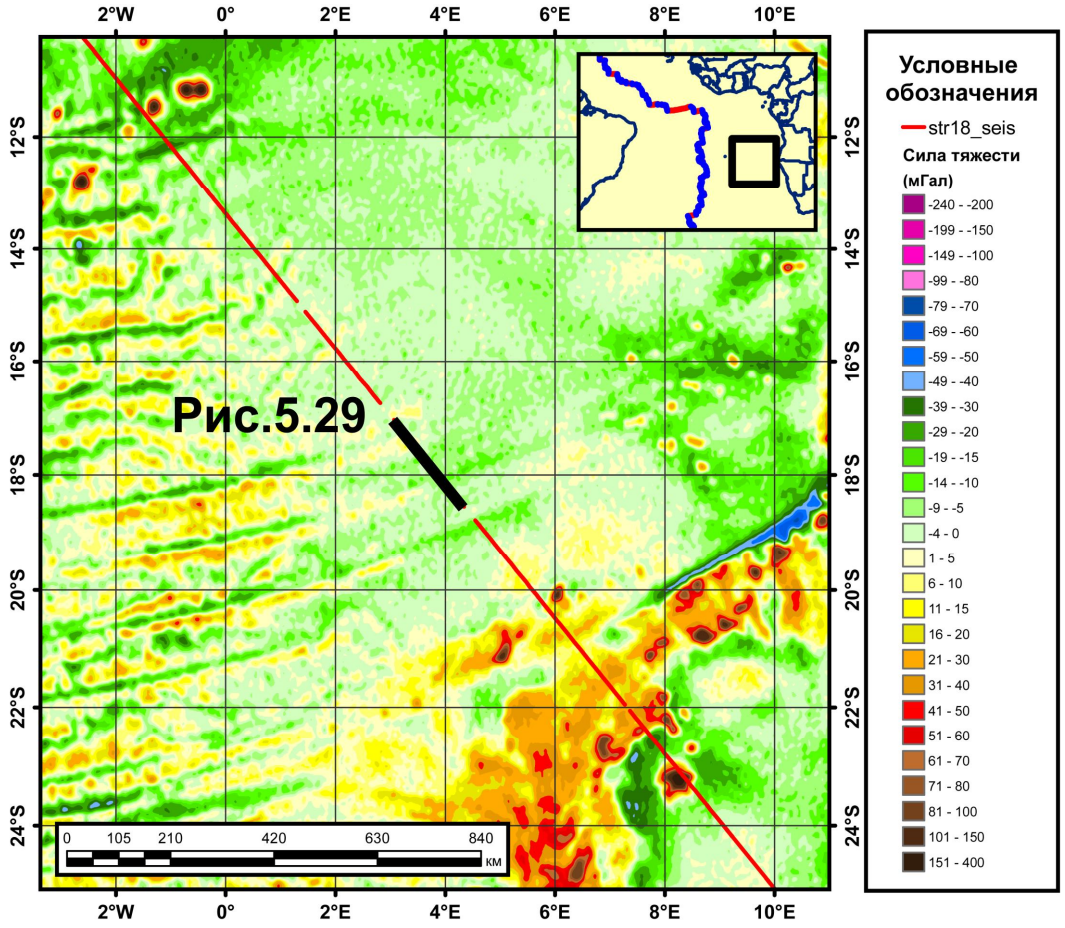


Рис.5.28. Положение маршрутного промера 18-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» и фрагмента разреза НСП в Ангольской котловине в сопоставлении с аномалиями силы тяжести в свободном воздухе (ГИН РАН, 1994) (Отчет 18-го…, 1994; Мазарович, Соколов, 1999). На врезке – положение основного планшета в Атлантике относительно САХ. Номер указывает на рисунок с фрагментом НСП.

Особый интерес представляют аномалии сейсмической записи, связанные с флюидным фактором. Они встречаются либо в виде вертикального осветления записи (рис.5.29А, п.6), либо в виде субгоризонтальных скоплений под локальным флюидоупором (рис.5.29А, п.5). В

ряде случаев они формируют небольшие вертикальные полосы непосредственно над вершинами структур протыкания. Обычно вертикальные аномалии выделяются не только по осветлению, но и по аномалиям когерентности записи. Для океанических областей сходную потерю когерентности может сформировать шероховатый акустический фундамент. Горизонтальные скопления флюида обычно приводят к местному уменьшению мгновенной частоты записи, и расчет этого атрибута (рис.5.29Б, п.1) хорошо иллюстрирует зоны, где флюид не проникает выше горизонта, обладающего, по-видимому, пониженной проницаемостью. Этот горизонт расположен на глубине 100-150 мс аналогично Канарской котловине (см.п.4.5.4). Кроме этого, флюидный фактор приводит к инверсиям полярности фаз и их проседанию (рис.5.29Б, п.2) за счет локального снижения скорости распространения волн. Межразломный блок на разрезе НСП (рис.5.29), осложненный вышеперечисленными аномалиями, находится под действием факторов, деформирующих фундамент и осадочный чехол. Таковыми являются сдвиговые смещения и элементы растяжения, формирующие в бортах трогов профиль несимметричных полуграбенов. В совокупности эти движения приводят к деформациям не только вдоль бортов, но и в межразломном пространстве. В связи с этим, в качестве основного источника флюида логичнее предположить серпентинизацию при повышенной трещинноватости коры и верхней мантии, чем магматическую активность.

На рис.5.30 в увеличенном виде приведен фрагмент разреза рис.5.29. Флюидная природа данной аномалии, имеющей форму субгоризонтальной «шапки» шириной около 1.5 км, следует из аномалий мгновенной частоты (см.рис.5.29Б), а также инверсий полярности фаз. Гиперболы рассеивания, связанные с выступами фундамента, обычно имеют в вершине один годограф. В данном случае присутствуют два годографа около краев горизонтальной шапки. Это интерпретируется как дифракция на краях при сильном контрасте акустических свойств вмещающей породы и флюидонасыщенного пласта в «шапке». К северу от главной аномалии также можно видеть вертикальные полосы осветления. Возможна и иная интерпретация данной аномалии записи. Судя по притыканию отражений к зоне потери когерентности под «шапкой», плоской вершине и небольшим видимым вариациям мощности, указывающим на рост структуры, можно предположить соляную природу аномалии. Возраст фундамента по данным (Müller et al., 2008), над которым фиксируется аномалия, составляет 77 Ма (поздний мел). Эти данные согласуются с материалами по мощности и распространению разновозрастных осадочных толщ в Ангольской котловине (Панаев, Митулов, 1993), где приводится карта мощности отложений между отражающими горизонтами А* и β (отложения позднего мела – баррема). Мощность отложений этого возраста может достигать 100 м в этом районе, и литологически этот комплекс содержит эвапориты.

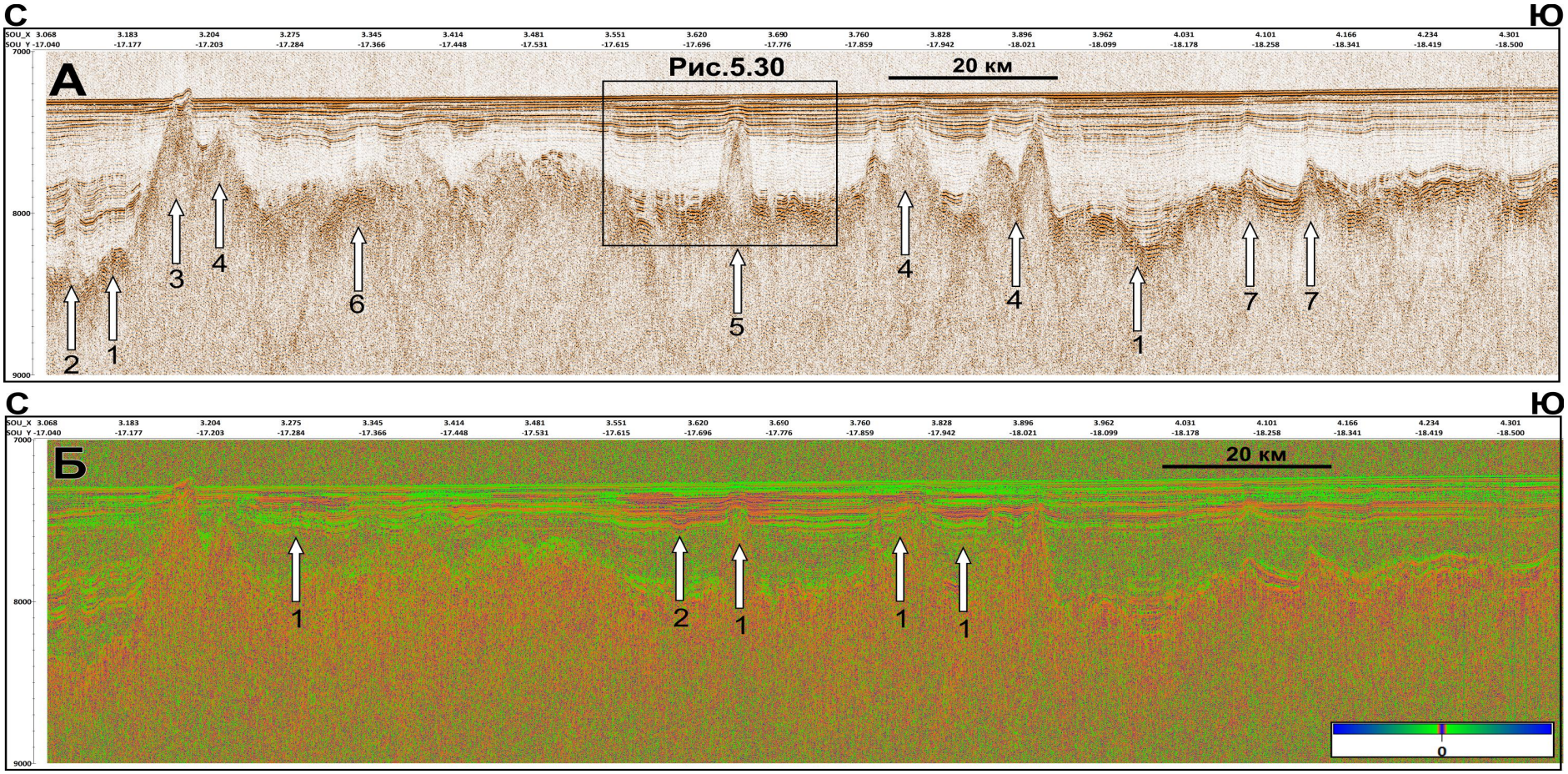


Рис.5.29. Фрагмент геотраверса НСП S18-01 18-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1994) (Отчет 18-го…, 1994; Мазарович, Соколов, 1999) через юго-западную часть Ангольской котловины. Положение разреза показано на рис.5.28.

А – разрез амплитуд. 1 – трог пассивной части трансформного разлома; 2 – положительная цветочная структура; 3 – современная структура протыкания; 4 – древняя структура протыкания; 5 – дегазация; 6 – вертикальное осветление записи; 7 – взбросовые нарушения. Квадратом показан фрагмент разреза, вынесенный на рис.5.30.

Б – разрез мгновенной частоты. 1 – субгоризонтальные аномалии пониженной мгновенной частоты; 2 – зоны проседания и инверсии полярности фаз.

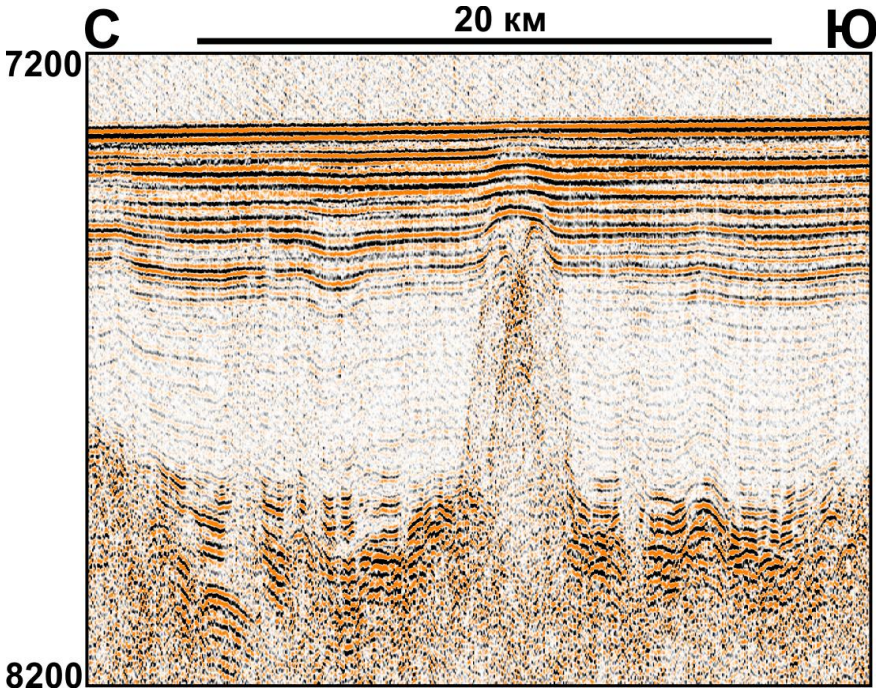


Рис.5.30. Увеличенный фрагмент геотраверса НСП S18-01 (рис.5.29) 18-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1994) (Отчет 18-го…, 1994; Мазарович, Соколов, 1999) с дегазационным проявлением и флюидной «шапкой». Положение основного разреза показано на рис.5.28.

5.10. Дегазация: признаки причин и следствий

Взаимосвязь появления флюидов, не ассоциированных с активным вулканизмом, с серпентинизацией при остывании литосферы и доступе воды в мантию по деформированной и трещинноватой коре приведена в п.4.5.5. Ультраосновные породы, состоящие из минералов с плотностью около 3,25 г/см^3 в процессе их серпентинизации замещаются породами с плотностью около 2,55 г/см^3, то есть происходит уменьшение на 20 % их плотности, а, следовательно, и увеличение объема (Физические …, 1984). Данный фактор может быть одним из поисковых признаков при прогнозе скоплений метана на акваториях в осадочном чехле, где он присутствует. При уменьшении плотности на 0,7 г/см^3 и мощности серпентинитового слоя до 5 км максимальная разница гравитационных аномалий, связанных с серпентинизацией, может достигать 140 мГал по сравнению с зонами, не подверженными изменениям. Это оценка верхнего предела аномалий Буге, а не аномалий в свободном воздухе, в которых гравитационный эффект рельефа еще не компенсирован. Данная величина существенно превышает оценку точности гравитационных аномалий, полученных для акватории Мирового океана по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 2009).

Для определения плотностных вариаций в коре и верхней мантии, локальные минимумы которых указывали бы на зоны вероятной серпентинизации, предложен следующий способ расчёта аномалий. Он состоит в том, что осуществляется вариационный подбор плотности, которая в некоторой окрестности точки дает наилучшую компенсацию рельефа при расчете

аномалий Буге. В данном случае был проведен расчет для каждой точки покрытия акватории в радиусе 35 км. Перебор плотностей проводился в диапазоне от 1 до 6 г/см^3 с шагом 0,01 г/см^3. Для заведомо низких значений плотности компенсация рельефа практически отсутствует, и коэффициент корреляции рельефа и аномалий Буге близок к 1. Для заведомо больших значений плотности получается избыточная компенсация рельефа, и форма аномалии становится инверсной с коэффициентом корреляции, близким к -1. Это означает, что имеется переход через ноль, что позволяет определить оптимальную плотность в окрестности рассчитываемой точки. Данный метод не применим в случае, если большая часть площади покрыта осадочным чехлом мощностью более 200 м, при этом нарушается корреляционная связь рельефа и главной гравитирующей поверхности, каковой является акустический фундамент. Полученные в результате расчета плотностные аномалии представлены на рис.5.31 (Соколов, Мазарович, 2009).

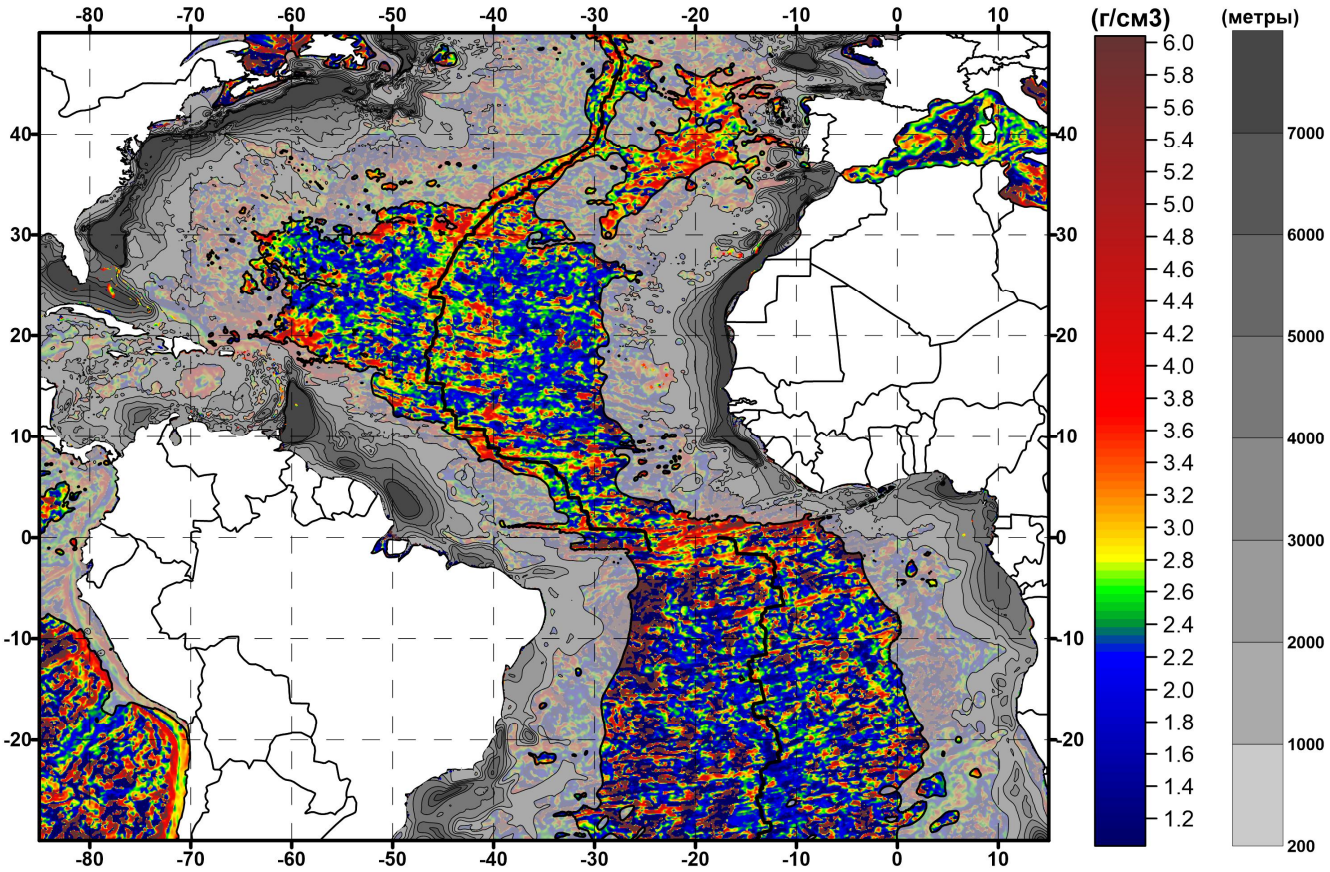


Рис.5.31. Условные плотностные аномалии Атлантики (Соколов, Мазарович, 2009) и мощность осадочного чехла по (Divins, 2003). Изопахита 200 м, не имеющая заливки для значений мощностей меньше этого значения, показывает границу применимости метода расчета плотностных аномалий.

Эти аномалии имеют реалистичный средний уровень, равный 2.62 г/см^3. Положительные и отрицательные отклонения от этого уровня показывают качественную картину распределения плотности в коре, количественная калибровка которой не проведена. Как по остаточным

аномалиям Буге (см.рис.4.28), так и по плотностным (см.рис.5.31), хорошо видно в районе разлома 15°20' и к югу от него обособление сегмента САХ с корой «хессовского» типа, в состав которой входят перидотиты (см.рис.4.28, врезка), подверженные серпентинизации и создающие отрицательный плотностной фон на флангах САХ. Отметим, что области отрицательного плотностного фона в районе САХ имеются в южной Атлантике на широтах 20-24°ю.ш. (см.рис.5.31), которая изучена драгированием хуже, чем северная.

На флангах САХ и далее к континентальной окраине формируется осадочный чехол, который способен аккумулировать газообразные продукты серпентинизации и сохранять их в виде газогидратов при определенных P-T условиях. В том случае, когда зоны срепентинизации обнажены на дне, происходит выделение метана в морскую воду и формирование метановых плюмов и скоплений пузырей. Эти объекты достаточно хорошо фиксируются в акустическом поле эхолотов и сейсмоакустических систем в виде характерных картин дифракции волн. На рис.5.32 приведены примеры акустической записи разгрузки флюидов в водную толщу. Данные объекты расположены в субширотных зонах активизации деформаций, выявленных по кластерному анализу в южной и северной Атлантике (см.п.3.4), и также находятся в пределах отрицательных плотностных аномалий (см.рис.5.31). Это достаточно убедительная иллюстрация того, что дегазация может происходить в котловине в 1700 км восточнее САХ. Бесспорными являются факты тектонической и флюидной активности в котловинах, сопоставимые друг с другом в пространстве. Дегазация в воду сопровождается потерей акустической стратификации в верхней части разреза, осветлением или хаотизацией записи, а также локальным вспучиванием и образованием небольших конусов из попутно выносимого на поверхность осадочного материала.

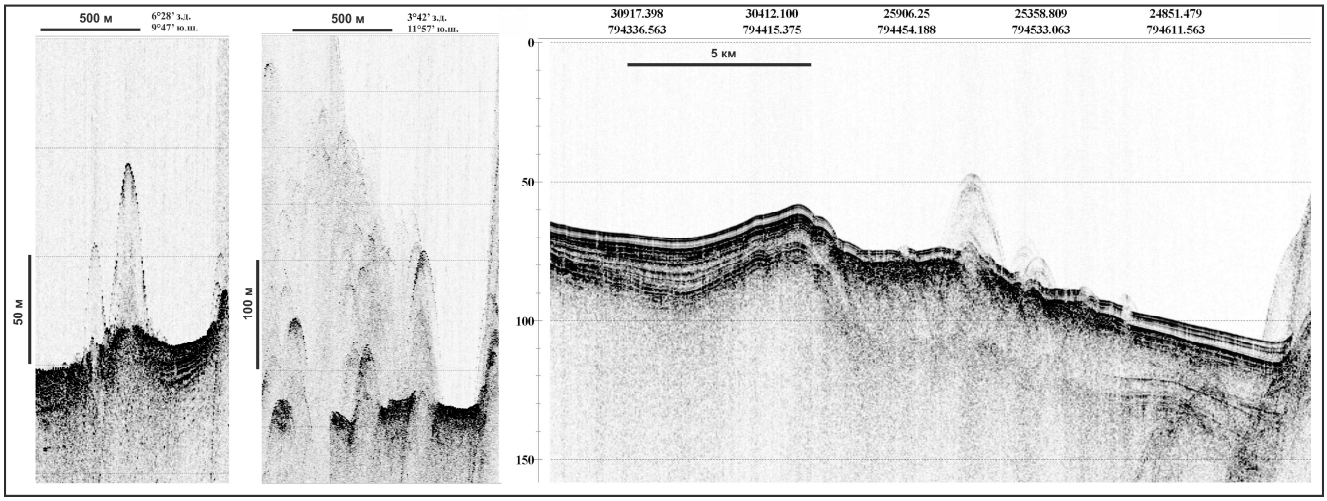


Рис.5.32. Акустические изображения разгрузки флюидов в водную толщу. (Записи 3.5 кГц профилографа EdgeTech 3300, 23-й и 24-й рейсы НИС «Академик Николай Страхов», 2006)

Сейсмическая запись предоставляет несколько возможностей для детекции аномального флюидного режима в океанических осадках. По данным (Панаев, Митулов, 1993, стр.85) существуют следующие три признака наличия флюидов: появление акустической прозрачности слоев; «проседание» осей синфазности, вызванное локальным уменьшением скорости звука в осадках; проявление узких вертикальных зон акустического осветления, связанных с прорывом флюидов. Также отметим акустическое осветление осадков, примыкающих к фундаменту. Отметим, что первый упомянутый признак похож на фациальное замещение вдоль отражений от хорошо стратифицированных и контрастных до осветленных и хаотичных. В работе (Панаев, Митулов, 1993, стр.102), отмечено, что эти признаки могут быть объяснены насыщенностью осадочных отложений свободными, «не запаянными в кристаллы газами», образовавшимися в результате разложения газогидратов под воздействием повышенного теплового потока и гидротермальной переработки осадочного чехла. В этой же работе аномалии сейсмической записи объясняются также наличием силл, даек и базальтовых покровов. Но последние приводят, как правило, не к осветлению записи, а, наоборот, к её хаотизации и «потемнению». Таким образом, осложнения сейсмической записи бывают двух типов: связанных с флюидным режимом в осадках и с появлением инородных магматических тел, которые необходимо отличать друг от друга. Как отмечают В.А.Панаев и С.Н.Митулов в историческом обзоре исследований данного феномена, флюидное осветление осадочных пород, прилегающих к акустическому фундаменту, является надежно установленным фактом, распространенным на обширных площадях во всех океанах. По нашему мнению, данное явление связано преимущественно с серпентинизацией магматических пород фундамента и химическим взаимодействием этих пород с водой.

На рис.5.16 п.1 показан образец записи НСП в районе уступа Кабо-Верде, иллюстрирующей деформации осадочного чехла и вертикальный прорыв флюидов, выраженный осветлением записи и формированием плоской, акустически контрастной кровли в месте прорыва приблизительно в 40 м от поверхности дна. Отметим, что и деформации, и вертикальное осветление записи происходят в области отрицательных плотностных аномалий (см. рис.5.31), совпадающей с субширотной аномальной зоной, выявленной в результате кластерного анализа (см.рис.3.12). Возможной причиной совпадения подобных данных – мелкомасштабных аномальных зон в котловинах и акустических записей с флюидными и деформационными признаками – является цепочка внутриплитных явлений, описанная в п.4.5.5: 1 – тектонические деформации, остывание литосферы, доступ воды → 2 – серпентинизация ультраосновных пород (с формированием отрицательных аномалий в гравитационном поле) и генерация метана → 3 – его аккумуляция в форме газогидратов в осадочном чехле, формирование аномалий сейсмоакустической записи и прорывы в водную

толщу. В результате фаз 2 и 3 формируются вышеупомянутые признаки, по которым может проводиться дистанционная детекция искомых флюидонасыщенных зон. На рис.2.10 приведен пример сейсмоакустической записи, где сочетаются деформации и сопряженные с ними осветления записи, связанные с флюидным режимом в осадках. Район, где сделана эта запись, расположен в области трех разломов – Архангельского, Долдрамс и Вернадского (Мазарович, Соколов, 1997), около которых также наблюдается зона отрицательного значения плотностных аномалий (см.рис.5.31) и наложенных аномалий по кластерному анализу (см.рис.3.12).

5.11. Характеристики деформационных структур: первичный подход

Среди описанных выше деформационных структур значительную часть составляют образования, связанные с вертикальным подъемом осадочного чехла узкими блоками фундамента (структуры протыкания) как новейшего, так и современного возраста (по охвату разреза деформацией), широкими блоками фундамента (штамповые складки), дегазационным подъемом и транспрессионным выжиманием. В работе (Мазарович, Соколов, 1997) по данным 6-го и 9-го рейсов НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1987, 1990; начальник рейсов – Ю.Н.Разницин) в районе трансформных разломов Марафон, Меркурий, Архангельского, Долдрамс и Вернадского было проведено первичное исследование распределения этих структур в пространстве и их статистических характеристик без дифференциации на тип деформирующего фактора. Было установлено, что основное пространственное проявление деформаций связано с кинк-банд структурами северо-западной ориентации, изгибающими ответвления трансформных разломов и пересекающими северный сегмент ЭСА между 7° и 15°с.ш. (рис.5.33, 4.30) с обоих флангов САХ.

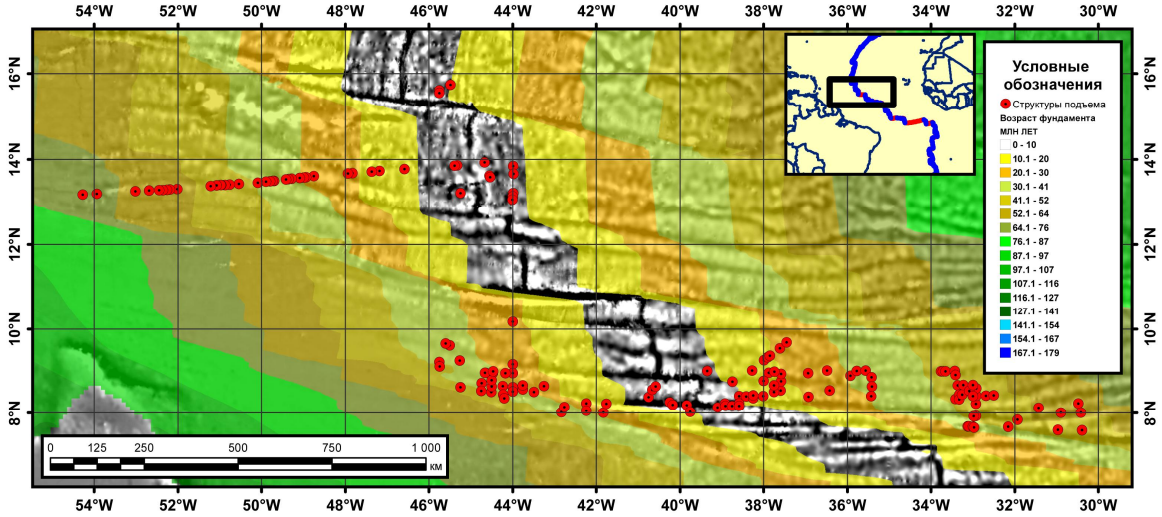


Рис.5.33. Распределение структур с вертикальным подъемом фундамента и осадочного чехла без дифференциации на тип деформации по данным 6-го и 9-го рейсов НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1987, 1990; начальник рейсов – Ю.Н.Разницин) и их сопоставление с возрастом фундамента по (Мазарович, Соколов, 1997) с изменениями. На врезке – положение основного планшета в Атлантике относительно САХ.

Результаты, полученные при анализе статистических характеристик деформационных структур, состоят в следующем. Гистограмма высот структур, недифференцированных по типу (рис.5.34), показывает, что наиболее часто встречаемые высоты имеют значения около 400 м. Если придерживаться гипотезы о возникновении вертикальных движений при серпентинизации пород верхней мантии и увеличении их объема на 20%, получается, что мощность слоя, охваченная этим процессом, достигает 2 км. Учитывая, что процесс может проходить не во всей породе, а только вдоль трещин, реальная глубина проникновения преобразования пород может быть больше. Распределение рис.5.34 имеет слабые признаки полимодальности, в частности на значении 1300 м. Это может указывать как на отдельные крупные диапиры, так и на активизацию процессов около этих структур, для распознавания которой для каждой структуры необходимо проводить отдельный анализ сейсмического волнового поля.

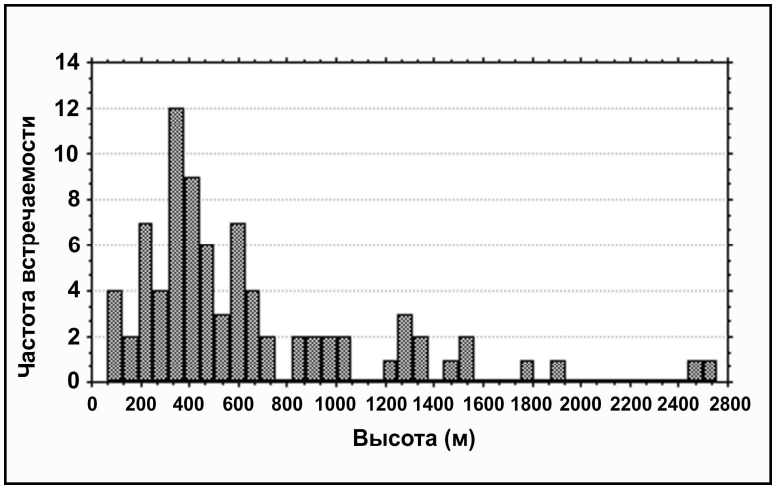


Рис.5.34. Частота встречаемости высот диапировых структур, измеренная по фундаменту, по данным (Мазарович, Соколов, 1997).

Анализ свойств деформационных объектов целесообразно проводить в зависимости от возраста субстрата, на котором они сформированы (рис.5.35). Этот подход в сильной степени заменяет оценку в зависимости от расстояния. Значения возрастов были взяты по данным (Müller et al., 2008). Уверенно фиксируется нисходящая зависимость глубины дна около структур, имеющая линейный вид. Подобный тренд не вполне предсказуем, поскольку в соответствии с модельным представлением вид тренда должен быть убывающим как корень квадратный из возраста. Этот тренд имеет подобие ступени около 20 млн лет и после нее более пологий вид до 60 млн лет. Основное облако высот структур имеет вид, плавно восходящий от 400 до 600 м вплоть до 20 млн лет и далее пологий рост до ~700 м. На него наложены три зоны резко повышенных значений этого параметра: 6-16, 27-38 и 43-53 млн лет (средне-позднемиоценовая, олигоценовая, ранне-средне-эоценовая) (см.рис.5.35). Эти интервалы приемлемо совпадают с интервалами проявлений деформаций вдоль геотраверса западного фланга САХ (п.4.5.3, 4.5.5), но со смещением на 7-8 млн лет в сторону омоложения относительно

последнего. Перекрытие интервалов сохраняется. Это распределение с учетом псевдопериодической эволюции магнитных свойств серпентинитов в зависимости от температуры верхней мантии (Попов и др., 2006) может быть интерпретирвано, как локальная активизация и продолжение роста диапировых поцессов при достижении определенного температурного значения. При этом область, подвергнутая деформациям, может испытывать повторную активизацию при вхождении среды в следующий температурный интервал процессов серпентинизации. Возраст субстрата не соответствует возрасту структур, но может иллюстрировать эволюцию температурного состояния. На рис.5.35 обозначены выявленные в (Приставакина, 1984) возраста излома градиента рельефа дна – 20 и 60 млн лет. Они попадают на промежутки между возрастами субстрата с аномальными выступами фундамента. В работе (Приставакина, 1984) эти изломы объясняются изменением плотности верхней мантии, вызванным фазовыми переходами при кристаллизации на подошве литосферы, которые приводят к не совсем плавному изменению осредненного рельефа согласно закону корня из возраста. Такое сочетание указывает на определенную последовательность изменений структуры литосферы при остывании.

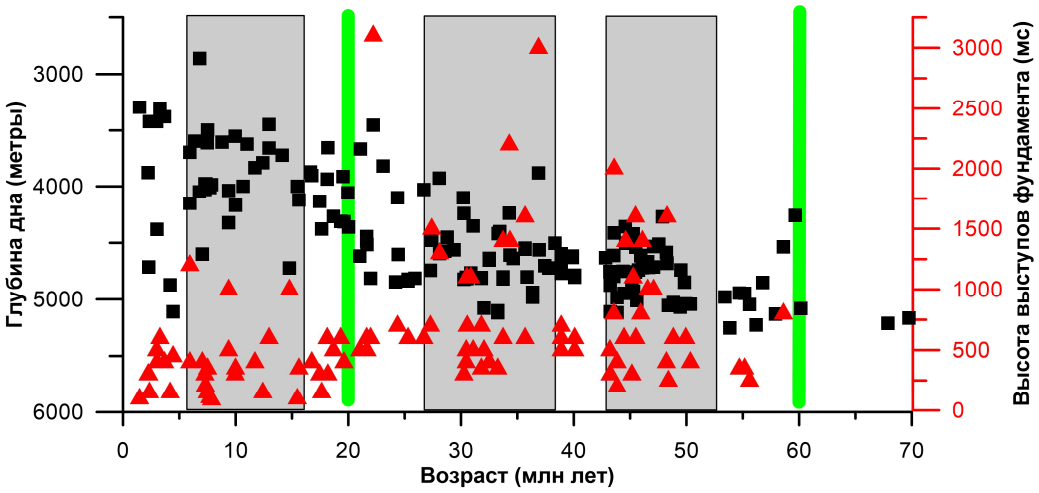


Рис.5.35. Распределение высот диапировых структур и глубин дна возле них в зависимости от возраста магматического субстрата по данным (Мазарович, Соколов, 1997) с изменениями. Серыми областями показаны возрастные интервалы с повышенными значениями высот выступов фундамента. Зеленые линии соответствуют возрастам перегиба рельефа дна по (Приставакина, 1984).

5.12. Типы деформационных структур

Описание деформаций осадочного чехла в абиссальных котловинах встречается в литературе с конца 1980-х годов. Во введении приведены работы, которые касаются этой тематики применительно к акваториям Атлантического и Индийского океанов, и в которых сделано обоснование деформационной природы объектов. Пробелом в исследованиях является отсутствие систематизации типов деформаций. В работе (Ломтев, 2016) приведена сводка типов деформационных структур северо-западной части Тихого океана, полученных по данным НСП.

Набор типов по данным (Ломтев, 2016) состоит из структур, называемых инъективными и тектоническими холмами. Если сопоставить эти типы с традиционной терминологией, то асимметричные тектонические холмы, ограниченные с одной стороны взбросовым смещением, являются проявлением чешуйчато-надвиговых деформаций. Инъективные холмы являются диапировыми структурами или структурами протыкания, а при большой ширине блока фундамента – штамповыми складками. Кроме этого, автор выделяет комплекс деформаций, связанных с подъемом флюидов, и аномалии напластования осадочного материала, связанные с контурными течениями и турбидитными потоками. Последние широко распространены на абиссали, но не имеют тектонического происхождения. Это – самые общие группы в систематике типов структурных аномалий осадочного чехла абиссали, отличающихся от простейшей сейсмофации заполнения, которая теоретически является основной для котловин. На практике в изученной котловине есть области, где эта сейсмофация практически не наблюдается. В работе (Соколов, 2017) приведена сводка типов деформаций, исследованных в ЭСА вдоль западных пассивных частей разломов Марафон и Меркурий, которые, также как и в Тихом океане, представлены преимущественно структурами с вертикальным подъемом или протыканием осадочного вещества блоками фундамента различной ширины, а также структурами и формами сейсмической записи, обусловленными флюидным фактором. При этом структуры с вертикальным смещением рефлекторов отрицательного знака встречаются редко.

Областью с наиболее интенсивным развитием деформационных структур в ЭСА является район работ 9-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1990; начальник рейса – Ю.Н.Разницин, начальник отряда НСП – В.М.Побержин). Данные НСП были обработаны по следующей методике. Поскольку межгалсовое расстояние при этой съемке составляло от 5 миль на небольших полигонах до 30 миль при рекогносцировочных галсах на территории с размерами ~1000х500 км, корреляция отражающих горизонтов при мощностях не более 1000 м, залегающих на раздробленном магматическом фундаменте, с целью построения непрерывной поверхности рефлекторов проблематична. Но эти данные позволяют в режиме пикировки точечных особенностей волнового поля (event picking) в ориентированных на данную задачу программных средах выявить и оцифровать пространственное положение и количественные характеристики для многочисленных дизъюнктивных нарушений сбросового и взбросового типов, штамповых складок, структур протыкания, областей акустического осветления записи, поднятий фундамента с плоскими вершинами, дрифтов и т.д. Эти особенности волнового поля вместе с вектором параметров (ширина, высота, мощность осадков над выступом фундамента и т.д.) составляют базу данных, которая воспроизводится вместе с имеющимися пространственными покрытиями и дополняется значениями геофизических полей,

интерпретация которых имеет геодинамический смысл. Наиболее распространенными по частоте встречаемости в пределах района работ формами деформаций осадочного чехла являются: вертикальные акустические осветления (газовые трубы) (рис.5.36-1, 5.36-2), штамповые складки (рис. 5.36-9, 5.36-10), структуры протыкания (рис. 5.36-8, 5.36-9), отдельные взбросовые нарушения (рис. 5.36-7), чешуйчато-надвиговые системы взбросов (рис. 5.36-3), горизонтальные акустические осветления сейсмической записи (рис. 5.36-2, 5.36-7) и сбросовые нарушения (рис. 5.36-4). В целом (за исключением сбросов) перечисленные типы могут быть объединены в группы по тому же принципу, по которому это сделано для Тихого океана в работе (Ломтев, 2016). Также стоит отметить и эрозионно-аккумулятивные формы, образованные течениями: врезы и дрифты (намывные хребты или дамбы) (рис. 5.36-2), прирусловые валы (рис. 5.36-5), оползни (рис. 5.36-11).

Необходимо отдельно выделить типы деформаций, не отмечавшиеся ранее для котловин: положительные и отрицательные цветочные структуры (рис. 5.36-5, 5.36-6). Последние возникают при сдвиговых смещениях блоков литосферы с элементами сжатия (транспрессия) или растяжения (транстенсия). Примечательно, что эти формы были обнаружены в пассивных частях трансформных разломов – объектов, для которых теоретически смещения не прогнозировались. Тем не менее, опираясь на данные о разнице скоростей спрединга соседних блоков океанической коры, достигающей 2-3 раз (Мащенков и др., 1992), и предположениях о геодинамических последствиях этого факта (Соколов, 2016), можно заключить, что теоретически сдвиги в пассивных частях трансформных разломов возможны. Обнаружение присдвиговых цветочных структур на записях НСП в заполненных осадками пассивных частях разломных трогов указывает на физическую реальность этого процесса и его подтвержденность фактическими данными.

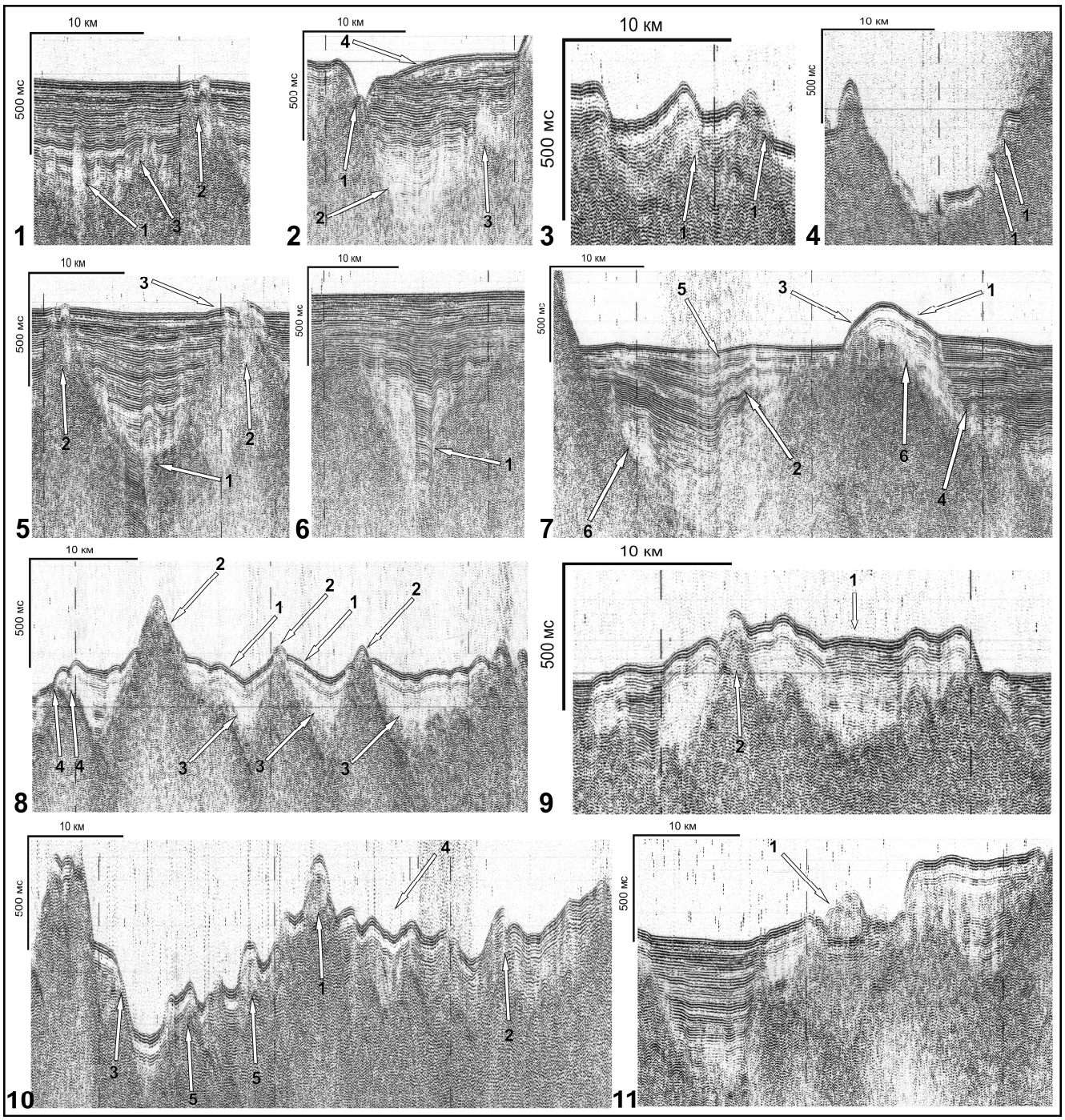


Рис.5.36. Атлас основных типов деформационных структур по данным НСП 9-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1990).

Разрез 1: *1* – вертикальное акустическое осветление осадочной толщи; *2* – структуры протыкания; *3* – складки пликативного типа

Разрез 2: *1* – врез; *2* – горизонтальное акустическое осветление осадочной толщи; 3 – вертикальное акустическое осветление осадочной толщи; *4* – дрифт

Разрез 3: *1* – взбросо-надвиговые нарушения

Разрез 4: *1* – сбросовые нарушения

Разрез 5: *1* – положительная цветочная структура; *2* – структуры протыкания; 3 – прирусловой вал

Разрез 6: *1* – отрицательная цветочная структура

Разрез 7: *1* – наклонные рефлекторы в осадочной толще с углами > 1°; *2* – постоянная мощность между рефлекторами в записи складчатого вида; *3* – дизъюнктивные нарушения; *4* – структуры

протыкания; *5* –структурные несогласия; *6* –акустическое осветление осадочной толщи в виде линз и газовых труб
Разрез 8: *1* – наклонные рефлекторы в осадочной толще с углами > 1°; *2* – структуры протыкания; *3* –акустическое осветление осадочной толщи в виде линз и газовых труб; *4* – дизъюнктивные нарушения
Разрез 9: *1* – широкая штамповая складка; *2* – структура протыкания
Разрез 10: *1* – структура протыкания; *2* – взбросо-надвиговые нарушения; *3* – сбросовые нарушения; *4* – складки пликативного типа; *5* – узкая штамповая складка
Разрез 11: *1* – оползневое тело

5.13. Общее пространственное распределение деформаций

Общее пространственное распределение деформационных и других аномальных видов сейсмической записи (рис.5.37), описанных выше, привязано к маршруту съемки, и полученное облако точек не означает отсутствия тех или иных форм в промежутках между галсами. Морфологическая интерполяция межгалсового пространства осуществляется по топоснове, в качестве которой использована спутниковая альтиметрия (Sandwell, Smith, 2009), отображающая также структуру акустического фундамента под осадочным чехлом. Изолиниями на рис.5.37 показаны значения атрибута подвижности $\delta(Vp/Vs)$ (Соколов, 2017), отрицательные значения которого указывают на «холодные» линзы в верхней мантии на глубине около 470 км. Минимумы атрибута, отражающего значения коэффициента Пуассона и показывающего геодинамическое состояние, коррелируются с макротрещинноватостью на поверхности (Соколов, 2016) и определяют распределение поверхностных геофизических характеристик. Разница реологических свойств на указанной глубине обеспечивает более подвижную динамику в «горячих» зонах пониженной вязкости мантии (ductile mantle) и наличие повышенной макротрещинноватости над «холодными» блоками (brittle mantle). Взаимодействие между ними создает условия для дополнительного разломообразования в холодных блоках, особенно учитывая неоднородные значения скоростей спрединга вдоль одновозрастных зон фундамента (Müller et al., 2008). Таким образом, в «холодной» зоне на рис.5.37 соблюдаются первые два элемента цепочки внутриплитных явлений – контрастное геодинамическое состояние мантии и макротрещинноватость.

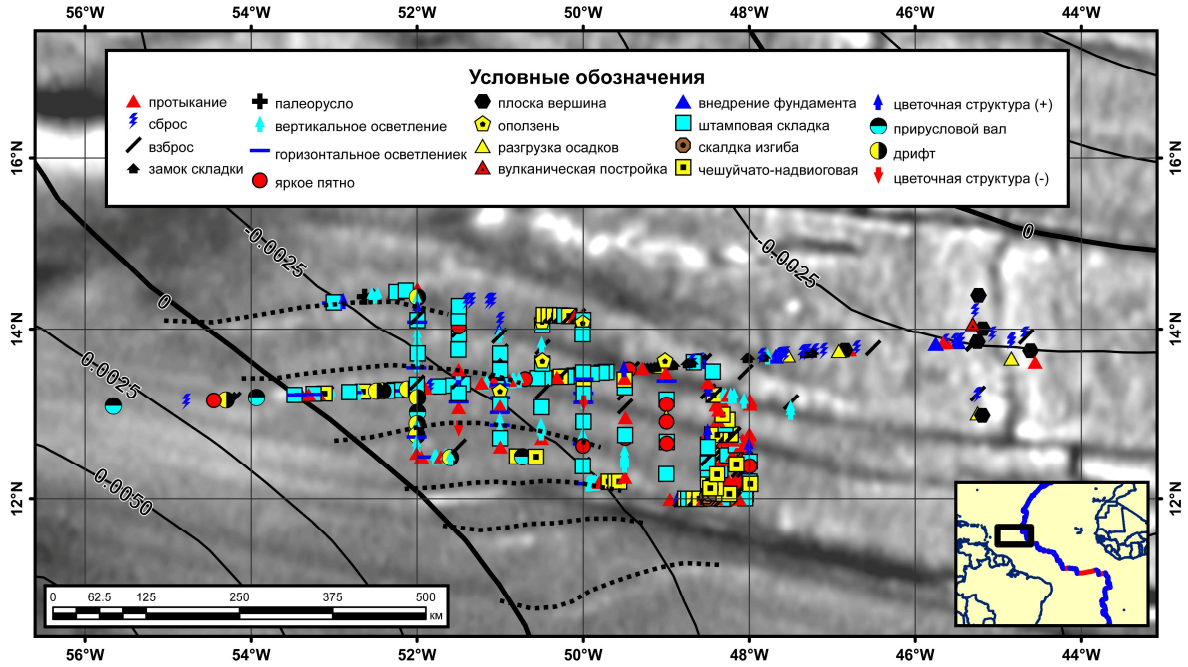


Рис.5.37. Общее пространственное распределение деформационных и других аномальных видов сейсмической записи, полученных при интерпретации «точечных» особенностей волнового поля по данным 9-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1990). Изолиниями показаны значения атрибута подвижности $\delta(Vp/Vs)$ по (Соколов, 2017). Пунктиром показаны изгибы структур типа «кинк-банд». Для топосновы использована спутниковая альтиметрия (Sandwell, Smith, 2009). На врезке показано положение основного планшета.

Наиболее часто встречаемыми видами деформаций в исследованном сегменте Атлантики (см.рис.5.37) являются: структуры протыкания (76), штамповые складки (65), чешуйчато-надвиговые формы (40), взбросы (72), вертикальные (68) и горизонтальные (22) осветления разреза. Как указывалось в (Соколов, 2017), подавляющая часть деформаций, выявленных по строению осадочного чехла, сконцентрирована в «холодной» области к востоку от нулевой изолинии атрибута $\delta(Vp/Vs)$. Кроме того, по этой изолинии также проходит западная граница структур типа «кинк-банд» (см.рис.5.37), проявленных в конфигурации акустического фундамента. Деформационные структуры, выявленные по детальным данным НСП вдоль галсов съемки, предельно плотно проявлены в границах «холодного» сегмента, выявленного в результате обработки мелкомасштабных данных сейсмотомографии и данных альтиметрии. Сходимость этих результатов также подтверждает взаимосвязь состояния мантии и распределения деформационных структур. Плотность последних (особенно складчатых форм) заметно спадает при приближении к САХ из-за небольших значений мощностей осадков, по структуре которых деформации были выявлены, и их проявлений в виде небольших изолированных «карманов» во впадинах акустического фундамента. В данном исследовании промежуточные элементы цепочки внутриплитных явлений, связанные с преобразованием

вещества, не затрагиваются. Использованные данные касаются следствий этих процессов, выраженных в деформациях и признаках поступления флюидов в осадочную толщу.

5.14. Распределение сдвиговых деформаций

Сдвиговые деформации формируют парагенез, в который, в частности, входят структуры выжимания вдоль разрыва. На разрезах осадочного чехла, расположенных ортогонально плоскости сдвига, они приобретают специфическую конфигурацию, получившую в литературе определение «цветочная структура» (flower structure). Пример такой структуры приведен на рис.5.36-5. По указателю 1 в средней части разломного трога видна антиформа с затухающей к верхам разреза амплитудой смещения рефлекторов вверх по разрезу, не имеющая в основании выступа фундамента, и с контрастными отражениями от бортов трога по разные стороны от разрыва. Такая картина волнового поля формируется в условиях транспрессии и называется положительной цветочной структурой. При транстенсии образуются отрицательные цветочные структуры (рис.5.36-6) с опусканием рефлекторов. Обнаружение таких структур в осадочном чехле пассивных частей трансформных разломов указывает на существование сдвиговых смещений между сегментами океанической литосферы после их перемещения за пределы активных частей разломов в результате спрединга. Теоретическое обоснование возможности этого явления, которое обсуждалось в (Соколов, 2016), состоит в разнице скоростей спрединга между сегментами вдоль САХ, достигающей 2.5 раз. Поскольку эта разница приводит к дополнительному смещению за пределами активных частей, накопленный в пассивных частях осадочный чехол может быть деформирован в сдвиговых условиях. Кроме того, сформированная зона разрыва является слабым звеном и может содержать серпентиниты, которые создают благоприятные условия для смещений при реактивации разломных зон.

На рис.5.38 показано пространственное распределение обнаруженных сдвиговых деформаций цветочного типа в осадочном чехле разломных трогов к западу от САХ по данным 9-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1990). Положительные цветочные структуры в основном расположены на изгибе разломов Марафон и Меркурий, обрамляющих с севера структурную зону типа «кинк-банд», что указывает на транспрессионный режим при формировании такого структурного рисунка разломных трогов. Внутри этого обрамления обнаружены более редкие проявления отрицательных цветочных структур, что указывает на проявление компоненты растяжения. Пространственная частота этих проявлений определяется дискретной сеткой галсов маршрутных наблюдений, их пересекающих, и в реальности эти деформации могут быть представлены протяженными структурами. Таким образом, при возникновении данной зоны деформаций образовалось мозаичное распределение напряжений, во внутренней части которого, по всей видимости, сформировалось растяжение.

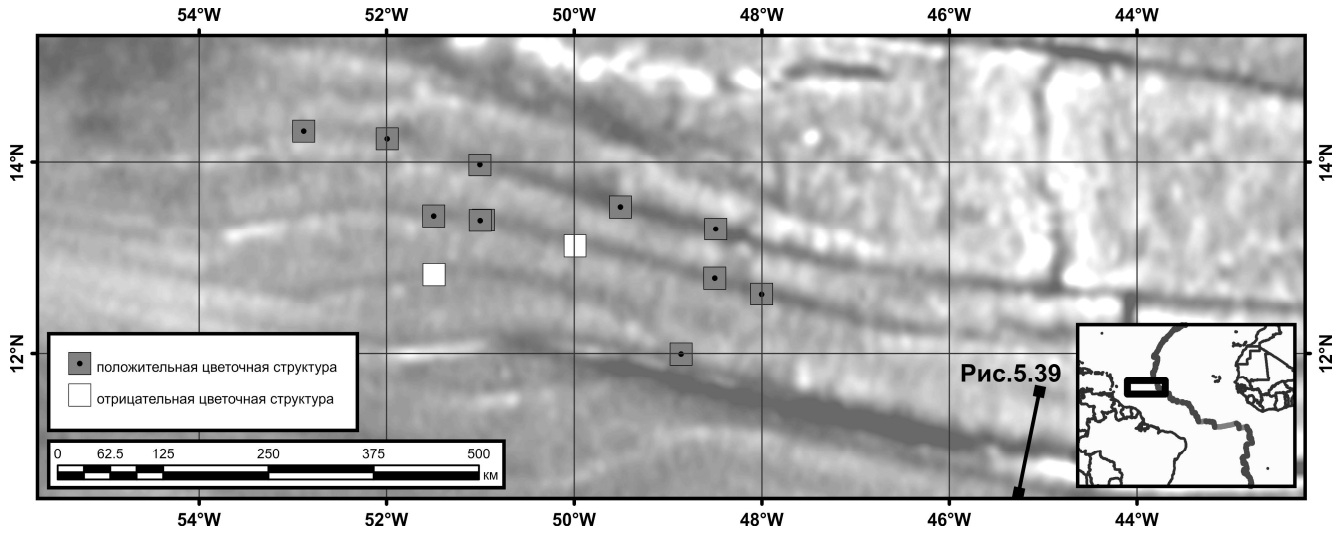


Рис.5.38. Пространственное распределение сдвиговых деформаций цветочного типа в осадочном чехле разломных трогов, обнаруженных по данным 9-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1990). Для топосновы использована спутниковая альтиметрия (Sandwell, Smith, 2009). Линия с номером указывает положение разреза рис.5.39. На врезке показано положение основного планшета.

Исследованный сегмент с юга обрамляется западной пассивной частью разлома Вима, в которой в поле альтиметрии наблюдается медианный хребет, что указывает на существование сдвига со сжатием. В ходе экспедиционных работ эта структура была пересечена съемкой только вдоль ~45°з.д. (рис.5.39), что на 300 км восточнее обнаруженных цветочных структур. На приведенном разрезе виден медианный хребет высотой над дном 450 м, полной высотой около 1350 м и шириной на дне около 1200 м, прорывающий осадки с формированием малоамплитудной пликативной складчатости по рефлектору на глубине около 200 мс. Эта медианная структура имеет продолжение на запад, но, по всей видимости, с переменной высотой и с приближением ее к северному борту при смещении в западном направлении. На северном борту трога Вима (см.рис.5.39) наблюдаются деформации, связанные с вертикальными движениями широких (более 20 км) блоков фундамента. Таким образом, условия транспрессии наблюдаются в большинстве пассивных частей разломов, обрамляющих зону «кинк-банд» структур, что достаточно надежно следует из распределения закартированных деформаций осадочного чехла. Сейсмическая запись к югу от медианного хребта (рис.5.39) указывает на интенсивную деятельность донных течений, которые формируют эрозионно-аккумулятивные формы.

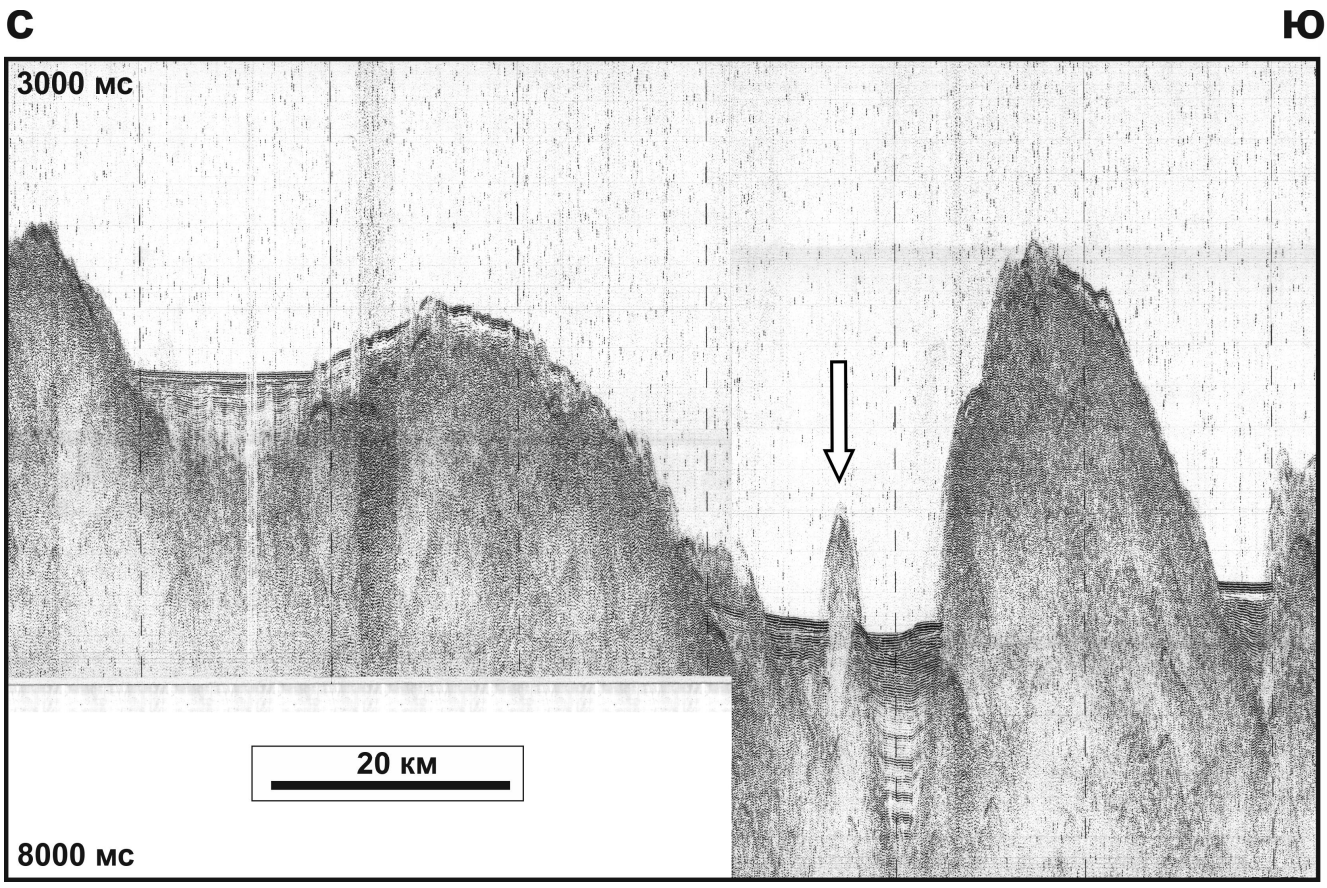


Рис.5.39. Фрагмент разреза НСП S09-04 9-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1990) вкрест западной пассивной части разлома Вима. Положение разреза показано на рис.5.38. Стрелкой показан медианный хребет в разломном троге.

5.15. Корреляция деформаций с геофизическими полями

Сопоставление деформаций, для которых были оцифрованы количественные характеристики (ширина, высота, мощность осадков над выступом фундамента и т.д.) с геофизическими полями, имеющими структурную и геодинамическую интерпретацию, позволяет через корреляцию численных значений этих характеристик со значениями полей и возраста получить аппроксимационные модели их взаимной зависимости. Модели могут быть либо выражены достаточно четко в облаке точек, либо иметь размытый характер, едва отображая тренд. Кроссплоты, не показывающие никаких тенденций, не обсуждаются. В корреляции используются аномалии Буге, рассчитанные по данным альтиметрии (Sandwell, Smith, 2009) и рельефа дна; намагниченность, рассчитанная по данным аномального магнитного поля (АМП) (Maus et al., 2009) и рельефа, исходя из мощности намагниченного слоя 500 м, собственно рельеф дна (GEBCO, 2014) и возраст по данным линейных магнитных аномалий (Müller et al., 2008). Аномалии Буге отражают в основном рельеф границы раздела кора-мантия, и чем меньше значение аномалии, тем глубже этот раздел залегает. Также это поле отражает плотностные неоднородности коры и верхней мантии, которые особо контрастны в зоне САХ из-за термальных аномалий и неоднородной продуктивности магматизма. К плотностным

неоднородностям относятся также зоны разуплотнения при серпентинизации. Намагниченность в основном представлена затухающей при удалении от САХ термоостаточной компонентой и маскирующей ее химической остаточной компонентой, также возникающей при серпентинизации. Таким образом, оба этих параметра отражают процессы развития трещинноватости и аккреции неоднородной структуры магматического спредингового фундамента. Рельеф является кровлей корового слоя и индикатором неоднородностей, которые связаны с деформациями осадочного чехла. Возраст фундамента является главным параметром, формирующим эволюционную привязку структур, а также косвенно показывает термальную историю. Далее рассмотрена корреляция главных типов деформаций с выбранными параметрами.

5.15.1. Структуры протыкания

Обзор характеристик структур протыкания (см.рис.5.36-1,5,7,8) приведен на рис.5.40. Они проявлены повсеместно вдоль маршрута съемки, но преимущественно в межразломных блоках, а не в разломных трогах, как цветочные структуры. Большая плотность этих структур в интервале 48°30’–48°з.д. связана с полигонным типом съемки. К западу от этого района межгалсовый интервал составляет 30 дуговых минут, и в его пределах наблюдается область от 48°30’ до 50°30’з.д. где плотность структур протыкания минимальна (см.рис.5.40А). В целом эта область совпадает с областью локального растяжения, выявленного по отрицательным цветочным структурам (см.рис.5.38). Данная область выявлена по региональной сетке наблюдений, и поэтому точная обрисовка ее границ вряд ли возможна. Но совпадение областей с признаками локального растяжения и низкой плотности структур протыкания дополнительно указывает на то, что в условиях транспрессии формируется мозаичное чередование зон сжатия и растяжения при доминировании сжатия.

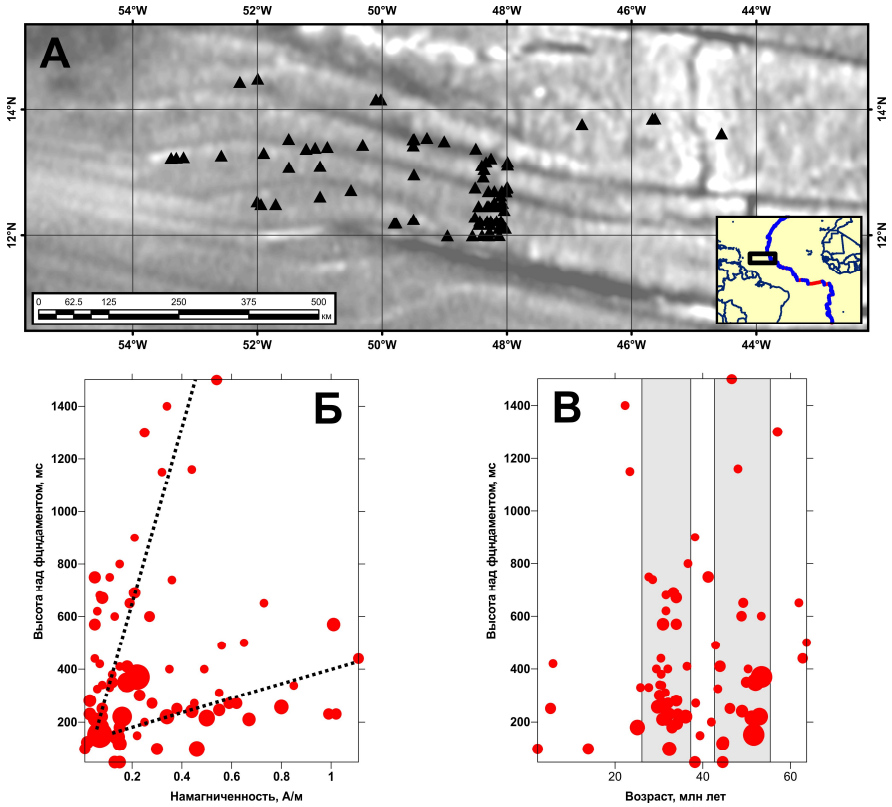


Рис.5.40. Структуры протыкания в ЭСА к западу от САХ по данным 9-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1990): А – общее пространственное распределение структур протыкания; Б – корреляция намагниченности, рассчитанной по данным АМП и рельефа, и высот структур над фундаментом; В – корреляция высот структур над фундаментом с его возрастом. Пунктиром показаны тренды; размер символа отградуирован пропорционально мощности осадков над вершинами структур; заливкой даны временные интервалы фундамента с увеличенной плотностью структур протыкания. На врезке показано положение основного планшета.

Сопоставление высот структур протыкания над фундаментом с его намагниченностью (рис.5.40Б) показывает наличие двух трендов с разным углом наклона. Ожидаемая закономерность заключается в увеличении высот структур в зависимости от наличия интенсивных процессов серпентинизации, при которых одновременно идет увеличение объема породы, приводящее к выдавливанию блоков наверх, и формирование химической намагниченности при образовании магнетита. В условиях транспресии выжимание должно увеличивать высоту структур. Градуировка размеров символов мощностью осадочного чехла над вершинами структур (см.рис.5.40Б,В) показывает вполне объяснимый результат: большие мощности проявлены при малых амплитудах структур до 400 мс, а при больших амплитудах происходит полное протыкание чехла с выходом структур на поверхность. Сопоставление структур с возрастом (рис.5.40В) показывает результат, сходный с распределением структур без разделения типов (см.рис.5.35). Основное число структур не превышает 400 мс и группируется на двух интервалах – 27-38 и 43-53 млн лет, в которые происходила активизация процессов серпентинизации, связанная с вхождением верхней мантии в оптимальный температурный

интервал (Попов и др., 2006). Значения амплитуд больше указанного порога встречаются редко, а структуры с меньшей амплитудой не прорывают осадочный чехол.

Наиболее интересным результатом является наличие двух трендов с разным углом наклона (см.рис.5.40Б). Пологий тренд, являющийся основным, представлен большим количеством структур с наличием осадочного чехла над вершинами, а более крутой – редкими структурами без осадочного чехла с несильной намагниченностью. Вероятной интерпретацией такого распределения может быть выжимание или прорыв некоторыми структурами протыкания осадочного чехла при слабой степени серпентинизации и намагниченности в ослабленных из-за трещинноватости зонах и облегчение их дальнейшего роста по сравнению с основными структурами этого типа.

5.15.2. Штамповые складки

Штамповые складки (см.рис.5.36-9,10) в районе исследований (рис.5.41А) распределены практически равномерно в субширотном направлении. Их центры расположены на галсах съемки в межразломных блоках. На основании морфологической интерполяции по непрерывной альтиметрической топоснове можно сделать вывод, что складки, выявленные на отдельных разрезах, представляют собой единые складчатые структуры с осями, повторяющими конфигурацию разломных трогов. Это видно по компиляции сейсмогеологических разрезов (Мазарович, 2000, стр.81). Градуировка размеров символов складок их высотами над фундаментом (рис.5.41А) показывает наличие длиннопериодной ундуляции этого параметра в пределах блока между разломами Меркурий и Вима с минимумом около 50°з.д. и затухание высот складчатости при выходе за пределы «кинк-банд» зоны. Отметим, что область пониженных значений высот расположена там же, где область пониженной плотности структур протыкания (см.рис.5.40А) и отрицательных цветочных структур (см.рис.5.38). Это указывает на то, что в данной области есть особый структурный комплекс, связанный либо с небольшим локальным растяжением, ортогональным пассивным частям разломов, либо с минимальной амплитудой деформаций.

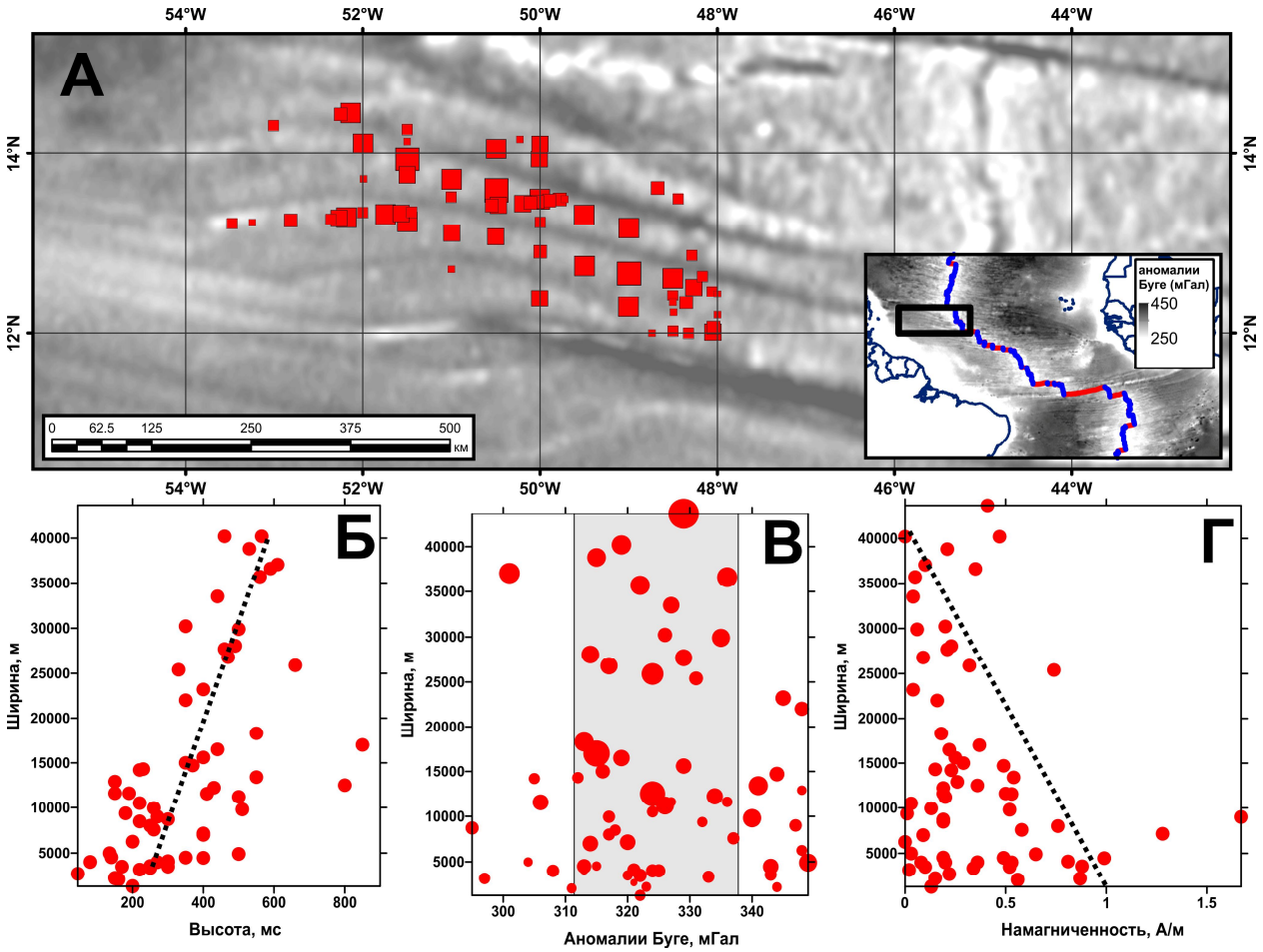


Рис.5.41. Штамповые складки в ЭСА к западу от САХ по данным 9-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1990): А – общее пространственное распределение штамповых складок (центры), отградуированных по высоте складок; Б – корреляция высоты и ширины складок; В – корреляция ширины складок и аномалий Буге, размер символа отградуирован по высоте складок; Г – корреляция ширины складок с намагниченностью, рассчитанной по данным АМП и рельефа. Пунктиром показаны тренды; заливкой дан интервал аномалий Буге с увеличенной встречаемостью складок. На врезке показано положение основного планшета на обычных аномалиях Буге.

Очевидным является тренд увеличения ширины складок в зависимости от высоты (рис.5.41Б). Оба параметра складок, оцифрованных в процессе обработки, масштабируются в сторону увеличения при аналогичном изменении другого параметра. В пределах размеров ширины до 17000 м выделяются более пологие тренды, указывающие на наличие опережающего роста высот складок. Это может быть объяснено возможностью увеличенного вертикального роста для более узких образований, протыкающих верхнюю часть коры. Сопоставление ширины складок с аномалиями Буге (рис.5.41В) показывает наличие их группирования в диапазоне значений 311-338 мГал и возрастания амплитуд складок к середине диапазона. Этот диапазон соответствует определенному разуплотнению абиссальных значений аномалий Буге. На врезке (см.рис.5.41А) хорошо видно, что фоновые средние значения этих аномалий на абиссали в ЭСА существенно (> 100 мГал) меньше, чем в других котловинах к

северу и к югу. Поскольку в ЭСА также наблюдаются максимальные латеральные смещения сегментов САХ по трансформным разломам с длинными активными частями, можно предположить, что деформации, латеральные смещения и низкий фон аномалий Буге являются взаимосвязанной группой геолого-геофизических явлений.

Зависимость ширины складок от намагниченности (рис.5.41Г) показывает группирование облака точек под трендом, в котором чем больше намагниченность, тем у́же складки. Это указывает на то, что более серпентинизированные блоки с магнитоактивным материалом имеют тенденцию к формированию узких структур, протыкающих (см.рис.5.40Б) или приподымающих (см.рис.5.41Б,Г) верхнюю кору. Это подтверждает обоснованный в работе (Астафурова и др., 1996) по данным Канаро-Багамского геотраверса процесс формирования серпентинитовых протрузий.

5.15.3. Чешуйчато-надвиговые формы

Основная часть района изучена субмеридиональными галсами, на которых чешуйчато-надвиговые формы (см.рис.5.36-3) практически отсутствуют (рис.5.42А). Они выявлены в основном на субширотных переходах между галсами и в пределах полигона в восточной части района. Эти формы проявлены в обрамлении «кинк-банд» зоны, что также указывает на сдвиговые смещения вдоль пассивных частей трогов, поскольку деформации этого типа входят в сдвиговый парагенез (Тимурзиев, 2009). На полигоне с субширотными галсами надвиги проявлены во всех межразломных блоках. Таким образом, взаимное смещение блоков имеет место на всем пространстве с деформированной конфигурацией пассивных частей разломов. Распределение вергентности, направление которой показано ориентацией символов (см.рис.5.42А), показывает, что взаимное смещение блоков может быть разнонаправленным, формируя компактное проявление данных форм с разной вергентностью. Скорее всего, это возникает из-за вариации направления и значения векторов смещений отдельных межразломных блоков в общей зоне деформации. Отметим, что центральная часть района около 50°з.д. (см.рис.5.42А) является аномальной и по проявлению данного вида деформаций, которые видны здесь на двух субмеридиональных галсах, показывая наличие соответствующих смещений.

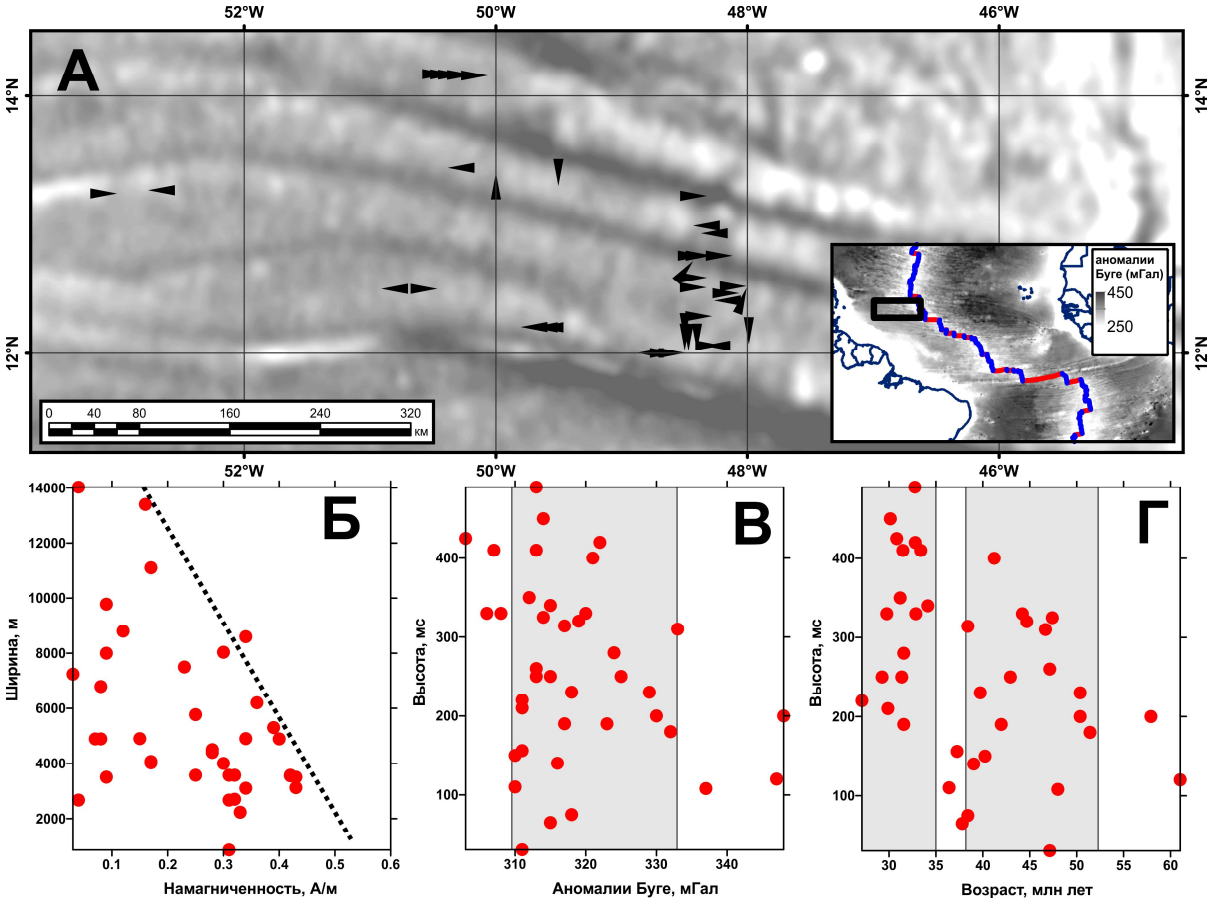


Рис.5.42. Чешуйчато-надвиговые формы в ЭСА к западу от САХ по данным 9-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1990): А – общее пространственное распределение чешуйчато-надвиговых форм, ориентация стрелок соответствует направлению вергентности в пределах разреза; Б – корреляция ширины форм с намагниченностью, рассчитанной по данным АМП и рельефа; В – корреляция высоты форм и аномалий Буге; Г – корреляция высоты форм и возраста. Пунктиром показаны тренды; заливкой дан интервал аномалий Буге и возрастные интервалы с увеличенной встречаемостью форм. На врезке показано положение основного планшета на обычных аномалиях Буге.

Зависимость ширины деформаций от намагниченности (рис.5.42Б) показывает, что самые крупные формы возникают при минимальных значениях этого параметра. Это указывает на отсутствие причинной связи с процессами серпентинизации и на наличие сдвигового влияния в их формировании. При больших значениях намагниченности имеют место небольшие формы, которые, скорее всего, возникают в обрамлении при узких серпентинитовых протрузиях. Зависимость высоты деформаций от значений аномалий Буге (рис.5.42В) показывает их концентрацию в диапазоне 310-334 мГал, сходном с диапазоном распространения штамповых складок (см.рис.5.41В) при общем пониженном фоновом значении этих аномалий в ЭСА. Распределение высот деформаций по возрасту фундамента (рис.5.42Г) показывает, что в деформационные процессы, имеющие новейший и современный возраст, вовлечены структуры осадочного чехла и фундамента всех периодов активизации серпентинизации и формирования структур с вертикальным подъемом (см.рис.5.35).

5.15.4. Взбросы

Распределение взбросовых нарушений (см.рис.5.36-3,10) показано на рис.5.43. Размер символа пропорционален амплитуде нарушений и показывает устойчивую мозаичную фрагментацию поля напряжений, приводящего к образованию дизъюнктивных нарушений. Также, как и рассмотренные ранее деформации, проявление взбросов имеет минимальное значение в центральной части района около 50°з.д. На востоке района по детальным полигонным работам видно, что встречаемость взбросов выше на субширотных галсах. Это указывает на субширотную же ориентацию основных тангенциальных сил, воздействующих на литосферу района и формирующих деформационные нарушения осадочного чехла. Максимальная концентрация и амплитуда нарушений проявлена в обрамлении зоны «кинк-банд», в частности на северо-западе, где происходит изменение азимута пассивных частей разломов.

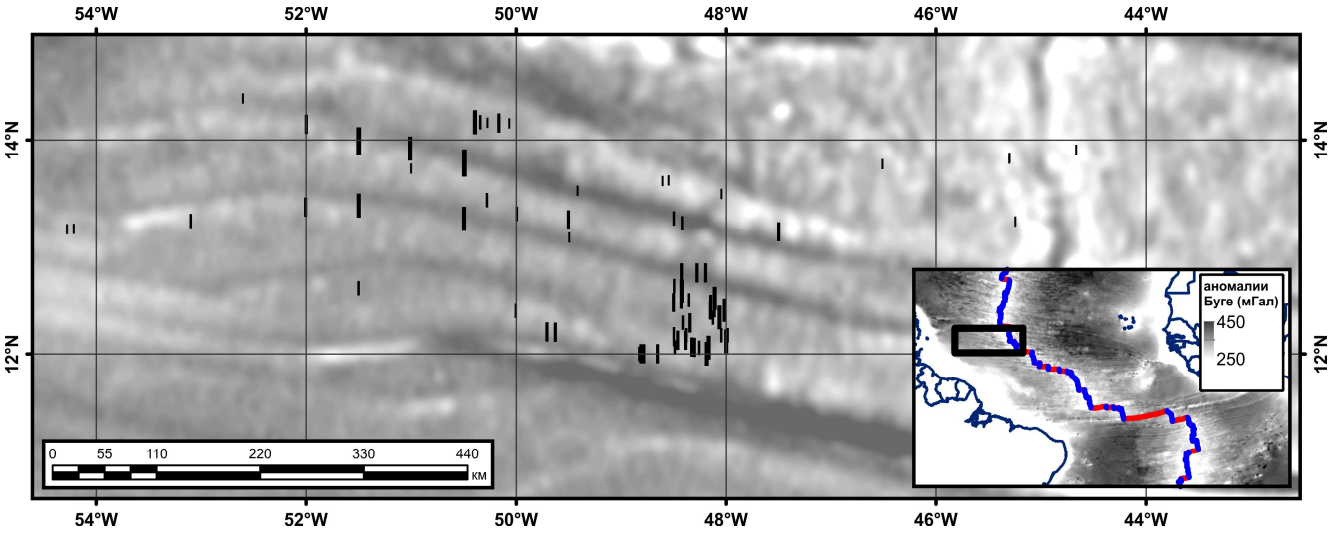


Рис.5.43. Взбросы в ЭСА к западу от САХ по данным 9-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1990). Размер символа отградуирован пропорционально амплитуде взбросов. На врезке показано положение основного планшета на обычных аномалиях Буге.

5.15.5. Вертикальные акустические осветления

Вертикальные акустические осветления, имеющие также альтернативное название – газовые трубы, являются проявлением флюидов на сейсмической записи, проникающих вверх по слабоконсолидированной толще осадков или по сети трещин. Наличие этой формы записи указывает на отсутствие флюидоупоров на протяжении пространства, занятого трубой (см.5.36-1,2,7,8) и не имеющего внутри когерентных рефлекторов. Основание труб всегда опирается на акустический фундамент, представленный базальтовым океаническим слоем, что указывает на эндогенный источник флюидов. Газовые трубы наблюдаются на всем пространстве района исследований, но основное их расположение приурочено к осевым зонам пассивных частей разломных трогов, заполненных осадками (рис.5.44А). Их наличие делает возможным

детекцию явления дегазации методом НСП, поскольку дегазация в водной толще на частотах НСП в глубоком океане с пневматическими источниками сейсмических волн (до ~150 Гц) практически не заметна. Таким образом, обнаружение труб преимущественно в разломных трогах не означает однозначного отсутствия дегазации на участках дна, лишенных осадочного покрова. Тем не менее, район исследований, расположенный в возрастном диапазоне фундамента от 20 до 60 млн лет, имеет почти сплошное покрытие осадками за исключением редких выступов фундамента на структурах вертикального подъема с прорывом отложений и взбросовых дислокациях. Поэтому концентрация труб в разломах является значимой характеристикой, а также показателем эндогенного происхождения флюидов, при котором выведение их к поверхности приурочено к разломной сети корового заложения. Последнее выведено из того, что большинство трансформных разломов, выделяемых в рельефе, исчезают после расчета обычных аномалий Буге (рис.5.44А, врезка). Некоторое количество труб выявлено в районе 48°з.д. в области небольших субмеридиональных смещений, где был отснят детальный полигон.

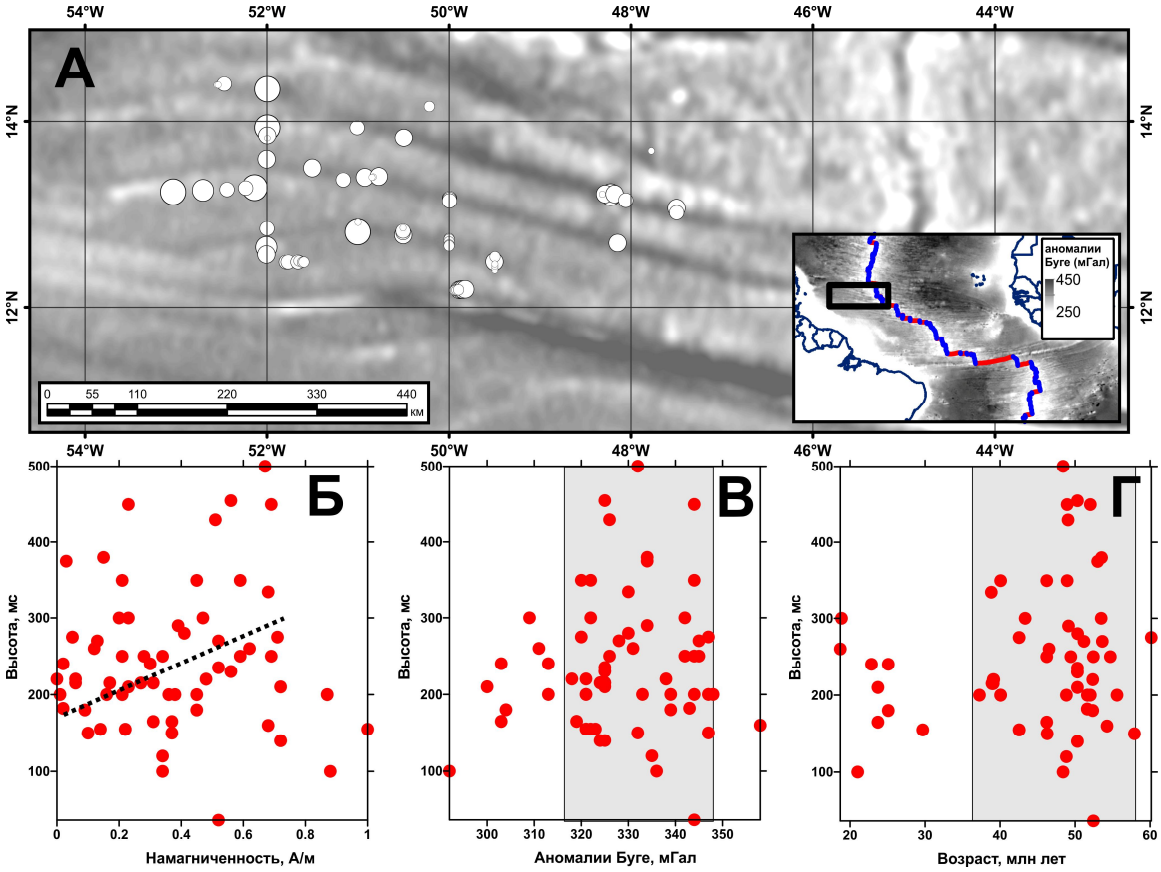


Рис.5.44. Вертикальные акустические осветления (газовые трубы) в ЭСА к западу от САХ по данным 9-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1990): А – общее пространственное распределение газовых труб, отградуированных по их ширине; Б – корреляция высоты газовых труб с намагниченностью, рассчитанной по данным АМП и рельефа; В – корреляция высоты газовых труб и аномалий Буге; Г – корреляция высоты газовых труб и возраста. Пунктиром показан тренд. Заливкой даны интервалы аномалий Буге и возраста

с увеличенной встречаемостью газовых труб. На врезке показано положение основного планшета на обычных аномалиях Буге.

Зависимость высот труб от намагниченности (рис.5.44Б) показывает слабый тренд на увеличение, что предсказуемо, поскольку развитие процессов серпентинизации приводит как к увеличению химической намагниченности, так и к росту флюидных выделений (Дмитриев и др., 1999). На его фоне просматриваются две области с повышенным значением высот, которые могут быть объяснены увеличенным выходом флюидов на определенном этапе развития серпентинизации при формировании магнитоактивного слоя с эффективной намагниченностью около 0.2 и 0.6 А/м. Это также иллюстрирует наличие определенных интервалов, при которых происходит активизация этих процессов (Попов и др., 2006). Зависимость высот труб от аномалий Буге (рис.5.44В), также как и для других параметров, показывает их концентрацию в определенном диапазоне значений от 315 до 348 мГал, пониженном по сравнению с фоновыми в абиссальных котловинах и примерно совпадающим с описанными выше.

Сопоставление высот труб с возрастом фундамента (рис.5.44Г) показывает резкое увеличение их встречаемости, начиная с 37-40 млн лет и древнее. Позднее наблюдается интервал с отсутствием труб и небольшое увеличение их встречаемости на фундаменте моложе 25 млн лет. Анализ положения труб в пространстве (см.рис.5.44А) показывает, что интервал отсутствия труб от 25 до 37 млн лет также выражен пространственной зоной 49°30–48°30 з.д., где газовых труб не выявлено. Таким образом, основное количество этих явлений совпадает с третьим интервалом концентрации деформаций (см.рис.5.35), полученном без их разделения на типы. Данное возрастное распределение может иметь несколько интерпретаций: процессы серпентинизации формируют флюид, поступление которого в осадочный разрез проявляется медленно; генерации флюида в первый и второй (от молодого к древнему) интервал серпентинизации (см.рис.5.35, рис.5.44Г) не произошло или он был заблокирован; формирование «кинк-банд» зоны, изменившей конфигурацию разломных зон, резко увеличило возможность выхода флюидов в осадочный покров, расширив разломные зоны в возрастном диапазоне фундамента от 40 млн лет и древнее. В настоящий момент трудно установить достоверность той или иной интерпретации, но факт основного проявления труб именно в данном районе и возрасте фундамента можно считать очевидным. Также отметим явное увеличение ширины труб в западном направлении (см.рис.5.44А), которое может подтверждать третий вариант интерпретации, но не исключает первых двух.

5.15.6. Горизонтальные акустические осветления

Горизонтальные акустические осветления сейсмической записи в абиссальных котловинах, называемые также линзами (см.рис.5.36-2,7,8), представляют собой области потери

акустической стратификации, расположенные непосредственно над фундаментом. Их распределение в районе работ (рис.5.45А) показывает, что они расположены преимущественно в межразломных блоках. Это означает, что если предполагать одинаковый источник флюида для вертикальных и горизонтальных форм осветления записи, то его поступление происходит повсеместно. Вертикальные формы, имеющие среднюю высоту ~240 мс, проявлены в основном в трогах, где, как следует из анализа цветочных структур, существуют сдвиговые смещения, приводящие к формированию трещин. Горизонтальные формы со средней мощностью ~250 мс, практически такой же как у вертикальных форм осветления, встречаются реже и имеют ширину до 20 км, в то время как у вертикальных форм средняя ширина составляет ~980 м. Сходство вертикальных размеров указывает на одинаковую скорость проградации флюида в осадках для обоих случаев, а разность горизонтальных размеров и структурного положения – на различные системы трещиноватости, по которым идет выход эндогенного флюида. Нельзя исключать наличия в межразломных блоках системы трещин, пропущенной при съемке субмеридиональными галсами.

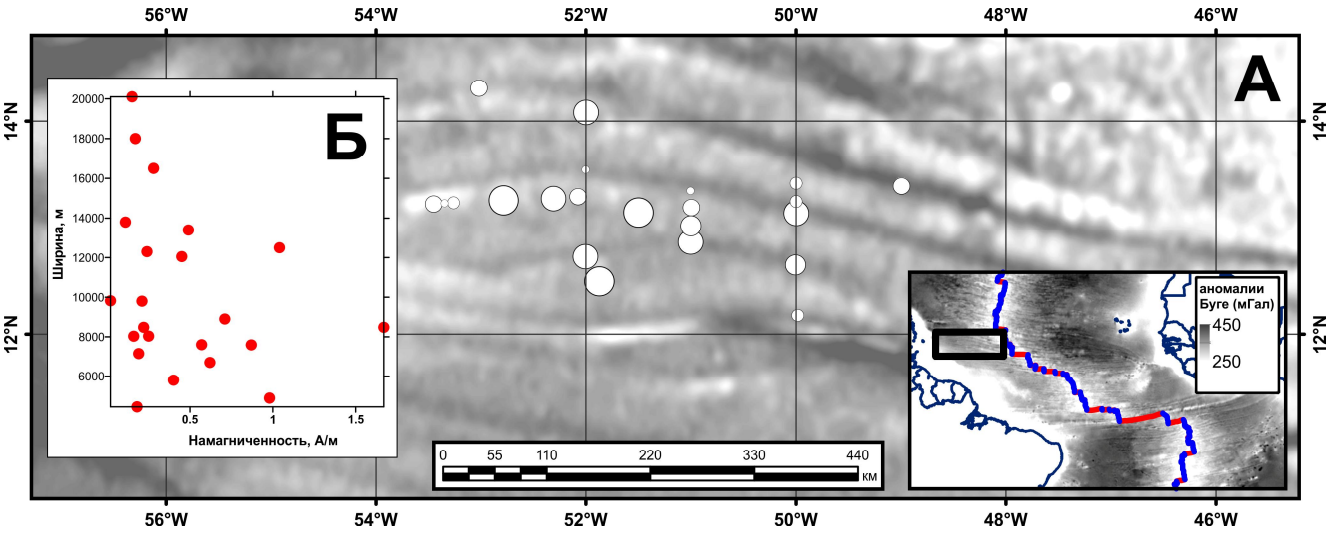


Рис.5.45. Горизонтальные акустические осветления (линзы) в ЭСА к западу от САХ по данным 9-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 1990): А – общее пространственное распределение линз, отградуированных по их ширине; Б – корреляция ширины линз с намагниченностью, рассчитанной по данным АМП и рельефа. На врезке показано положение основного планшета на обычных аномалиях Буге.

Отметим увеличение ширины линз к западу и их расположение на фундаменте с возрастом более 40 млн лет, как и у газовых труб. Это также указывает на полное сходство процессов, формирующих данный вид аномалий, за исключением геометрии выводящих каналов. Последняя в «кинк-банд» зоне может отличаться от остальной части района работ, поскольку (см.рис.5.45А) в ней расстояние между трогами на 10-15% больше, чем в основной части. Это делает вероятным появление небольших локальных структур растяжения наряду со сдвиговыми и надвиговыми деформациями. Сопоставление ширины линз с намагниченностью

фундамента (рис.5.45Б) показывает, что при больших значениях последней и интенсивных процессах серпенитнизации формируются более узкие линзы, в пределе переходящие в более высокие вертикальные формы (см.рис.5.44Б).

5.16. Схема геодинамики

В результате анализа данных по тектоническим деформациям и флюидным аномалиям записи НСП составлена возможная схема геодинамики района исследований (рис.5.46). Западная часть северного сегмента ЭСА, расположенная в области отрицательных значений атрибута $\delta(Vp/Vs)$, а также проявлений трансформных разломов с большим латеральным смещением сегментов САХ и общим разуплотнением между разломами 15°20’ и Вима по данным (Müller et al., 2008) о скоростях спрединга, является зоной с повышенными на 10% значениями скоростей по сравнению с сегментами плиты к северу и югу от нее. Поскольку разница в скоростях спрединга не может затухнуть сразу при выходе за пределы активной части разлома, сдвиговые смещения в пассивных частях продолжают существовать на удалениях, соизмеримых с длиной активных частей. Этим формируется структурирование пространства плиты на отдельные блоки вдоль пассивных частей разломов с наличием тектонических брекчий и серпентинитов (Мазарович, 2000), по ослабленным участкам которых могут активизироваться движения при возникновении вариаций параметров движения плит. В связи с этим вдоль пассивных частей разломов 15°20’ и Вима обозначены сдвиговые смещения правого и левого вида соответственно. По данным (Klitgord, Schouten, 1986) заложение Антильской дуги имеет новейший возраст (~10 млн лет). Ее воздействие (см.рис.5.46) на северный сегмент ЭСА приводит к формированию «кинк-банд» зоны, характерно меняющей конфигурацию пассивных частей трансформных разломов, причем только в интервале широт, где распространена дуга. Кроме того, это воздействие привело к переориентации трога разлома Вима (Bonatti et al., 2005). Возникновение Антильской дуги, скорее всего, является следствием проникновения с запада в Атлантику одного из ответвлений плюма Восточно-Тихоокеанского поднятия вдоль Галапагосского рифта, которое видно по данным сейсмотомографии (Li et al., 2008).

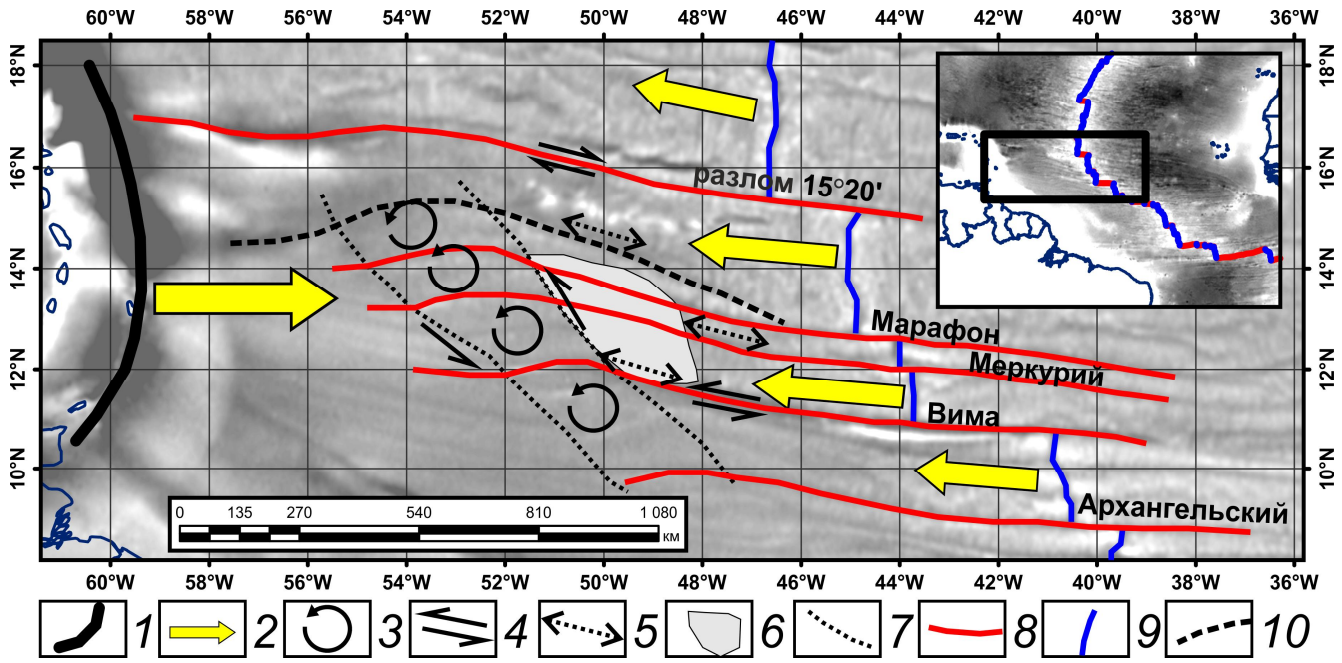


Рис.5.46. Схема геодинамики в ЭСА к западу от САХ. На врезке показано положение основного планшета на обычных аномалиях Буге.
1 – Антильская дуга; *2* – направление воздействия Антильской дуги и движение плиты от САХ; *3* – проворот блоков против часовой стрелки; *4* – сдвиговые смещения; *5* – сдвиговые смещения с переменным направлением; *6* – область минимума деформаций; *7* – граница «кинк-банд» зоны; *8* – трансформные разломы; *9* – ось рифта; *10* – параллельное ответвление разлома.

При формировании «кинк-банд» зоны возникают смещения блоков литосферы с элементами поворота против часовой стрелки. Это приводит к возникновению разнообразных деформаций, связанных со сжатием и вертикальным подъемом фрагментов коры, и образованию локальных растяжений, облегчающих дегазацию эндогенного флюида. Наличие субширотно ориентированных чешуйчато-надиговых форм с различной вергентностью указывает на неравномерность сдвиговых смещений при латеральном воздействии на межразломные блоки. В связи с чем на схеме (см.рис.5.46) показана возможность смещений переменного направления вдоль трансформных разломов. Суперпозиция общего вектора движения плиты от САХ с воздействием Антильской дуги формирует восточнее «кинк-банд» зоны область, где деформации имеют минимальное проявление, а максимальные амплитуды деформаций сконцентрированы в ее периферии и в самой «кинк-банд» зоне. С севера эта область ограничена трогом разлома параллельной ветви, вдоль которого также возможны сдвиговые смещения переменного направления. Отметим, что «кинк-банд» зона также сформировалась по первичной неравномерной структурированности плиты, возникшей из-за резкого изменения параметров движения плит в интервале от 70 до 50 млн лет и смещению Эйлерова полюса на запад. Это привело к изменению направления спрединга и характерному изгибу трансформных разломов вдоль всей северной Атлантики и формированию недоразвитого рифта в море Лабрадор. Именно вдоль данного возрастного диапазона

фундамента, обладающего изначально заданной неоднородностью, произошло формирование «кинк-банд» зоны при воздействии Антильской дуги.

5.17. Синтез

1. Океанический осадочный чехол можно условно разделить на фоновую и локальную компоненты. Фоновой является генерализованная структура осадочного чехла с устойчивым пространственным распределением, формируемая выносом материала с суши и осаждением вещества из толщи воды в глубоководной части, неравнозначными по вкладу в суммарную мощность. Детальное исследование осадочного чехла показывает наличие локальных отклонений от генерализованной картины, которые формируются тектоническими движениями и донными течениями. Течения и потоки формируют локальные увеличения мощностей около структурных барьеров, вдоль трогов разломов и глубин контурной циркуляции. Особо мощные турбидиты на удалениях в несколько сотен километров от конуса выноса могут создавать аномальные мощности за счет суперпозиции прирусловых валов гравитационных потоков. Тектонический фактор приводит к образованию штамповой складчатости, структур протыкания, акустическому осветлению низов разреза, сбросовым и взбросовым нарушениям, образующим в некоторых случаях эшелонированную чешуйчато-надвиговую систему. Кроме того, осадочный чехол осложнен внутриплитным магматизмом, формирующим на записи аномалии типа «яркое пятно». Имеются признаки сдвиговых деформаций осадочного чехла в пассивных частях трансформных разломов. В сочетании с акустическим осветлением могут наблюдаться прорывы флюида в водную толщу.

2. Данные НСП показывают наличие аномальных рефлекторов типа «яркое пятно», которые соответствуют выровненному магматическому фундаменту, возникающему в условиях продуктивного магматизма, отличающегося от обычного для медленно-спрединговых зон. Эти аномалии покрыты осадочным чехлом с уменьшающейся к югу мощностью и преимущественно горизонтально залегающим. Деформации акустического фундамента в основном носят доседиментационный характер. Современные деформации также имеют место, но меньшей чем в фундаменте амплитуды, и сопровождаются вертикальным акустическим осветлением осадочной толщи. Имеются признаки поступления флюидов в водную толщу. Структура акустического фундамента содержит сегменты рифтовых палеодолин и палеонодальную впадину, не совпадающие с положением современных активных зон. Расположение палеоформ показывает, что перескоки активных рифтовых сдвиговых сегментов могли проходить в несколько этапов. В группе из нескольких разломных трогов при переменном внешнем воздействии (смена транспрессии и транстенсии) перескоки рифтовых и сдвиговых сегментов внутри группы могли происходить непредсказуемым образом. Данные указывают на то, что

правилом, определяющим направление перескоков, могло являться спрямление траектории перехода между сегментами САХ, осуществляемого по полиразломной трансформной системе.

3. По данным рельефа и сейсмических разрезов НСП установлено, что на северном борту разлома Романш в неогене происходили вертикальные движения земной коры, которые имели значительную амплитуду (более 1000 м) и носили колебательный характер. Это подтверждается наличием рифогенных построек, продуктами их разрушения при повторном выведении блока к уровню моря, двух эрозионных террас с уровнями 1350 и 1050 м. Разница уровня верхней террасы и минимальной глубины хребта составляет около 200 м и дает оценку минимальной амплитуды колебаний положения выступа фундамента. Современный уровень главной эрозионной террасы, равный 1350 м, значительно превосходит эту оценку. Имеющиеся факты могут быть объяснены наложением двух процессов: длиннопериодного, связанного с тектоническим воздействием в условиях транспрессии, сдвиговых процессов со сложной конфигурацией разрыва и формированием изостатических аномалий на бортах разломного трога с большой амплитудой вертикальных движений, и короткопериодного (0.7-0.9 Ма) колебания уровня моря с малой амплитудой.

4. Восточная часть полиразломной системы Долдрамс-Вернадского-7°24'с.ш.-Богданова-6°52'с.ш. образует сложную суперпозицию отдельных пассивных частей с не типичными для зоны САХ структурами: субмеридиональные гряды фундамента, перегораживающие трог разлома Богданова, и продолжение осевого гравитационного минимума к северу от разлома. Это указывает на возможное продвижение рифтовых структур на север, а также латеральную перестройку геодинамической ситуации, при которой происходит перескок сегментов САХ внутри полиразломной системы и «отключение» активных частей с перемещением их в сегменты разломов, бывших ранее пассивными. Осадочный чехол в пределах желоба разлома Богданова, разделенный грядами фундамента, указывает на активизацию вертикальных движений в два этапа: современный и на момент образования горизонта с глубиной залегания под дном 100-150 мс. Происхождение палеодеформации можно отнести к периоду формирования и воздействия Антильской дуги на северный сегмент ЭСА. В троге разлома наблюдается аномалия типа «яркое пятно», сходная с аномалиями на востоке южного сегмента ЭСА, сформированная продуктивным магматизмом на субстрате с возрастом ~15 Ма. Над этой аномалией сформирован дрифт, указывающий на возможность активных течений вдоль трога разлома. Современные взбросовые нарушения с поднятым западным крылом имеют признаки взбросо-надвига с восточной вергентностью. Наблюдается сочетание деформаций сжатия и растяжения в области конвергенции разломов Богданова и 7°24'с.ш. Медианный хребет активной части разлома Богданова показывает сдвиговый генезис данной структуры с элементами транспрессии. При этом медианный хребет может быть аналогом положительной

«цветочной» структуры с выдавливанием кристаллических пород корового комплекса. Медианные хребты встречаются также в пассивных зонах разломов, что указывает на существование сдвиговых смещений далеко за пределами геодинамически активных частей трансформных разломов.

5. Зона азимутального несогласия между пассивными частями трансформных разломов и уступом Кабо-Верде содержит деформационные проявления, не свойственные типичным структурам САХ и прилегающих котловин. Провинция к северу от уступа содержит современные деформации, охватывающие весь осадочный чехол, состоящий из двух сейсмокомплексов суммарной мощностью около 300 мс. Чехол к югу от уступа также имеет два сейсмокомплекса, но его мощность увеличена до 700 мс. В ряде субширотных трогов наблюдаются приповерхностные вариации осадочного рельефа дна, связанные с деятельностью течений, которые образовали канал Нева с террасами вдоль берегов. Аккумулятивные дрифты выражены достаточно четко, и деятельность течений является фактором увеличения мощности в системе трогов, утыкающихся в уступ Кабо-Верде. Конфигурация грядовых форм фундамента в ряде случаев имеет овальную форму, указывающую на вероятность образования кальдер. Эта интерпретация поддерживается наличием рефлекторов с повышенной отражающей способностью, которая может быть сформирована примесью вулканического материала. Пликативные деформации в осадочном чехле к югу от уступа охватывают в основном нижний сейсмокомплекс. К складкам часто приурочены вертикальные осветления записи. Грубые оценки возраста кровли деформированного комплекса по мощности позволяют отнести их ко времени заложения Антильской дуги ~10 Ма. Верхний комплекс в этих случаях несогласно и горизонтально залегает на нижнем. Исключение составляет хребет на широте 10°52' с.ш., который кроме выступа фундамента выполнен деформированными осадками обоих комплексов, а в троге к северу от него современная толща со структурным несогласием залегает на крыле складки. Источником материала для этой толщи, помимо фонового осадконакопления, может служить размыв осадков. Локальная ориентация оси сжатия имеет субмеридиональное направление. Также наблюдаются вертикальные осветления акустической записи с аномалиями типа «яркое пятно» над вершиной, указывающими на флюидную природу записи. Хребет на широте 10°42' с.ш. имеет длину не менее 100 км при ширине, не превышающей 4 км, и высоте не более 500 м, и является телом внедрения. Его морфология аналогична медианным хребтам, что указывает на его сдвиговый генезис, проявленный в пассивных частях трансформных разломов. На возможность сдвиговых деформаций в разломных трогах также указывает смена наклона огибающей поверхности складок в пределах одного трога на расстоянии всего ~10 км. Зона пликативных деформаций с востока ограничена штамповой складкой с небольшими взбросовыми нарушениями чехла на ее поверхности, которая перегораживает трог.

Приведенные данные свидетельствуют о широком развитии многофазных тектонических движений, как древних, так и современных, сопровождавшихся внутриплитным вулканизмом.

6. Ромбовидная субширотная депрессия между восточными пассивными частями трансформных разломов Меркурий и 15°20’ интерпретируется как впадина пулл-апарт, возникшая при смещении этих пассивных частей. В ее пределах выявлена система из трех гряд с амплитудами до 400 м, шириной до 25 км и длиной в восточном направлении не менее 50 км, самая большая из которых является субширотным сводовым поднятием, осложненным взбросо-надвиговыми деформациями с южной вергентностью, и пликативными деформациями нижних сейсмокомплексов между грядами. Мощность осадочных образований по данным НСП составляет не менее 500 мс. В поднятых частях структур наблюдается сокращение мощности верхнего комплекса приблизительно на 100 мс за счет эрозии. Образование выявленных структур может быть связано со сдвигом вдоль непрямого разрыва и формированием изгибов торошения. Осадочный чехол уступа Кабо-Верде, сходный по строению с чехлом котловины, также деформирован. Тектонические движения в пределах хребта Кабо-Верде продолжались с рубежа олигоцена и миоцена до четвертичного времени.

7. Район сочленения уступа Кабо-Верде, гор Батиметристов, пассивной части разлома Богданова, косых разломов и возвышенности Сьерра-Леоне представляет собой сложнейший узел, в котором сочетаются сдвиговые деформации с разнообразными структурами парагенеза, впадины пулл-апарт и вулканические постройки, сформированные наложенным продуктивным магматизмом плюмового ответвления. В целом разделение характера структур проходит по пассивной части разлома Богданова, отделяющего северный сегмент ЭСА от южного. К северу от него расположены квестообразные структуры с пологим северным крылом, взбросо-надиговыми деформациями и пликативными деформациями на южном крыле при южном векторе смещения масс. Эти деформации имеют современный возраст и указывают на активизацию деформационных структур конца эоцена. Самый верхний сейсмокомплекс не деформирован и залегает со структурным несогласием на деформированном эоценовом комплексе. В районе проявлены два этапа деформаций. Первый – эоценовый, второй – современный. Существует смещение и локализация зоны деформаций во времени с юга на север. К югу от разлома Богданова на северном склоне возвышенности Сьерра-Леоне квестообразные деформационные структуры имеют пологий южный склон и крутой северный, примыкающий к пассивной части разлома. Деформации охватывают весь разрез и являются современными. В средней части разреза наблюдается положительная цветочная структура с плоскостью сместителя, указывающая на условия транспрессии. Около вулканической постройки наблюдается серия из 7 взбросовых нарушений, смещающих выровненный акустический фундамент, сформированный продуктивным магматизмом. Осадочный чехол на

склоне структуры имеет небольшие вертикальные смещения, указывающие на современную активизацию по этим взбросам, и вертикальные акустические осветления от поступления флюида из цоколя вулканической постройки.

8. Схема проявления деформаций показывает, что основными структурами, которые устанавливаются методом НСП и многолучевым эхолотированием являются: открытые пологие антиклинальные и синклинальные складки с углами падения слоев в первые градусы и размахом крыльев от первых миль до многих десятков миль; складки могут формировать структурные ансамбли различного масштаба, флексуры разных типов, моноклинали, разрывы (сбросы, взбросы) с амплитудами от первых метров до многих десятков метров, разломы с разными простираниями, пересекающими трансформные разломы или рифтовые долины и зоны изломов (кинк-банд). Развитие этих деформаций приобретает наибольшую выраженность вдоль субмеридианального направления. На сейсмических профилях, ортогональных к этому направлению, деформации выделяются редко. Это дает основание говорить об анизотропии деформаций осадочного чехла. Наибольшая разница в деформированности осадочного чехла в зависимости от направления наблюдается в северном сегменте ЭСА. Она не коррелирует с главными структурными элементами – сегментами САХ и активными частями трансформных разломов. Деформации имеют наложенный характер на все структуры дна, где они выявлены. Отсутствие равновесия сил на внутриплитном пространстве вне главных элементов выявляется структурой изостатических аномалий и широтной сегментированностью аномальных зон. Литосфера ЭСА является подвижной системой, в которой блоки испытывают воздействия, нарушающие равновесие. Изостатический отклик на эти воздействия приводит к тому, что система масс кора – верхняя мантия эволюционирует в направлении равновесия архимедовой и гравитационной сил. Дополнительный фактор тектогенеза, выводящий систему из равновесия, имеет тангенциальный вектор (за исключением плюмовых проявлений). ЭСА также находится под воздействием Антильской дуги, давящей с запада на северный сегмент ЭСА, где обнаружено максимальное количество деформаций, кинк-банд структур, параллельных ветвей и пулл-апарт депрессий.

9. Пространство между пассивными частями трансформных разломов в Ангольской котловине на удалении до 1800 км от САХ осложнено положительными цветочными структурами, структурами протыкания – древними и современными, взбросовыми нарушениями в бортах трогов, а также эффектами флюидонасыщенности – вертикальным акустическим осветлением и горизонтальными газовыми «шапками». Последние наблюдаются на глубине 100-150 мс, сходной с расположением флюидоупора в других котловинах. Аномалии сейсмической записи в абиссальной котловине указывают на наличие факторов, деформирующих фундамент и осадочный чехол. Таковыми являются сдвиговые смещения с

элементами растяжения и сжатия. В совокупности эти движения приводят к деформациям не только вдоль бортов, но и в межразломном пространстве. В качестве источника флюида предполагается серпентинизация при повышенной трещинноватости коры и верхней мантии.

10. Признаками флюидов на сейсмоакустических записях являются: потеря акустической стратификации и хаотизация слоев; образование контрастных газовых «шапок»; «проседание» осей синфазности; проявление узких вертикальных зон акустического осветления, связанных с прорывом флюидов; акустическое осветление осадков, примыкающих к фундаменту; появление аномалий в атрибуте мгновенной частоты. Признаками прорывов флюидов в водную толщу из осадочного чехла, аккумулирующего подвижные компоненты, являются характерные дифракции волн с вершинами над дном, потеря акустической стратификации, осветление и хаотизация верхней части разреза под прорывом, локальное вспучивание дна и образование конусов из осадочного материала или покмарок. Флюидные аномалии встречаются над структурами протыкания, разломными зонами и, вероятно, в районах с деградацией газогидратного слоя, служащего флюидоупором наряду с обычными литологически слабопроницаемыми отложениями.

Проявления флюидов в пространстве приурочены к субширотным зонам активизации деформаций от САХ в котловинах до 1700 км и более, а также к зонам отрицательных плотностных аномалий, таким как кора «хессовского» типа в районе разлома 15°20', и в южной Атлантике на широтах 20-24°ю.ш. Зоны деформаций представлены разнообразным набором нарушений сдвигового парагенеза в комбинации со сжатием и растяжением. Снижение плотности при серпентинизации формирует аномалии силы тяжести, превышающие точность альтиметрических данных, и делает возможным прогноз этих зон по спутниковым данным. Причинно-следственная цепочка внутриплитных явлений формируется в следующем виде:

1. Контрастное по горизонтали геодинамическое состояние мантии.

2. Неоднородные горизонтальные движения, формирующие на фоне остывания литосферы с возрастом повышенную макротрещинноватость, включающую сдвиговые тектонические деформации.

3. Доступ воды в верхнюю мантию по образованной макротрещинноватости.

4. Формирование условий для серпентинизации пород верхней мантии с образованием зон разуплотнения, локальных отрицательных гравитационных аномалий и повышенной намагниченности.

5. Образование деформаций вертикального подъема блоков фундамента и осадочного чехла и генерация флюидов (в основном метан).

6. Аккумуляция флюидов в осадочном чехле, формирование аномалий сейсмоакустической записи и прорывы в водную толщу.

11. Значительную часть деформационных структур составляют образования, связанные с вертикальным подъемом осадочного чехла узкими и широкими блоками фундамента, дегазационным подъемом и транспрессионным выжиманием как новейшего, так и современного возраста. В пространстве они проявлены около кинк-банд структур северо-западной ориентации, пересекающих северный сегмент ЭСА. Гистограмма высот структур, недифференцированных по типу, имеет главный максимум около 400 м. При серпентинизационном происхождении вертикального выдавливания блоков фундамента мощность слоя, охваченная этим процессом, достигает 2 км. Полимодальность распределения может указывать на неоднократную активизацию процессов около этих структур. В зависимости от возраста фундамента фиксируется нисходящая зависимость глубины дна около структур, имеющая линейный вид со ступенью около 20 млн лет и более пологим градиентом после этого возраста. Основной тренд высот структур имеет вид, плавно восходящий от 400 до 600 м в интервале 0-20 млн лет, и далее более пологий до 700 м с наложенными на него тремя зонами резко повышенных значений: 6-16, 27-38 и 43-53 млн лет (средне-поздне-миоценовая, олигоценовая, ранне-средне-эоценовая). Подобное распределение может возникнуть из-за пульсаций магнитных свойств серпентинитов в зависимости от снижающейся температуры верхней мантии с локальной активизацией диапировых процессов при достижении определенного температурного значения. Возраст фундамента не соответствует возрасту структур, но может иллюстрировать эволюцию температурного состояния. В интервалах между зонами с большими высотами структур находятся точки излома рельефа, связанные с фазовыми переходами в подошве литосферы.

12. Систематизация типов деформационных структур по 2D данным НСП построена по видимому направлению смещения масс в вертикальной плоскости разреза. Проявлены следующие типы: чешуйчато-надвиговые деформации (скучивание при горизонтальном смещении); диапировые структуры или структуры протыкания (положительные вертикальные движения); при большой ширине блока фундамента – штамповые складки; деформации, связанные с подъемом флюидов. Деформации, связанные с отрицательными вертикальными движениями свойственны флангам СОХ, где наиболее интенсивно происходит остывание литосферы, но, так как в этих областях слабо развит осадочный покров, их трудно выделить по его нарушениям. Отрицательные движения также встречаются при возникновении транстенсии в пассивных частях разломов. Особо отметим аномалии напластования осадочного материала, связанные с контурными течениями и турбидитными потоками, не имеющими тектонической природы. На практике в изученной котловине есть области, где эта сейсмофация практически не наблюдается. Наиболее распространенными по частоте встречаемости в пределах района работ видами деформаций осадочного чехла являются: вертикальные акустические осветления

(газовые трубы), штамповые складки, структуры протыкания, взбросовые нарушения, чешуйчато-надвиговые системы, горизонтальные акустические осветления сейсмической записи. Отдельно выделим типы деформаций, связанные со сдвиговыми смещениями – отрицательные и положительные цветочные структуры, обнаруженные в пассивных частях трансформных разломов. Данные о разнице скоростей спрединга вдоль САХ позволяют заключить, что теоретически сдвиги в пассивных частях трансформных разломов возможны.

13. Общее пространственное распределение деформационных и других аномальных видов сейсмической записи показывает их максимальную концентрацию в зонах повышенной макротрещинноватости над «холодными» блоками, выявленными по томографическому атрибуту $\delta(Vp/Vs)$, и обосновывает первые два элемента цепочки внутриплитных явлений – контрастное геодинамическое состояние мантии и макротрещинноватость. Встречаемость складчатых форм спадает при приближении к САХ из-за небольших значений мощностей осадков.

14. Обнаружение структур сдвигового парагенеза в осадочном чехле пассивных частей трансформных разломов указывает на существование сдвиговых смещений между сегментами океанической литосферы после их перемещения за пределы активных частей разломов в результате спрединга. Положительные цветочные структуры, указывающие на транспрессионный режим, расположены на изгибе разломов Марафон и Меркурий, обрамляющих с севера структурную зону типа «кинк-банд». Внутри этого обрамления редкие проявления отрицательных цветочных структур указывают на локальную компоненту растяжения в мозаичном распределении напряжений. С юга район исследований обрамляется западной пассивной частью разлома Вима, в которой в поле альтиметрии и по данным НСП наблюдается медианный хребет, указывающий на существование сдвига со сжатием. Таким образом, условия транспрессии наблюдаются в большинстве пассивных частей разломов, обрамляющих зону «кинк-банд» структур.

15. Пространственное распределение наиболее часто встречаемых деформаций в северном сегменте ЭСА к западу от САХ показывает повышенную концентрацию деформационных объектов с положительной компонентой вертикального движения в обрамлении «кинк-банд» зоны, меняющей обычную конфигурацию пассивных частей трансформных разломов. Сходное распределение наблюдается для положительных цветочных структур (в трогах разломов) и для структур протыкания, штамповых складок, надвиговых форм, взбросов (в межразломных блоках и вдоль их бортов). При этом формируется мозаичная картина с минимумом встречаемости и амплитуды этих структур в центральной части района исследований между 50°30 и 48°30 з.д., указывая на возможный характер распределения напряжений. Особенностью распределения взбросо-надвиговых форм является субширотная вергентность переменного

направления. Сопоставление с намагниченностью указывает на прямую связь высот структур протыкания с ее интенсивностью и развитием процессов серпентинизации. Ширина штамповых складок имеет обратную зависимость от намагниченности, показывая на тенденцию к формированию протрузий при небольшой ширине зон серпентинизации. Отсутствие связи намагниченности и взбросо-надвиговых форм указывает на их преимущественно сдвиговый генезис. Сопоставление с аномалиями Буге показывает развитие деформаций в диапазоне значений ~310–340 мГал, который ниже фонового для соседних абиссальных котловин, что указывает на связь деформационных объектов (5-й элемент цепочки внутриплитных явлений) с разуплотнением (4-й элемент) и механизмом его формирования (1-й и 2-й элементы) около разломов с большим латеральным смещением оси САХ. По возрасту фундамента деформации распределены в обоих интервалах 27-38 и 43-53 млн лет, в которых имеется достаточно мощный осадочный чехол для их выявления по характерным видам сейсмической записи.

Распределение аномалий, связанных с флюидным фактором (6-й элемент), показывает, что они наблюдаются повсеместно в пределах интервала аномалий Буге ~310–340 мГал, но газовые трубы проявлены преимущественно вдоль разломных трогов, а линзы – в межразломных блоках. При этом все виды аномалий примыкают к акустическому фундаменту, что указывает на их эндогенное происхождение. Ширина аномалий закономерно увеличивается в западном направлении с возрастом и развитием процессов серпентинизации. Это говорит о том, что аномалии записи, связанные с потерей акустической стратификации за счет проникновения флюида, сформированы одним и тем же источником, но выводятся из фундамента в слабоконсолидированную осадочную толщу по различным системам трещин. И трубы и линзы имеют практически одинаковую высоту и мощность в осадках, что указывает на одинаковую скорость проникновения флюида вверх по разрезу. Сопоставление с намагниченностью показывает их закономерный рост со всплесками амплитуд в двух интервалах намагниченности. Особо отметим странное, практически полное отсутствие флюидных аномалий над фундаментом с возрастом моложе 40 млн лет, область которого примерно совпадает с областью уменьшенной амплитуды тектонических деформаций, отмеченной выше. Это может происходить либо из-за специфики проникновения флюида из фундамента в осадок, формирующей запаздывание в формировании флюидных аномалий, либо из-за специфики напряжений в литосфере, при которой в зоне обрамления «кинк-банд» структуры формируются участки с локальным растяжением, облегчающим процесс выделения флюида.

16. Западная часть северного сегмента ЭСА, расположенная в области отрицательных значений атрибута $\delta(Vp/Vs)$, а также проявлений трансформных разломов с большим латеральным смещением сегментов САХ и общим разуплотнением между разломами 15°20’ и Вима имеет увеличенные на 10% скорости спрединга по сравнению с сегментами плиты к

северу и югу. Вдоль пассивных частей разломов 15°20’ и Вима обозначены сдвиговые смещения правого и левого вида соответственно. Заложение Антильской дуги имеет возраст ~10 млн лет, и ее воздействие на северный сегмент ЭСА приводит к формированию «кинк-банд» зоны, меняющей конфигурацию пассивных частей трансформных разломов в интервале широт дуги. При формировании «кинк-банд» зоны возникают смещения блоков литосферы с элементами поворота против часовой стрелки. Возникают деформации, связанные со сжатием и вертикальным подъемом фрагментов коры, и образуются локальные растяжения, облегчающие дегазацию эндогенного флюида. Субширотно ориентированные чешуйчато-надвиговые формы с различной вергентностью указывают на неравномерность и переменное направление сдвиговых смещений при латеральном воздействии на межразломные блоки. Суперпозиция общего вектора движения плиты от САХ с воздействием Антильской дуги формирует восточнее «кинк-банд» зоны область, где деформации имеют минимальное проявление, а максимальные амплитуды деформаций сконцентрированы в ее периферии и «кинк-банд» зоне. Формирование «кинк-банд» зоны произошло вдоль возрастного диапазона фундамента от 70 до 50 млн лет, обладающего изначально заданной неоднородностью.

Заключение

Проведенный анализ принципиальных расхождений рабочей геодинамической модели с накопленной фактурой показал актуальность основного положения модели – горизонтального перемещения плит. Вместе с тем, те же фактурные компиляции для внутриплитного пространства, содержащие деформационные структуры, показали нарастающее их расхождение с другим положением модели – жесткостью плит. В научной литературе в XXI веке устоялся подход, рассматривающий литосферу как оболочку с расслоенным и блоковым строением, которое допускает независимое горизонтальное и вертикальное смещение фрагментов литосферы друг относительно друга в пределах основной плиты. С этих позиций адаптация внутриплитных деформационных структур в модифицированную геодинамическую модель становится реалистичной. Анализ факторов тектогенеза, которые были обозначены в рабочей парадигме как основные, в Атлантике выглядят малозначащими для интерпретации внутриплитных структур. Это допускает наличие дополнительных сил, имеющих тангенциальную (субгоризонтальную) компоненту, которая может обеспечить дифференцированное объемное воздействие на фрагменты плит. Энергетически процессы тектогенеза с горизонтальной компонентой обеспечены избыточно, но механизмы реализации не вполне ясны. Исследование внутриплитных деформационных структур показывает, что наблюдаемую картину можно объяснить суперпозицией объемных тангенциальных сил различного генезиса и, в ряде районов, растеканием ветвей плюмов под литосферой. Этот подход требует дальнейшего развития и в настоящий момент не является полностью разработанным. Тем не менее, основа, указывающая на существование дополнительных факторов тектогенеза и объемных сил имеется, и внутриплитные деформации, возникновение которых объяснимо с их помощью, закартированы.

По данным набора геофизических полей и сейсмических записей в работе обосновано введение дополнительных элементов в легенду тектонической карты ЭСА и построена ее новая версия. Предыдущая версия была построена в 1998 году А.О. Мазаровичем (Мазарович, 2000). Обособление ЭСА в геодинамических характеристиках и данных сейсмотомографии позволяет ввести дополнительные тектонические элементы, отражающие это обособление на поверхности дна. Полученная обновленная тектоническая карта может быть дополнена возрастной нагрузкой, отражающей время формирования фундамента, но время формирования наложенных деформационных структур в текущей версии осуществить не представляется возможным.

Основной материал, использованный в работе, представлен полученным в экспедициях ГИН РАН геофизическим полигонным и маршрутным промером в ЭСА, плотность которого превышает международные данные, а в ряде районов ЭСА является единственной информацией

о строении дна. Анализ этого материала был выполнен таким образом, чтобы проиллюстрировать гетерогенность строения Атлантики и ЭСА в ее пределах на различных масштабных уровнях: глобальном, региональном и детальном. Глобальные данные показывают обособление ЭСА в общей структуре океана, региональные – его соотношение со структурами обрамления, детальные – мозаику деформационных структур в его пределах. Поскольку наиболее обоснованным направлением причинно-следственной последовательности является воздействие глубинного геодинамического состояния на структуры поверхности, порядок анализа использованных в работе данных был выстроен от глобальных и наиболее глубинных параметров (глава 3) через региональные (глава 4) к детальным (глава 5). В соответствии с этим могут быть сформулированы защищаемые положения и выводы работы.

Защищаемые положения

1. Латеральные вариации геодинамического состояния верхней мантии под срединно-океаническим хребтом и котловинами Атлантического океана, определенные через отношение скоростей продольных и поперечных волн, отражают гетерогенность глубинного строения и определяют макротрещиноватость, изменение геометрии главных тектонических элементов, деформации фундамента и осадочного чехла, неоднородность горизонтальных смещений и скоростей спрединга, сейсмичность, сочетания геофизических характеристик и состав продуктов магматизма

Комментарий. Механизмом указанной связи может быть либо вовлечение в движение поверхностного слоя существенно большей мощности, чем литосфера, и его «заякоривание» на «холодных» линзах в мантии, либо увеличение геодинамической подвижности за счет наложения ветвей плюмов на фоновое «холодное» состояние мантии. Возможное воздействие дополнительных сил с объемной тангенциальной компонентой на неоднородную внутри плиты поверхностную оболочку может формировать сдвиговые смещения в ее пределах.

2. В экваториальном сегменте Атлантического океана по сейсмическим данным и геофизическим полям установлены положительные вертикальные движения блоков фундамента, возникающие при серпентинизации пород верхней мантии. Происхождение внутриплитных деформаций и зон дегазации в осадочной толще связано с разуплотнением, выделением флюидов и дополнительной намагниченностью пород верхней части фундамента, неоднородным состоянием верхней мантии и макротрещиноватостью.

Комментарии. Глубинные характеристики, термальное состояние мантии и возможность проникновения воды по зонам с повышенной макротрещинноватостью создают возможность развития вторичных процессов: серпентинизации, разуплотнения, химической остаточной намагниченности, деформаций коры с вертикальным подъемом блоков фундамента,

отраженных в сейсмических записях осадочного чехла, и генерацией флюидов, формирующих в осадочном чехле аномальные записи с акустическим осветлением.

3. За пределами Срединно-Атлантического хребта выявлены внутриплитные деформации, которые в условиях сдвигов в комбинации со сжатием и растяжением формируют цветочные, чешуйчато-надвиговые, взбросовые и диапировые структуры, медианные хребты, штамповые складки и другие структуры, сопровождающиеся акустическим осветлением осадочной толщи в форме линз и «газовых труб» и подъемом блоков фундамента в среднем на 400 м.

Комментарии. Большинство деформаций сдвигового парагенеза привязаны к трогам пассивных частей трансформных разломов и имеют современный и новейший возраст. Проявления деформаций в пространстве имеют псевдопериодический характер, который, возможно, связан с этапами метаморфических преобразований мантийного вещества при остывании. Амплитуда движения структур указывает на глубину и объем преобразования вещества мантии. Сформированные плотностные неоднородности определяют нарушение изостатического равновесия за пределами САХ, которое в дальнейшем выравнивается. В ЭСА данный процесс осложнен воздействием Антильской дуги и переменным характером направления сдвиговых смещений.

Обобщающий вывод

На основе анализа разномасштабных геофизических полей предлагается следующая причинно-следственная последовательность процессов, определивших внутриплитные геодинамические явления. (1) Контрастное (по латерали) геодинамическое состояние мантии обусловливает неоднородные горизонтальные и вертикальные движения, которые в остывающей со временем литосфере определяют положение зон повышенной макротрещинноватости и сдвиговых деформаций и изостатическую компенсацию локальных смещений. (2) Вода проникает по разрывам в верхнюю мантию, где возникают условия для серпентинизации пород с образованием зон разуплотнения, локальных отрицательных гравитационных аномалий и повышенной намагниченности. (3) Разуплотнение приводит к деформациям подъема блоков фундамента и осадочного чехла и генерации флюидов. (4) Происходят аккумуляция флюидов в осадочном чехле и их прорывы в водную толщу, образуются аномалии сейсмоакустической записи.

Комментарии. Указанная последовательность базируется на реальных данных различной детальности, анализ которых был проведен в работе. Реализация процессов, перечисленных в этой цепочке, возможна при наличии блокового и расслоенного строения литосферы в условиях дифференцированного по направлению и глубине объемного горизонтального геодинамического воздействия.

Литература и данные

Авсюк Ю.Н. Внеземные факторы, воздействующие на тектогенез // Фундаментальные проблемы общей тектоники. Под. ред. Пущаровского Ю.М. М.: Научный мир, 2001. с.425-443.

Авсюк Ю.Н., Суворова И.И. Процесс изменения широт и его связь с вынужденными перемещениями внутреннего твердого ядра // Физика Земли. 2006. №7. С. 66-75.

Агапова Г.В. Исследование и картографирование подводного рельефа в познании природы Мирового океана // Автореферат диссертации на соискание учёной степени доктора географических наук. М. 2008. 48 с.

Алексеев А.С., Лаврентьев М.М., Мухаметов Р.Г. и др. Численный метод определения скоростей сейсмических волн в верхней мантии Земли // Матем. Проблемы геофизики. Новосибирск. 1971. Вып.2.

Антипов М.П., Еремеев В.В., Жарков С.М. Строение осадочного чехла Центрального сектора Атлантики в районе разлома зеленого Мыса // Строение осадочного чехла Центральной Атлантики. Труды ГИН РАН. Вып. 449. М.: Наука, 1990. с. 95-110.

Аплонов С.В., Трунин А.А. Миграция локальной нестабильности спрединга вдоль оси дивергентной границы: Срединно-Атлантический хребет между трансформными разломами Марафон и Кейн //Физика Земли. 1995. № 9. С. 24-34.

Артемьев М. Е., Бабаева Т. М., Войдецкий И. Е., Гордин В. М., Михайлов В. О. Изостазия и гравитационное поле северной Атлантики. М.: МГК, 1987. 156 с.

Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.

Астафурова Е.Г., Городницкий А.М., Лукьянов С.В., Мащенков С.П. Природа магнитных аномалий и строение океанической коры Срединно-Атлантического хребта и прилегающих котловин в пределах Канаро-Багмаского геотраверса // Природа магнитных аномалий и строение океанической коры. Под ред. Городницкого А.М. М.: Изд. ВНИИРО, 1996. с.171-202.

Астафурова Е.Г., Мащенков С.П., Беляев И.В. Пространственно-временная характеристика изостазии литосферы // Глубинное строение и эволюция литосферы Центральной Атлантики (Результаты исследований на Канаро-Багамском геотраверсе). Под ред. С.П. Мащенкова и Ю.Е. Погребицкого. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. с.250-259.

Астафурова Е.Г., Гуревич Н.И., Даниэль Е.Д., Мащенков С.П. Сопоставление особенностей аккреции океанической коры при низкоскоростном и сверхнизкоскоростном спрединге // Российский журнал наук о Земле. 2000. Декабрь. Т. 2. № 3. С. 295-301. (http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/rus/v02/rje00046/rje00046.htm)

Ахвердиев А.Т. Новый взгляд о перемещениях литосферных масс Земли // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Том. 1. М.: ГЕОС. 2008. С. 42-43.

Баркин Ю.В. Вековой полярный дрейф ядра в современную эпоху: геодинамические и геофизические следствия и подтверждения // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Том. 1. М.: ГЕОС. 2008. С. 55-59.

Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.

Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М.: Наука, 1978, 232 с.

Богатиков О.А., Зоненшайн Л.П., Коваленко В.И. Магматизм и геодинамика // 27-й международный геологический конгр.: Доклады. М. 1984. Т.9. С.3-14.

Болдырев С.А. Сейсмогеодинамика срединно-Атлантического хребта. М.: НГК РФ, 1998. 124 с.

Бонатти Э. Происхождение крупных разломных зон, смещающих Срединно-Атлантический Хребет // Геотектоника. 1996. № 6. с. 5-16

Быков В.Г. Нелинейные волновые процессы в геологических средах. Владивосток: Дальнаука, 2000. 89 с.

Быков В.Г. Деформационные волны земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. т. 46. № 11. с. 1176-1190.

Бугрова Э.М., Гусев Е.А., Тверская Л.А. Олигоценовые породы хребта Книповича // Геология морей и океанов. Тезисы докладов XIV Международной школы морской геологии. Т. I, с. 28–29, М., 2001.

Буркар Ж. Рельеф океанов и морей. М.: Изд. ин. лит., 1953. 340 с.

Вегенер А. Происхождение материков и океанов. М.: ГИЗ, 1925. 148 с.

Вейл П.Р., Митчем Р.М. мл, Томпсон С. III. Относительные изменения уровня моря по береговому подошвенному налеганию // Сейсмическая стратиграфия. Под ред Ч.Пейтона. Т.1. М.: Мир, 1982. с.127-159.

Верба В.В., Аветисов Г.П., Степанова Т.В., Шолпо Л.Е. Геодинамика и магнетизм базальтов подводного хребта Книповича (Норвежско-Гренландский бассейн) // Российский журнал наук о Земле. Том 2. № 4. 2000. с. 303-312.

Вержбицкий В.Е. Особенности структуры и генезис индоокеанской зоны внутриплитных деформаций. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: ИО РАН, 2000. 24 с.

Войтенко С.П., Учитель И.Л., Ярошенко В.Л., Капочкин Б.Б. Геодинамика. Основы кинематической геодезии. Одесса: Астропринт, 2007. 264 с.

Воронов П.С. Роль ротационных сил Земли в истории становления структуры ее литосферы // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 104-114.

Воскресенский Ю.Н. Изучение изменений амплитуд сейсмических отражений для поисков и разведки залежей углеводородов. М.: РГУ нефти и газа, 2001. 68 с.

Гарецкий Р.Г., Добролюбов А.И. Дискретно-волновое движение системы Земля-Луна и глобальная тектоника // Материалы 38-го Тектонического совещания “Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых”. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 120–123.

Геолого-геофизический атлас Индийского океана. Изд. МОК ЮНЕСКО. АН СССР. ГУГК СССР. Москва. 1975. 152 с.

Геофизические характеристики земной коры Атлантического океана. Под ред. И. С. Грамберга. Л.: Недра, 1985. 248 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

Глубинное строение и эволюция литосферы центральной Атлантики (Результаты исследований на Канаро-Багамском геотраверсе). Под ред С.П.Мащенкова и Ю.Е.Погребицкого. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. с.299.

Гогель Ж. Геотермия. М.: Мир. 1978. 172 с.

Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: КДУ, 2005. 496 с.

Гордин В.М. Комплексная интерпретация геофизических данных. Возвышенность Сьерра-Леоне // Геофизические характеристики земной коры Атлантического океана. Под ред. И. С. Грамберга. Л.: Недра, 1985. с.168-175.

Горячев Ю.В. Строение земной коры Центральной Атлантики и прилегающих акваторий по сейсмическим данным // Земная кора Центральной Атлантики. Ред. Грамберг И.С. М.: МГК АН СССР, 1987. с.83-91.

Грамберг И.С., Гинзбург Г.Д., Соловьев В.А. Оценка газогидратоносности недр Атлантического океана // Земная кора Центральной Атлантики. Ред. Грамберг И.С. М.: МГК АН СССР, 1987. с.110-117.

Губерман Ш.А. Неформальный анализ данных в геологии и геофизике. М.: Недра, 1987. 261 с.

Гуревич Н.И. Тектонические элементы Северной приэкваториальной Атлантики по геофизическим данным // Глубинное строение и геодинамика литосферы Атлантического и Тихого океанов. Под ред. Грамберга И.С., Строева П.А. М.: Наука, 1992. с. 50-59.

Гусев Е.А., Шкарубо С.И. Аномальное строение хребта Книповича. Российский журнал наук о Земле. Том 3, №2, с. 165-182, 2001.

Деминицкая Р.М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1967. 280 с.

Джексон П. Введение в экспертные системы. М.: Вильямс, 2001. 624 с.

Дмитриев Л. В., Соколов С. Ю., Мелсон В. Г., О'Хирн Т. Плюмовая и спрединговая ассоциации базальтов и их отражение в петрологических и геофизических параметрах северной части

Срединно-Атлантического хребта. // Российский журнал наук о Земле. 1999. Ноябрь. Т.1. №.6. С.457-476

Дмитриев Л. В., Базылев Б. А., Силантьев С. А., Борисов М. В., Соколов С. Ю., Буго А. Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти. // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т.1. №.6. с.511-519.

Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Короновский Н.В., Соколов Н.С. Миграция Азорского суперплюма по данным о корреляции петрологических и геофизических параметров. // Геология и геофизика срединно-океанических хребтов. Российское отделение InterRidge. (23-25 мая 2001 г.). с. 11.

Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю. Геодинамика трех контрастных типов магматизма океана и их отражение в данных сейсмотомографии // Петрология. 2003. том 11. № 6. с. 655-672.

Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Плечова А.А. Статистическая оценка вариаций состава и P-T условий эволюции базальтов срединно-океанических хребтов и их региональное распределение // Петрология. 2006. Том.14. №3. С.227-247.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд. СО РАН, Филиал «ГЕО», 2001. 408 с.

Довбнич М.М. Отражения тектонических и геодинамических процессов в полях напряжений, обусловленных космогоническими факторами // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Том. 1. М.: ГЕОС. 2008. С. 262-268.

*Долицкий А.*В. Образование и перестройка тектонических структур. М.: Недра, 1985. 219 с.

Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы. М.: МГУ, 1987. 181 с.

Дубинин Е.П., Кохан А.В., Сущевская Н.М. Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // Геотектоника. 2013. №3. С.3-30

Ефимов В.Н., Соколов С.Ю., Ефимов П.Н., Гасперини Л., Лиджи М. Особенности строения поперечного хребта в пассивной части разлома Романш. // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 6. С. 786-789.

Жао Д., Пирайно Ф., Лиу Л. Структура и динамика мантии под восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010. Том. 51. №9. С.1188-1203.

Зарайская Ю.А. Геоморфология, сейсмичность и неотектоника срединно-океанического хребта в Норвежско-Гренландском бассейне и проливе Фрама. Автореф дисс. к.г.-м.н. М.: ГИН РАН, 2016. 31 с.

Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Кохан А.В., Мороз Е.А., Пейве А.А., Чамов Н.П., Ямпольский К.П. Строение зоны перехода континент-океан северо-западного обрамления

Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов», 2006-2009 гг.) // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Том.4. М.: Paulsen. 2010. С.111-157.

Зверев С.М., Капустян Н.К. Сейсмические исследования литосферы Тихого океана. М.: Наука, 1980. 208 с.

Зверев С.М., Ярошевская Г.А., Тулина Ю.В., Павленкова Н.А. Скоростная структура литосферы на восточной части Анголо-Бразильского геотраверса // Геофизические поля Атлантического океана. М.: МГК АН СССР, 1988. с.7-23.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.

Иогансон Л.И., Болтышев Г.Ю. О гетерогенности земной коры западной Евразии // Вестник ОГГГГН РАН, № 4(14)'2000, с.1-13.

Казанский Б.А. Батиметрический анализ океанов. Автореферат дисс. д. геогр. наук. Владивосток. 2007. 42 с.

Казьмин В.Г., Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П., Седов В.В. Некоторые особенности структуры океанической коры на примере Бразильской котловины // Геотектоника. 1986. №2. с.46-55.

*Каримов Ф.*Х., *Усманов З.Д.* Нарушение состояния устойчивого равновесия материальной точки на вращающейся сфере // Ротационные процессы в геологии и физике. Ред. Е.Е. Милановский. М.: КомКнига, 2007. С. 253-262.

Каттерфельд Г.Н., Чарушин Г.В. Глобальная трещиноватость Земли и других планет // Геотектоника. 1970. № 6. С. 3–14.

Каттерфельд Г.Н. Планетарная трещиноватость и линеаменты // Геоморфология. 1984. № 3. С. 43–55.

Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 368 с.

Кленова М.В., Лавров В.М. Схема тектоники Атлантического океана // Бюл. МОИП. отд.геол. 1966. т.41. №5.

Кленова М.В., Лавров В.М. Геология Атлантического океана. М.:Наука, 1975. 460 с.

*Козырев Н.*А. Избранные труды. Л.: Изд-во ЛГУ, 1991. 445 с.

Краус Э. История развития материков и океанов // Проблемы перемещения материков. Под ред. Шейнманна Ю.М. М.: Изд. ин. лит., 1963. с.64-127.

Левин Б.В., Павлов В.П. Влияние астрономических факторов на вариации плотности энергии в твёрдой оболочке Земли *// Физика Земли. 2003. №7. С.71-76.*

Левин Б.В., Сасорова Е.В. Глубинные распределения землетрясений по широтным поясам в Тихоокеанском регионе: общие тенденции. // ДАН. 2009. Т.426. №4. С.537-542.

Левченко О.В. Сдвиговая природа внутриплитовых деформаций осадочной толщи на северо востоке Индийского океана // Геология океанов и морей. Ред. Лисицин А.П. М.: ИОАН СССР, 1984. Т.2. С. 124 - 125.

Левченко О.В. Центральная котловина (геофизические поля, структура земной коры и внутриплитные деформации) / Ред. Чекунов А.В., Непрочнов Ю.П. Литосфера Индийского океана (по геофизическим данным) // Киев: Наукова Думка, 1990. С.56–69.

Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Свиридов Н.Н. Строение осадочной толщи и рельеф фундамента глубоководных котловин Атлантического и Индийского океанов // Геофизические поля и строение дна океанских котловин. Ред. Непрочнов Ю.П. М.: Наука, 1990. с.89-119.

Летников Ф.А. К вопросу о природе изменения скоростей продольных волн (V_P) в мантии, соотносимых с воздействием плюмов // ДАН. 2003. Т. 390. № 5. С. 673–675.

Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли // РФФИ. Библиотека научно-популярных статей. 2006. 10 с.

Летышков Ф.А., Меньшагин Ю.В., Лашкевич В.В., Дорогокупец П.И. Сравнительная энергетическая характеристика флюидных и силикатных систем литосферы. // Петрология. 1997. № 6.

Ле Пишон К., Франшто Ж., Бонин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.

Линьков В.М. Сейсмические явления. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 248 с.

Литвинов Э.М., Стоянов С.Ф. Строение магнитоактивного слоя // Геофизические характеристики земной коры Атлантического океана. Под ред. И. С. Грамберга. Л.: Недра, 1985. с.12-17.

Литвинов Э.М. Районирование геофизических полей // Геофизические характеристики земной коры Атлантического океана. Под ред. И. С. Грамберга. Л.: Недра, 1985. с.196-209.

Личков Б.Л. К основам современной теории Земли. Л.: Изд. ЛГУ, 1965. 120 с.

Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.

Ломтев В.Л. Строение и история абиссальных холмов Северо-Западной плиты Пацифики по данным непрерывного сейсмического профилирования и сейсмостратиграфии // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 2. С. 273–288. doi:10.5800/GT-2016-7-2-0206.

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. с.105-146.

Мазарович А.Н. Основы геологии СССР. М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1938. 544 с.

Мазарович А.О. Разломы северной части Центральной Атлантики // Геотектоника. 1986. №5. с.25-34.

Мазарович А.О., Морозов Ю.И., Турко Н.Н. Рельеф и строение осадочного чехла разломов Марафон и Меркурий (Центральная Атлантика) // Докл.АН СССР. 1992. Т.324. № 3. С.643-647.

Мазарович А.О. Тектономагматические явления на флангах трансокеанских разломов Архангельского, Долдрамс, Вернадского. // Докл. АН СССР, 1993. Т.332. № 1, с. 62 - 65.

Мазарович А.О. Тектоническая конвергенция трансформных разломов в Приэкваториальной Атлантике.// Докл.РАН. 1994. Т.335. № 1. С.70-73.

Мазарович А.О., Кольцова А.В., Соколов С.Ю., Ефимов В.Н. Строение пассивной части разлома Страхова на востоке Срединно-Атлантического хребта. // Докл.РАН. 1996. Т. 349. № 4. С. 511-515.

Мазарович А.О., Агапова Г.В., Ефимов В.Н., Лиджи М., Соколов С.Ю., Турко Н.Н., Рихтер А.А. Пассивные части трансформных разломов Атлантического океана между 16° с.ш. и экватором. // Геотектоника. 1997. № 5. С. 85-94.

Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Новейшие деформации осадочного чехла в пассивных частях разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского (Атлантический океан). // Докл.РАН. 1997. Т. 357. № 6. С.801-804.

Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Тектоническое положение гидротермальных полей на Срединно-Атлантическом хребте.// Литология и полезные ископаемые 1998. № 4. С. 436-439.

Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Разломы Ангольской котловины. // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т.1. № 3. С.251-269

Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный Мир. 2000. 176 с.

Мазарович А. О., Соколов С. Ю., Агапова Г. В., Добролюбова К. О., Ефимов В. Н. Компьютерные технологии как инструмент получения новой информации о строении океанических разломов (на примере активной части разлома Сан-Паулу, Центральная Атлантика). // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. №.1. С.69-89.

Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Соколов С.Ю., Турко Н.Н. Разлом Богданова в Центральной Атлантике - первое описание (рельеф и осадки) // Геотектоника. 2001. № 6. С. 75-83.

Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Соколов С.Ю., Турко Н.Н. Рельеф и деформации океанической коры южнее островов Зеленого Мыса (Атлантический океан). // Докл.РАН. 2001. Т. 379. № 3. С.362-366.

Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Разломные зоны северо-западного простирания Центральной Атлантики // Геотектоника. 2002. № 3. С. 87 - 94.

Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Анизотропия внутриплитных деформаций Атлантического океана // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 221-250. (Тр.ГИН РАН. Вып. 565)

Мазарович А.О. Строение дна Мирового океана и окраинных морей России. М.: ГЕОС. 2006. 192 с.

Мащенков С.П., *Литвинов Э.М. Горшков А.Г., Лукашевич И.П.* Геофизические критерии выявления региональных обстановок, благоприятных для образования глубоководных полиметаллических сульфидов // Глубинное строение и геодинамика литосферы Атлантического и Тихого океанов. Под ред. Грамберга И.С., Строева П.А. М.: Наука, 1992. с. 151-178.

Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана // Ред. Удинцев Г.Б. МОК(ЮНЕСКО). Мингео СССР. АН СССР. ГУГК СССР. Москва. 1990. 158 с.

Международный Геолого-Геофизический Атлас Тихого океана // Ред. Удинцев Г.Б. Изд. МОК ЮНЕСКО. Москва-С.-Петербург, 2003. 192 с.

Милановский Е.Е. Геопульсации в эволюции Земли // Планета земля. Том «Тектоника и геодинамика». Ред. Красный Л.И., Петров О.В., Блюман Б.А. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. С.41-55.

Молчанов В.И., Параев В.В., Еганов Э.А. Физический аспект закономерностей глобального тектогенеза // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Том. 2. М.: ГЕОС. 2008. С. 38-41.

Непрочнов Ю.П., Левченко О.В., Кузьмин П.Н. Комплексная геолого-геофизическая характеристика океанских котловин // Геофизические поля и строение дна океанских котловин. Ред. Непрочнов Ю.П. М.: Наука, 1990. с.189-211.

Новая глобальная тектоника (тектоника плит). Сборник статей. Перевод под ред. Зоненшайна Л.П. М.: Мир, 1974. 472 с.

Одиноков Ю.Ю., Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф. Особенности морфологии зоны краевых дислокаций Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника. 1990. №1. С. 97-115.

Оровецкий Ю.П., Коболев В.П. Горячие пояса Земли. Киев: Наукова думка, 2006. 312 с.

Павленкова Н.И. Эндогенные режимы и структура земной коры и верхней мантии.//Строение и эволюция тектоносферы. М. ИФЗ АН СССР. 1987. с. 253-273.

Павленкова Н.И., Погребицкий Ю.Е., Романюк Т.В. Сейсмоплотностная модель коры и верхней мантии Южной Атлантики по Анголо-Бразильскому геотраверсу // Физика Земли. 1993. №10. стр. 27-38.

Панаев В.А., Митулов С.Н. Сейсмостратиграфия осадочного чехла Атлантического океана. М.: Недра, 1993. 247 с.

Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М.: Научный мир, 2002. 278 с.

*Петров О.*В. Диссипативные структуры Земли как проявление фундаментальных волновых свойств материи. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 304 с.

Пилипенко А.И. Тектонические деформации Бразильской котловины // ДАН. 1993. Т. 330. № 4. С. 484-487.

Пилипенко А.И. Тектоническая расслоенность океанической коры глубоководных котловин (по сейсмическим материалам) // Геотектоника. 1994. № 1. С. 49-61.

Пилипенко А.И. Структуры тектонического сжатия на западном фланге Срединно-Атлантического хребта (8-12° ю.ш.) // ДАН. 1995. Т. 340, № 5. С. 664-666.

Пилипенко А.И. Сейсмические аномалии как индикаторы внутриплитной эндогенной активности Северо-Австралийской котловины // ДАН. 1997. Т. 354. № 4. С. 509-513.

Пискарев А.Л., Астафурова Е.Г., Беляев И.В., Жемчужников Е.Г., Подгорных Л.В. Долговременные вариации намагниченности и плотности океанической земной коры // ДАН. 1998. Т. 360. № 2. С. 257-262.

Планета земля. Том «Тектоника и геодинамика». Ред. Красный Л.И., Петров О.В., Блюман Б.А. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 652 с.

Подгорных Л.В., Хуторской М.Д. Карта планетарного теплового потока. М 1:30000000. Объяснит. записка. М.-СПб.: 1997. - 55 с.

Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 1972 с.

Полянин В.С. (сост.) Региональная геология. Часть 2. Подвижные пояса неогея. Казань: Казанский государственный университет, 2009. С.5-29.

Попов К.В., Базылев Б.А., Щербаков В.П. Температурный интервал возникновения намагниченности океанических шпинелевых перидотитов // Океанология. 2006. Т.46. №2. с.303-314.

Попова А.К., Смирнов Я.Б. Геотермия // Геофизические характеристики земной коры Атлантического океана. Под ред. И. С. Грамберга. Л.: Недра, 1985. с.149-155.

Приставакина Е.И. Строение верхней мантии под океанами и его связь с рельефом Северной Атлантики // Автореферат диссертации на соискание учёной степени кандидата физико-математических наук. М.: ИО АН СССР, 1984. 24 с.

Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. 336 с.

Пухляков Л.А. Обзор геотектонических гипотез. Томск: Изд. Томского ун-та, 1970. 266 с.

Пущаровский Ю.М. Тектоническая расслоенность литосферы // Планета земля. Том «Тектоника и геодинамика». Ред. Красный Л.И., Петров О.В., Блюман Б.А. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. С.349-350.

Пущаровский Ю.М. Тектонические провинции Атлантического океана // Геотектоника. 2009. №3. С.3-13.

Разницин Ю.Н., Пилипенко А.И. Анголо-Бразильский геотраверс: структура и деформации океанической литосферы // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 104-128. (Тр. ГИН РАН; Вып. 505).

Разницин Ю. Н. Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов. М.: Наука, 2004. 270 с. (Тр. ГИН РАН, Вып 560)

Разницин Ю. Н. Признаки эксгумации ультрамафитов на хребте Книповича (Северная Атлантика) // Докл. РАН. 2010. Т. 431. № 6. С. 788-791.

Рединг Х. Обстановки осадконакопления. Т.1. М.: Мир, 1990. 352 с.

Рейснер Г.И., Рейснер М.Г. О методе выявления современных эндогенных режимов.//Строение и эволюция тектоносферы. М. ИФЗ АН СССР. 1987. с. 274-301

Рейснер Г.И., Рейснер М.Г. Эндогенные режимы Европы //Современная геодинамика и глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1990. с. 40-47

Рыкачев А.М. Карта глубин Мирового океана // Морской сборник. Новейшие исследования океанов. 1881 г. №1,2,5.

Свистунов Ю.И. Комплексная интерпретация геофизических данных. Малоантильская островная дуга // Геофизические характеристики земной коры Атлантического океана. Под ред. И. С. Грамберга. Л.: Недра, 1985. с.156-167.

Сидоренков Н.С. Физика нестабильностей вращения Земли. М.: Наука, Физматлит, 2002. 384 с.

Силантьев С.А. Вариации геохимических и изотопных характеристик реститовых перидотитов вдоль простирания Срединно-Атлантического хребта как отражение природы мантийных источников магматизма // Петрология. 2003. Т.11. №4. 339-362.

Силантьев С.А. Геохимические и изотопные черты продуктов магматизма рифтовой долины САХ в районах 12°49'-17°23'с.ш. и 29°59'-33°41'с.ш.: свидетельство двух контрастных источников родительских расплавов MORB // Петрология. 2008. Т.16. №1. с. 73-100.

Силантьев С.А., Соколов С.Ю. Влияние реологической гетерогенности мантии под осевой зоной Срединно-Атлантического хребта на изотопно-геохимические параметры магматизма и распределение гидротермальных рудопроявлений // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. Материалы научной конференции. Москва: Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН). 8-11 ноября 2010 г. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 153-154.

Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Турко Н.Н., Цуканов Н.В., Головина Л.А., Ефимов В.Н., Ескин А.Е., Лаврушин В.Ю., Петрова В.В., Чаплыгина Н.Л. Новые данные о геологическом строении района сочленения Зеленомысского поднятия и котловины Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 2006. Т. 407. № 2. 224-229

Сколотнев С.Г., Турко Н.Н., Соколов С.Ю., Пейве А.А., Цуканов Н.В., Колодяжный С.Ю., Чамов Н.П., Барамыков Ю.Е., Пономарев А.С., Ефимов В.Н., Ескин А.Е., Петрова В.В., Головина Л.А., Лаврушин В.Ю., Летягина Е.А., Шевченко Е.П., Кривошея К.В., Зотов Л.В. Новые данные о геологическом строении зоны сочленения Зеленомысского поднятия, котловины Зелёного мыса и подводных гор Батиметристов (Центральная Атлантика). // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 4. С. 525–529

Сколотнев С.Г., Пейве А.А. Состав, строение, происхождение и эволюция внеосевых линейных вулканических структур Бразильской котловины (Южная Атлантика) // Геотектоника. 2017. № 1. с. 59–80.

Соболев А.В., Никогосян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские о-ва (Тихий океан) и о-в Реюньон (Индийский океан) // Петрология. 1994. Т. 2. № 2. С. 131-168.

Соболев А.В. Проблемы образования и эволюции мантийных магм: Автореф. дисс. доктор. геол.-мин. наук.М.: ГЕОХИ РАН, 1997. 227 с.

Соколов Н.С. Корреляция геолого-геофизических параметров вдоль оси Срединно-Атлантического хребта и преддуговые обстановки на его восточном фланге // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. №6. 2007. С.42-46.

Соколов С.Ю., Ефимов В.Н., Мазарович А.О., Аверьянов С.Б., Ерофеев С.А., Евграфов Л.М., Бортолуции Д., Гасперини Л., Лиджи М. Строение осадочного чехла на западе Африкано-Антарктического хребта (южная Атлантика).// Докл.РАН. 1999. Т. 366. №.2. С.231-235.

Соколов С.Ю. Новый механизм горизонтального движения тектонически активных масс земной коры и литосферы // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Том. 2. М.: ГЕОС. 2008. С. 278-282.

Соколов С.Ю., Мазарович А.О. Газогидраты в осадочном чехле пассивных океанических окраин: возможности прогноза по данным спутниковой альтиметрии в Атлантике и Арктике // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 5. С. 483–492.

Соколов С.Ю. Аномальные механизмы очагов землетрясений Атлантики и их геодинамическая интерпретация // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V. М.: ГЕОС. 2009. С. 153-155.

Соколов С.Ю. Аномальные механизмы очагов землетрясений вдоль Срединно-Атлантического хребта и их геодинамическая интерпретация // Russian-RIDGE VI. Сборник тезисов. Санкт-Петербург, 6-7 июня. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2009. С. 33–34

Соколов С.Ю. Структура мантии по данным томографии на трансатлантическом субширотном профиле, пересекающем САХ на широте разлома Кейн // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС. 2010. С.293-296.

Соколов С.Ю. Маркеры действия разных геодинамических факторов в Атлантике: аномальные механизмы очагов землетрясений, плотность разломов и другие данные // Современное состояние наук о Земле. Международная конференция памяти В.Е. Хаина, 1-4 февраля, 2011. М.: МГУ, 2011. С. 1767–1770.

Соколов С.Ю. Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномального магнитного поля // ДАН. 2011. Т. 437. № 3. С. 378–383.

Соколов С.Ю., Силантьев С.А. Зависимость интенсивности аномального магнитного поля в осевой зоне севера САХ от содержания железа в базальтах по данным составов закалочных стекол // Процессы в срединно-океанических хребтах - что нового дало первое десятилетие 21 века в их изучении? Рабочее совещание Российского отделения международного проекта Inter Ridge 1-2 июня 2011. М.: ИГЕМ РАН, 2011. С. 79–81

Соколов С.Ю., Трифонов В.Г. Роль астеносферы в перемещении и деформации литосферы (эфиопско-афарский суперплюм и альпийско-гималайский пояс) // Геотектоника. 2012. № 3. с. 3–17.

Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Мазарович А.О., Добролюбова К.О. Современная тектоническая обстановка северной части хребта Книповича, Атлантика // Геотектоника. 2014. № 3. с. 16–29.

Соколов С.Ю. Состояние геодинамической подвижности в мантии по данным сейсмотомографии и отношению скоростей P и S волн // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2 (24). С. 55-67.

Соколов С.Ю. Деформации осадочного чехла экваториальной Атлантики и их сопоставление с потенциальными полями // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. Т.2. М.: ГЕОС, 2015. С.172–175.

Соколов С. Ю., Зарайская Ю. А., Мазарович А. О., Ефимов В. Н., Соколов Н. С. Пространственная неустойчивость рифта в полиразломной трансформной системе Сан-Паулу, Атлантический океан // Геотектоника. 2016. № 3. с. 3–18

Соколов С.Ю. Сдвиговый фактор тектогенеза в Атлантическом океане и его связь с геодинамическим состоянием верхней мантии и внутриплитными деформациями // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых областей и платформ. Материалы XLVIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2016. Т.2. С.178-184.

Соколов С. Ю. Особенности тектоники Срединно-Атлантического хребта по данным корреляции поверхностных параметров с геодинамическим состоянием верхней мантии // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 4 (32). С. 88-105.

Соколов С. Ю. Деформации осадочного чехла Экваториальной Атлантики и их сопоставление с геофизическими полями // Геотектоника. 2017. № 1. с. 81–96

Соколов С.Ю. Сдвиговый фактор тектогенеза в Атлантическом океане и его связь с геодинамическим состоянием верхней мантии и внутриплитными деформациями // Докл.РАН. 2018. Т. 480. №.5. С.573-577.

Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Природа тектонической активности Земли. // Итоги науки и технки. Сер. Физика Земли. М.: ВИНИТИ, 1993. 292 с.

Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд-во, МГУ, 2002. 560 с.

Сущевская Н. М., Пейве А. А., Беляцкий Б. В. Условия формирования слабо обогащенных толеитов в северной части хребта Книповича // Геохимия. 2010. № 4. С. 1-18.

Тевелев А. В. Сдвиговая тектоника. М.: Изд-во МГУ, 2005. 254 с.

Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 210 с.

Теркот Д., Шуберт Д.Ж. Геодинамика. (в 2-х томах). М.: Мир, 1985. 376+360 с.

Тишкин Б.М. Подобие и процесс вращательно-поступательного движения структур // Ротационные процессы в геологии и физике. Ред. Е.Е. Милановский. М.: КомКнига, 2007. С. 297-317.

Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. На пути к постплейт-тектонике // Вестник РАН. 2015. Т.85. № 7. с. 605–615

Трубицын В.П., Рыков В.В. Самосогласованная 2-D модель мантийной конвекции с плавающим континентом // Российский журнал наук о Земле. 1998. Т. 1. № 1. с.1-22.

Трубицын В.П., Рыков В.В., Трубицын А.П. Роль конвективных процессов при образовании высоковязкой континентальной литосферы // Вестник ОГГГГН РАН. 2001. Т.19. № 4. с.1-25.

Тухолке Б.Е., Учупи Е. Мощность осадочного чехла. // Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана. Ред. Удинцев Г.Б. МОК (ЮНЕСКО). Мингео СССР. АН СССР. ГУГК СССР. Москва. 1990. с.122-125.

Тяпкин К.Ф., *Довбнич М.М.* Новая ротационная гипотеза структурообразования и ее геолого-математическое обоснование. Донецк: Ноулидж, 2009. 342 с.

Федоров А.Е. Симметрия в строении Земли и скрученность полушарий // Ротационные процессы в геологии и физике. Ред. Е.Е. Милановский. М.: КомКнига, 2007. С. 319-339.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. Под ред. Н.Б.Дортман. М.: Недра, 1984. 455 с.

Филатьев В.П. Влияние ротационных эффектов на тектонику планеты (на примере зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану) // Ротационные процессы в геологии и физике. Ред. Е.Е. Милановский. М.: КомКнига, 2007. С. 341-360.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ, 1995. 480 с.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.

Хаин В.Е. Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли // Геология и геофизика. 2010. Т.51. №6. С.753-760.

Халилов Э.Н. Гравитационные волны и геодинамика. Баку-Берлин-Москва: Элм-ICSD/IAS, 2004. 330 с.

Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. М.: Изд.ин. лит., 1962. 148 с.

Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В., Леонов Ю.Г., Подгорных Л.В., Поляк Б.Г., Сухих Е.А., Цыбуля Л.А. Геотермия арктических морей. Труды ГИН РАН. Вып. 605. М.: ГЕОС, 2013. 232 с.

Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. Тепловой поток в трансформных разломах Северной Атлантики и Юго-Восточной Пацифики // Геотектоника. 2017. №2. С.55-66

Чамов Н.П., Соколов С.Ю., Костылева В.В., Ефимов В.Н., Пейве А.А., Александрова Г.Н., Былинская М.Е., Радионова Э.П., Ступин С.И. Строение и состав осадочного чехла района рифта Книповича и впадины Моллой (Норвежско-Гренландский бассейн) // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 6. С. 594–619

Шепард Ф.П. Морская геология. Л.: Недра, 1976 г. 488 с.

Шипард Ф. Геология моря. М.: Изд. ин. лит, 1951 г. 360 с.

Шкарубо С.И. Строение земной коры по сейсмическим данным // Глубинное строение и эволюция литосферы Центральной Атлантики (Результаты исследований на Канаро-Багамском геотраверсе). Под ред. С.П. Мащенкова и Ю.Е. Погребицкого. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. с.75-103.

Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 885 с.

Яворский Б.М., Детлаф А.А. Справочник по физике для инженеров и студентов вузов. М.: Наука, 1974. 944 с.

Ямпольский К.П. Новые данные о строение хребта Книповича (Северная Атлантика) // Геотектоника. 2011. №2. С. 17-31.

Anderson D.L., Tanimoto T., Zhang Y. Plate Tectonics and Hotspots: The Third Dimension // Science, V. 256, 19 June 1992, pp.1645-1651

ANSS Earthquake Composite Catalog. 2014. http://quake.geo.berkeley.edu/anss/, выборка 11.02.2014.

Antobreh A.A., Faleide J.I., Tsikalas F., Planke S. Rift–shear architecture and tectonic development of the Ghana margin deduced from multichannel seismic reflection and potential field data // Marine and Petroleum Geology. 2009. V.26. pp.345– 368

Becker T.W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // Geochemistry Geophysics Geosystems G^3. 2002. Vol. 3. p. 1-48. doi: 10.129/2001GC000168.

Bolli H.M. The Foraminifera Of Sites 23-31, Leg 4 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1970. Vol. IV. P.577–644

Bonatti E., Chermak A. Formerly emerging crustal blocks in the equatorial Atlantic // Tectonophysics. 1981. V.72. N.3-4. P.165-180

Bonatti E., Sartori R., Boersma A. Vertical crustal movements at the Vema Fracture zone in the Atlantic: evidence from dredged limestones // Tectonophysics.1983. V. 91. № 3/4. P. 213-232

Bonatti E., Raznitsin Y., Bortoluzzi G., Boudillon F., D'Argenio B., de Alteriis G., Gasperini L., Gasperini M., Giaquinto G., Ligi M., Lodolo E., Mazarovich A., Peyve A., Sacchi M., Skolotnev S., Trofimov V., Turko N., Zacharov M. Geological studies of the eastern part of the Romanche Transform (Equatorial Atlantic): a first report // Giornale di Geologia. 1991. V.53/2. P.31-48.

Bonatti E., Seyer M., Sushevskaya N. M. A cold suboceanic mantle belt at the Earth's equator // Science. 1993. V.261. P.315-320.

Bonatti E., Ligi M., Gasperini L. et al., Diffuse impact of the Mid-Atlantic ridge with the Romanche transform: an ultracold ridge-transform intersection //J. Geophys. Res. 1996. V. 101. N. B4. P. 8043-8054.

Bonatti E., Brunelli D., Buck W.R., Cipriani A., Fabretti P., Ferrante V., Gasperini L., Ligi M. Flexural uplift of a lithospheric slab near the Vema transform (Central Atlantic): Timing and mechanisms // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V.240. N.3. P.642–655

Briggs S.E., Davies R.J., Cartwright J., Morgan R. Thrusting in oceanic crust during continental drift offshore Niger Delta, equatorial Africa // Tectonics. 2009. V. 28. TC1004. P.1-16. doi:10.1029/2008TC002266, 2009

Burke K., Dewey J.F. Two plates in Africa during the Cretaceous? // Nature. 1974. Vol.249. N.5455. P.313-316

Cande S.C., LaBrecque J.L., Larson R.L., Pitman W.C. III, Golovchenko X., Haxby W.F. Magnetic Lineations of World's Ocean Basins (map), Amer. Ass. Petrol. Geol., Tulsa. OK. 1989. Digitized Set by G. Cole, 1993. Global Relief Data CD. NOAA Product # G01093-CDR-A0001

Cannat M., Briais A., Deplus C., Escarti J., Georgen J., Lin J., Mercouriev S., Meyzen C., Müller M., Pouliquen G., Rabain A., da Silva P. Mid-Atlantic Ridge–Azores hotspot interactions: along-axis migration of a hotspot-derived event of enhanced magmatism 10 to 4 Ma ago.// Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 173. N 3. p. 257-269

Chandrasekhar S. Hydrodynamic and hydromagnetic stability. Clarendon Oxford. 1961.654 p.

Charlou J.L., Fouquet Y.,Bougault H., Donval J.P., Etoubleau J., Jean-Baptiste P., Dapoigny A., Appriou P., Rona P. Intense CH_4 plumes generated by serpentinization of ultramafic rocks at the intersection of the 15°20' N fracture zone and the Mid-Atlantic Ridge. // Geochim. Et Cosmochim. Acta. 1998. Vol. 62. N.13. p. 2323-2333.

Choi D.R. Precambrian structures in South America: Their connection to the Pacific and Atlantic Oceans // New Concepts in Global Tectonics. Issue 13. 1999. P.5-7.

Collette B.J., Ewing J.I., Lagaay R.A., Truchan M. Sediment distribution in the oceans: The Atlantic between 10° and 19°N // Marine Geology. 1969. V.7. N.4. P. 279-345

Courtillot V. Davaille A., Besse J. , Stock J. Three distinct types of hotspots in the Earth ’s mantle Earth and Planetary Science Letters 6470 (2002)1-14.

Crane K., Doss S., Vogt P., Sundvor E., Cherkashov I.P., Devorah J. The role of the Spitsbergen shear zone in determining morphology, sedimentation and evolution of the Knipovich Ridge // Marine Geophysical Researches. 2001. Vol. 22. P. 153–205.

DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions // Geophys. Res. Lett. 1994. Vol. 21 No. 20, p. 2191-2194.

DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F. Geologically current plate motions // Geophys. J. Int.. 2010. vol. 181. p. 1–80. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x

Dickman S.R. Continental drift and true polar wandering // Geophys. J. R. astr. Soc. 1979. Vol.57. P. 41-50.

Divins D.L. Total Sediment Thickness of the World's Oceans & Marginal Seas // NOAA. National Geophysical Data Center. Boulder. CO. 2003. (https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/sedthick/sedthick.html)

Dmitriev L.V., Sokolov S.Yu., Sokolov N.S. Migration of the Azores superplume: geophysical and petrologic evidence // Russian Journal of Earth Sciences. V. 3. N. 6. December 2001. P. 395-404.

Dmitriev L.V., Koronovsky N.V., Sokolov S.Yu., Sokolov N.S. Tectonic-magmatic history of the North Atlantic lithosphere formation by the isochrone gravity profiling. // European Geophysical Society. 26th General Assembly. 2001. Geoph. Res. Abs. 3. P. 818.

DSDP. Deep Sea Drilling Project CD. NOAA Product # G01336-CDR-A0001. 2000.

DSDP-ODP boreholes data and logs. 2011. (http://www-odp.tamu.edu/, http://www.deepseadrilling.org/)

Dumberry M., Bloxham J. Inner core tilt and polar motion // Geophys. J. Int. 2002. Vol.151. P. 377–392.

Dziewonsky A.M., Hager B.H., O'Connel R.J. Large scale heterogeneities in lower mantle // J. Geophys. Res. 1977. Vol.82. P.239-255.

Dziewonski A., Anderson D. Preliminary reference Earth model // Phys. Earth Planet. Inter. 1981. V. 25. N. 4. P. 297–356.

Efimov V.N., Koltsova A.V., Beresnev A.F., Golod V.M., Sokolov S.Yu., Zakharov M.V. The Structure of Sedimentary Cover from Single-Channel Profiling Data. // Equatorial Segment of the Mid-Atlantic Ridge. Initial Results of the Geological and Geophysical Investigations under the EQUARIDGE Program, Cruises of R/V " Akademik Nikolaj Strakhov" in 1987, 1990, 1991. / Intergovernmental Oceanographic Commission. Paris: UNESCO, 1996. Technical series N 46. P.19-24.

Emery K.O., Uchupi E. The Geology of the Atlantic Ocean. NY.: Springer-Verlag, 1984. 1050 p.

Equatorial Segment of the Mid-Atlantic Ridge. Initial Results of the Geological and Geophysical Investigations under the EQUARIDGE Program, Cruises of R/V «Akademik Nikolaj Strakhov» in 1987, 1990, 1991. Intergovernmental Oceanographic Commission. Paris: UNESCO, 1996. Technical series N 46. Text: 128 P. Atlas: 32 P. (http://atlantic.ginras.ru/download/downloads_print.html)

Escartin J., Cowie P. A., Searle R. C., Allerton S., Mitchell N. C., MacLeod C. J., Slootweg A. P. Quantifying tectonic strain and magmatic accretion at a slow spreading ridge segment, Mid-Atlantic Ridge, 29°N // J. Geophys. Res. 1999. Vol.104. N.B5. p.10421-10437.

ETOPO5 Set. Global Relief Data CD. 1993. NOAA Product # G01093-CDR-A0001.

Fairhead J.D., Wilson M. Plate tectonic processes in the South Atlantic Ocean: Do we need deep mantle plumes? // Geological Society of America Special Papers. 2005. Vol.388. P. 537-553. doi:10.1130/0-8137-2388-4.537

Fornari D.J., Gallo D.G., Edwards M.H., Madsen J.A., Perfit M.R., Shor A.N. Structure and Topography of the Siqueiros Transform Fault System: Evidence for the Development of Intra-Transform Spreading Centers // Marine Geophysical Researches. 1989. V. 11. Iss. 4. P. 263-299,

Gasperini L., Bonatti E., Ligi M., Sartori R., Borsetti A., Negri A., Ferrari A., Sokolov S.Yu. Stratigraphic Numerical Modelling of a Carbonate Platform on the Romanche Transverse Ridge, equatorial Atlantic.// Marine Geology. 1997. V. 36. Issue 3-4. P.245-257.

GEBCO 30" Bathymetry Grid. Version 20141103. 2014. (http://www.gebco.net)

GEODAS. Marine Trackline Geophysical Data. 2010. (http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/geodas/trackline.html).

GEOROC geochemical database. August 2008. (http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/)

Geoffroy L. Volcanic passive margins // Comptes Rendus Geoscience. 2005. V. 337. N. 16. P. 1395-1408.

Gorini M.A., Bryan G.M. The Tectonic Fabric of the Equatorial Atlantic and Adjoining Continental Margins: Gulf of Guinea to Northeastern Brazil // An. Acad. Bras. Cienc. 1976. V.48. p.101-119. (suplemento)

Gorini M.A. The tectonic fabric of the equatorial Atlantic and adjoining continental margins : Gulf of Guinea to northeastern Brazil. 1977. Ph. D. Columbia University. Dissertation. 383 p.

GPS Time Series Data. Jet Propulsion Laboratory of California Institute of Technology. 2008. (http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html)

Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S. Global seismic Tomography: A snapshot of convection in the Earth // GSA Today. 1997. Vol.7. N.4. p.1-7

Harvard CMT. Harvard University Centroid-Moment Tensor Catalog. 2007. (http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html)

Hayes D.E., Pimm A.C., Beckmann J.P., Benson W.E, Berger W.H., Roth P.H., Supko P.R., Von Rad U. Site 138 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1970. Vol. XIV. P.135–155

Hwang C., Kao E.-C., Parsons B. EGM97 - Joint Earth Geopotential Model. 1997. University of Oxford - Department of Earth Sciences. Geodesy and Geodynamics Group.

IERS Annual Report 2006. Edited by Dick W. R. and Richter B. International Earth Rotation and Reference Systems Service, Central Bureau. Frankfurt am Main: Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, 2008. 187 p.

Ivanov M., Mazzini A., Blinova V., Kozlova E., Laberg J. S., Matveeva T., Kaskov N. Seep mounds on the southern Vøring Plateau (offshore Norway) // Marine and Petroleum Geology. 2010. V. 27. N. 6. P. 1235-1261.

James K.H. In situ origin of the Caribbean: discussion of data // Geological Society. London. Special Publications. 2009. V. 328. P.77-125. doi:10.1144/SP328.3

James P. A synthesis of major objections to mobile plate tectonics // New Concepts in Global Tectonics. Issue 2. 1997. P.6-12.

Joint Earth Geopotential Model. University of Oxford - Department of Earth Sciences. Geodesy and Geodynamics Group. EGM97 Global marine gravity anomalies from Seasat, Geosat, ERS-1 and TOPEX/POSEIDON altimeter data. Geodesy and Geodynamics Group. 1997. (http://cddis.nasa.gov/egm96/egm96.html)

Kaban M. K., Schwintzer P., Artemieva I., Mooney W. D. Density of continental roots: compositional and thermal effects // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V.209. N.1. P.53-69.

Keshav S. A myth called plate tectonic // New Concepts in Global Tectonics. Issue 3. 1997. P.23-24.

Kharin G.S., Arakeljanz M.M., Dmitriev Y.I. Petrology and K-Ar Age of Basaltic Rocks, Sites 353, 354, and 355, DSDP Leg 39 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1977. Vol. XXXIX. P.547–553. doi:10.2973/dsdp.proc.39.123.1977

Klitgord K.D., Schouten H. Plate kinematics of the central Atlantic // Geology of North America. Vogt P.R. and Tucholke B.E. eds. Vol. M. Boulder, Colorado: GSA, 1986. p. 351-378

Kreemer C., Holt W.E., Haines A.J. An Integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation // Geophys. J. Int. 2003. Vol.154. P. 8–34.

Kumar N., Embley R.W. Evolution and origin of Ceara Rise: An aseismic rise in the western equatorial Atlantic // GSA Bulletin. 1977. V.88. N.5. p.683-694. doi:10.1130/0016-7606(1977)88

Laing A.C.M. The myth of plate tectonics // New Concepts in Global Tectonics. Issue 6. 1998. P.14-22.

Lancelot I., Seibold E., et al., Site 366: Sierra-Leone Rise // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1977. Vol. XLI. P.21–161

Larson E., Ekström G., Tromp J., 1999, Seismology group, Department of Earth and Planetary Sciences, Harvard University, http://www.seismology.harvard.edu

Laske G., Masters G. A Global Digital Map of Sediment Thickness. EOS Trans. AGU. 78. F483. 1997.

LDEO. Lamont-Doherty Earth Observatory. Deep-Sea Sample Repository. Выборка 1.09.1998. (http://www.ldeo.columbia.edu/CORE_ REPOSITORY/RHP1.html)

Lebedev S., Van Der Hilst R. D. Global upper-mantle tomography with the automated multimode inversion of surface and S-wave forms //Geophysical Journal International. 2008. V. 173. N. 2. P. 505-518.

Le Roy C., Rangin C., Le Pichon X., Thi Ngoc H.N., Andreani L., Garcia M.A. Neogene crustal shear zone along the western Gulf of Mexico margin and its implications for gravity sliding processes: Evidences from 2D and 3D multichannel seismic data // Bulletin de la Societe Geologique de France. 2008. V.179. N.2. P.175-193

Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S. A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle // Geochemistry Geophysics Geosystems G^3. 2008. Vol. 9. N.5. P. 1–21. doi:10.1029/2007GC001806

Ligi M., Bonatti E., Gasperini L., Poliakov A.N.B. Oceanic broad multifault transform plate boundaries // GSA. Geology. 2002. v. 30. N. 1. p. 11–14. doi: 10.1130/0091-7613(2002)

Machetel P., Thomassot E. Cretaceous length of day perturbation by mantle avalanche // Earth and Planetary Science Letters. 2002. Vol.202. P. 379-386.

Maia M., Sichel S., Briais A., Brunelli D., Ligi M., Ferreira N., Campos T., Mougel B., Brehme I., Hemond C., Motoki A., Moura D., Scalabrin C., Pessanha I., Alves E., Ayres A., Oliveira P. Extreme mantle uplift and exhumation along a transpressive transform fault // Nature Geoscience Letters. 2016. DOI: 10.1038/NGEO2759

Marchenko A.N., Abrikosov O.A. Evolution of the earth's principal axes and moments of inertia: the canonical form of solution // Journal of Geodesy. 2001. Vol.74. P.655-669.

Maruyama S., Kumazawa M., Kawakami S. Towards a new paradigm on the Earth's dynamics // Jour. Geol. Soc. Japan. 1994. V.100. N.1. P.1-3.

Maslov L.A. Anokhin V.A. Solid planetary tides and differential motion of deep layers // New Concepts in Global Tectonics. Issue 43. 2007. P.39-45.

Matthews K.J., Müller R.D., Wessel P., Whittaker J.M. The tectonic fabric of the ocean basins // Journal Of Geophysical Research. Solid Earth. 2011. V. 116. N.B12109. doi:10.1029/2011JB008413

Maus S., Rother M., Holme R., Luhr H., Olsen N., Haak V. First scalar magnetic anomaly map from CHAMP satellite data indicates weak lithospheric field // Geophysical Research Letters, VOL. 29, NO. 14, 10.1029/2001GL013685, 2002

Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H., Bournas N., Brozena J., Childers V., Dostaler F., Fairhead J. D., Finn C., von Frese R. R. B., Gaina C., Golynsky S., Kucks R., Luhr H., Milligan P., Mogren S., Müller R. D., Olesen O., Pilkington M., Saltus R., Schreckenberger B., Thebault E., Tontini F. C. EMAG2: A 2-arc-minute resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne and marine magnetic measurements // Geochemistry Geophysics Geosystems G3. Vol.10. N.8. P. 1-12. doi:10.1029/2009GC002471

Mazarovich A.O., Sokolov S.Yu., Turko N.N., Dobrolyubova K.O. Seafloor topography and structure of the rift zone of the Mid-Atlantic Ridge between 5° and 7°18'N. // Russian Journal of Earth Sciences. Vol. 3. N. 5. November 2001. P. 353-370.

Mazarovich A.O., Sokolov S.Yu. Hydrothermal fields in the Mid-Atlantic ridge: Setting and prospects for futher discoveries. // Russian Journal of Earth Sciences. Vol. 4. N.6. December 2002. P. 423-431.

McBride J.H., White R.S., Henstock TJ. Hobbs R.W. Complex structure along Mesozoic sea-floor spreading ridge: BIRPS deep seismic reflection. Cape Verde abyssal plain // J. Geophys. Int. 1994. V. 119. P. 453-78.

Melnikov O.A. A rotational geospheric dynamic model of the Earth: Part 2 // New Concepts in Global Tectonics. Issue 4. 1997. P.19-23.

Morozov E.G., Demidov A.N., Tarakanov R.Y., Zenk W. Abyssal Channels in the Atlantic Ocean. Dordrecht, Heidelberg, London, New York: Springer, 2010. 288 p. DOI 10.1007/978-90-481-9358-5

Mosar J., Eide E.A., Osmundsen P.T. et al . Greenland-Norway separation. A geodynamic model for the North Atlantic // Norwegian J. Geol. 2002. V. 82. P. 281-298.

Moser J., *Yuen D.A., Larsen T.B., Matyska C.* Dynamical influences of depth-dependent properties on mantle upwellings and temporal variations of the moment of inertia // Physics of Earth and Planetary Interior. 1997. Vol.102. P.153-170.

Motoki K. F., Motoki A., Sichel S. E. Gravimetric structure for the abyssal mantle massif of Saint Peter and Saint Paul peridotite ridge, Equatorial Atlantic Ocean, and its relation to active uplift //Anais da Academia Brasileira de Ciências. 2014. V. 86. N. 2. P. 571-588.

Moulin M., Aslanian D., Unternehr P. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean // Earth-Science Reviews. 2010. V.98. p.1–37. doi:10.1016/j.earscirev.2009.08.001

Müller R.D., Roest W.R., Royer J.-Y., Gahagan L.M., Sclater J.G. Digital age map of the ocean floor. SIO Reference Series 1993. N30.

Müller R.D., Smith W.H.F. Deformation of the Oceanic crust between North American and South American Plates // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. N B5. p. 8275-8291.

Müller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // Geochemistry, Geophysics, Geosystems G3. 2008. Vol.9. N.4. p.1-19. doi:10.1029/2007GC001743.

Nafe J.E., Drake C.L. Floor of the North Atlantic - Summary of geophysical data // North Atlantic - Geology and Continental Drift. Symposium Papers, August 24-30, 1967. AAPG Memoir 12. Tulsa, 1969. p. 59-87.

NORSAR Reviewed Regional Seismic Bulletin. 2012. Available from http://www.norsardata.no/NDC/bulletins/regional/ (last accessed 15.11.2012)

ODP. Ocean Drilling Program CD. NOAA Product # G01013-CDR-A0001. 2000.

Olesen O.G., Gellein J., Habrekke H. et al. Magnetic Anomaly Map, Norway and adjacent ocean areas, Scale 1:3 million. Geological Survey of Norway, 1997.

Pan C. Angular momentum perturbation, polar excitation and axial near-symmetry // Geophys. J. Int. 1999. Vol.137. P.139-148.

Parfenov L.M., Khanchuk A.I., Badarch G. et al., Northeast Asia Geodynamics Map. USGS Open File Report 2004-1252.

Palmiotto C., Corda L., Ligi M., Cipriani A., Dick H., Douville E., Gasperini L., Montagna P., Thil F., Borsetti A., Balestra B., Bonatti E. Nonvolcanic tectonic islands in ancient and modern oceans //

Geochemistry Geophysics Geosystems G^3. 2013. Vol. 14. N.10. P. 4698–4717. doi: 10.1002/GGGE.20279

Peter G., Westbrook G. K. Tectonics of southwestern north Atlantic and Barbados ridge complex // AAPG Bulletin. 1976. V. 60. N. 7. P. 1078-1106.

Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R. Heat flow from the earth's interior: analysis of the global data set // Reviews of Geophysics. 1993. V.**31**. N.3. p.267-280.

Ricard Y., Doglioni C., Sabadini R. Differential rotation between lithosphere and mantle: A consequence of lateral viscosity variations // J. Geophys. Res. 1991. Vol.96B. P. 8407 – 8415.

Ritsema J., Allen R.M. The elusive mantle plume // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 207. N. 1. P. 1-12.

Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite Altymetry. //J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. N B5. p. 10039-10054. (ftp://topex.ucsd.edu/pub/)

Sandwell D. T., Smith W. H. F. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS - 1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2009. Vol.114. N.B1. p.1-18. doi:10.1029/2008JB006008.

Schaeffer A.J., Lebedev S. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // Geophysical Journal International. 2013. V. 194. N. 4. P. 417-449.

Schneider E. D., Johnson G. L. Deep-Ocean Diapir Occurrences // AAPG Bulletin. 1970. V.54. N.11. P. 2151-2169

Searle R. C. GLORIA investigations of oceanic fracture zones: comparative study of the transform fault zone // Journal of the Geological Society. 1986. V. 143. N. 5. P. 743-756.

Smith W.H.F., Sandwell D. T. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings // Science. 1997. V. 277. N.5334. P.1956-1962.

Sokolov S.Yu., Sokolov N.S., Dmitriev L.V. Geodynamic zonation of the Atlantic Ocean lithosphere: Application of cluster analysis procedure and zoning inferred from geophysical data // Russian Journal of Earth Sciences. 2008. V. 10. N. 4. ES4001, doi:10.2205/2007ES000218. P.1-30

Stacey D.F., Stacey C.H.B. Gravitational energy of core evolution: implications for thermal history and geodynamo power // Physics of the Earth and Planetary Interiors 110_1999.83–93

Steinberger B., Schmeling H., Marquart G. Large-scale lithospheric stress field and topography induced by global mantle circulation // Earth and Planetary Science Letters. 2001. Vol.186. p.75-91

Su W.J. Three dimensional shear wave velocity structure of the Earth mantle. Ph.D. Thesis. Harvard University. 1993.

Su W.J., Dziewonski A.M. Simultaneous inversion for 3-D variations in shear and bulk velocity in the mantle // Phys. Earth Planet. Inter. 1997. V.100. P. N. 1-4. P. 135-156.

Taylor F.B. Bearing of the Tertiary mountain belt on the origin of the Earth's plan // *Bull. geol. Soc. Am.* 1910. vol.21, 179–226.

Van Andel T. H., Von Herzen R. P., Phillips J. D. The Vema fracture zone and the tectonics of transverse shear zones in oceanic crustal plates // Marine Geophysical Researches. 1971. Vol.1. N.3. P. 261-283.

Van der Hilst R.D., Widiyantoro S., Engdahl E.R., Evidence of deep mantle circulation from global tomography // Nature. 1997. V.386. N.6625. p.578 –584

Verhoogen J. Energetics of the Earth. Washington. NAS. 1980. 139 p.

Westbrook G. K. et al. Escape of methane gas from the seabed along the West Spitsbergen continental margin // Geophysical Research Letters. 2009. V. 36. N. 15. P.1-5.

White R.S., Detric R.S., Mutter J. C. et al. New seismic images of oceanic crustal structure // Geology. 1990. Vol. 18, N 5. P. 462-465.

Wdowinski Sh. A theory of intraplate tectonics // J. Geophys. Res. 1998. Vol.103B. P. 5037 – 5059.

Wilson J.T. A New Class of Faults and their bearing on Continental Drift //Nature. 1965. V. 207. № 4995. P.343-347

Wilson M. Igneous Petrogenesis. London-Boston-Sidney-Wellington. Unwin Hyman Dostal, 1989. 463 p.

Woodcock N.H., Fisher M. Strike-slip duplexes // J. of Struct. Geol.1986. V. 8, №. 7. P. 725-735.

Zhang Y.S., Tanimoto T. Ridges, hotspots and their interaction, as observed in seismic velocity maps // Nature. 1992. V.355. N.6355. P. 45-49.

Zoback M.L. First and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project // J. Geophys. Res. 1992. Vol.97. p.11703-11728.

Экспедиционные отчеты

Отчет 2-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (18.11.1985-08.03.1986). «Структура и состав осадочного чехла Центральной Атлантики». Нач. рейса Антипов М.П. М.: ГИН АН СССР, 1986. 434 с.

Отчет 3-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (21.05.1986-03.09.1986). «Строение разлома 15°20 в Центральной Атлантике». Нач. рейса Разницин Ю.Н. М.: ГИН АН СССР, 1986. 670 с.

Отчет 6-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (10.1987-01.1988). «Геофизические поля и строение литосферы в Центральной Атлантике». Нач. рейса Разницин Ю.Н. М.: ГИН АН СССР, 1988. 715 с.

Отчет 7-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (1.04.1988-4.08.1988). «Геологическое строение приэкваториальной части Срединно-Аталантического хребта и прилегающих котловин». Нач. рейса Удинцев Г.Б. М.: ГИН АН СССР, 1988. Т.1. 304 с.

Отчет 9-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (10.1989-02.1990). «Геолого-геофизическое изучение трансформных разломов тропической зоны Центральной Атлантики». Нач. рейса Разницин Ю.Н. М.: ГИН АН СССР, 1990. 490 с.

Отчет 12-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (31.01.1991-05.05.1991). «Геологическое строение приэкваториальной части Срединно-Аталантического хребта и прилегающих котловин». Нач. рейса Удинцев Г.Б. М.: ГИН АН СССР, 1991. 350 с.

Отчет 16-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (02.1993-05.1993). «Глубинные геосферы: рельеф, его происхождение и развитие». Нач. рейса Пейве А.А. М.: ГИН РАН, 1993. 149 с.

Отчет 18-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (01.1994-06.1994). «Глубинные геосферы: рельеф, его происхождение и развитие». Нач. рейса Пейве А.А. М.: ГИН РАН, 1994. 106 с.

Отчет 22-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (04.2000-06.2000). «Тектонические структуры, магматизм и глубинное строение океанского и морского дна». Нач. рейса Пейве А.А. М.: ГИН РАН, 2000. 98 с.

Отчет 23-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (01.2006-05.2006). «Тектонические структуры, магматизм и глубинное строение восточной части уступа Кабо-Верде и гор Батиметристов». Нач. рейса Сколотнев С.Г. М.: ГИН РАН, 2006. 194 с.

Отчет 24-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (08.2006-11.2006). «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология». Нач. рейса Зайончек А.В. М.: ГИН РАН, 2007. 210 с.

Отчет 27-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (08.2010-10.2010). «Позднемезозойская-кайнозойская тектоно-магматическая эволюция баренцевоморского шельфа и континентального склона как ключ к палеогеодинамическим реконструкциям в Северном Ледовитом океане». Нач. рейса Зайончек А.В. М.: ГИН РАН, 2010. 86 с.