

## ГЛАВА 5. СТРУКТУРА ПАССИВНЫХ ЧАСТЕЙ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ

Правильное понимание размещения и строения океанских разломов имеет особое значение для приэкваториальной области Атлантического океана. Здесь отсутствуют линейные магнитные аномалии, что делает невозможным прямые палеорекострукции по уже отработанным плейт–тектоническим методикам. Это приводит к необходимости привлекать данные по весьма удаленным регионам и экстраполировать полученные результаты на район экватора (например, Nyberg, Myller, 1991). Пассивные части трансформных разломов отражают палеогеодинамические обстановки прошлого и, следовательно, любые изменения морфологии разломов, их простираций содержат ценную информацию о смене тектонических обстановок и полей напряжений во времени. Вместе с тем, эти объекты плохо изучены. Исключение представляет собой западный фланг разлома Кейн (Allerton et al., 1995) и ряд работ, которые были опубликованы участниками экспедиций на НИС “Академик Николай Страхов” (например, Пушаровский и др., 1995).

Анализ данных непрерывного сейсмического профилирования, спутниковой альтиметрии, а также обширного литературного материала, позволяет утверждать, что океаническая кора представляет собой достаточно подвижное образование. Деформационные явления в океанической литосфере могут проявляться во втором и третьем слоях, а также в осадочном чехле. Нам представляется, что они могут быть обусловлены разнообразными причинами, иметь различное структурное выражение и тектоническое положение, а также достаточно широкий возрастной диапазон проявления. Складчатые дислокации и разрывные нарушения установлены во многих котловинах Атлантического (Демерара, Сьерра-Леоне, Канарской, Ангольской) и Индийского (Северо-Австралийской, Западно-Австралийской, Центральной) океанов. Они известны также на Срединно-Атлантическом и Восточно-Индийском хребтах, а также в пределах зон трансформных разломов.

Проблема тектоники пассивных частей трансформных разломов тесно смыкается с проблемой тектонических движений за пределами оси спрединга, т.е. с проблемами внутриплитных деформаций. Последние неоднократно обсуждалась в литературе (например, Chamot-rooke, Lallemand, 1991; Строение ..., 1991; Bull,

Scrutton, 1992; Мазарович, 1993; Панаев, Митулов, 1993; Пилипенко, 1995; Пушаровский и др. 1995; Мазарович, Соколов, 1997; Разницин, Пилипенко, 1997), вместе с тем, общая классификация этих явлений не проведена, что в значительной мере затрудняет понимание структурной эволюции океанского дна. До сих пор невозможно провести достоверную оценку масштабности этих процессов. Отметим, что за пределами нашего анализа останутся аккреционные призмы, породы которых, как известно, сильно тектонизированы.

В настоящей главе автор делает попытку доказать существование обширных районов вне зон спрединга с корой океанического типа, в пределах которых развиты тектонические процессы, установить масштабы их распространения и сделать некоторые предположения об их природе.

Важная информация для понимания основных закономерностей строения океанической коры содержится в данных спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997), на основании которых автором была составлена карта разломных зон Центральной Атлантики (рис.5.1). Этот метод обеспечивает равномерную плотность измерений и позволяет проводить анализ структурной ситуации в океанах в масштабах мельче чем 1 : 3 000 000. Ранее автором предлагались схемы разломной тектоники, в основе которой были батиметрические данные (Мазарович, 1986, 1994). Большую роль в понимании тектоники пассивных частей разломных зон имеют также результаты непрерывного сейсмического профилирования, которые привлекались для расшифровки внутреннего строения этих структур. Степень обработки имеющихся в ГИН РАН сейсмических материалов находится в начальной стадии и их компьютерный анализ позволит вскрыть новые черты тектонических движений за пределами оси спрединга. Строение пассивных частей трансформных разломов будет рассмотрено на основании нескольких независимых методов.

### 5.1. Основные черты строения пассивных частей трансформных разломов центральной Атлантики

Анализ разнообразного картографического материала, включая данные спутниковой альтиметрии

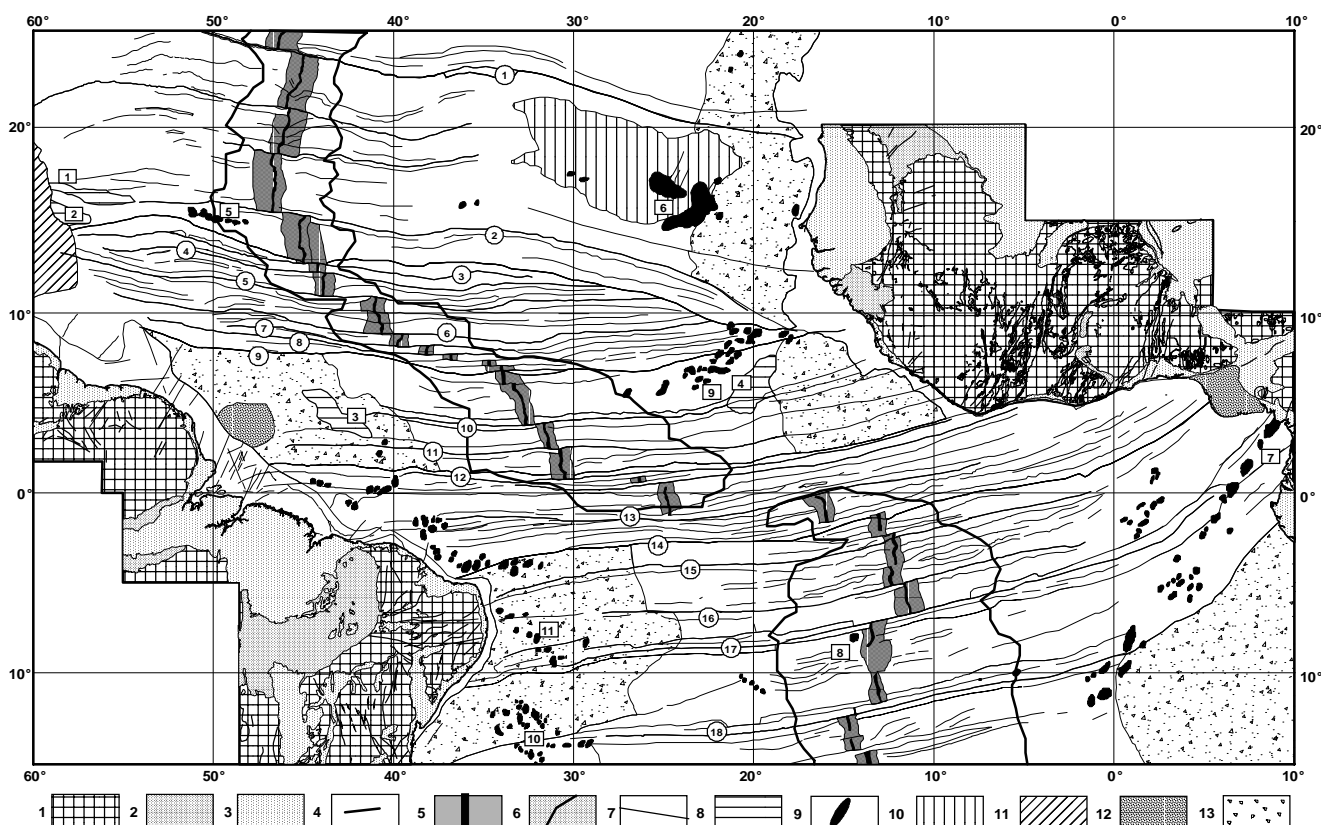


Рис.5.1. Карта разломных структур Центральной Атлантики (черно-белый вариант, упрощено). Проекция – Меркатор. Эллипсоид – WGS-84. 1–4 – континентальная кора: 1 – выступы кристаллического фундамента нерасчлененные (в Африке включают и мавританиды); 2,3 – наложенные впадины: 2 – палеозойские, 3 – мезозойские-кайнозойские; 4 – разломы и простирания основных структур; 5, 6 – Срединно-Атлантический хребет: 5 – рифтовая зона, 6 – фланги; 7 – разломы; 8, 9 – поднятия: 8 – асейсмичные, 9 – вулканические острова и подводные горы, нерасчлененные; 10 – область интенсивных гравитационных аномалий (предполагаемая область миоценового магматизма); 11 – Барбадосская аккреционная призма; 12 – дельты; 13 – области ровного акустического фундамента

Цифры в кружках: – разломы: 1 – Кейн, 2 – Зеленого Мыса, 3 – Марафон, 4 – Меркурий, 5 – Вима, 6 – Архангельского, 7 – Долдрамс, 8 – Вернадского, 9 – 7°10' N, 10 – Страхова, 11 – Св.Петра, 12 – Сан-Паулу, 13 – Романш, 14 – Чейн, 15 – Шарко, 16 – Тетяева, 17 – Вознесения, 18 – Боде Верде

Цифры в квадратах: 1–5 – хребты и поднятия: 1 – Барракуда, 2 – Тибурон, 3 – Сеара, 4 – Сьерра-Леоне, 5 – Ресерчер; 6 – Острова Зеленого Мыса; 7 – Камерунская линия; 8 – о. Вознесения; 9–11 – группы подводных гор: 8 – Батиметристов, 10 – Баия, 11 – Пернамбуку. (Оцифровка проведена К.О.Добролюбовой)

(Sandwell, Smith, 1997), показывает, что рифтовая долина САХ между 25°00' с.ш. и 15°00' ю.ш. смещается 24 трансформными разломами на различные расстояния (таблица 10, см. рис.5.1). Восточнее нее располагается 47 субширотных трогов или протяженных субширотных хребтов, западнее – 40. Таким образом, количество пассивных и активных частей трансформных разломов не совпадает. В ряде мест, например, южнее разломов Марафон и Романш есть одинокие трого – трого-отшельники, которые трассируются на первые сотни километров, но не имеют видимой связи с рифтовой зоной.

Трансформные разломы в приэкваториальной Атлантике прослеживаются на расстояние (см. табл. 10) от 4410 км (разлом Романш) до примерно 700 км (один из разломов полиразломной системы Сан-Паулу). Кроме этого, имеется ряд разломов, положение активных частей и их строение не может определяться однознач-

но без данных МЭ (разлом Св. Петра, разломы в районах 16°, 13°45', 5°, 1°30' с.ш.), но они имеют хорошо выраженные протяженные пассивные части.

Западные фланги разломов, как правило, имеют большую протяженность чем восточные (см. табл. 10). Исключение составляют разломы, расположенные южнее экватора (Шарко, 5° ю.ш. и Вознесения). Приведенные данные об асимметричности разломов могут свидетельствовать о большей скорости наращивания океанической коры в восточном направлении, т. е. об асимметричном спрединге. Общая протяженность разломов увеличивается в экваториальной части, достигая здесь максимальных значений (Чейн – 4575 км, Романш – 4410 км) (см.табл. 10). Такие разломы как 7°15' с.ш. и два разлома из системы Сан-Паулу имеют длину 765, 750 и 713 км соответственно. Таким образом, протяженность разломов в приэкваториальной Атлантике отличается от 3 до 6 раз. Если принять за основу пред-

Таблица 10

## Основные характеристики разломов Центральной Атлантики

Разлом	Широта	Активная часть, км	Расстояние	Протяженность	Фланг, западный	Фланг, восточный	Протяженность общая, км	% активной части	Простираение, град
Зеленого Мыса	15°20'	210	278	310	1360	2550	3910	5.4	280
Марафон	12°40'	90	64	64	1360	1360	2720	3.3	275
Меркурий	12°10'	45	124	124	1380	1650	3030	1.5	275
Вима	11°	319	68	68	1440	1950	3390	9.4	274
10°N	10°	30	124	133	600	1875	2475	1.2	274
Архангельского	8°50'	109	75	70	1700	1800	3500	3.1	272
Долдрамс	8°10'	173	60	60	1700	2100	3800	4.6	270
Вернадского	7°50'	150	23	23	1870	2040	3910	3.8	
Сьерра-Леоне	7°30'	225	413		1700	213	1910	11.7	270
7°15N	7°15'	68	22		315	450	765	8.9	
Страхова	4°	120	143	143	1870	2040	3910	3.1	267
Св.Петра	2°40'	68	189	193	750	435	1185	5.7	260
Сан-Паулу1	0°52'	315	38	38	1575	2625	4200	7.5	260
Сан-Паулу2	0°50'	150	23	23	450	300	750	20	260
Сан-Паулу3	0°45'	090	23	23	375	338	713	12.6	260
Сан-Паулу4	0°30'	56	203	203	750	2175	2425	2.3	260
Романш	-1°10'	900	157	210	1500	2910	4410	20.4	255
Чейн	-1°30'	315	250		2250	2325	4575	6.9	255
Шарко	-2°40'		255		2100	1950	4050		80
5°S	-5°	75	188	188	1650	1275	2925	2.6	80
Вознесения с.	-7°	212	34	34	2400	2175	4575	4.6	255
Вознесения ю.	-7°	60	495		2400	2040	4440	1.4	255
Бодэ Верде с.	-11°50'	173	45	45	1870	1700	3400	5.1	255
Бодэ Верде ю.	-12°15'	53	210		1700	2295	3995	1.3	255

положение, что длина разломов зависит от скорости спрединга, то полученный результат позволяет сделать вывод о значительной разнице скоростей вдоль САХ. При этом скорости могли бы достигать теоретически значений в 12–15 см/год и мы могли бы ожидать возникновение форм рельефа сопоставимыми с Восточно-Тихоокеанским поднятием. Однако они отсутствуют. Второе объяснение отмеченному феномену заключается в предположении о том, что скорость спрединга остается постоянной, а длина разлома может зависеть от времени его заложения т.е. более протяженные структуры имеют более древний возраст заложения. С последней точки зрения наиболее молодыми представляются разломы внутри полиразломной системы Сан-Паулу, а также 7°10' с.ш.; наиболее древними – Чейн, Романш, Святого Петра, Долдрамс и Зеленого Мыса.

Вопрос о продолжении ряда разломных зон не может быть пока решен однозначно. Например, разлом Страхова в восточном направлении исчезает в западнее поднятия Сьерра-Леоне. Вместе с тем, можно предположить, по данным спутниковой альтиметрии, что он проходил через районы, где в настоящий момент располагается центральная часть упомянутого поднятия и его продолжение находится в одноименной котловине, где располагается трог в акустическом фундаменте, обрамленным пологими поднятиями.

Замеры простираций активных частей трансформных разломов показывают, что между 25° с.ш. и 15° ю.ш. происходит их разворот от 280° до 255°. Более сложным оказывается простираение пассивных частей (см.рис.5.1). Западнее оси САХ фланги разломов имеют запад–северо–западное простираение, восточнее риф-

товой зоны они либо плавно отклоняются к юго-востоку (разлом Зеленого Мыса, Кейн), либо – к северо-востоку (группа разломов Вима–Сьерра-Леоне). Разломы Сан-Паулу, Романш, Чейн и более южные трассируются в район северной части Гвинейского залива, т.е. отчетливо отклоняются к северо-востоку. Эта общая закономерность осложняется многочисленными изменениями простираций более высокого порядка (некоторые примеры будут приведены ниже).

Подсчет по 23 разломам к востоку и западу от хребта показывает, что средняя ширина разломных зон составляет 66 км. С учетом общей протяженности разломов, составляющей почти 65 500 км, мы получаем общую площадь, которую они занимают порядка 4 млн. кв км. Если к этому добавить площади, занимаемые трогами, которые не вызывают смещений или эти смещения незначительны, то общая площадь должна быть еще увеличена. В целом, это составляет не менее 25–30 % от общей площади океанической коры между 25° с.ш. и 15° ю.ш. Известно, что разломы оказывают охлаждающее воздействие на прилегающие части плит (Дубинин, 1987) и, кроме того, в их пределах кровля мантии располагается на наименьших глубинах (Spathopoulos, Jones, 1993). Экстраполируя эти данные на другие разломы можно подсчитать, что не менее 30 % от общей площади океанической коры Центральной Атлантики имеют относительно более холодную температуру и здесь мантийное вещество находится в наиболее высоком положении. Эти выводы о широком развитии охлажденных зон хорошо коррелируются с данными о “холодной” мантии в экваториальной Атлантике (Bonatti, 1996), которые основаны на изучении перидотитов.

## 5.2. Сегментация океанической коры Центральной Атлантики за пределами осевой зоны хребта

В главе 4 было показано, что осевая часть САХ сегментирована. Рассмотрим вопрос о продолжении выделенных сегментов к востоку и западу, в глубоководных котловинах.

В пределах центральной части Атлантического океана, восточнее САХ, располагаются глубоководные (4000–6000 м) котловины – Канарская, Зеленого Мыса, Сьерра-Леоне, Гвинейская и Ангольская. Западнее – Гвианская, Демерара и Бразильская котловины. Строение этих частей Атлантики, а также их аналогов в более северных и южных районах было описано в ряде источников (Геофизика ..., 1979; Казьмин и др., 1986; Комарова и др., 1993 и др.). В этих областях располагается наиболее древняя океаническая кора, перекрытая мощным чехлом осадочных пород. Судя по данным альтиметрии (Sandwell, Smith, 1995), котловины имеют гетерогенное строение. В южной части центральной Атлантики, Ангольская котловина характеризуется ровным гравитационным полем. По данным геофизических исследований по Анголо-Бразильскому геотраверсу (Погребницкий и др., 1990, Разницын, Пилипенко, 1997) здесь располагаются области развития выровненного фундамента (см.рис.5.1). Близкие по характеристикам поля, развитые, правда, на меньших площадях, характерны для Бразильской котловины, котловин Канарской и Зеленого Мыса. Мы полагаем, что здесь также развит выровненный акустический фундамент. В пользу этого предположения свидетельствуют данные полученные о морфологии поверхности акустического фундамента в районе Островов Зеленого Мыса (Uchupi et al., 1976).

Альтиметрические данные свидетельствуют о том, что разломные структуры в отражены по-разному в глубоководных котловинах. Так, например, в Ангольской хорошо прослеживается разлом Боде–Верде и практически не виден разлом на 13° ю.ш. В Бразильской котловине можно проследить все основные разломы, но разрывы (“discontinuity”), отчетливо проявленные в ряде мест хребта, не прослеживаются.

В Канарской и Зеленомысской котловинах можно уверенно трассировать разломы Кейн, Зеленого Мыса, за исключением районов наиболее приближенных к Африке. Все разрывы, расположенные между ними следят только до поднятия Зеленого Мыса. Южнее одноименных островов четко прослеживается прямолинейный линеамент, который видимо контролирует строение приафриканского прогиба, но резко обрывается около зоны северо–восточного простирания примерно на 35° з.д. Приведенные примеры показывают, что происхождение разломных структур океанической коры и их взаимоотношение с наиболее древними ее частями нельзя объяснить единовременным происхождением и универсальным механизмом.

Ранее было установлено (Kane, Hayes, 1992), что в Южной Атлантике существуют границы, на которых отмечаются заметные изменения нескольких геофизических характеристик далеко за пределами САХ. Они делят указанный район на “тектонические коридоры”, вдоль простирания которых, проанализированные авторами параметры, почти не изменяются, но претерпевают резкую смену при выходе за их пределы. Эта идея, с изменениями, может быть применена и к центральной части Атлантического океана. Наши выводы будут базироваться на спутниковой альтиметрии, особенностях рельефа и некоторых других. Мы полагаем, что вся океаническая кора в пределах Центральной Атлантики разделена на протяженные блоки, каждый из которых имеет специфические черты геолого–геофизического строения и которые ограничены крупными нарушениями – разломами–терминаторами (Мазарович, 1994). Термин “тектонический коридор” в русском языке представляется не очень удачным и поэтому мы остановимся на термине “трансатлантическая зона”, оставляя термин “сегмент” для описания неоднородностей в пределах осевой части срединно-океанического хребта.

Предварим анализ строения приэкваториальной Атлантики рядом замечаний. Известно, что расстояние между разломами в Атлантическом океане может изменяться от первых десятков до первых сотен километров. Анализ размещения разломов в плане, показал, что вдоль простирания хребта количество разломов изменяется. Они могут находиться на значительном расстоянии друг от друга (одиночные разломы или моноразломы), быть сдвоенными, формировать системы разломов (полиразломные системы). Особой категорией нарушений являются различные разрывы или поперечные нарушения, известные в англоязычной литературе как “discontinuity”.

Под моноразломами нами понимаются тектонические нарушения, пересекающие весь САХ и которым соответствуют участки океанского дна шириной в первые десятки миль, отделенные от соседних сходных или более сложных систем отрезками срединно-океанических хребтов протяженностью во многие десятки–сотни миль. Эти образования могут иметь разное строение активных частей, в частности морфологию и протяженность. Примерами могут служить такие разломы как Атлантис, Ошеанографер, Кейн, Зеленого Мыса, Страхова и другие.

Под сдвоенными разломами понимаются тектонические нарушения, пересекающие весь САХ и которым соответствуют участки океанского дна, для которых характерно существование двух субпараллельных трогов, расстояние между которыми составляет первые десятки миль. Характерным примером в Атлантическом океане может служить система разломов Марафон и Меркурий, Чарли Гиббс, Боде Верде.

Полиразломные системы представляют собой серии субпараллельных желобов с общей шириной в первые

сотни миль. Они образуют весьма сложные по своей морфологии участки океанского дна и образуют по крайней мере два класса. Для первого характерно большое количество поперечных и медианных хребтов (Архангельского–Долдрамс–Вернадского), во втором эти образования отсутствуют (Сан-Паулу).

Разрывы или зоны поперечных нарушений сплошности хребта представляют собой относительно пониженные области с которыми могут совпадать изгибы рифтовых долин (зоны нулевого смещения) или иные аномальные явления. За пределами осевой части хребта они прослеживаются в виде трогов в той или иной степени заполненными осадочными породами, в целом, сходными с трогом моноразломов.

Анализ распространения нарушений разных типов в пределах Срединно-Атлантического хребта показывает, что севернее разлома Зеленого Мыса расположены такие крупные моноразломы как Кейн, Атлантис, Хейес, Ошеанографер. Между ними, как правило, развиты разрывы, количество которых возрастает в северном направлении. С последними совпадают изменения простирания рифтовых долин и, именно, к этим местам прослеживаются депрессии в рельефе, сходные по своему строению с моноразломами. Они хорошо исследованы в рифтовой долине севернее разлома Кейн (Турко и др., 1993). Общая закономерность нарушается только между разломами Зеленого Мыса и Кейн, где расположены плохо изученные разломы, которые, по всей видимости, образуют сдвоенный разлом.

В приэкваториальной области, известны все обсуждаемые типы нарушений. Наиболее примечательным является появление полиразломных систем и резкое сокращение количества разрывов. Подобная ситуация сохраняется примерно до 2–3° ю.ш. Выделенная тектоническая область характеризуется большим количеством разломов, расстояние между которыми (по гребню САХ) изменяется от 55 до 145 км. Исключение отмечается между разломами Вима и Марафон, где расстояние достигает 413 км и между разломами 7°10' с.ш. и Страхова. В южной Атлантике, судя по опубликованным картам (Grindley et al., 1992), широко развиты разнообразие разрывы, которые сосуществуют моноразломами. Вместе с тем, общая морфология хребта и разрывов отличается от аналогичных структурных ассоциаций к северу от экватора.

Анализ альтиметрических, батиметрических карт, а также различных геофизических материалов свидетельствует о том, что между 25° с.ш. и 15° ю.ш. существует семь трансатлантических зон, которые мы будем называть по ограничивающим разломам: Атлантис–Кейн, Кейн–Зеленого Мыса, Зеленого Мыса–7°10' с.ш., 7°10' с.ш. – Сан-Паулу, Сан-Паулу–Чейн, Чейн–Вознесения и Вознесения – условно Кардно. Некоторые из них, в свою очередь, могут быть разделены на подзоны или, иными словами, на сегменты более высоких порядков. Кратко рассмотрим строение зон, расположенных между 16° с.ш. и экватором (рис. 5.2).

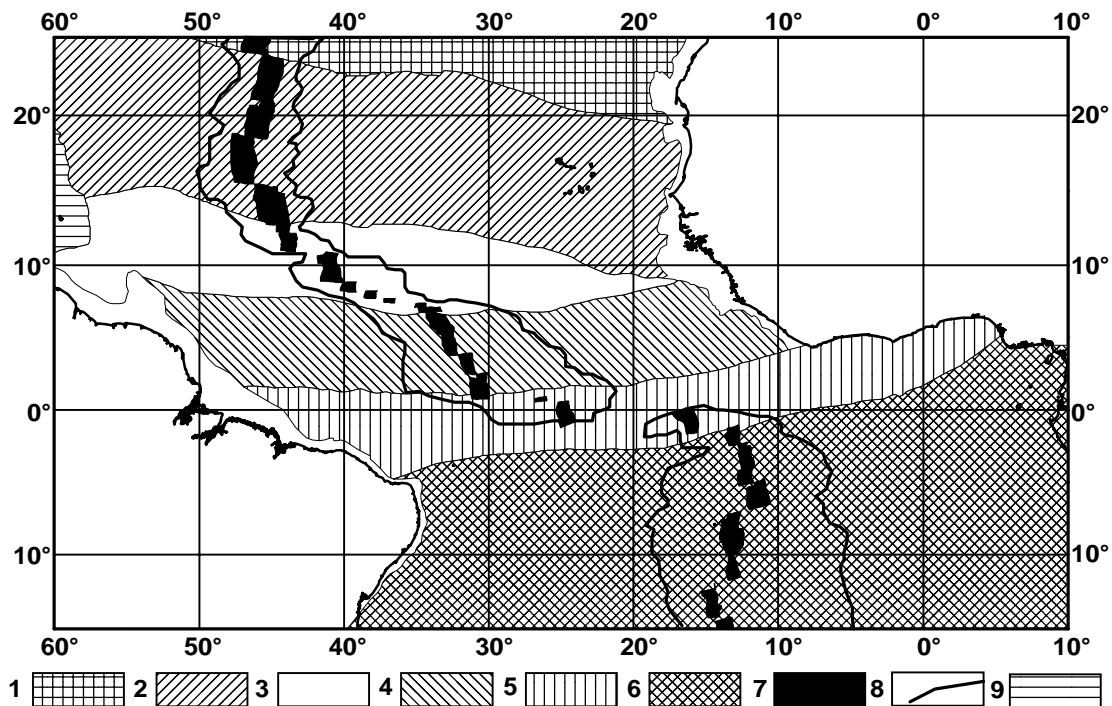


Рис.5.2. Трансатлантические зоны: 1 – Атлантис–Кейн; 2 – Кейн–Зеленого Мыса; 3 – Зеленого Мыса–Сьерра-Леоне; 4 – Сьерра-Леоне–Сан-Паулу; 5 – Сан-Паулу–Чейн; 6 – Чейн–Вознесения и Вознесения–Кардно, объединенные; 7 – рифтовая зона; 8 – наиболее приподнятые части Срединно-Атлантического хребта; 9 – Барбадосская аккреционная призма

**Трансатлантическая зона Зеленого Мыса–Марафон** соответствует в пределах осевой части хребта одноименному сегменту первого порядка. Восточнее располагается область с неоднородным гравитационным полем, которая постепенно сужается и прослеживается до гор Батиметристов. Взаимоотношения между выделяемой зоной и более южной хорошо видны на карте силы тяжести (рис.5.3), охватывающей восточные фланги нескольких трансформных разломов прикваториальной Атлантики (карта построена С.Ю.Соколовым). Для лучшего представления значений силы тяжести в области нуля сечение изолиний здесь более детальное по сравнению со значениями поля более 30 Мгал. Трансформным разломам соответствуют резко дифференцированные отрицательные аномалии силы тяжести линейной формы с субширотной ориентацией, как правило, ограниченные с севера и юга узкими положительными аномалиями, соответствующими бортам трогов разломов и (или) поперечным хребтам. Разломы не доходят до континентальной окраины Африки почти на 1000 км. Восточные фланги разломов Вима, Долдрамс и Вернадского утыкаются во фланги разломов, расположенными южнее разлома Зеленого Мыса. Другой интересной особенностью строения фланговых частей разломов является их дискордантное отношение с цепью гор Батиметристов. Последние протягиваются почти до активной части разлома Страхова.

Отмеченные особенности строения фланговых частей разломов в гравитационном поле свидетельствуют о наличии сложных процессов, приводящих к образованию наложенных структур и деформациям океанической коры. Для проверки этого предположения нами

(Мазарович и др., 1997) были привлечены данные НСП, полученными в 16 рейсе НИС “Академик Николай Страхов”. На рисунке 5.4 представлен фрагмент субмеридианального сейсмического профиля, пересекающего горы Батиметристов и возвышенность Сьерра-Леоне приблизительно по 20° з.д. Фрагмент расположен от 10 до 9° с.ш., в области сочленения северных отрогов возвышенности и фланга разлома Зеленого Мыса. Деформации океанической коры привели к формированию квестообразной структуры с пологим северным крылом (рис.5.4а). Анализ строения осадочного чехла и сравнение его с данными глубоководного бурения (Lancelot et al., 1977) показал, что в районе выявляется два этапа деформаций. Палеогеновый – деформировал отложения от мела до палеогена и привел к подъему блока земной коры и эрозии смятых отложений. Второй, современный, охватил как нижний складчатый ярус осадочного чехла, так и залегающий на нем несогласно комплекс отложений верхнего палеогена и неогена. Причем, судя по данным НСП, эта волна деформации продвигалась во времени с севера на юг. На рисунке 5.4.б представлен фрагмент того же профиля от 8°30' до 7°30' с.ш. севернее возвышенности Сьерра-Леоне. Характер деформаций к югу от зоны азимутального несогласия сильно отличается. Квестообразные морфо-структуры (складки) имеют пологий южный склон. Деформации охватывают весь третичный разрез мощностью более 600 м, выявляемый на профиле. Получить отраженный сигнал от более древних отложений в этой части профиля не удалось. Судя по постоянной мощности слоев третичных отложений, отмеченные деформации являются современными. В нижней части разреза

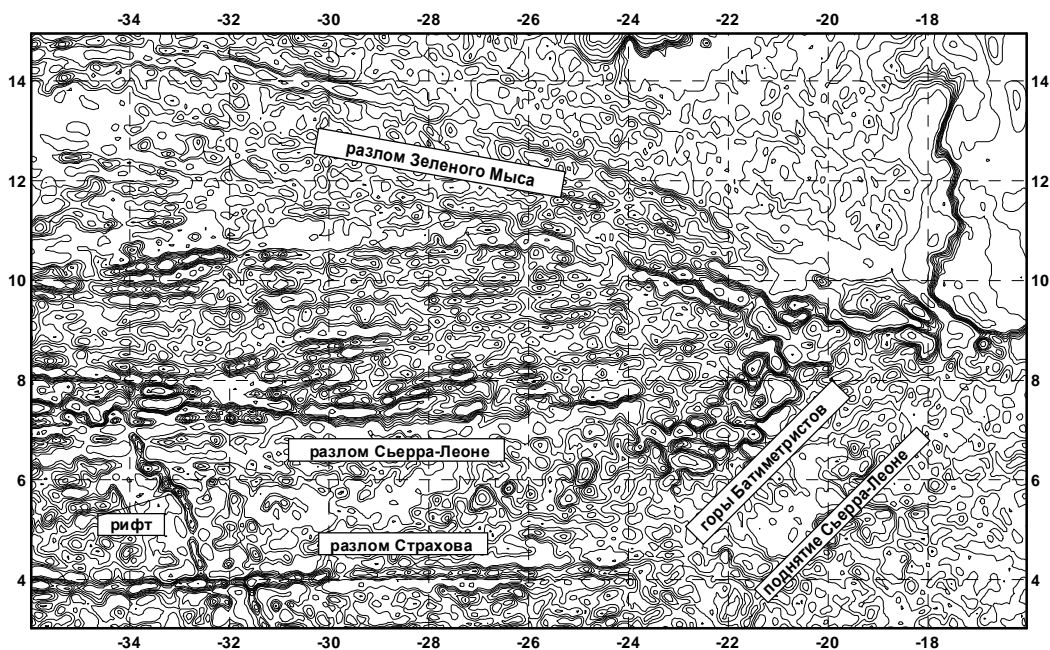


Рис.5.3. Карта гравитационных аномалий района конвергенции пассивных частей разломов северо-западнее поднятия Сьерра-Леоне, составленная по данным спутниковой альтиметрии (по данным Sandwell, Smith, 1997)

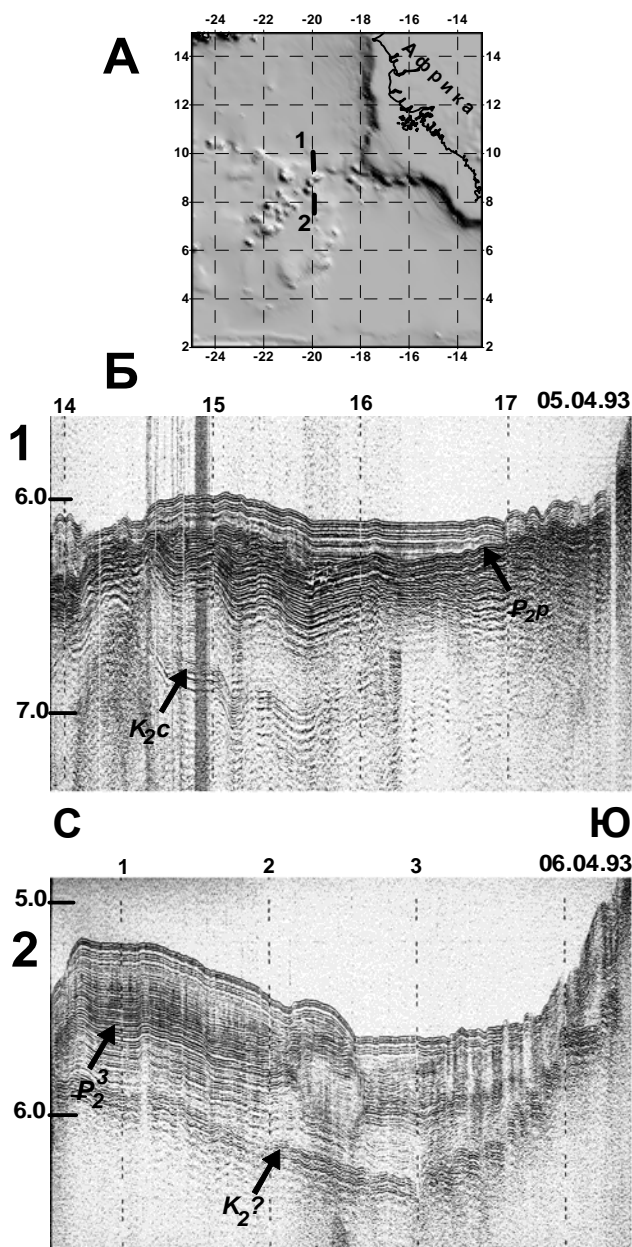


Рис.5.4. Деформации осадочного чехла в районе поднятия Сьерра-Леоне (Мазарович и др., 1997). А – положение профилей НСП 16-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”; Б – профили НСП: 1 – севернее поднятия, 2 – южнее поднятия

наблюдается несогласие типа заполнения вреза, свидетельствующее о том, что в середине кайнозоя эта область была подвержена эрозионной деятельности донных течений или других потоков. Таким образом, отмечается омоложение деформаций в южном направлении, что может свидетельствовать о продвижении мезозойской коры Северной Атлантики в экваториальные районы и наложенном характере поднятия Сьерра-Леоне.

К западу от хребта зона четко прослеживается и включает в себя поднятия Баррракуда и Тибурон. Южной границей является разлом Марафон, который транс-

сируется до фронтальной части Барбадосской аккреционной призмы. В этой структуре, непосредственно на продолжении разлома, располагаются области резкого изменения мощностей осадочного чехла (Международный..., 1989/1990) и субширотных отрицательных гравитационных аномалий.

**Трансатлантическая зона Марафон – 7°30' с.ш.** хорошо прослеживается к западу от САХ, вплоть до Барбадосской аккреционной призмы, с которой имеет резко discordantные соотношения. К востоку от оси спрединга он также отчетливо устанавливается, но его структуры не доходят до Африканского континента, срезаясь, как было показано выше, структурами более северной зоны. По своим характеристикам зону целесообразно разделить на две подзоны – Марафон–Вима и более южную – Вима–7°30' с.ш., которая отличается большей плотностью разломов.

Наиболее южный разлом (разлом–терминатор) – 7°10' N не изучен многолучевым эхолотированием. (Во время нахождения монографии в редподготовке, детальное изучение района САХ между 7°17' с.ш. и 5° с.ш. было проведено с помощью многолучевого эхолота SIMRAD EM-12S, непрерывного сейсмопрофилеирования и драгирования в 22-ом рейсе НИС “Академик Николай Страхов”). Вдоль него отмечены мелкофокусные (0–12 км) землетрясения с магнитудами 0–4,4. Эпицентры располагаются на расстоянии до 1600 км от оси спрединга. Примечательной особенностью зоны представляется резкое субсогласное в плане изменение простираний разломов к востоку и западу от Срединно-Атлантического хребта в пределах широких зон с азимутом 320°, которые будут рассмотрены ниже.

**Трансатлантическая зона 7°10' с.ш. – Сан-Паулу** отличается принципиально иным рельефом (Equatorial ..., 1996), незначительным количеством разломов и включает в себя на востоке структуры поднятия Сьерра-Леоне и одноименную котловину, на западе Гвианскую котловину и поднятие Сеара.

Поднятие Сьерра-Леоне расположено юго–западнее Гвинейского плато, между 3 и 10° с.ш. и 19 и 24° з.д. Ее геоморфологические и тектонические особенности неоднократно описывались во многих работах, на основании которых и дано краткое описание (Кленова, Лавров, 1975; Кара и др., 1986; Удинцев, 1987; Перфильев и др., 1987; Hekinian, 1978; McMaster et al., 1975; Jones et al., 1979; Yunov, 1996).

Поднятие Сьерра-Леоне оконтурено изобатой 4000 м и имеет размах рельефа в 1–2 км. Протяженность этой морфоструктуры в субмеридиональном направлении составляет 600–650 км; ширина – 300–400 км. Она располагается между магнитными аномалиями M11 (126 млн лет) и M25 (153 млн лет). По гравиметрическим данным (Кара и др., 1986) мощность коры составляет около 13 км. Скважина DSDP 366 пробуренная на юге поднятия вскрыла аргиллитизированные и кремнистые известняки, кокколитовые известковистые илы мааст-

рихт-плейстоценового возраста. Поднятие покрыто осадками, имеющими мощность от 0 до 1200 м. Мощность осадков в депрессиях достигает 400–800 м, на вершинах гор 100–800 м. Акустический фундамент сильно нарушен субширотными и северо–восточными разломами, которые были активными с раннемелового времени. Глубинным сейсмозондированием, методом преломленных волн, установлено, что поднятие подстилается метаморфизованным третьим слоем океанической коры со скоростями 7,0–7,3 км/с. По данным МОВ ОГТ – скорость в пределах этого слоя определяется в 6,2–6,7 км/с и делается вывод о сходстве с микроконтинентом. Это предположение было обосновано также А.Ю. Юновым (Юнов, 1996). С точки зрения сторонников тектоники плит поднятие Сьерра-Леоне рассматривается как результат воздействия горячей точки или как следствие избыточного вулканизма на ранних этапах спрединга, в результате которого формируются парные поднятия (Сьерра-Леоне–Сеара). Как говорилось выше, мы считаем, что эта морфоструктура может иметь наложенный характер и ее происхождение связано с деформациями океанической коры. Помимо этого, значительное количество подводных гор указывает на существенное влияние в рельефообразовании процессов магматизма.

Котловина Сьерра-Леоне расположена к юго–востоку от одноименной возвышенности. По данным НСП, полученным в 7–м рейсе НИС “Профессор Штокман” (Ельников, 1988), сейсмический разрез в западной части котловины Сьерра-Леоне включает в себя четыре сейсмостратиграфических комплекса, которые хорошо коррелируются с разрезом скважины 13 DSDP. Первый хорошо стратифицирован и расположен между поверхностью дна и маркирующей границей А (перерыв раннемиоцен–позднеэоценового возраста). Он представлен палеоген–плиоценовыми глинами с прослоями радиолариевого и фораминиферового илов. Все нижележащие осадки смяты в складки в эоценовое время в результате внедрения пород фундамента. Второй комплекс представлен кремнистыми сланцами и радиолариевыми илами лютетского яруса. Третий комплекс (кампанские нанноглины) заполняет понижения фундамента и его мощность изменяется от 200 до 600 м. В его верхней части залегает слой маастрихтского мергеля. Самый нижний, четвертый, комплекс заполняет все углубления акустического фундамента и представлен нижнесенононскими (и более древними?) кремнистыми отложениями с тонкими прослоями известняков и доломитизированных алевролитов. Общая мощность осадочных отложений изменяется от 500 до 1300 м. Кровля акустического фундамента разбита тектоническими нарушениями различной амплитуды и ориентировки.

В южной части котловины были описаны внутриплитные деформации (Basile, Mascle, 1990), которые были сформированы в результате субширотного растяжения в позднемеловое время. Здесь акустический

фундамент разбит крутопадающими разломами на серию асимметричных блоков, шириной в 10–15 км. Они имеют субмеридиональное простирание и наклонены на восток.

**Трансатлантическая зона – Сан-Паулу–Чейн** имеет сложное строение и представляет собой полиразломную систему Сан-Паулу, Романш и Чейн, и прослеживается от севера Гвинейского залива до Южной Америки.

Общее смещение между 45° з.д. и 13° з.д., т.е. между спрединговыми системами Северной и Южной Атлантики составляет более 3500 км, из которых 3200 км приходится на участок хребта между разломами Марафон и Чейн. Вместе с тем, в указанных пределах смещение не распределено равномерно, а концентрируется в пределах трансатлантических зон Марафон – 7°10' с.ш. и Сан-Паулу–Чейн. В первом случае оно составляет 980 км, во втором – 1500 км. Средняя ширина указанных зон составляет 600 и 260 км соответственно. Структурная неоднородность сегментов САХ более высоких порядков внутри трансатлантических зон, как правило, не прослеживается. Из последнего можно сделать вывод о том, что она возникла только на наиболее молодых этапах развития Атлантики.

### 5.3. Примеры строения флангов трансформных разломов

В результате работ МЭ и НСП, организованных Геологическим институтом РАН на НИС “Академик Николай Страхов” в центральной части Атлантического океана была собрана обширная информация о строении пассивных частей разломов Зеленого Мыса, Марафон, Меркурий, Долдрамс, Архангельского, Вернадского, Страхова, Св.Петра, Сан-Паулу и Романш. Ряд из перечисленных районов будут базовыми для дальнейших рассуждений. К сожалению, полная обработка данных НСП до сих пор не проведена, однако, анализ отдельных районов показывает, что океаническая кора за пределами зон спрединга подвижна.

Обработка данных по 9 рейсу “Академик Николай Страхов” проводилась совместно с Кольцовой А.В., 11–12 рейсов – совместно с Кольцовой А.В., Соколовым С.Ю. и Ефимовым В.Н.

**Пассивные части разломов Марафон и Меркурий** были прослежены в котловине Демерара и на западном фланге САХ, к востоку от 52°00' з.д. (рис.5.5–5.7), на 14 меридиональных галсах, протяженностью от 120 до 60 миль каждый (Мазарович и др., 1992). Расстояние между ними составляло 30 миль (см.рис. 5.5 А).

На 52°00' з.д. пассивная часть разлома Марафон выражена в рельефе (рис.5.5Б) в виде пологого понижения шириной до 25,5 км с глубинами до 5100 м. По данным спутниковой альтиметрии ей соответствует протяженная зона гравитационных минимумов (рис.5.6). С севера и юга трог ограничен небольшими



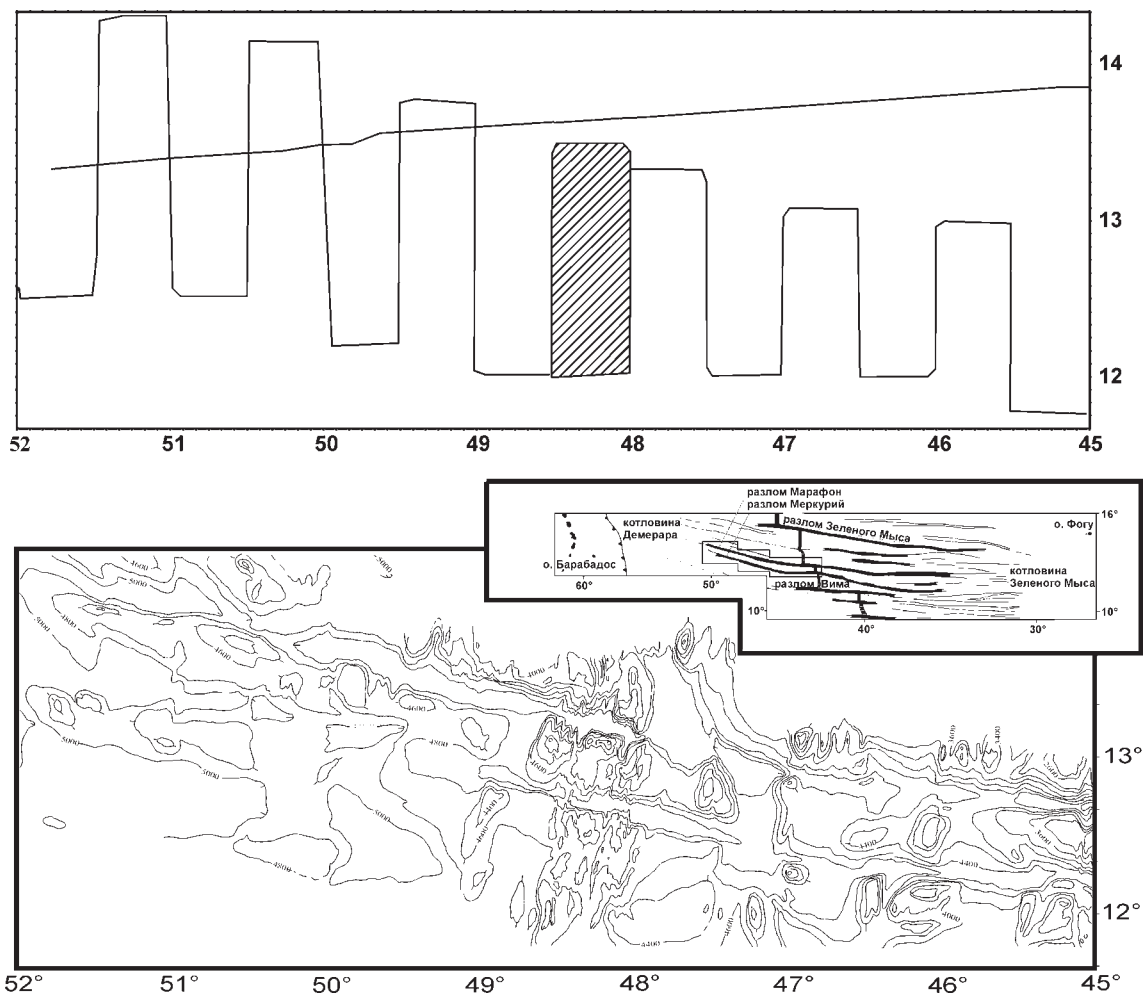


Рис.5.5. Стрoение западных флангов разломов Марафон и Меркурий по данным многолучевого эхолотирования в 9-ом рейсе НИС “Академик Николай Страхoв”. А – галсы судна и полигон (заштриховано); Б – рельеф (карта составлена Н.Н. Турко). На врезке – схема расположения основных разломов приэкваториальной части Атлантического океана и район исследований

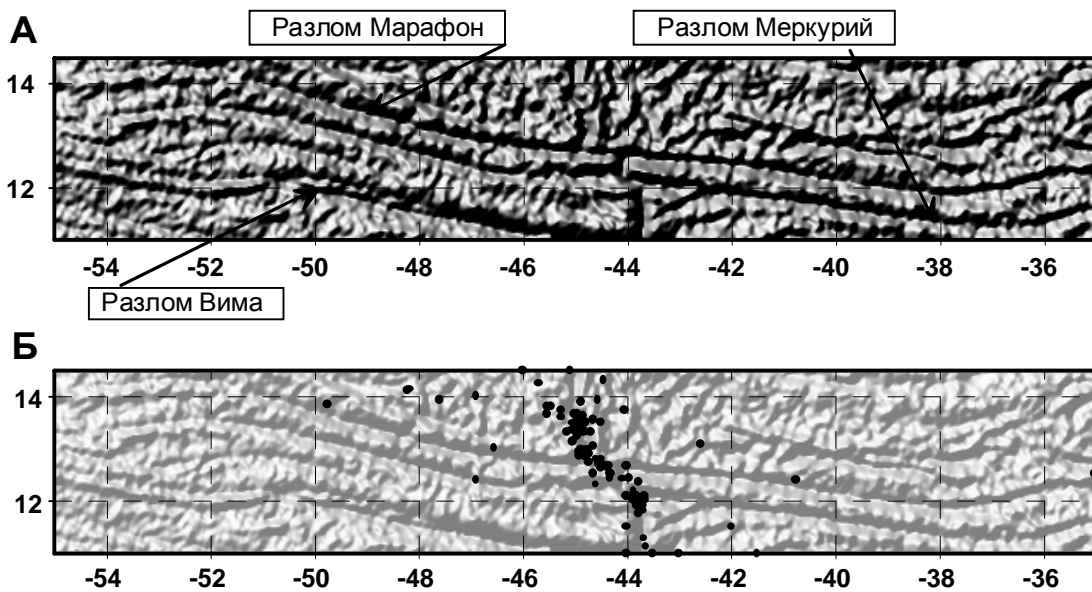


Рис. 5.6. Карта гравитационных аномалий, построенная по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997) между 14°30' и 11° с.ш. (А), то же с эпицентрами землетрясений (Б)

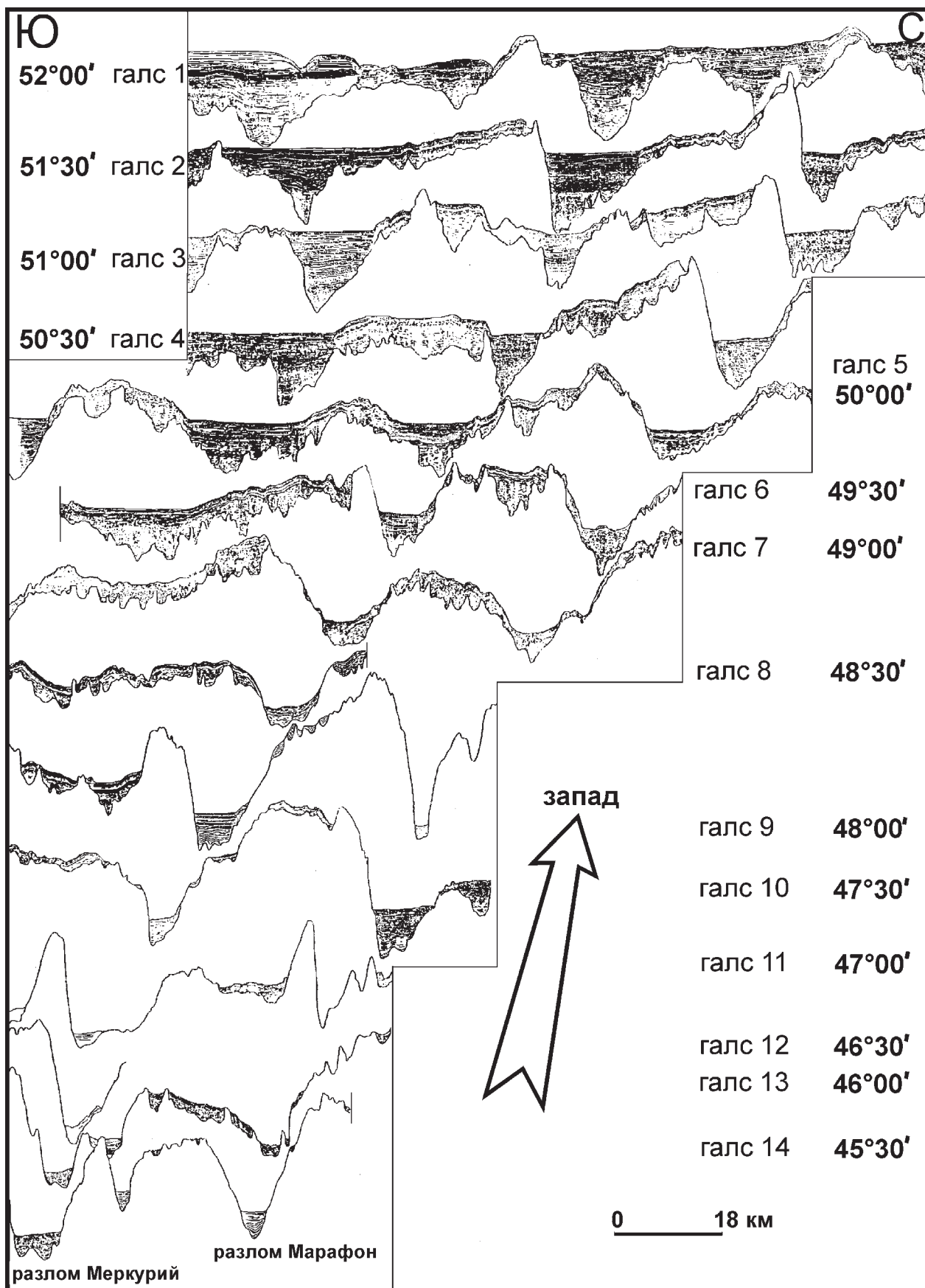


Рис. 5.7. Распределение осадочного чехла в разломах Марафон и Меркурий. Составлено А.В. Кольцовой при участии автора

поднятиями с высотами 700 м и 200 м соответственно. Ширина южного – около 9 км. Ширина депрессии Меркурий достигает 55 км. В центральной ее части отмечается небольшой всхолмленный участок, южнее которого дно (и, соответственно, кровля осадочного чехла) полого наклонено к югу, достигая максимальной глубины 5100 м. На южном ограничении трога Меркурий расположено поднятие, высотой до 200 м. Под поверхностью дна, было установлено три прогиба акустического фундамента (АФ), выполненных осадками мощностью от 600 до 900 м (с севера на юг – разломы Марафон, Меркурий и Вима соответственно). Осадки залегают горизонтально на 500–700 м ниже уровня дна. Наиболее древние части осадочного чехла, деформированы. Намечается асимметричность бортов прогибов, которые разделяются поднятиями и согласно перекрыты осадками мощностью в 100–200 м. В средней части желоба разлома Меркурий располагается поднятие АФ, амплитудой до 600 м.

От  $51^{\circ}30'$  к  $50^{\circ}00'$  з.д. (см. рис.5.8, 2–8 профили), ширина депрессий уменьшается до 9,5 – 22 км, а ширина разделяющего их поднятия увеличивается до 30–44 км. Оно имеет высоту до 600–800 м и асимметрич-

ный профиль: северный склон – крутой, а южный – пологий. В отличие от профиля по  $52^{\circ}00'$  з. д., глубины дна в желобах разломов Марафон и Меркурий различны: 5000 м и 5100 м соответственно. С юга желоб разлома Меркурий также ограничен асимметричным поднятием высотой до 300 м, южнее которого расположен разлом Вима.

Между  $51^{\circ}30'$  и  $48^{\circ}30'$  з.д. в рельефе АФ (см. рис.5.7), прослеживаются те же асимметричные прогибы с крутыми ( $20$ – $30^{\circ}$ ) южными склонами. Неровный АФ перекрыт осадками (до 150 м). Мощности горизонтально залегающих осадков в разломе Марафон 300 – 450 м, в разломе Меркурий – 400–700 м. Нижние части осадочного чехла (100–150 м) деформированы. На поднятии между разломами неровная поверхность АФ перекрыта деформированными и стратифицированными осадками с мощностью до 300 м.

От  $49^{\circ}30'$  з.д. до  $48^{\circ}30'$  з.д. ширина желобов разломов Марафон и Меркурий составляет 7,5–9,5 км и различие в уровнях их дна сохраняется. Высота хребта между ними увеличивается от 600 до 1000 м, выше становится и хребет к северу от разлома Марафон.

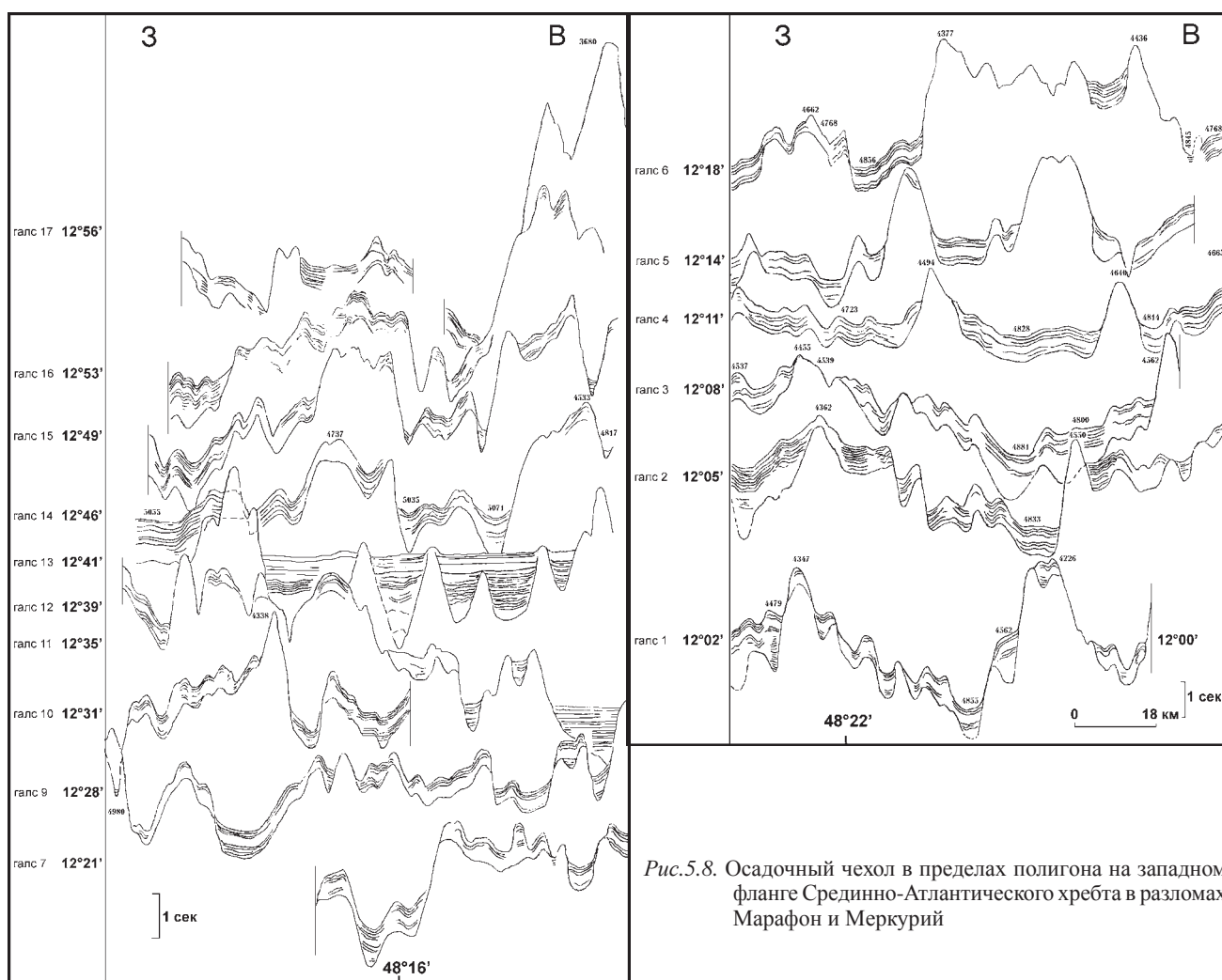


Рис.5.8. Осадочный чехол в пределах полигона на западном фланге Срединно-Атлантического хребта в разломах Марафон и Меркурий

Восточнее  $48^{\circ}00'$  з.д. мощность осадков на дне депрессий АФ редко превышает 200 м, за исключением профиля 10 (см. рис.5.7), где она достигает в разломе Марафон 450 м. В зонах разломов Марафон и Меркурий располагаются (см. рис.5.7, профиль 14), поднятия с амплитудами до 400 м и 600 м соответственно. В трогах хорошо стратифицированные осадки залегают горизонтально, на склонах они имеют мощность 150–200 м и облекают неровности АФ.

Между  $12^{\circ}00'–13^{\circ}30'$  с. ш. и  $48^{\circ}00'–48^{\circ}30'$  з.д. (см. рис. 5.5А и 5.7, 8–9 профили), в зоне деформаций на западном фланге САХ (Collette et al., 1974) был отснят полигон (54 x 160 км), по системе из 24 субширотных галсов, протяженностью по 30 миль каждый, с межгалсовым расстоянием в 3,5 мили. В пределах полигона трог Марафон протягивается примерно вдоль  $13^{\circ}$  с.ш. Он имеет плоское дно шириной 7–11 км с глубинами более 5100 м. У западного края полигона трог постепенно сужается до 2 км, т.к. в ее пределы выступают отроги бортов. Северный борт долины относительно пологий. Примерно на  $48^{\circ}09'$  з.д. его пререзает ложбина северо-восточного простирания. Восточнее ее северный борт долины образован массивным поднятием шириной около 18 км с глубиной над вершиной менее 3300 м. Оно вдается в трог, который на этом участке сужается до 5,5 км. Подобное же поднятие находится у восточного края полигона и также выдается в пределы долины, при этом она сужается до 2 км и ось ее смещена – на 5,5 км к югу по сравнению с предыдущим отрезком. Южный борт желоба в центральной части представляет собой прямой уступ высотой до 400 м. Этот участок отделен от других к западу и востоку депрессиями, прослеживающимися от разлома Марафон через межразломный хребет. Таким образом, между  $48^{\circ}00'–48^{\circ}30'$  з.д. рельеф дна напоминает две гряды “куэст” с пологими южными и крутыми северными склонами, которые рассечены субмеридиональными депрессиями и уступами, часть из которых прослеживаются и через разлом Меркурий.

Разломы Марафон и Меркурий на западном фланге САХ хорошо выделяются по увеличенной (примерно в два раза), по сравнению с прилегающими районами, мощности осадочного чехла. В первом она достигает 300 м, во втором – изменяется от 300–350 до 160 м – на северном борту приразломной долины. Осадочный чехол в обоих разломах слагается двумя сейсмоакустическими пачками, верхняя из которых в разломе Марафон залегают субгоризонтально и имеет мощность около 110 м, в Меркурии – до 80 м. Пачка отличается хорошо выраженной слоистостью, которая прослеживается от края к краю трога, а также вдоль простирания разлома. Нижняя, более древняя, имеет более тонкую слоистость, низы пачки акустически не прозрачны. Характерной чертой ее внутреннего строения являются характерные пликативные деформации, которые не устанавливаются севернее, южнее, а также

между разломами. Внутри осадочного чехла отчетливо видны “структуры протыкания”, которые чрезвычайно сходны с аналогичными образованиями в разломе Долдрамс (Мазарович, 1993), однако их количество и размеры здесь несопоставимо “скромнее”. Они имеют несколько разное положение в разломах Марафон и Меркурий. В первом они в основном сосредоточены в пределах нижней пачки. При приближении к ним слои осадочного чехла, приобретают более крутые углы залегания. Отмечен единственный случай проникновения “диапира” сквозь обе пачки. При этом слои верхней пачки при приближении к нему углы падения не изменяют. В разломе Меркурий “диапиры” установлены только на одном профиле, на котором они образуют серию из четырех структур, т.е. они “прорывают” обе выделенные нами пачки. На поднятиях южнее разлома Меркурий, мощность осадочного чехла, как правило, составляют 100 м, лишь иногда, в отдельных депрессиях, она увеличивается до 200 м. Осадки представляют собой хорошо стратифицированы и распространены повсеместно. Как было показано выше, в районе отчетливо проявлены гряды и впадины северо-северо-восточного простирания.

Изучение осадочного чехла (см.рис. 5.8) показало, что разные отрицательные формы рельефа имеют различное происхождение. Межразломный хребет пересекается желобообразной впадиной с глубиной дна до 4800 м в районе  $48^{\circ}10'$  з.д. Ей соответствует прогиб АФ с гребневидным поднятием посередине. Он выполнен осадочной толщей мощностью около 100 м. Ее соотношение с восточным и западным краями депрессии различно. На западе, вверх по склону, толщина уменьшается в мощности до первых десятков метров, а затем, при выходе из депрессии, вновь увеличивается до 100 м. На востоке, в пределах склона осадки исчезают, во всяком случае, они методом НСП не устанавливаются. Однако их скорее нет, так как восточная часть полигона представляет собой относительно приподнятый участок дна с глубинами 4500 м и более, и здесь осадочный чехол, даже на субгоризонтальной поверхности, развит или фрагментарно или не установлен. Представляется, что западный склон развивался как конседиментационное образование, а восточный имеет постседиментационный характер. Восточнее вышеупомянутого поднятия установлено, что осадочная толща пререзается V-образным желобом северо–северо–восточного простирания, который проникает не только на всю ее мощность, но и захватывает верхние части АФ. Эта форма рельефа имеет отчетливо эрозионную природу и глубину вреза более 100 м.

Конседиментационные процессы происходили и на отдельных участках дна прилегающих с юга к разлому Меркурий, однако, южнее  $12^{\circ}00'–24^{\circ}00'$  с.ш. они были более масштабными, так как именно здесь отмечаются повышенные мощности осадочного чехла (до 200 м, и даже до 300 м на профиле вдоль  $12^{\circ}00'$  с.ш.). Увеличе-

ние мощности осадков связано также с прогибами АФ северо-восточного простирания.

К востоку от полигона и до осевой части САХ зоны разломов были прослежены на 5 профилях через 30 миль. На  $47^{\circ}30'$  з.д. (см. рис.5.7) хребет к северу от разлома Марафон пересечен узкой субмеридиональной депрессией глубиной около 1000 м. Склоны хребта представляют собой серию террасоподобных образований. Троги разломов имеют ширину от 9 до 18 км, дно плоское, причем глубина желоба разлома Марафон меньше, чем в Меркурии. Глубина обеих морфоструктур уменьшается по направлению к оси САХ. Хребет между разломами достигает ширины 45–55 км и высоты 800–1200 м. Его поверхность сглажена покровом осадков, над которым возвышаются выступы АФ. На фланге САХ, как и в котловине, межразломный хребет асимметричен, т.е. один склон крутой, другой пологий, но, в отличие от котловины, более крутым бывает как северный, так и южный склон.

Пассивные части разломов Марафон и Меркурий были исследованы также и в осевой части САХ между  $45^{\circ}10'$  з.д. и  $44^{\circ}00'$  з.д. (рис. 5.9, 5.10) по системе из 28 профилей (рис.5.9А) меридионального простирания. Они были дополнены двумя широтными галсами вдоль  $13^{\circ}00'$  с.ш. и  $11^{\circ}45'$  с.ш..

Трог Марафон (до  $44^{\circ}58'$  з.д.) имеет дно шириной от 2 до 7 км. Он представляет собой депрессию акустического фундамента с крутыми склонами. Осадочный чехол отсутствует (рис.5.9Б). Южные склоны круче северных. В их основании, параллельно основному простиранию разлома, протягиваются поднятия и гребни с высотой до 700 м. В верхней части склона гряды имеют субмеридиональное простирание, т.е. они параллельны рифтовой долине ( $44^{\circ}50'$  з.д.).

Активная часть разлома Марафон (см. рис. 5.9, 5.10), южнее углового поднятия, представляет собой две депрессии с глубинами 4600–5000 м, разделенными крутым порогом. В ряде мест, в пределы трог с северного склона выдаются гряды, усложняя строение дна. Один из порогов ( $44^{\circ}50'$  з.д.), например, обрывается уступом высотой около 200 м и находится на простирании западного борта рифтовой долины между разломами Марафон и Меркурий. Восточный борт этой же рифтовой долины ограничен двумя уступами, верхний из которых прослеживается вдоль  $44^{\circ}00'$  з.д. через трог Марафон в пределы северного хребта и имеет амплитуду до 1000 м. На участке желоба, ограниченном этими уступами, ось максимальных глубин (4800–4900 м) смещена к югу.

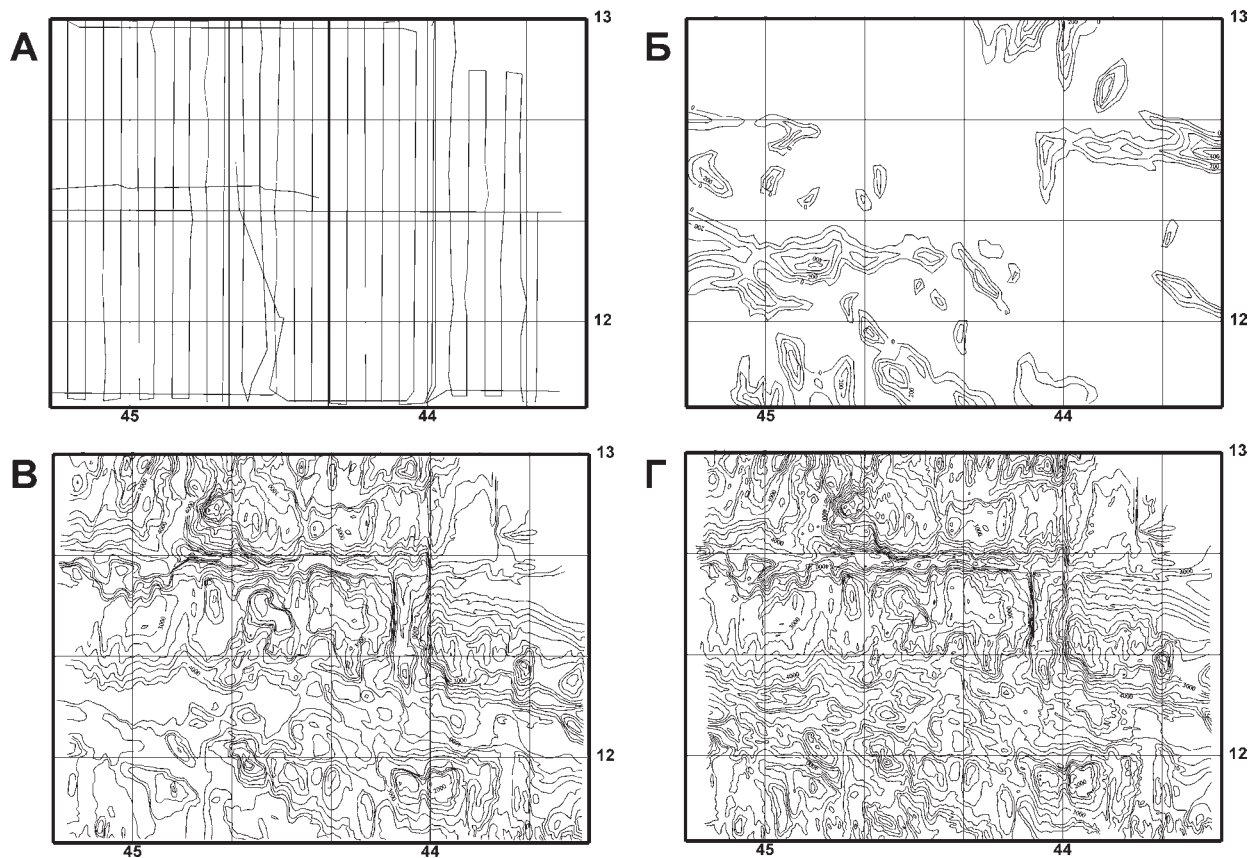


Рис. 5.9. Рельеф, осадочный чехол и рельеф акустического фундамента в пределах полигона на западном фланге Срединно-Атлантического хребта в разломах Марафон и Меркурий. А – галсы; Б – мощность осадочного чехла (карта составлена А.В. Кольцовой); В – рельеф (карта составлена Н.Н. Турко); Г – рельеф акустического фундамента (карта составлена А.В. Кольцовой)

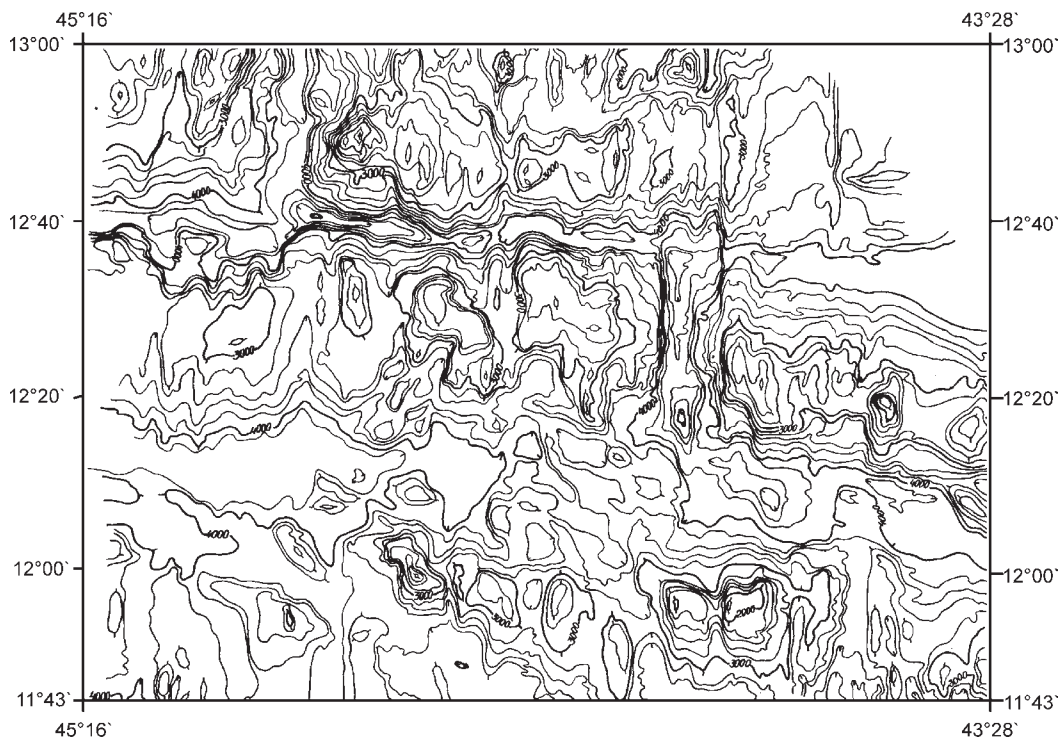


Рис. 5.10. Рельеф дна в пределах полигона в осевой части Срединно-Атлантического хребта в районе разломов Марафон и Меркурий (карта составлена Н.Н. Турко)

Хребет между желобами Марафон и Меркурий (см. рис. 5.10) имеет ширину около 40 км. К западу от рифтовой долины ( $44^{\circ}05'$  з.д.) его северный склон круче южного; к востоку – асимметрия меняется на обратную. Поверхность хребта ровная и ее глубины уменьшаются в сторону рифтовой долины (от 3300 м до 2700 м на западе и от 2700 до 2400 м на востоке). На всех профилях НСП с большей или меньшей степенью достоверности устанавливаются осадки, мощность которых в ряде случаев достигает 100 м ( $44^{\circ}00'$  з.д.). На вершинной поверхности и в верхней части склона расположены отдельные холмы и горы как конусообразной, так и столообразной формы. Эти формы рельефа не покрыты осадками.

Желоб Меркурий западнее  $44^{\circ}28'$  з.д. имеет плоское дно шириной от 7 до 14,5 км (см. рис. 5.10). Между  $44^{\circ}37'$  и  $45^{\circ}00'$  з.д. над ним возвышается гора с высотой около 900 м. Трог с юга не ограничен единым хребтом. Здесь прослеживаются поднятия северо-западного простирания с высотой до 1000 м. Они разделены широкими ложбинами с плоским дном шириной от 3,5 до 7 км. Зоне разлома Меркурий соответствует несколько субширотных депрессий АФ (см. рис. 5.9Г), выполненных осадочным чехлом, и выступов АФ. Наиболее северная депрессия прослеживается через весь изученный район. Она имеет ширину (по дну) до 9 – 12,5 км на западе, и до 3 км на востоке. Соответственно, от  $45^{\circ}10'$  до  $44^{\circ}30'$  з.д., мощность осадочного чехла изменяется от 400 до 150 м (см. рис. 5.9Б). От западной рамки полигона до

$44^{\circ}50'$  з.д. осадочный чехол имеет двухчленное строение. Верхняя толща, залегающая горизонтально, имеет мощность до 100 м и представлена акустически прозрачной тонкослоистой средой. Ниже развита более тонкослоистая деформированная толща, которая восточнее  $44^{\circ}55'$  з.д. однозначно не устанавливается. Поверхности осадочных тел падают в северных румбах, за исключением районов между  $44^{\circ}50'$  и  $44^{\circ}55'$  з.д., где устанавливаются обратные падения. Последнее обстоятельство позволяет сделать предварительный вывод о том, что в пределах пассивной части разлома Меркурий происходят процессы последовательного подъема образований неизвестного состава, которые усложнили строение некогда единой депрессии, выполненной осадками.

Между  $44^{\circ}28'$  и  $44^{\circ}08'$  з.д., разлому Меркурий соответствует полоса сложно расчлененного рельефа шириной около 27 км и глубинами от 3300 до 4000 м (см. рис. 5.10). Морфоструктуры имеют субширотное, субмеридиональные и северо-западные простирания. С юга этот участок ограничен уступом запад-северо-западного простирания с высотой в 300 – 400 м. На  $44^{\circ}06'$  з.д. трог пересекается субмеридиональным уступом высотой около 300 м, восточнее которого глубины достигают 4700 м. К востоку от  $43^{\circ}40'$  з.д. желоб имеет плоское дно, которое располагается на глубинах порядка 4100–4200 м. В нижней части северного борта трога Меркурий расположен узкий гребень северо-западного простирания высотой до 1000 м, который слагается серпентинитами.

На восток от осевой части хребта зоны разломов Марафон и Меркурий были прослежены до  $40^\circ$  з.д. на профилях через 30 миль. На всех этих пересечениях трого имеют плоское дно, ширина которого меняется от 5,5 до 18 км. Исключение представляет профиль на  $41^\circ 50'$  з.д. на котором они имеют V-образное сечение (здесь же отмечено отсутствие осадков на межразломном хребте и изменение простираия желоба Меркурий на восток-юго-восточное). На всех пересечениях трог Марафон глубже, чем Меркурий.

Желоб Марафон выполнен осадочным чехлом (см.рис.5.9Б), появляющимся в районе  $44^\circ$  з.д. и достигающим максимальной мощности (800 м и более) в области перехода к абиссальной котловине. Осадочная толща в трог Меркурий представляет собой двухслойный комплекс. Его верхи слагаются тонко стратифицированной толщей. Ниже залегает акустически более жесткие сильно деформированные осадки. Мощность осадков возрастает от 100 м (на  $43^\circ 30'$  з.д.) до 600 м (на  $42^\circ$  з.д.), а затем уменьшается до 400 м. Все изменения мощностей осадочного чехла в разломах происходят за счет изменения мощностей более древней толщи.

Таким образом, пассивные части разломов Марафон и Меркурий западнее САХ (см. рис.5.6), между  $52^\circ 00'$  и  $46^\circ 00'$  з.д., имеют простираие – СЗ  $280^\circ$ . Расстояние между ними составляет около 45 км. Восточнее  $46^\circ 00'$  з.д. разломы одновременно меняют свое простираие на субширотное, без изменения дистанции между ними. Вместе с тем, впадина разлома Марафон сужается, а Меркурия не только сужается, но и испытывает незначительные изменения в простираии. Восточнее  $44^\circ 00'$  з.д. разлом Меркурий постепенно начинает отклоняться к юго-востоку, а Марафон сохраняет субширотное простираие до  $42^\circ 00'$  з.д., а затем также постепенно поворачивает в том же направлении. Расстояние между разломами изменяется от 18 (в гребневой части САХ) до 54 км. Между разломами располагается вытянутый блок земной коры, протяженностью около 720 км. На западе он представляет собой квесто-

подобное образование (квестоид) с крутым северным и более пологим южным склонами. Восточнее рифтовой зоны на  $44^\circ 05'$  з.д. асимметрия меняется на обратную.

Данные альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997) не только хорошо согласуются с данными эхолотного промера, но и дополняют их. Между  $11$  и  $16^\circ$  с.ш., южнее разлома Зеленого Мыса и западнее оси спрединга выделяется пять трогов, простираие которых с запада на восток изменяется от  $280$  к  $250$  до  $290^\circ$  (см.рис.5.6 и 5.11). Расстояние между трогам соответственно изменяется от 40–60 км до 75–105 км. Вблизи оси хребта расстояние составляет 54, 45 и 75 км. Изменение простираий происходит в пределах зоны северо-западного простираия  $340^\circ$ . Это может быть интерпретировано как признак существования зоны нарушений соответствующего направления. Морфоструктура пассивных частей разломов к востоку от осевой зоны САХ усложняется за счет того, что их депрессии ветвятся и распадаются на небольшие отрезки, разделенные узкими межразломными блоками и грядами. Здесь установлено около 10 трогов расстояние между которыми (см. рис.5.11) также не остается постоянным и они испытывают изменения простираий. Подобное явление отмечалось раньше по данным эхолотирования на восточном фланге разлома Хейес (Smoot, 1989).

Еще восточнее, в районе расположенного северо-западнее возвышенности Сьерра-Леоне, имеется описанное выше (см.рис. 5.3) азимутальное несогласие между пассивными частями разломов Зеленого Мыса и более южными, которое хорошо просматривалось на батиметрических (Jones, 1987) и гравитационных картах (Gahagan et al., 1988) десятилетней давности.

Кровля осадочного чехла в обоих разломах и на межразломном блоке находятся на разных уровнях (рис.5.12). В последнем случае он располагается на глубинах 4100 – 3400 м, в разломе Меркурий – от 5000 до 4800 м, в разломе Марафон – 5300–4200 м. Восточнее описанной выше зоны перехода (полигон) глубже становится трог Меркурий. Следовательно, глубины наи-

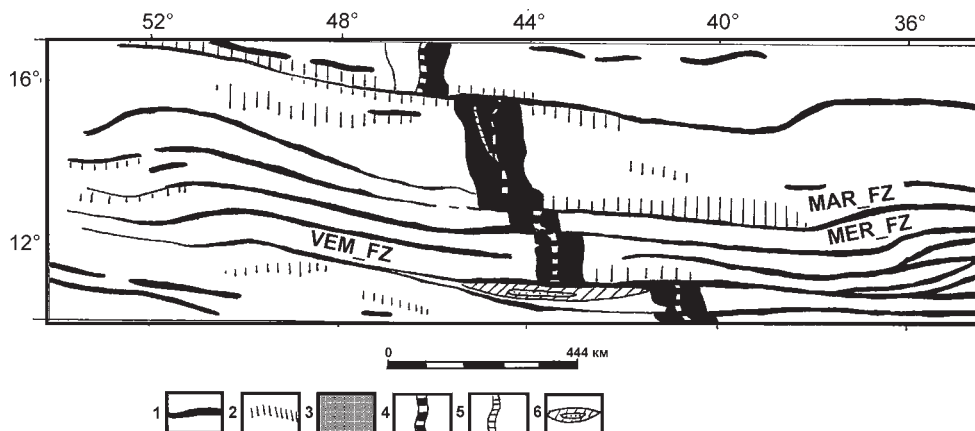


Рис.5.11. Схема строения разломных зон между  $16$  и  $11^\circ$  с.ш. по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1995) и геологических исследований. 1 – трого; 2 – хребты; 3 – рифтовая зона; 4 – рифтовая долина; 5 – палео-рифтовая долина; 6 – поперечный хребет разлома Вима с карбонатной платформой. Индексы см. рис. 4.30

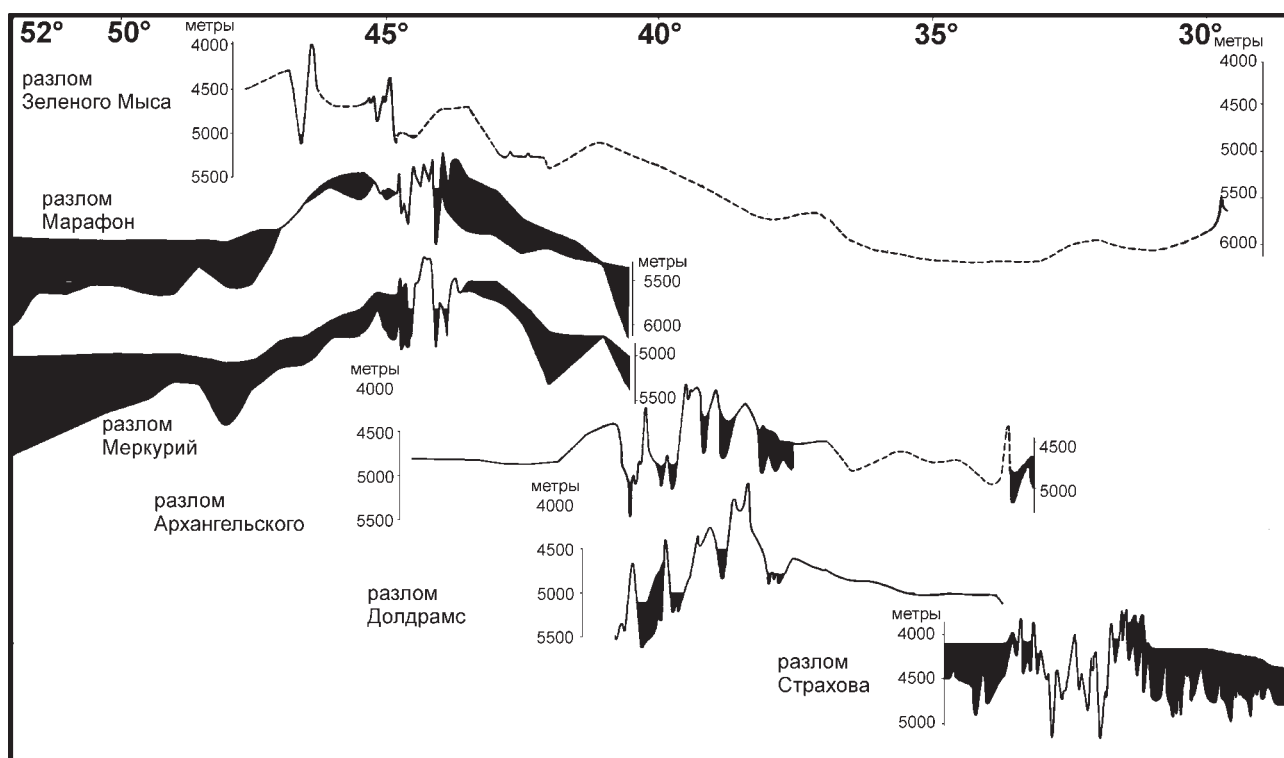


Рис. 5.12. Продольные профили вдоль разломов Зеленого Мыса (составлены Н.Н. Турко), Марафон, Меркурий, (Мазарович, Турко, 1992), Архангельского, Долдрамс (составлен Н.Н. Турко) и Страхова (составлен А.В. Кольцовой). Черный цвет – осадочный чехол

более погруженных участков дна в двоянных разломах могут отличаться на сотни метров, причем могут происходить быстрые изменения их уровней по простиранию.

Мощность осадочного чехла значительно отличается по простиранию одного разлома. Например, в разломе Марафон происходит увеличение мощности по направлению к активной части на протяжении 270 км. В 430 км восточнее рифтовой зоны, расположенной на  $45^{\circ}00'$  з. д осадочный чехол (на  $41^{\circ}00'$  з. д.) отсутствует. На этой же долготе исчезают осадки и в разломе Меркурий (320 км от рифта  $44^{\circ}05'$  з. д.). В ряде мест в обоих разломах установлено несогласие в осадочном чехле, ниже которого осадки деформированы. Поверхность акустического фундамента в разломах Марафон и Меркурий, а также между ними имеет сложную форму. Она находится, аналогично осадочному чехлу, на разных уровнях.

Таким образом, двоянные разломы Марафон–Меркурий характеризуются изменениями простираний, расстояниями между желобами, неравномерным развитием осадочного чехла, нижние части которого деформированы, а также появлением многочисленных “дополнительных” желобов. Подобные факты могут быть интерпретированы как свидетельства сложной геодинамической истории этого региона Атлантического океана. В частности закономерное изменение простираний позволяют предполагать наличие крупных зон нарушений северо-западного простирания к востоку и

западу от осевой части САХ. К этому феномену мы вернемся еще раз в конце описания следующей системы разломов.

**Пассивные части разломов Архангельского и Долдрамс** на востоке котловины Демерара, между  $43^{\circ}20'$  и  $44^{\circ}40'$  з. д., выражены в рельефе двумя желобами, которым соответствуют отчетливые гравитационные аномалии (см. рис. 4.15) и зоны понижений АФ восток-северо-восточного простирания, заполненные осадками. Мощность осадочного чехла в разломе Долдрамс составляет до 650 м, в разломе Вернадского – до 1100–1200 м. Они разделены поднятием АФ (рис. 5.13), которому в рельефе соответствует гребень (межразломный хребет). Вдоль простирания хребта превышения могут изменяться в пределах 350–1250 м.

Осадочный чехол слагается сейсмоторлщами, которые по характеру деформаций можно объединить в два сеймотектонических комплекса – новейший и более древний. Первый представлен хорошо стратифицированными осадками мощностью до 150 м, залегающими с отчетливым угловым несогласием на нижнем. Последний слагается тремя-четырьмя толщами, углы падения которых как правило, увеличиваются при приближении к межразломному поднятию АФ, либо к многочисленным телам протыкания, которые расположены ниже углового несогласия. Судя по тому, что эти объекты уверенно прослеживаются на расстоянии во многие десятки километров, при межгалсовом расстоянии до 15 миль (27 км), они представляют собой протяженные валы.



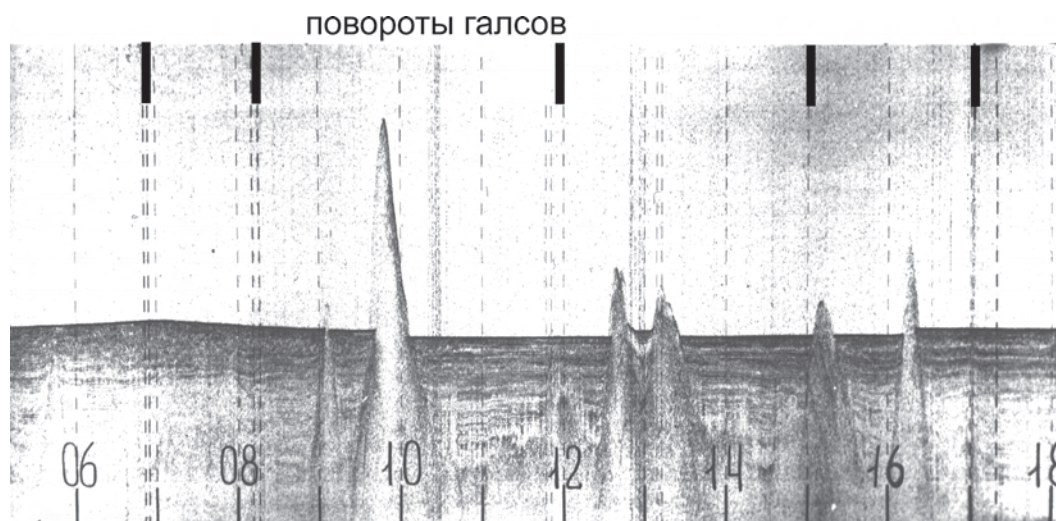


Рис. 5.13. Строение осадочного чехла в западной части разлома Долдрамс по данным НСП (Строение..., 1991). 1–3 – сейсмические разрезы: 1 – вдоль  $44^{\circ}00'$ ; 2 – вдоль  $44^{\circ}15'$  з.д. (север справа); 3 – вдоль  $44^{\circ}30'$  з.д.

Более подробная характеристика этих объектов будет приведена ниже.

Структуры нижнего сеймотектонического комплекса имеет много общего с деформациями, которые образуются при внедрении соляных или грязевых диапиров, например, в Каспийском регионе. Вместе с тем, малые мощности осадков, значительная удаленность от континента склоняют нас к мысли, что на флангах САХ происходит внедрение пород иного состава. Можно предположить, что исследованный межразломный хребет в котловине Демерара сложен вулканическими (вулканоплутоническими) породами и (или) протрузиями серпентинитов. Проведенные более десяти лет назад гравиметрические исследования позволили заключить, что “в области пассивных следов разломов ( $7-9^{\circ}$  с.ш. – А.М.) поперечные хребты и долины сложены породами с плотностями типичными для базальтов” (Буданов и др., 1980, с.20).

Судя по данным НСП, после внедрения глубинного вещества на западном фланге САХ, вдоль разломов наступил период относительного покоя, в течение которого начали отлагаться осадки верхнего сеймотектонического комплекса. Позже движения возобновились, однако не повсеместно, а только в отдельных зонах. В итоге хорошо стратифицированные отложения претерпели пологие изгибы, приуроченные к структурам протыкания, которые деформировали новейшие отложения, образуя в рельефе пологие гряды, параллельные простиранию разлома.

Принципиально сходная картина установлена и на восточном фланге САХ, вплоть до  $33^{\circ}00'$  з.д. Здесь, в разломе Архангельского мощность осадочного чехла изменяется с севера на юг с 250 до 600 м, при этом увеличение мощности осадков происходит за счет более древних образований от 150 до 500 м. Нижний сейсмический комплекс характеризуется неравномерной аку-

стической жесткостью и разнонаклоненными отражающими площадками, что видимо свидетельствует о деформациях пород. Верхний комплекс сложен хорошо стратифицированными образованиями, мощностью до 100 м, которые перекрывают более древние с угловым несогласием. Южнее разлома Архангельского расположен выступ АФ (прослежен в пределах полигона галсами через 3,5–4 мили, восточнее – 10–15 миль), который протягивается на десятки километров, имеет высоту от подошвы осадков до 900 м, при ширине до 4 км. Южнее, уже в пределах разлома Долдрамс, осадочный чехол имеет идентичное строение с той лишь разницей, что его строение осложняется многочисленными мелкими телами протыкания (рис. 5.14). Приведенные данные свидетельствуют о том, что осадочный чехол формировался в пределах некогда единой структуры, которая позже была осложнена диапировым валом.

Зона разлома Долдрамс выражена в рельефе сложной построенной областью с шириной до 55 км. На профилях НСП ей соответствует несколько выступов и депрессий АФ. Последние заполнены осадочным чехлом. Наиболее северная депрессия прослеживается через весь изученный район. Она имеет ширину (по дну) до 9–12,5 км на западе, и до 3 км на востоке. Соответственно от  $45^{\circ}10'$  до  $44^{\circ}30'$  з.д. мощность осадочного чехла изменяется от 400 до 150 м. Косвенные данные о составе внедрившихся пород могут быть получены при изучении ситуации вдоль простирания вала.

Хребет, расположенный между разломами, был прослежен от котловины Демерара вплоть до западной нодальной впадины разлома Долдрамс. Здесь он переходит в поперечный хребет, протягивающийся вдоль  $8^{\circ}00'$  с.ш. почти до  $38^{\circ}00'$  з.д. (расстояние между галсами 3–3,5 мили). Драгирование показало, что в районе  $40^{\circ}30'$  з.д. обнажены серпентинизированные гипербазиты, базальты и конгломерато-брекчии, обломки в которых

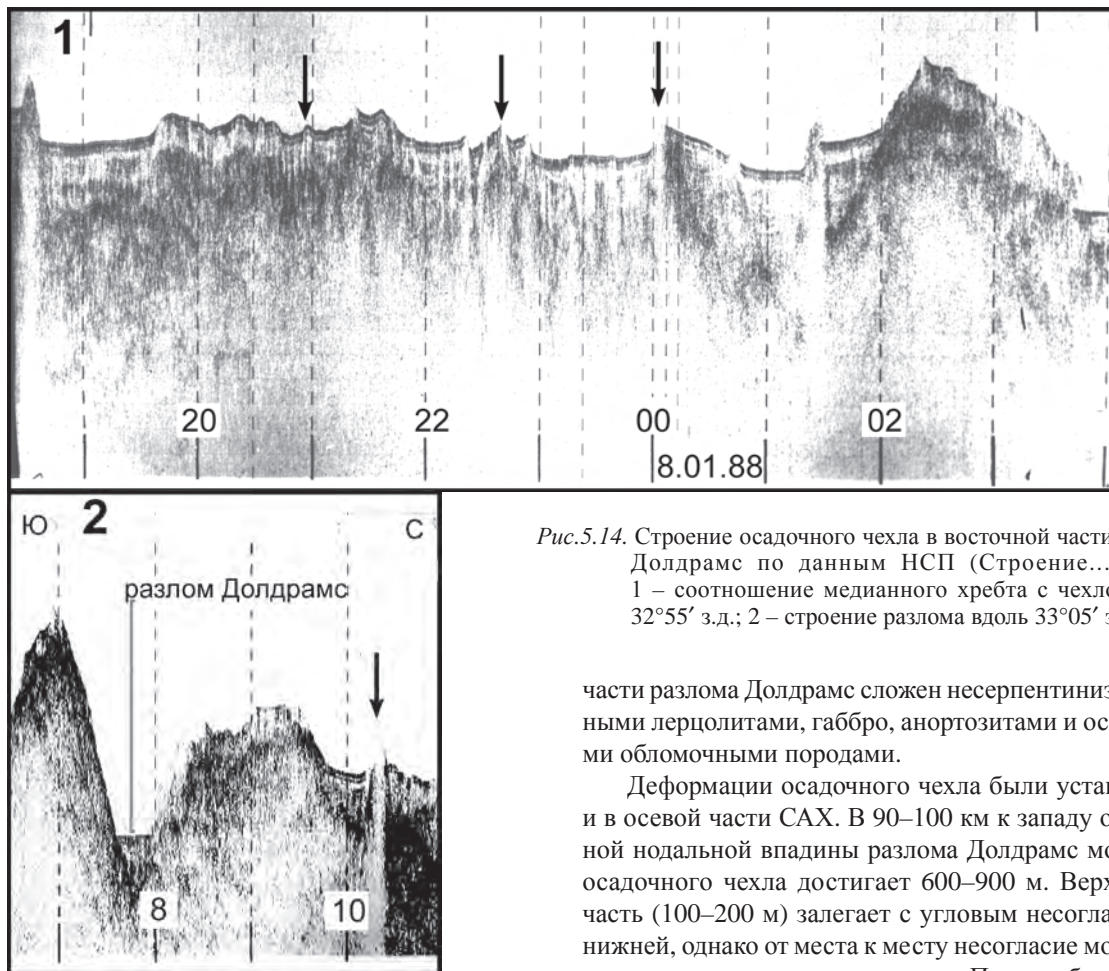


Рис.5.14. Строение осадочного чехла в восточной части разлома Долдрамс по данным НСП (Строение..., 1991). 1 – соотношение медианного хребта с чехлом вдоль  $32^{\circ}55'$  з.д.; 2 – строение разлома вдоль  $33^{\circ}05'$  з.д.

представлены базальтами. Юго-западнее западной впадины, с изометричной горы, расположенной на  $40^{\circ}00'$  з.д. и венчающей хребет (глубина драгирования 2900–3100 м), были подняты афировые и порфиоровые базальты и гиалокластиты. Эти данные свидетельствуют о том, что поперечный хребет слагается различными образованиями, которые могли проникать в верхние горизонты коры различными способами.

В активной части разлома Долдрамс (см. рис. 4.18) закартированы с три субширотные депрессии АФ, разделенные медианными хребтами (рис. 5.15). В северном и южном прогибах осадки установлены в вытянутых изолированных впадинах, в которых мощность достигает 200 м. Поверхности дна и, соответственно, кровли осадков наклонены от внутриразломных хребтов. Южный хребет прослеживается восточнее нодальной впадины, которую он ограничивает с севера. В “пассивной” части он разделяет два прогиба, в которых осадки расположены на разных уровнях (см. рис. 5.15). Осадки верхней сейсмотолщи утыкаются в борта прогибов, нижней – прислоняются к хребту. Проведенные драгировки показали, что морфоструктура слагается базальтами, долеритами, габбро, лерцолитами, гарцбургитами, дунитами, а также песчаниками с обломками габбро, серпентинитов. Северный хребет в “активной”

части разлома Долдрамс сложен несерпентинизированными лерцолитами, габбро, анортозитами и осадочными обломочными породами.

Деформации осадочного чехла были установлены и в осевой части САХ. В 90–100 км к западу от западной нодальной впадины разлома Долдрамс мощность осадочного чехла достигает 600–900 м. Верхняя его часть (100–200 м) залегает с угловым несогласием на нижней, однако от места к месту несогласие может или увеличиваться или уменьшаться. При приближении к западной нодальной впадине мощность осадков сокращается за счет более древних образований, а верхний сейсмический комплекс облекает породы АФ.

Более подробно остановимся на проблеме структур протыкания. Исследование, проведенное совместно с С.Ю. Соколовым (Мазарович, Соколов, 1997), было основано на более углубленном изучении аналоговых сейсмомент, с которых снималась основные параметры тех или иных структур, их временная привязка. Вся информация заносилась в базу данных в стандартном пакете программ Access 2.0. В дальнейшем данные были дополнены координатными привязками из навигационных файлов и показаниями центрального луча МЭ. Плановое размещение объектов осуществлялось в программе Surfer 6.0, а их статистическая обработка – в Statistica.

Главным критерием выделения диапироподобных структур в исследованном нами районе (рис. 5.16) являлись либо несогласия (рис. 5.17, 5.18, 5.19) в осадках, выделяемых по конфигурации фаз отраженных волн и примыкающих к центру зоны деформаций над предполагаемым диапиром, либо деформации, необъяснимые постепенным уплотнением осадков в пространстве вокруг выступов АФ. Диапироподобные структуры выделялись только там, где покрывающие АФ осадки давали возможность выделить следы их роста. Области, с

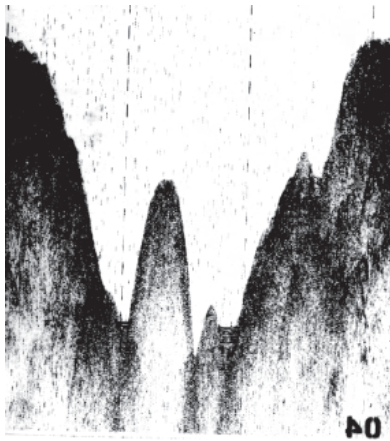


Рис. 5.15. Медианные хребты

мощностью осадочного чехла на пределе обнаружения НСП не рассматривались. Анализ сейсмических данных показал, что в осадочном чехле существует несколько типов структур, с которыми пространственно связаны деформации: диапировые структуры, их группы, диапировые валы, обширные поднятия акустического фундамента и разрывные нарушения.

В результате обработки данных, между 7 и 10° с.ш., выявлена 81 точка с диапироподобными структурами ("piercement structures") (Hayes et al., 1972), 9 разломов, 34 района с пликативными деформациями осадочного чехла, из которых 11 представляют собой зоны протяженностью в первые десятки километров. Помимо перечисленного, в тех же координатах, обнаружено 6 мест с интенсивной эрозионной деятельностью придонными течениями.

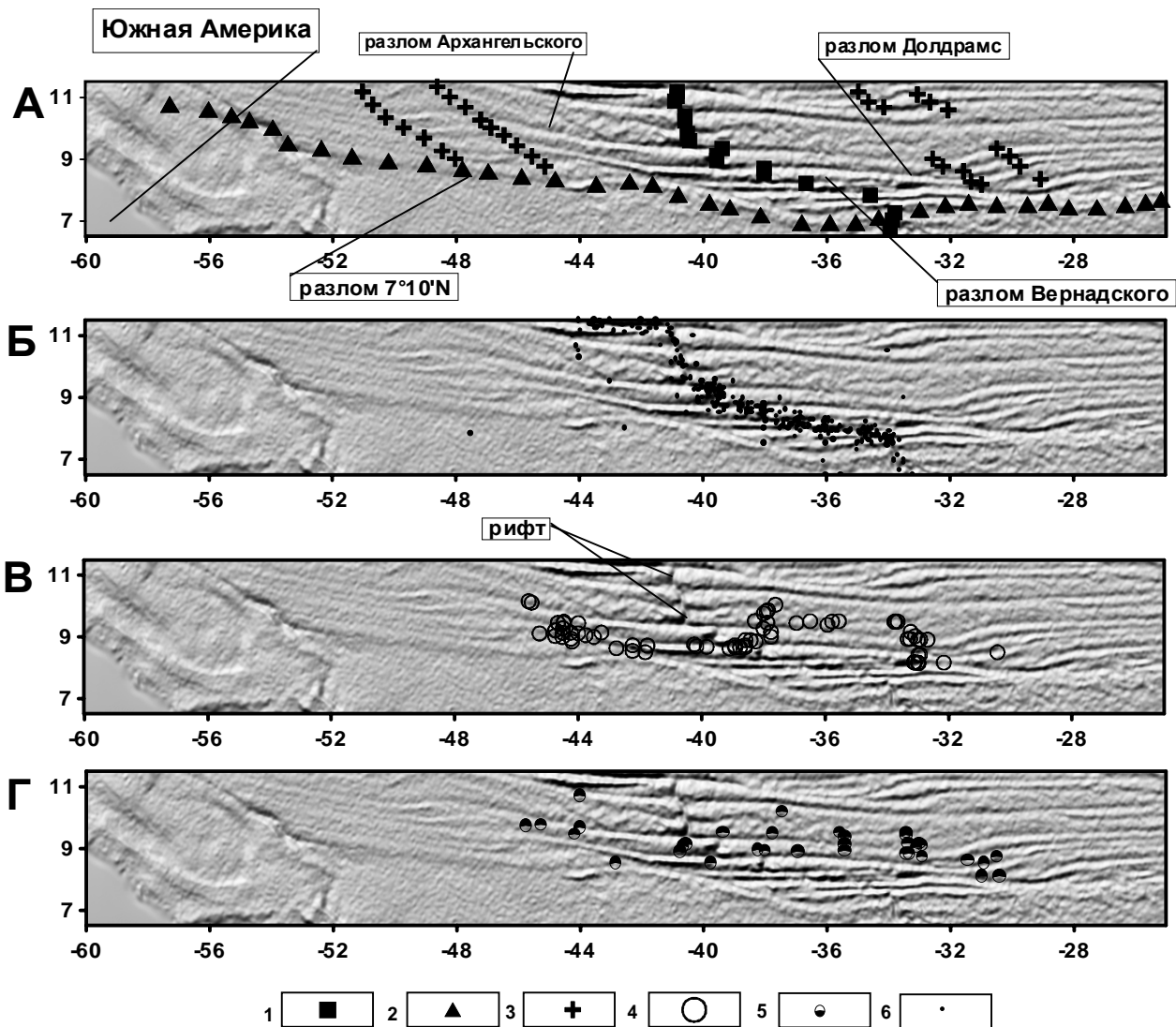


Рис. 5.16. Распределение диапировых структур, зон деформированных осадков и эпицентров землетрясений на район разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского (Мазарович, Соколов, 1997), и их соотношение с данными альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997). А – расположение основных структур; Б – положение эпицентров землетрясений; В – диапировые структуры или их группы; Г – зоны деформированных осадков. 1 – рифтовая зона; 2 – граница сегментов; 3 – зоны изменения простираний разломов; 4 – диапиры; 5 – деформации осадочного чехла не связанные с диапирами; 6 – эпицентры землетрясений

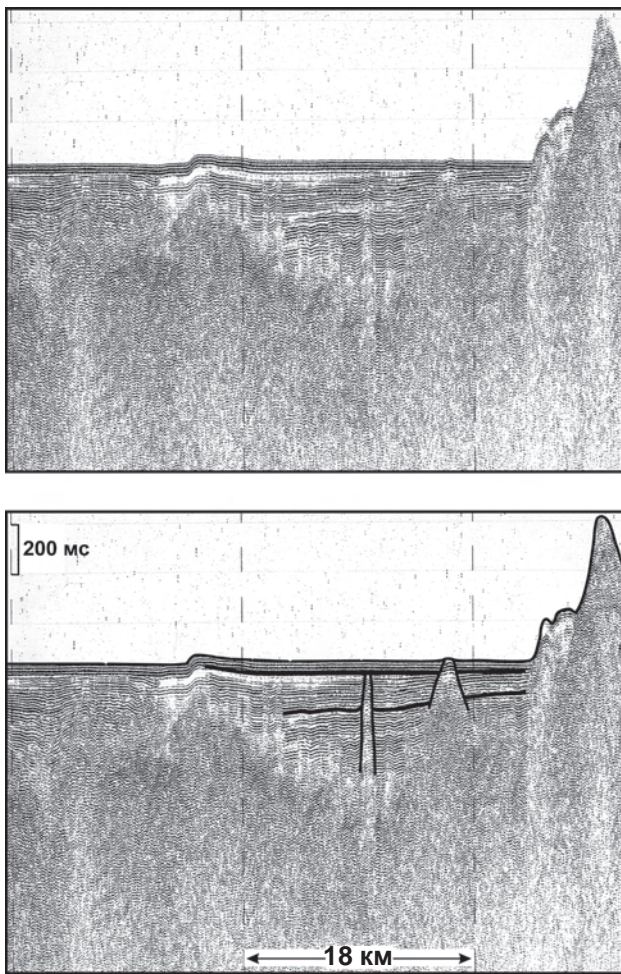


Рис.5.17. Многократное внедрение пород акустического фундамента в осадочную толщу в районе разломов Марафон и Меркурий и влияние этих процессов на формирование рельефа (9-й рейс НИС “Академик Николай Страхов”; профиль НСП)

Диапиры относительно осей спрединга ( $40^{\circ}20'$  з.д.,  $39^{\circ}30'$  з.д. и  $38^{\circ}05'$  з.д. – Строев ..., 1991) образуют три группы (рис. 5.20), которые разделены участками дна протяженностью по широте порядка 200 км, где они не установлены. Первая группа располагается западнее  $42^{\circ}$  з.д., т.е. вблизи западной зоны нарушений северо-западного простирания. Здесь землетрясения не зафиксированы, однако в непосредственной близости от них был отмечен один толчок с малой магнитудой. В группе развиты наиболее высокие диапиры (см. рис. 5.20), которые формируют, соответственно, и наиболее дифференцированные по высоте формы рельефа (от 250 до 2500 м) (рис.5.21). Вторая группа установлена между  $34^{\circ}$  и  $40^{\circ}30'$  з.д. вблизи рифтовой долины между разломами Долдрамс и Вернадского. Здесь высоты структур протыкания, как правило, ниже 700 м, а высота сформированного рельефа – менее 400 м. Третья группа выявлена восточнее  $33^{\circ}$  з.д. и ее расположение совпадает с восточной зоной нарушений северо-западного простирания, в которой зафиксированы два землетрясения.

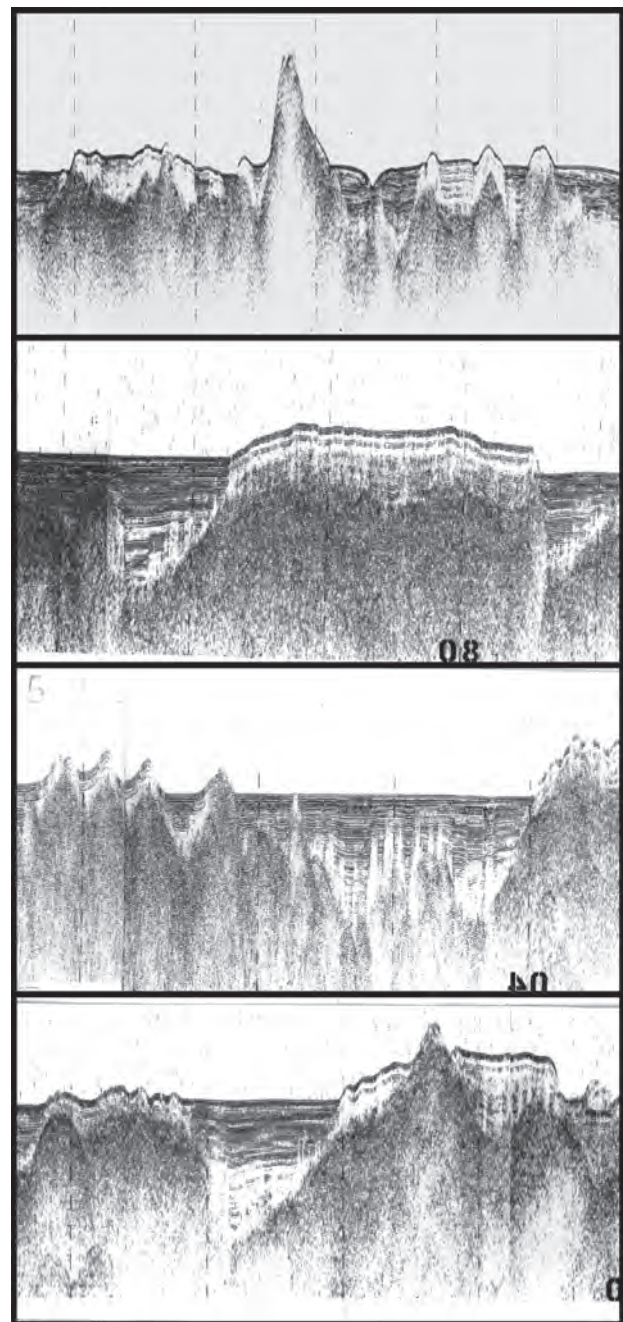


Рис.5.18. Примеры деформаций осадочного чехла в Центральной Атлантике между  $13^{\circ}$  и  $7^{\circ}$  с.ш. (пояснения в тексте)

Большинство диапировых структур располагаются в диапазоне глубин дна от 4500 до 4800 м (рис.5.22). Их высота изменяется 1600 до 200 м. Из 81 структур 68 выражены в рельефе поднятиями высотой от первых десятков до 1500 м (рис.5.23). Основная амплитуда рельефа, сформированного при их подъемах, как правило, менее 300–400 м (рис.5.24). Криптодиапиры, т.е. образования не формирующие рельеф, установлены только на отдаленных флангах Срединно-Атлантического хребта или в прилегающих частях глубоководных котловин (западнее  $44^{\circ}$  з.д. и восточнее  $32^{\circ}$  з.д.). Их

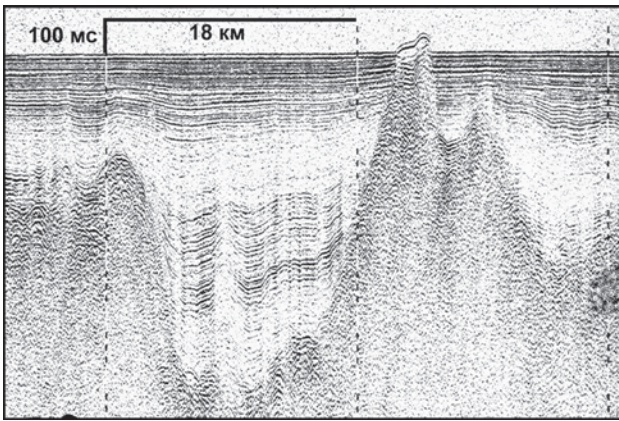


Рис.5.19. Формирование рельефа при подъеме диапира в Ангольской котловине (пассивная часть разлома Хотспер)

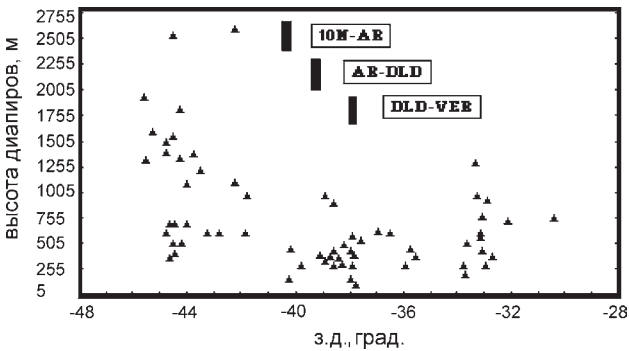


Рис.5.20. Высоты структур протыкания (черные треугольники) и их положение относительно осей спрединга (черные прямоугольники). Сегменты рифта между разломами: 10N\_AR – Десятого градуса и Архангельского, Архангельского и Долдрамс, Долдрамс и Вернадского

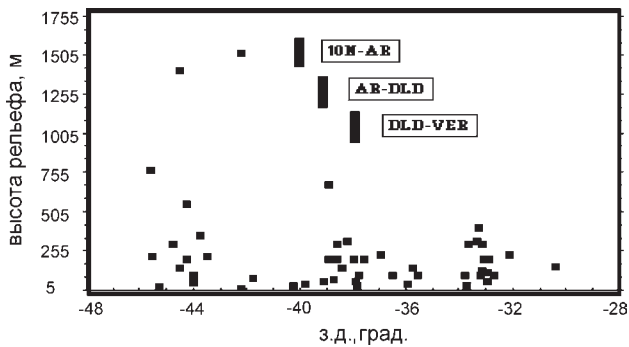


Рис. 5.21. Высоты рельефа, сформированного при подъеме структур протыкания (черные квадраты) и их положение относительно осей спрединга (черные прямоугольники). Сегменты рифта между разломами: 10N\_AR – Десятого градуса и Архангельского, Архангельского и Долдрамс, Долдрамс и Вернадского

апикальные части могут находиться на глубинах от 140 до 550 м от поверхности дна. Все диапиры имеют высоты над АФ от 90 до 2600 м. Статистический анализ показал, что чаще всего встречаются образования с высотами от 250 до 400 м и от 500 до 600 м (см.рис.5.23).

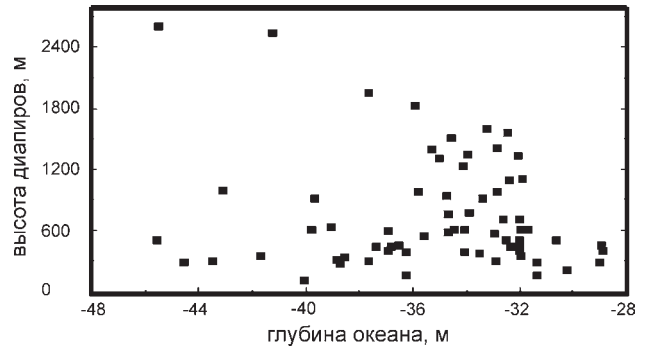


Рис. 5.22. Зависимость высоты структур протыкания от глубины дна океана по данным статистической обработки

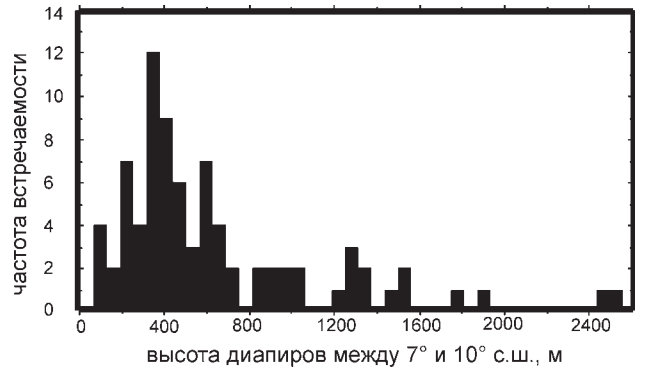


Рис. 5.23. Наиболее часто встречаемые высоты диапиров по данным статистической обработки

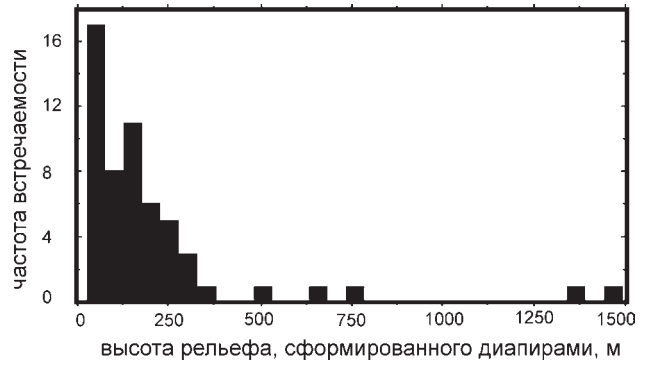


Рис. 5.24. Наиболее часто встречаемые высоты рельефа, сформированного при подъеме структур протыкания по данным статистической обработки

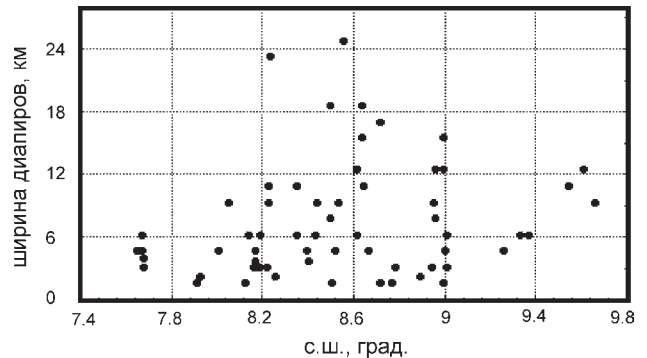


Рис. 5.25. Зависимость размаха структур протыкания от широты по данным статистической обработки

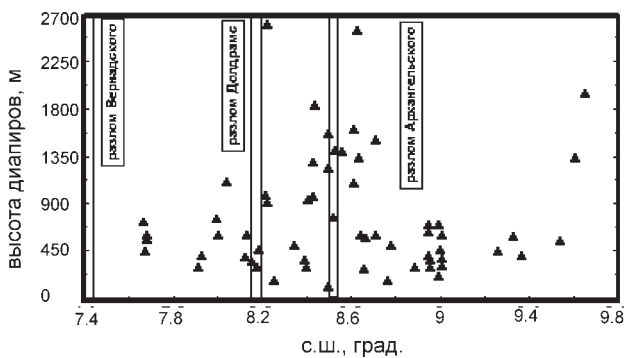


Рис. 5.26. Высоты структур протыкания и их положение относительно разломных зон

Их размах изменяется от 1500 до 24000 м с преобладанием от 1500 до 5500 м и от 6500 до 10000 м (рис.5.25). Между размахом структур и их высотой имеется прямо пропорциональная зависимость с отдельными незначительными отклонениями. Представляется, что подъемами могут быть охвачены как относительно локальные участки флангов САХ и котловин, так и обширные районы. Анализ распространения диапиров и их высоты в зависимости от широты, т.е. от их положения относительно разломов показал, что наибольшее количество высоких образований (от 800 до 1800 м) располагаются около разлома Архангельского (рис.5.26).

Таким образом, в районе разломов Архангельского–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. Отсутствие скважин бурения вблизи района исследований не позволяет точно определить время формирования вышеописанных объектов. Судя по редким землетрясениям, часть структур формируется в настоящий момент, однако основная часть была сформирована в плейстоцен-четвертичное время, о чем свидетельствуют нарушения горизонтального залегания самых верхних горизонтов осадочного чехла. Сходные с вышеописанными структуры были описаны также в ряде районов на северо-востоке Индийского океана (Пилипенко, 1995, 1997).

Пликативные деформации были установлены также и в районах отсутствия диапиров. Например, проявления складчатости отмечены в гребневой части хребта, где они сосредоточены на простираниях рифтовых зон. Все эти явления требуют специального анализа сейсмической информации. Обширные по площади участки дна, на которых установлены процессы пликативных деформаций осадков располагаются на западном и восточном флангах Срединно-Атлантического хребта.

Соединение точек изменения простираний (в дальнейшем эти зоны будут именоваться океаническими “зонами излома”) (см.рис.5.16а) западных флангов раз-

ломов показало, что расположение этих зон связано с субпараллельными крупными разломами северо-западного простирания, о которых говорилось ранее. Западная протягивается от восточного окончания хребта Барракуда до разлома  $7^{\circ}10'N$ , который не испытывает никаких изменений своего простирания. Вся зона, видимо, состоит из трех-четырех разломов, которые могут быть прослежены и севернее разлома Зеленого Мыса на различные расстояния. В рельефе эти зоны замаскированы осадками. Их существование подчеркивается общим направлением восточной границы абиссальной котловины Демерара. Этот ансамбль структур может именоваться Восточно-Демерарской зоной изломов. Наиболее восточная часть зоны схематически намечалась автором несколько лет тому назад (Мазарович, 1994). Более западные части зоны, также очень схематично, изображалась по данным батиметрии, позже (Пушаровский, Сколотнев, 1997) и были отнесены к классу косых разломов. Авторы предполагали, что она протягивается параллельно САХ вплоть до экватора.

Сходная зона располагается западнее абиссальной равнины Гамбия (Западно-Гамбийская зона изломов). Ее положение намечалось автором ранее по данным батиметрической карты GEBCO (Мазарович, 1994). Она не прослеживается южнее разлома  $7^{\circ}10'N$  и, по всей видимости, достигает разлома Зеленого Мыса в области резкого изменения его простирания ( $42^{\circ}$  з.д.). Здесь, в пределах отдельных галсов, осадочный чехол был подвержен смятию на протяжении до 60–70 км. К сожалению, мы не располагаем более точными данными об истинных масштабах деформаций и простираниях структур.

Общая конфигурация этих зон и характер нарушений позволяет предполагать существование сдвиговых деформаций дочетвертичного возраста в пределах трансатлантических зон Зеленого Мыса–Марафон и Марафон– $7^{\circ}10'$ . Несколько лет тому назад к близкому выводу пришел П.Н.Николаев на основании реконструкций полей напряжений, который писал, что “экваториальная часть хребта (Срединно-Атлантического – А.М.) протягивающаяся в северо-западном направлении, должна рассматриваться как зона правого рассредоточенного сдвига” (Николаев, 1992, с. 183).

Выявленные зоны представляют собой большой интерес для понимания процессов деформаций океанической коры. Данные спутниковой альтиметрии показывают, что сходные объекты могут быть найдены в приантарктическом регионе, например, к югу от разлома Конрад. Особым вопросом представляется развитие и характер деформаций в более глубоких частях океанической коры, на что неоднократно обращал внимание Ю.Н.Разницын с соавторами для различных частей Центральной Атлантики (Разницын, Трофимов, 1989; Разницын, Пилипенко, 1997). Понимание всех этих феноменов требует постановки детальных комплексных исследований.

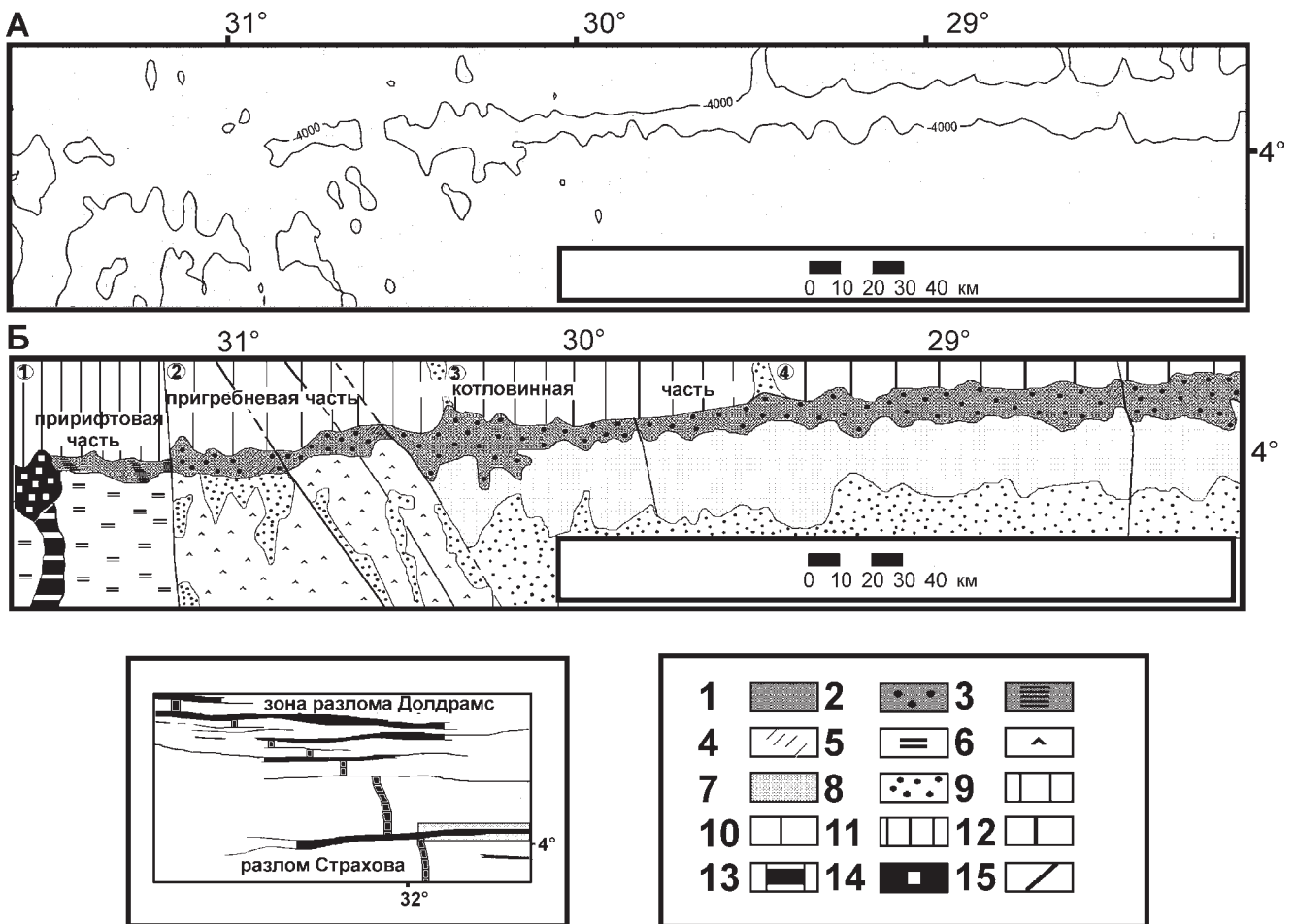


Рис. 5.27. Строение восточного фланга разлома Страхова. А – батиметрическая карта восточной части разлома Страхова, изобаты через 100 м; Б – схема геоморфологического районирования восточной части разлома Страхова с элементами тектоники (Мазарович и др., 1996). 1–3 – приразломная впадина: 1 – со спорадически развитым осадочным чехлом, 2 – со сплошным осадочным чехлом, 3 – выступы акустического фундамента; 4 – зоны уменьшения мощности чехла (соответствуют уступам и/или порогам в рельефе или в акустическом фундаменте); 5–7 – южное крыло приразломной впадины: 5 – рифтовые горы, 6 – пригребневая часть, 7 – поперечный приразломный хребет; 8 – океаническая кора полностью перекрытая осадочным чехлом или с незначительными выступами акустического фундамента; 9–12 – блоки северного крыла приразломной впадины (подробнее – см. текст); 13 – дно рифтовой долины; 14 – nodальная впадина; 15 – разломы. Цифры в кружках – номера блоков (см. текст). На врезке – местоположение района работ

В заключение описания строения пассивных частей трансформных разломов, остановимся еще на одной особенности их строения. Они разделены на отдельные отрезки поперечными поднятиями в рельефе дна или АФ в разломах Страхова, Зеленого Мыса, Марафон, Меркурий, Долдрамс, Романш и в некоторых других (например: Строение ..., 1991; Строение ..., 1989; Агапова, 1993). Последние которые могут быть перекрыты осадочным чехлом или образовывать обнаженные выступы.

Эти явления были описаны детально в разломе Страхова (Мазарович и др., 1996) (рис. 5.27, 5.28). Восточнее рифтовой зоны поднятия рельефа хорошо выделяются на дне трога, иногда с ними совпадают депрессии или аномально приподнятые участки океанической коры южнее разлома Страхова. Вблизи оси САХ они хорошо проявляются и совпадают с плечами океаничес-

кого рифта. В ряде мест они контролируют увеличенные мощности осадочного чехла, а также разграничивают участки дна с различными наклонами поверхности осадков к северу или югу в разных частях приразломного трога (устное сообщение А.В.Кольцовой). Все эти соображения позволяют предполагать их разломную природу. Выделенные разломы пересекают разломную природу. Выделенные разломы пересекают разлом Страхова как под углом близким к  $90^\circ$ , так и отличным от него. Общий облик разломов позволяет предполагать, что они могут представлять собой сбросы, сдвиги или шарнирные разломы, развитие которых происходило в течение всего времени (включая новейшее) существования разлома Страхова.

Таким образом, представленный выше материал, свидетельствует о том, что океаническая кора Центральной Атлантики подвержена деформациям различного генезиса, типа и возраста.

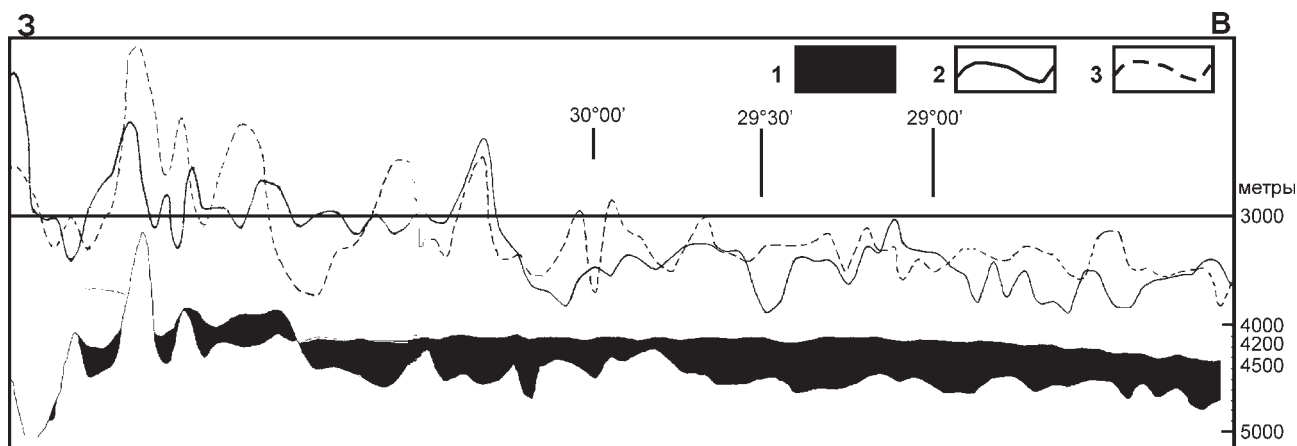


Рис. 5.28. Продольные профили вдоль разлома Страхова и прилегающих частей океанического дна (местоположение профилей указано в тексте) (Мазарович и др., 1996). 1 – осадочный чехол; 2–3 – рельеф вдоль бортов разлома: 2 – северного, 3 – южного

#### 5.4. Некоторые особенности морфоструктуры океанических разломов

В пределах как активных, так и пассивных частей океанических разломов имеется два основных элемента морфоструктуры – желоб и поднятия. К последним относят поперечные и медианные хребты. Они представляют собой, как это будет показано ниже, различные по масштабам и строению положительные формы рельефа. Ряд трогов разломных зон (например, разлом Страхова) обрамляются приподнятыми участками океанической коры образующими гряды или вал (но не поперечный хребет!). Они могут быть развиты как с одной стороны желоба, так и с двух, иметь различную протяженность и высоту. Некоторые примеры разломов с такими поднятиями в районе экватора приводил М.Горини (Gorini, 1981). Все упомянутые положительные морфоструктуры имеют общее свойство – они расположены в пределах крупных океанических зон разломов. В связи с этим их можно объединить в класс внутриразломных поднятий.

Океаническая кора, как было показано в настоящей главе, в областях максимального сближения разломов (например, Марафон–Меркурий), разделена на узкие протяженные (многие сотни километров) асимметричные (квестоподобные) блоки. Их целесообразно выделить в особый тип структур – межразломные или интраразломные хребты. Сходный тип образований (“separating fracture ridge”) был выделен ранее (Fleming, Cherkis, 1970) для разлома Чарли Гиббс. В настоящем разделе мы остановимся на строении внутриразломных поднятий и межразломных хребтов.

**Поперечные хребты** представляют протяженные (до 1000 км) узкие (до 50 км) асимметричные зоны максимальных подъемов (1000–5000 м над уровнем дна соседних участков) океанической коры, протягивающиеся вдоль разломов. В отдельных случаях хребты могут выходить выше уровня моря (скалы Св.Петра и Павла).

Известны случаи формирования мелководных карбонатных образований, поверхности которых располагаются ныне на глубинах в первые сотни метров (Bonatti, 1978; Pockalny et al., 1996). В Атлантическом океане поперечные хребты известны в разломах Романш, Вима, Чарли Гиббс, Долдрамс, в Индийском и в Тихом океанах – Оуэн и Томайю соответственно.

В Атлантическом океане обстоятельно изучен поперечный хребет в разломе Романш (Bonatti et al., 1979; Bonatti et al., 1991; Bonatti et al., 1992; Ефимов и др. 1996; Gasperini et al., 1997), который протягивается от 19°20' до 14°40' з.д. Он представляет собой, как было сказано выше, асимметричное поднятие с более крутым южным склоном. Сводный “разрез” хребта может быть реконструирован по данным многочисленных драгировок. Он представлен породами океанической коры и верхней мантии (табл. 11). Видимая мощность разреза составляет 6100 м. Хребет имеет плоскую вершину, поверхность которой лежит в интервале глубин 930–1200 м. Три вершины слагаются мелководными, рифовыми и лагунными известняками, залегающими на горизонтальной абрадированной палео-поверхности и имеющими возраст рубежа миоцена и плиоцена. Скорость погружения хребта составила 0,2 мм/год. Наиболее восточный выступ слагается мощной сильно деформированной осадочной толщей, мощностью около 4000 м (Bonatti et al., 1991) неизвестного возраста.

Изучение осадочного чехла, проведенное вдоль северного склона поперечного хребта позволило выделить зону вторичных тектонических деформаций (“secondary tectonized domain”), происхождение которых связывали с вертикальными движениями. (Bonatti, Chermak, 1979).

Поперечный хребет в разломе Вима (Bonatti et al., 1993) протягивается вдоль южного склона разломной долины от 45°10' до 41° з.д. Его наименее погруженная часть располагается в 80 км к западу от западной рифтовой долины. Субширотный профиль МОВ ОГТ вдоль



Таблица 11

Сводный разрез поперечного хребта разлома Романш по данным драгирования НИС “Академик Николай Страхов”, “Пиллсбери”, “Геленджик”, “Юинг”, “Роберт Конрад”, “Шарко”, “Атлантис-П”, “Джеймс Джиллис”

глубина минимальная, м	глубина, максимальная, м	драгированные породы
900	1000	известняк, фосфорит
1000	2700	базальт
1100	1200	известняк, фосфорит, кораллы
1360	1360	известняк (100%)
1380	2750	ультраосновные породы серпентинизированные (гарцбургит, гарцбургит плагиоклазовый)
1400	1500	базальт
1900	2600	алевролит (10%)
2100	2750	перидотит (100%)
2250	2450	известняк (50%), песчаник (50%)
2400	4100	базальт
2450	2560	базальт, брекчия базальта
2820	3300	метабазацит выветрелый
2880	3140	перидотит (100%)
3050	3650	серпентинизированный перидотит (80%); серпентинитовая брекчия (14%); габбро (0.5%); известняк (0.5%); тектонизация
3100	3300	перидотит (100%)
3180	3450	габбро (80%), базальт (15%), перидотит (5%)
3300	3500	известняк (75%), габбро (15%), алевролит (10%)
3500	4850	базальт, базальт щелочной
3800	4300	перидотит (70%), габбро (30%)
3880	3980	перидотит (98%), габбро (2%)
4300	4350	брекчия осадочная (100%)
4400	4900	базальт (50%), габбро-долерит (2%)
4700	4800	перидотит (95%), известняк (5%)
4800	5200	ультраосновные породы серпентинизированные (гарцбургит, лерцолит шпинелевый), брекчия
5090	5770	ультраосновные породы серпентинизированные
5100	5200	ультраосновные породы (гарцбургит серпентинизированный), габбро (уралитизированное), габбро оливниновое (уралитизированное), габбро нефелиновое, базальт щелочной, брекчия палагонитовая, тешенит
5100	5305	базальт, габбро уралитизированное, диорит кварцевый (жилы в габбро), брекчия базальта, зеленые сланцы
5700	5940	ультраосновные породы серпентинизированные (дунит, гарцбургит, перидотит, лерцолит), брекчия
5750	7000	серпентинит (33%), базальт (24%), габбро (22%), метагаббро (18%), амфиболит (1%), милонит (2%),

гребня хребта, отснятый на судне “Эксплора”, дополненный драгировками, показал, что 50-ти км участок хребта с глубинами менее 1000 м перекрыт субгоризонтальным карбонатным чехлом, мощностью до 500 м, залегающим на горизонтальной поверхности, которой соответствует хороший рефлектор. Возраст пород с верхней части хребта датируется серединой плиоцена, около основания – моложе среднего миоцена, но древнее среднего плиоцена. Основание платформы слагается полным разрезом океанической коры, о чем свидетельствуют прямые наблюдения с подводной лодки, проведенные на 42°45' з.д. (Cannat et al., 1991) и многочисленные драгировки (табл. 12). В отличие от поперечного хребта Романш здесь, по данным драгировок, более широко представлены базальты. Видимая мощность разреза составляет 4300 м. По данным погружений на подводных аппаратах (Cannat et al., 1991) и по сейсми-

ческим данным (Londen et al., 1986), он слагается полным разрезом океанической коры от перидотитов до базальтов с видимой мощностью до 3 км. Эти образования перекрыты рифогенными известняками (см. рис. 5.29) с возрастом от 3–3,5 до 14 млн лет, которые залегают на субгоризонтальной абрадирующей поверхности (Bonatti et al., 1983).

Поперечный хребет разлома Зеленого Мыса (см. рис. 4.27) слагается, по данным драгировок (см. табл. 7–9), в основном, ультраосновными породами, серпентинизированными в различной степени, габбро и, в меньшей степени, базальтами. Вершины хребта располагаются на глубинах порядка 2000 м. Видимая мощность разреза составляет 2800 м. В разломе Чарли Гиббс (Smoot, Sharman, 1985) поперечный хребет имеет протяженность около 150 км и глубины 1830–2745 м (1000–1500 фатомов). Предполагается, что он имеет диапировую природу.

Таблица 12

## Сводный разрез поперечного хребта разлома Вима по данным драгирования нис: “Пиллсбери”, “Юинг”, “Конрад”, “Шарко”, “Атлантис-II”

глубина минимальная, м	глубина максимальная, м	драгированные породы
550	900	известняк прочный, базальт
820	1010	известняк биогенный
998	1399	известняк, милонит (?)
1000	1400	известняк
1240	1130	известняк биогенный, долерит, базальт, брекчия базальта
1598	1949	базальт, известняк
1910	2110	базальт измененный в зелеосланцевой фации, базальт палагонитизированный
2270	3000	базальт выветрелые
2299	2648	базальт
2300	2650	диабаз
2300	2300	базальт, известняк
2547	2749	базальт, известняк (?), ультраосновные породы (?)
2550	2750	базальт, (43%), долерит (4%), вулканокластика (43%), брекчия серпентинит (3%), известняк красный микритовый (2%), известняк глубоководный (5%)
2800	2800	базальт, метабазаьт
3049	3798	базальт, метабазаьт
3250	3950	ультраосновные породы серпентинизированные
3450	3500	габбро, базальт, известняк
3498	3895	базальт
3500	3500	базальт
3550	3600	перидотит порфирокластовый, габбро, долерит, базальт
3648	3998	базальт
3650	4000	базальт измененный, пиллоу
3650	4000	базальт
3960	3960	базальт
4000	4500	метабазаьт
4140	4910	базальт, ультраосновные породы, сфен-эпидот-амфиболовая порода
4197	4396	базальт
4800		серпентинит (60%), габбро, родингит (5%), амфиболит (35%)

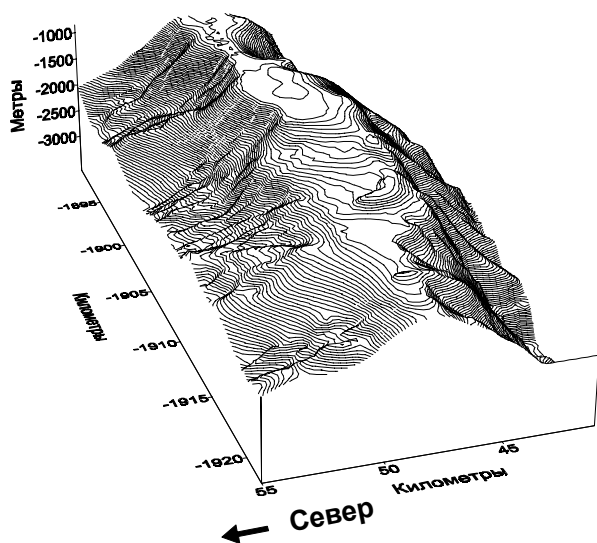


Рис. 5.29. Поперечный хребет разлома Романш (Ефимов и др. 1996)

Таким образом, поперечные хребты Центральной Атлантики отличаются по своим разрезам и истории развития. Представляется, что это подвижные образования, которые быстро могут совершать крупноамплитудные разнонаправленные вертикальные перемещения. Можно предполагать, что при подъеме крупных блоков океанической коры, может происходить их наращивание вдоль простирания разлома. Такие движения оказывают влияние на развитие рифтовых систем. Видимо с проградацией поперечного хребта связано и эшелонирование рифтовой долины южнее разлома Зеленого Мыса.

**Медианные хребты** установлены во многих разломах Мирового океана. В Атлантическом океане, они известны в разломах Чарли Гиббс (Searle, 1981), Атлантис (Zervas et al., 1995), Вима (Lagabriele et al., 1992), Кейн (Tucholke, Schouten, 1988). В Индийском – Атлантис II (Dick et al., 1991), В Тихом – Томайо (Macdonald et al., 1979), Клиппертон (Gallo et al., 1986; Barany, Karson, 1989).

Медианный хребет в пределах разлома Атлантис (Zervas et al., 1995) расположен в восточной части его активного отрезка. Он имеет протяженность около

14 км, ширину 15–20 км и высоту порядка 100 м. Его происхождение связывают со сжатием при сдвиговых напряжениях в трансформе. Хребет представляет собой блок серпентинизированных гипербазитов, ограниченный разломами.

В разломе Кейн (Tucholke, Schouten, 1988) медианный хребет расположен на востоке активной части. Он имеет относительную высоту более 500 м и “сливается” с морфоструктурами южного склона разломного трога. Сходный хребет расположен и на западе трансформы.

В Тихом океане (Gallo et al., 1986; Varany, Karson, 1989), в разломе Клиппертон, три медианных хребта образуют систему, протяженностью до 40 км, общей шириной от 1 до 4.5 км и возвышением над дном соседних трогов на 1200 м. Склоны медианных хребтов сложены пиллоу-лавами и состоят из крутых уступов, возникновение которых, видимо, было определено разломами. Здесь же широко развиты осыпи, состоящие из угловатых глыб тех же пород. Авторы не приводили объяснение природы этих аномальных объектов, предположив лишь сложную историю их развития – действие внутритрансформного вулканизма, подъем серпентинитового диапира, сжатие, связанного с изменением геометрии границ плит.

В пределах экваториальной Атлантики медианные хребты установлены в разломах Зеленого Мыса (Строение..., 1989), Вима, Архангельского, Долдрамс и Романш (табл. 13). Здесь, по данным драгировок, медианные хребты слагаются широким спектром пород от ультрабазитов до осадочных брекчий. Причем с одной

структуры в разломе Романш на расстоянии около 15 миль из 6 драгировок две принесли только перидотиты, две только базальты, одна только габбро и одна только осадочную брекчию. Две драгировки медианного хребта в разломе Зеленого Мыса на расстоянии порядка 1,5–2 км показали, что это образование слагается базальтами, долеритами, габбро и серпентинитами. Единичная драгировка медианного хребта разлома Вима принесла метабазальты и брекчию метабазальтов. С аналогичной структуры разлома Меркурий были подняты базальты, тектонизированные ультраосновные породы, песчаники и известняки.

Медианный хребет в разломе Долдрамс (район 8°18'–8°28' с.ш.; 38°30'–38°37' с.ш.) слагается (четыре драгировки) габбро–норитами (80–90%), ультраосновными породами серпентинизированными в различной степени (10–20%), тектонизированными базальтами, долеритами, песчаниками и брекчиями. Второй (две драгировки) (район 8°22'–8°25' с.ш.; 37°43'–37°52' с.ш.) – базальтами (60–70%), ультраосновными породами (10–25%), габбро (5–10%), конгломератами (15%), долеритами (5–10%), габбро (10–15%) и песчаниками (описания пород в рейсах НИС “Академик Николай Страхов” проводили С.Г.Сколотнев, П.К.Кепежинская, Дмитриев Д.А.).

Таким образом, медианные хребты слагаются пестрым составом пород, причем серпентиниты и ультраосновные породы не являются доминантами. Можно предположить, что эти формы рельефа образовались при подъеме серпентинитов, а также экструзий сложного строения, которые формировались в несколько этапов.

Таблица 13

**Породы, поднятые с медианных хребтов в Центральной Атлантике (по данным драгирования на нис “Академик Николай Страхов”, “Шарко”)**

глубины, м	разлом	порода
4410–4890	CV	базальт, долерит, габбро, серпентинит
4300–4400	CV	базальт, габброид
5440	CV	туф витрокластический, базальт, долерит
3400–3500	DLD	гарцбургит, лерцолит (40–50%), габбро (10–15%), базальт (30–40%), метасоматит
3760–3911	DLD	базальт (60–70%), долерит (5–10%), габбро (10–15%), ультраосновная порода (10–15%), песчаник
4440	DLD	базальт (60%), габбро (5–10%), ультраосновная порода (25%), конгломерат (15%)
3330–3430	DLD	пироксенит, норит, анортозит, микрогаббро, конглобрекчия, песчаник
3800–3900	DLD	базальт, долерит, гарцбургит серпентинизированный, песчаник, конглобрекчия
3900–3900	DLD	серпентинит апогарцбургит (10–20%), габбро–норит (80–90%), тектонит
3800–3900	DLD	порода афанитовая светло-зеленая
3000–3400	MER	базальт, лерцолит, гарцбургит тектонизированный, песчаник, известняк
4500–4800	ROM	брекчия осадочная (100%)
4600–4900	ROM	песчаник, алевролит (45%), габбро (40%), брекчия осадочная (15%)
4250–4370	ROM	перидотит 50%, габбро тектонизированное (50%)
4600–4700	ROM	перидотит 96%, песчаник, брекчия осадочная (3%), габбро (1%),
4540–4600	ROM	перидотит (100%)
3800–4000	ROM	базальт (100%)
3530–3540	ROM	перидотит (70%), габбро (20%), известняк (10%),
3690–3690	ROM	перидотит (100%)
2150–2400	ROM	базальт (100%)
2750–3300	ROM	габбро (100%)
3900–3700	VIM	метабазальт, брекчия метабазальтовая

Примечание. Разломы: CV – Зеленого Мыса, DLD – Долдрамс, MER – Меркупий, ROM – Романш, VIM – Вима.

Медианные хребты могут иметь различную ориентировку по отношению к простиранию активной части разлома и различное пространственное положение по отношению к трогу – строго по центру, приближаться к тому или иному склону. Большое количество обломочных пород и тектонизация видимо свидетельствуют о весьма активном режиме в области формирования медианных хребтов.

Помимо протяженных хребтов в некоторых разломах были установлены изометричные поднятия. Так, внутри активной части разлома Вима (Eittreim, Ewing, 1975; Kastens et al., 1986) холм Вима (Vema Mound –  $41^{\circ}50'$  з.д.). Исследования  $3,5$  kHz профилографом (Eittreim, Ewing, 1975) на  $41^{\circ}30'$  з.д., т.е. вблизи холма Вима показали, что пологое дно в желобе севернее зоны нарушений осадков поднято. Это согласуется с данными  $4$  kHz профилирования (Deer Tow), показывающими, что западная часть медианного хребта также испытала плейстоценовый подъем со скоростью  $1$  мм/год.

**Межразломные хребты.** В Центральной Атлантике располагается несколько протяженных хребтов (Барракуда, Тибурон, Ресерчер), которые изучались во многих экспедициях. Основной особенностью этих объектов является их асимметричное строение. Драгировки проведенные на поднятии Барракуда показали (Зинкевич, Магакян, 1990), что северный, более крутой склон складывается в различной степени метаморфизованными породами второго и третьего слоев океанической коры. Южный, более пологий, склон закрыт осадочным чехлом. Хребет Тибурон имеет сходное строение, хотя и меньшую протяженность. Хребет Ресерчер (Строение..., 1989) (см. рис. 5.15) также имеет более крутой северный склон. Немногочисленные образцы поднятые с этого поднятия показали, что он сложен не только типичными океаническими толеитами, но и более щелочными разновидностями базальтов.

Южнее, между разломами Архангельского и Долдрамса, в осевой части САХ хорошо изучен межразломный асимметричный хребет (см. выше), который также имеет более крутой северный и более пологий южный склон. Южнее, также как и восточнее САХ, подобные структуры не установлены.

Приведенные сведения позволяют говорить о том, что между Малоантильской островной дугой и САХ существовали особые геодинамические обстановки, которые позволили сформировать систему субширотных протяженных наклоненных к югу блоков, которые могут быть названы квестоидами (похожими на квесты). Недостаток стратиграфических материалов не позволяет в настоящий момент однозначно установить историю формирования подобных образований. Вместе с тем, очевидно, что возникновение квестоидов обусловлено специфическими условиями, которые проявлялись между разломами Зеленого Мыса и  $7^{\circ}10'N$ . На континентах подобные системы наклоненных блоков обычно интерпретиру-

ются как результат разрушения коры при региональных растяжениях, которые приводят к формированию листрических разломов, по которым и происходит наклон комплексов пород. Нередко листрические разломы, постепенно выполаживаясь, соединяются с зоной пологого срыва в основании коры или на ином уровне. Подобные процессы могут происходить как конседиментационно, так и до и после образования осадочных или осадочно-вулканогенных образований. Предполагая подобные явления в абиссальной котловине Демерара, а также в прилегающих частях САХ, мы приходим к парадоксальной ситуации, которая требует объяснить возникновение крупных процессов растяжения направленных перпендикулярно к оси спрединга между  $6^{\circ}30'$  и  $15^{\circ}20'$  с.ш.

Структурный ансамбль, который был рассмотрен выше, вполне мог возникнуть при существовании не чистого растяжения, направленного перпендикулярно оси спрединга, а при наличии сдвиговой компоненты. При этом могут формироваться наклоненные, разнонаправленные блоки восточнее и западнее оси спрединга, а также возникать сколовые зоны разных порядков. Во времени этот процесс мог изменяться, что накладывало свой отпечаток на особенности расположения тех или иных структур.

## 5.5. Синтез

Сопоставление данных спутниковой альтиметрии с материалами многолучевого эхолотирования и непрерывного сейсмического профилирования, полученными на НИС “Академик Николай Страхов” позволяют сделать следующие выводы.

1. Протяженность разломов приэкваториальной Атлантики различна и изменяется от  $4410$  до  $700$  км. Пассивные части составляют в них от  $80$  до  $95\%$  от общей длины разлома. У большинства разломов западные фланги более протяженные, что может свидетельствовать об асимметричном спрединге. Средняя ширина разломных зон, включая приразломные хребты, составляет около  $65$  км. 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.

2. 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 обусловленными верти-

кальными положительными движениями океанической коры за пределами зоны спрединга, интенсивность которых менялась как во времени (вплоть до голоцена), так и в пространстве.

3. Пассивные части трансформных разломов в пределах Атлантического океана образуют геодинамические системы различной сложности, которые отражают гетерогенность литосферы и, в свою очередь, верхней мантии. Развитие связано с различным температурным режимом подлитосферных горизонтов (Бонатти, 1996), который обуславливает пластичность или хрупкость литосферы, соответствующим образом реагирующей на спрединговые процессы.

4. Внутриразломные поднятия, могут быть сложены гипербазитами, базальтами или слагаться разнообразными породами. Поперечные хребты могут иметь различную протяженность и совершать крупноамплитудные вертикальные перемещения (поперечный хребет с карбонатной “платформой”). Можно предполагать также движения поперечных хребтов вдоль простирания разломов. Отмечены случаи, когда на поперечных хребтах размещались вулканические сооружения центрального типа. Вдоль многих разломных желобов протягиваются краевые поднятия (зоны протекции). В разломных трогах часты анфилады впадин (см. выше), которые отделены друг от друга поперечными порогами различной морфо-

логии. Впадины могут быть заполненными или незаполненными осадочными породами.

5. 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. Кроме этого, сходные деформации были вызваны движениями по зонам смятия. Отсутствие скважин бурения вблизи района исследований не позволяет точно определить время формирования вышеописанных объектов. Судя по редким землетрясениям, часть структур формируется в настоящий момент, однако основная часть была сформирована раньше, в плейстоцен-четвертичное время.

6. 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. Судя по тому, что с этими зонами не связаны современные эпицентры землетрясений можно предполагать, что они имели возраст формирования до начала сейсмологических исследований.