

УДК 2/551.243.8(263)

ПАССИВНЫЕ ЧАСТИ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА МЕЖДУ 16° С.Ш. И ЭКВАТОРОМ

© 1997 г. А. О. Мазарович*, Г. В. Агапова*, В. Н. Ефимов*, М. Лиджи**, С.
Ю. Соколов*, Н. Н. Турко*, А. А. Рихтер*

* Геологический институт РАН, Москва

**Институт морской геологии, Болонья, Италия

Поступила в редакцию 14.05.95 г.

На базе спутниковой альтиметрии, данные которой дополняются результатами многолучевого эхолотирования и непрерывного сейсмического профилирования, полученными в разные годы на НИС "Академик Николай Страхов", выявлены наиболее общие закономерности строения пассивных частей трансформных разломов в тропической части Атлантического океана. Приведенные данные свидетельствуют о сложной структуре океанической коры в пределах приэкваториальной Атлантики и существенных изменениях геодинамических режимов при раскрытии этой части Атлантического океана. Разломы в плане могут сближаться - испытывают тектоническую конвергенцию, расходиться, образуя при этом сложные структурные рисунки. Северо-западнее поднятия Сьерра-Леоне устанавливается крупное азимутальное несогласие между пассивными частями трансформных разломов.

Структура приэкваториальной части Атлантического океана неоднократно обсуждалась в литературе. В большинстве опубликованных работ [1, 3, 5, 6] тектонические выводы базировались в основном на батиметрических данных [15]. Они показывали сложную картину распределения разломных структур в пределах Экваториальной Атлантики, однако большие мощности осадочного чехла в краевых частях океана не позволяли однозначно определить положение многих разломов и их взаимоотношения с континентальными блоками. Появившиеся в последние годы данные альтиметрии [23] существенно расширили возможность изучения пассивных частей разломных зон в океане. Были предложены варианты тектонического строения региона на базе так называемых "*flow-lines*" - следов движения плит во времени по отношению к оси спрединга [18, 20, 21].

В настоящей статье ставится задача выявления наиболее общих закономерностей строения пассивных частей трансформных разломов в тропической части Атлантического океана на базе данных спутниковой альтиметрии, которые дополняются результатами многолучевого эхолотирования и непрерывного сейсмического профилирования, полученные в разные годы на НИС "Академик Николай Страхов". Анализ строения разломов был основан на серии цветных и черно-белых карт силы тяжести разных масштабов ($1 : 7\,500\,000$, $1 : 8\,500\,000$, $1 : 3\,000\,000$, $1 : 8\,400\,000$ и $1 : 4\,800\,000$, сравнение которых позволило получить новые данные о распределении разломов в приэкваториальной Атлантике. Сопоставление этих карт, основанных на различных гридах, имело важное значение для оценки

степени достоверности полученных изображений. Все карты сверялись с Генеральной батиметрической картой ГЕБ КО [15], а также с крупномасштабными батиметрическими картами, построенными для разных участков разломов Зеленого Мыса, Марафон, Меркурий, Долдрамс, Архангельского, Вернадского, Страхова, Св. Петра, Сан-Паулу и Романш [8-10].

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ПАССИВНЫХ ЧАСТЕЙ РАЗЛОМОВ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ

Рифтовая долина Срединно-Атлантического хребта между 25° с.ш. и 15° ю.ш. смещается 24 трансформными разломами на различные расстояния (таблица, рис. 1). Восточнее осевой части располагаются 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 троги, троги-отщельники, которые трассируются на первые сотни километров, но не имеют видимой связи с рифтовой зоной. Кроме того, имеется целый ряд разломов, положение активных частей которых в осевой части Срединно-Атлантического хребта не определяется однозначно (разлом Св. Петра, разломы в районах 16° , $13^\circ 45'$, 5° , $1^\circ 30'$ с.ш.), но они имеют хорошо выраженные протяженные пассивные части.

Трансформные разломы в приэкваториальной Атлантике прослеживаются на расстояние от 4410 км (разлом Романш) до примерно 700 км

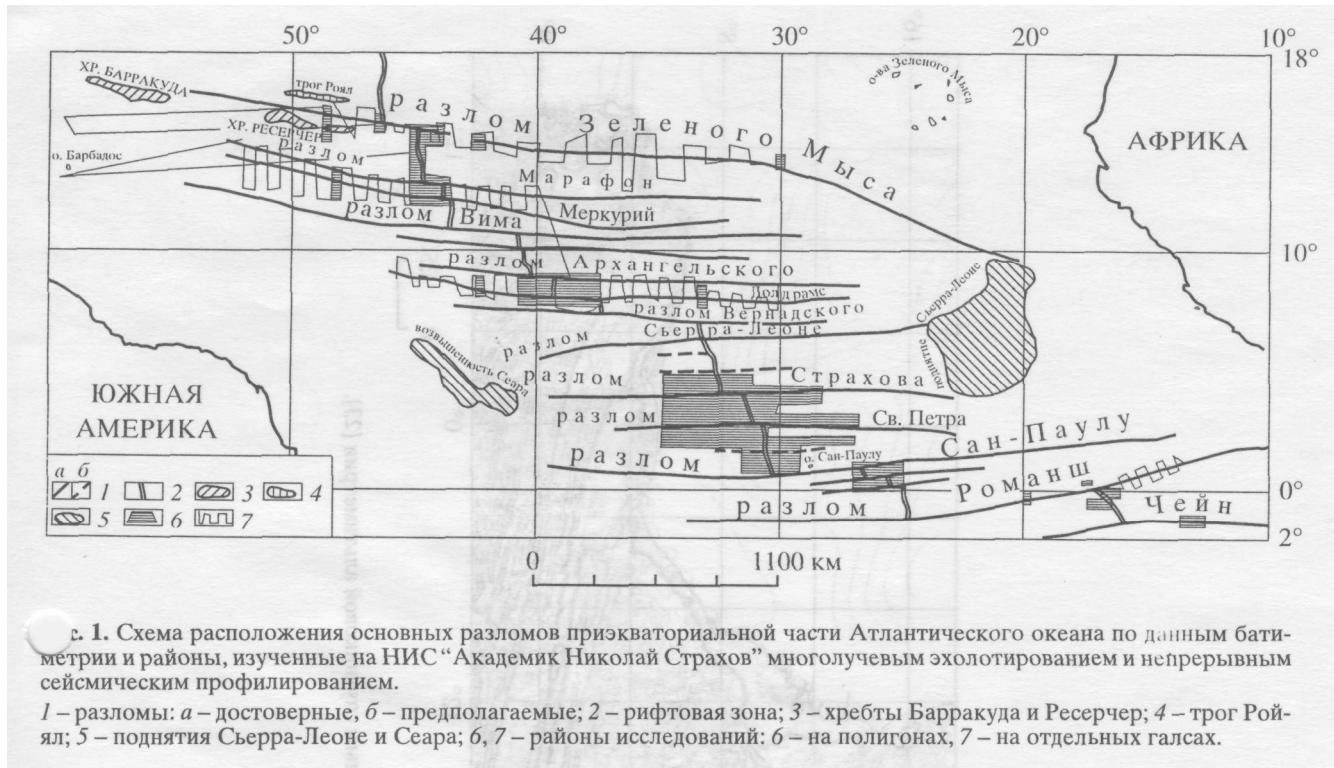
Характеристики разломов приэкваториальной части Атлантического океана

Разлом	Широта, градусы, минуты	Активная часть, км	Расстояние до следующего, км	Фланг западный, км	Фланг восточный, км	Общая длина, км	Активная/Общая	Простижение, градусы
Зеленого Мыса	15°20'	210	278	1360	2550	3910	0.0537	280
Марафон	12°40'	90	64	1360	1360	2720	0.0331	275
Меркурий	12°10'	45	124	1380	1650	3030	0.0149	275
Вема	11°	319	68	1440	1950	3390	0.0941	274
10°N	10°	30	124	600	1875	2475	0.0121	274
Архангельского	8°50'	109	75	1700	1800	3500	0.0311	272
Долдрамс	8°10'	173	60	1700	2100	3800	0.0455	270
Вернадского	7°50'	150	23	1870	2040	3910	0.0384	270
Сьерра-Леоне	7°30'	225	413	1700	213	1910	0.1178	270
7°15'N	7°15'	68	22	315	450	765	0.0889	Нет данных
Страхова	4°	120	143	1870	2040	3910	0.0307	
Св. Петра	2°40'	68	189	750	435	1185	0.0574	260 -,
Сан-Паулу 1	0°52'	315	38	1575	2625	4200	0.0750	260
Сан-Паулу 2	0°50'	150	23	450	300	750	0.2000	260 •
Сан-Паулу 3	0°45'	90	23	375	338	713	0.1262	260
Сан-Паулу 4	0°30'	56	203	750	2175	2425	0.0231	260
Романш	-1°Г,	900	157	1500	2910	4410	0.2041	255
Чейн	-ГЗО ¹	315	250	2250	2325	4575	0.0689	255
Шарко	-2°40'	Нет данных	255	2100	1950	4050	Нет данных	80
Тетяева	-5°	75	188	1650	1275	2925	0.0256	80
Вознесения, север	-7°	212	34	2400	2175	4575	0.0463	255
Вознесения, юг	-7°20'	60	495	2400	2040	4440	0.0135	255
Боде-Верде, север	-1Г50 ¹	173	45	1870	1700	3400	0.0509	255
Боде-Верде, юг	-12°15'	53	210	1700	2295	3995	0.0133	255

(один из разломов полиразломной системы Сан-Паулу) (см. таблицу).

Оказалось, что западные фланги разломов имеют, как правило, большую протяженность, чем восточные (см. таблицу). Исключение составляют разломы, расположенные южнее экватора (Шарко, Тетяева и Вознесения). Вопрос о длине разлома Страхова не может считаться решенным, так как его продолжение в районе возвышенности Сьерра-Леоне требует специальных комплексных исследований. Можно предполагать, что он проходит через центральную ее часть и продолжается в котловине Сьерра-Леоне, где располагается трог в акустическом фундаменте, обрамленный пологими поднятиями. Приведенные данные о различной протяженности западных и восточных флангов разломов могут свидетельствовать о большей скорости наращивания океанической коры в восточном направлении, т.е. об асимметричном спрединге.

Общая протяженность разломов увеличивается в южном направлении, достигая здесь максимальных значений (Чейн - 4575 км, Романш - 441 м) (см. таблицу). Такие разломы, как 7° 15' с.ш. и два разлома из системы Сан-Паулу, имеют длину 765, 750 и 713 км соответственно. Таким образом, длина разломов в приэкваториальной Атлантике отличается в 3-6 раз. Если принять за основу предположение, что длина разломов зависит от скорости спрединга, то полученный результат позволяет сделать предположение о значительной разнице скоростей вдоль Срединно-Атлантического хребта. При этом скорости могли бы достигать значений в 12-15 см/год и мы могли бы ожидать возникновения форм рельефа, сравнимых с Восточно-Тихоокеанским поднятием. Однако они отсутствуют. Второе объяснение отмеченного феномена заключается в том, что скорость спрединга остается постоянной, а длина разлома зависит от времени его заложения, т.е.



более протяженные структуры имеют более древний возраст. В соответствии с последней точкой зрения наиболее молодыми представляются разломы внутри полиразломной системы Сан-Паулу, а также 7° 15' N и Сьерра-Леоне; наиболее древними - Чайн, Романш, Святого Петра, Долдрамс и Зеленого Мыса.

Замеры простирания активных частей трансформных разломов показывают, что между 25° с.ш. и 15° ю.ш. происходит их разворот от 280° до 255°. Более сложным оказывается простижение пассивных частей (рис. 2). Западнее оси Срединно-Атлантического хребта фланги разломов имеют затд-северо-западное простижение, восточнее рь^_овой зоны они либо плавно отклоняются к юго-востоку (разломы Зеленого Мыса, Кейн), либо - к северо-востоку (группа разломов Вима-Сьерра-Леоне). Разломы Сан-Паулу, Романш, Чайн 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. Наиболее ярким примером может быть структура разломов между 11° и 16° с.ш. (рис. 3). Здесь, южнее разлома Зеленого Мыса и западнее оси спрединга, выделяется пять трогов, простижение которых с запада на восток изменяется от 280° через 250° до 290°. Расстояние между трогами соответственно изменяется от 40-60 до 75-105 км. Вблизи оси хребта расстояние составляет 54, 45 и 75 км. Изменение простираций происходит в пределах зоны северо-западного

простирания - 340°. Морфоструктура пассивных частей разломов к востоку от осевой зоны Срединно-Атлантического хребта осложняется 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. 3) также не остается постоянным, и они также испытывают изменения простираций. Подобное явление отмечалось раньше на восточном фланге разлома Хейес [24]. Еще восточнее, в районе, расположенном северо-западнее возвышенности Сьерра-Леоне, имеется азимутальное несогласие между пассивными частями разломов Зеленого Мыса и более южными, которое хорошо видно на батиметрических [17] и гравитационных картах [14].

Взаимоотношения между разломами хорошо видны на карте силы тяжести (см. рис. 2), охватывающей восточные фланги нескольких трансформных разломов приэкваториальной Атлантики. Для лучшего представления значений силы тяжести в области нуля интервал изолиний здесь детальнее 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 полосами положительных аномалий, соответствующих бортам разломных трогов и (или) поперечным хребтам. Разломы не доходят до континентальной окраины Африки почти на 1000 км. Восточ-

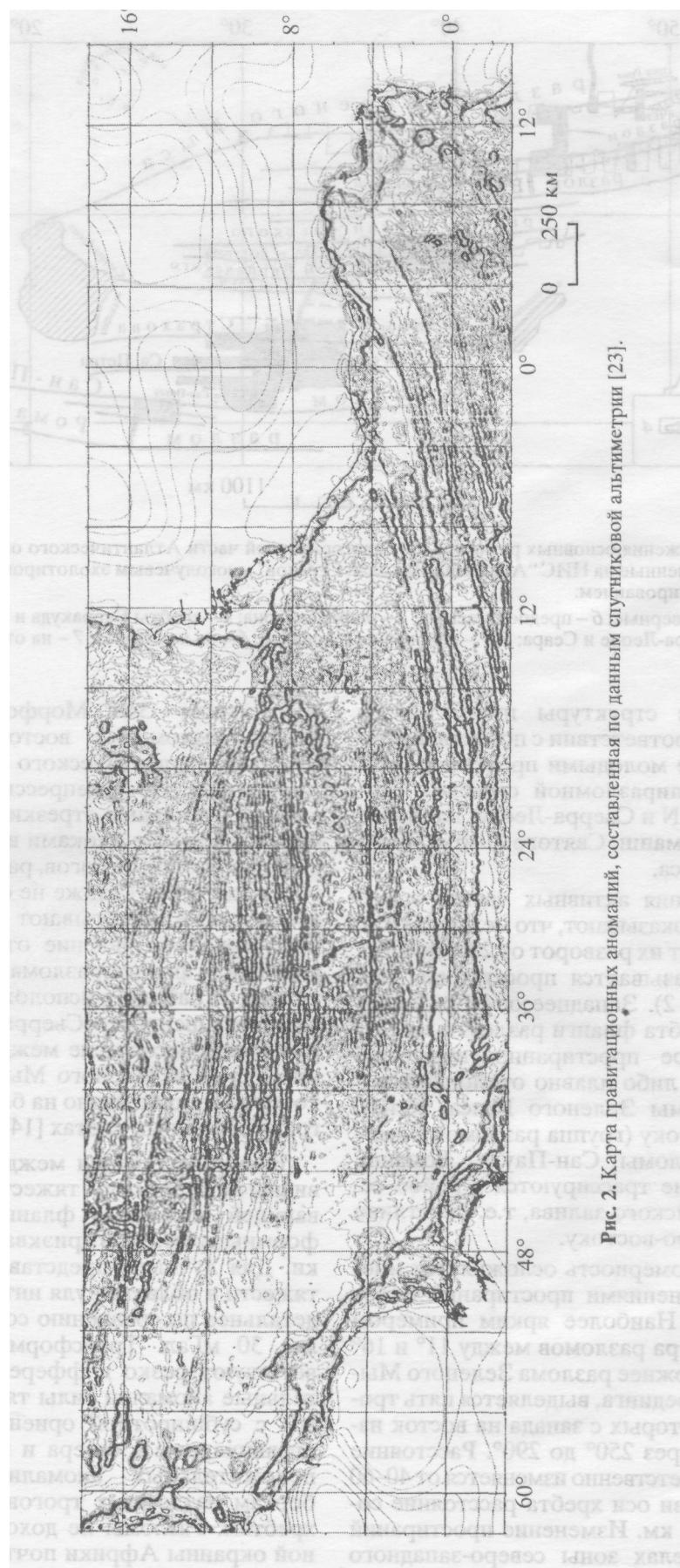


Рис. 2. Карта гравитационных аномалий, составленная по данным спутниковой алтиметрии [23].

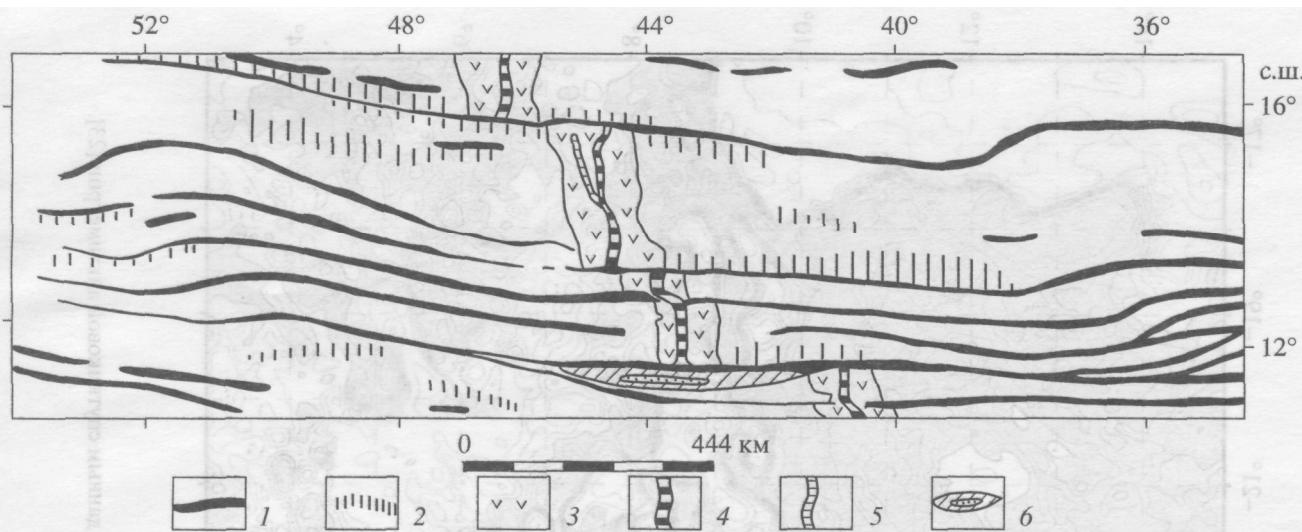


Рис. 3. Схема строения разломных зон между 16° и 11° с.ш. по данным спутниковой альтиметрии [23] и геологических исследований.

троги; 2 – хребты; 3 – рифтовая зона; 4 – рифтовая долина; 5 – палеорифтовая долина; 6 – поперечный хребет разлома Вима с карбонатной платформой.

ные фланги разломов Вима, Долдрамс и Вернадского утыкаются во фланги разломов Зеленого Мыса. Другой интересной особенностью строения фланговых частей разломов является их утыкание в цепь гор Батиметристов, продолжающуюся в гравитационном поле "шлейфом" почти до активной части разлома Страхова.

Отмеченные особенности структуры фланговых частей разломов, отраженные в гравитационном поле, свидетельствуют о наличии сложных процессов, приводящих к образованию наложенных структур и деформациям океанической коры. Для проверки этого предположения нами были привлечены данные непрерывного сейсмического профилирования, полученные авторами в 16-ом рейсе НИС "Академик Николай Страхов". На рисунке 4 представлен фрагмент субмеридионального сейсмического профиля, пересекающего горы Батиметристов и возвышенность Сьерра-Леоне приблизительно по 20° з.д. Фрагмент, охватывающий интервал от 10° до 9° с.ш., расположен в области сочленения северных отрогов возвышенности и фланга разлома Зеленого Мыса (см. рис. 1). Деформации океанической коры привели к формированию квостообразной структуры с пологим северным крылом.

Анализ строения осадочного чехла и сравнение его с данными глубоководного бурения [19] показали, что в районе выявляется два этапа деформаций. Первый, палеогеновый, охвативший отложения от мела до палеогена, привел к существенному подъему блока земной коры и эрозии смятых отложений. Второй, современный, затронул как нижний складчатый ярус осадочного чехла, так и залегающий на нем несогласно ком-

плекс отложений верхнего палеогена и неогена. Причем, судя по профилю непрерывного сейсмического профилирования, эта волна деформаций продвигалась во времени с севера на юг.

На рисунке 5 представлен фрагмент того же профиля от $8^{\circ}30'$ до $7^{\circ}30'$ с.ш. на северном склоне возвышенности Сьерра-Леоне. Видно, что характер деформации к югу от зоны азимутального несогласия сильно отличается от более северных районов. Квестообразные морфоструктуры (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 практически постоянной мощности слоев третичных отложений, отмеченные деформации являются современными. В нижней части разреза наблюдается несогласие типа заполнения вреза, свидетельствующее о том, что в середине кайнозоя эта область подвергалась 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 районы экваториальной Атлантики.

Подсчет по 23 разломам к востоку и западу от хребта показывает, что средняя ширина разломных зон составляет около 65 км. С учетом общей протяженности разломов, достигающей почти 65 500 км, занимаемая ими общая площадь доходит до 4 млн. км². Если к этому добавить площади трогов, смещения по которым отсутствуют или незначительны, то общая площадь должна быть еще большей и



Рис. 4. Карта гравитационных аномалий района конвергенции пассивных частей разломов, составленная по данным спутниковой алтиметрии [23].

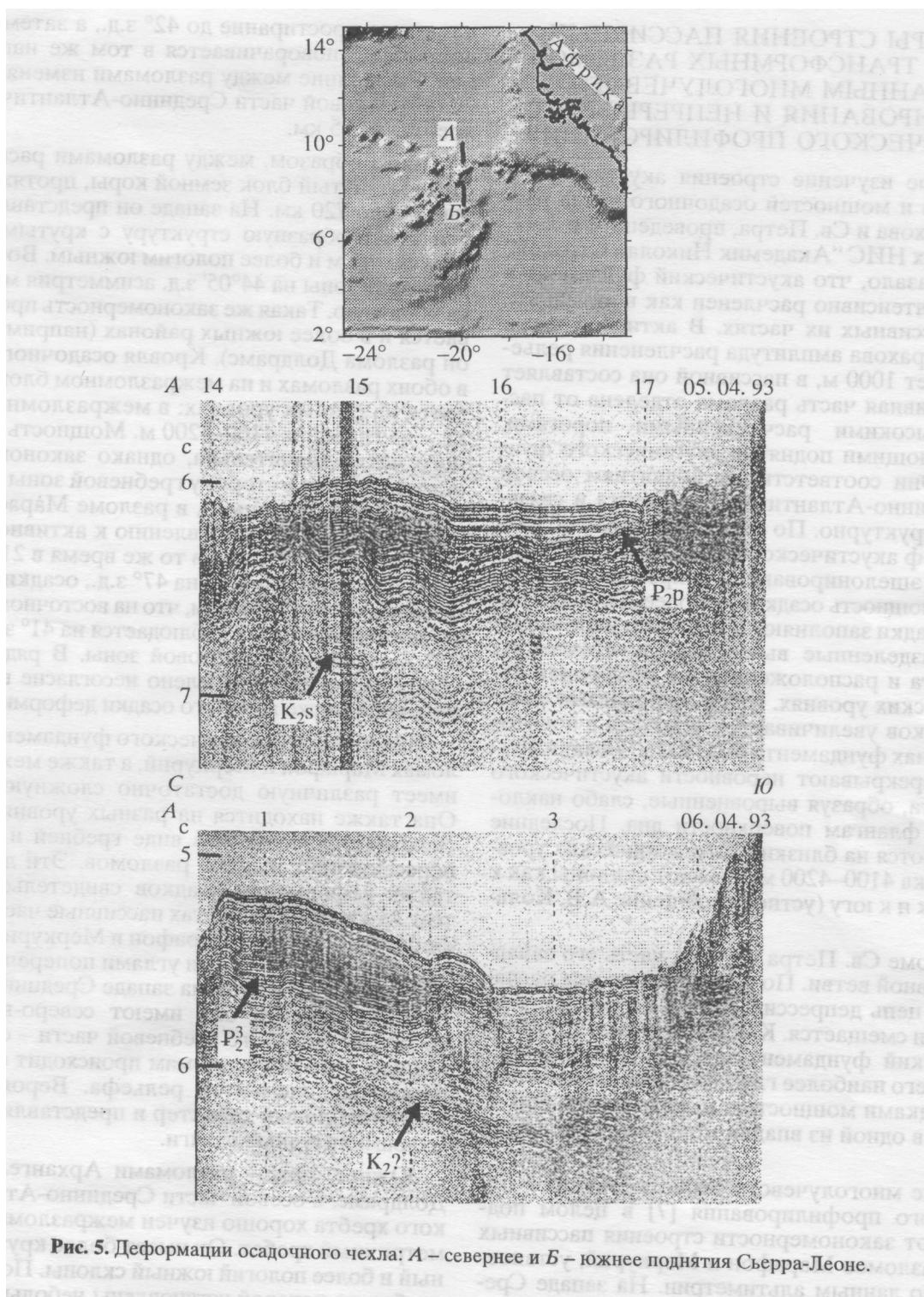


Рис. 5. Деформации осадочного чехла: А – севернее и Б – южнее поднятия Сьерра-Леоне.

в целом составлять 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 [2] и, кроме того, в их пределах кровля мантии располагается на наименьших глубинах [25]. Принимая во внимание эти обстоятельства, можно предпо-

ложить, что не менее 30% от общей площади океанической коры тропической Атлантики имеют относительно более холодную температуру и здесь мантийное вещество находится в наиболее высоком положении. Выводы о широком развитии охлажденных зон хорошо согласуются с данными о "холодной" мантии в экваториальной Атлантике [13].

ПРИМЕРЫ СТРОЕНИЯ ПАССИВНЫХ ЧАСТЕЙ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ ПО ДАННЫМ МНОГОЛУЧЕВОГО ЭХОЛОТИРОВАНИЯ И НЕПРЕРЫВНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

Детальное изучение строения акустического фундамента и мощностей осадочного чехла разломов Страхова и Св. Петра, проведенное в 7, 11, 12-ом рейсах НИС "Академик Николай Страхов" [4, 11], показало, что акустический фундамент в разломах интенсивно расчленен как в активных, так и в пассивных их частях. В активной части разлома Страхова амплитуда расчленения рельефа достигает 1000 м, в пассивной она составляет 500 м. Активная часть разлома отделена от пассивных высокими расчлененными порогами, представляющими поднятие акустического фундамента. Они соответствуют поднятиям осевой зоны Срединно-Атлантического хребта и связаны с ней структурно. По всему простианию разлома рельеф акустического фундамента распадается на ряд эшелонированных депрессий. В активной части мощность осадков не более 100-150 м, на порогах осадки заполняют в основном небольшие ячейки, разделенные выступами акустического фундамента и расположенные на различных батиметрических уровнях. Сразу за порогами мощность осадков увеличивается, достигая в некоторых впадинах фундамента 600-800 м. Осадки полностью перекрывают неровности акустического фундамента, образуя выровненные, слабо наклоненные к флангам поверхности дна. Последние располагаются на близких батиметрических уровнях, порядка 4100—4200 м, и имеют наклоны как к северу, так и к югу (устное сообщение А.В. Кольцовой).

В разломе Св. Петра изучена часть его западной пассивной ветви. По простианию она распадается на цепь депрессий, которая у 33° з.д. разрывается и смещается. Как и в разломе Страхова, акустический фундамент здесь интенсивно расчленен, а его наиболее глубокие депрессии заполнены осадками мощностью в среднем 600-800 м, а у $33^{\circ}30'$ в одной из впадин мощность составляет 1000 м.

Данные многолучевого эхолотирования и непрерывного профилирования [7] в целом подтверждают закономерности строения пассивных частей разломов Марафон и Меркурий, установленные по данным альтиметрии. На западе Срединно-Атлантического хребта, между 52° и 46° з.д., они имеют близкое простиранье — СЗ 280° . Расстояние между ними составляет около 45 км. Восточнее 46° з.д. разломы одновременно меняют простиранье на субширотное. Вместе с тем желоб разлома Марафон сужается, а Меркурий не только сужается, но и испытывает незначительные изменения в простирании. Восточнее 44° з.д. разлом Меркурий постепенно начинает отклоняться к юго-востоку, а Марафон сохраняет суб-

широтное простиранье до 42° з.д., а затем также постепенно поворачивается в том же направлении. Расстояние между разломами изменяется от 20 (в гребневой части Срединно-Атлантического хребта) до 55 км.

Таким образом, между разломами располагается вытянутый блок земной коры, протяженностью около 720 км. На западе он представляет собой квостообразную структуру с крутым северным склоном и более пологим южным. Восточнее рифтовой зоны на $44^{\circ}05'$ з.д. асимметрия меняется на обратную. Такая же закономерность прослеживается и в более южных районах (например, район разлома Долдрамс). Кровля осадочного чехла в обоих разломах и на межразломном блоке находится на разных уровнях: в межразломном блоке — на глубинах 4100-4200 м. Мощность осадочного чехла значительна, однако закономерного ее уменьшения в сторону гребневой зоны не устанавливается. Например, в разломе Марафон она увеличивается по направлению к активной ги на протяжении 270 км; в то же время в 216 км западнее рифтовой зоны, на 47° з.д., осадки в желобе отсутствуют. Отметим, что на восточном фланге аналогичная картина наблюдается на 41° з.д., т.е. в 432 км восточнее рифтовой зоны. 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 различную достаточно сложную форму. Она также находится на разных уровнях и прослеживается местами в виде гребней и уступов, пересекающих желоба разломов. Эти данные, а также деформации осадков свидетельствуют о том, что во многих местах пассивные части трансформных разломов Марафон и Меркурий пересекаются под различными углами поперечными нарушениями. При этом на западе Срединно-Атлантического хребта они имеют северо-восточное простиранье, а в его гребневой части — север западные. По этим разломам происходит смена, *ие различных элементов рельефа. Вероятно, они имеют сколовый характер и представляют собой малоамплитудные сдвиги.

Южнее, между разломами Архангельского и Долдрамс, в осевой части Срединно-Атлантического хребта хорошо изучен межразломный асимметричный хребет. Он имеет более крутой северный и более пологий южный склоны. Поверхность хребта, на которой установлены небольшие субгоризонтальные тела известняков, разбита на ряд блоков субмеридиональными разломами. Восточнее рифтовой долины хребет наклонен к северу, т.е. в обратном направлении, и, соответственно, имеет более крутой южный склон. Южнее разлома Долдрамс располагается поперечный хребет, который также имеет более крутой северный склон. Он слагается серпентинитами, осадочными брекчиями и по ряду признаков имеет сложную

историю возникновения. На его простирации на расстоянии около 300 км в сторону котловины Демерара располагается субширотный хребет со сходной морфологией. Южнее, так же, как и восточнее Срединно-Атлантического хребта, подобные структуры не установлены.

ОБСУЖДЕНИЕ

Термин "неактивные следы" трансформного разлома был введен Дж. Вилсоном [26]. Впоследствии появились такие синонимы, как "древние следы" (*"fossil traces"*), "отмершие следы" (*"dead traces"*), "пассивные части трансформных разломов". Дж. Вилсон считал, что при расширении срединно-океанических хребтов за пределами зоны спрединга сохраняется неактивный в настоящее время след движения. Активная часть трансформа указывает на направление современного движения, в то время как неактивное продолжение является геологическим свидетельством относительных движений в прошлом. Принимается, что на сфере трансформные разломы располагаются по малым кругам относительно полюса вращения. В модели Дж. Вилсона предполагалось, что разломы Атлантического океана типа хребет-хребет закладываются по ослабленным зонам более древнего заложения в пределах разделяемого континентального блока (*"Lines of old weakness"* - [26, р. 344]).

За тридцать лет, с момента появления модели Дж. Вилсона, был накоплен огромный фактический материал о строении активных частей трансформных разломов. Однако их пассивные части остались практически не изученными, за исключением отдельных исследований некоторых трансформных разломов Атлантического океана [12, 16, 24 и ряд работ авторов статьи]. Вместе с тем правильное понимание размещения океанических разломов имеет для приэкваториальной области Атлантического океана особое значение. Отсутствие здесь линейных магнитных аномалий делает "невозможными прямые палеореконструкции по уже отработанным плейттектоническим методикам. В результате для геодинамических построений привлекаются данные по весьма удаленным регионам, которые и экстраполируются на экваториальную область [22]. В связи с этим принципиальный интерес представляет изучение пассивных частей трансформных разломов. Они, как известно, отражают геодинамические обстановки прошлого, и, следовательно, любые изменения морфологии разломов, их простираций заключают важную информацию об истории развития океанической коры.

Приведенные выше данные свидетельствуют о сложной структуре океанической коры в пределах приэкваториальной Атлантики и существенных изменениях геодинамических режимов при раскрытии этой части Атлантического океана. Разломы в плане могут сближаться - испытыва-

ют тектоническую конвергенцию, расходиться, образуя при этом в плане сложные структурные рисунки. Многие разломы прерываются, изгибаются. Северо-западнее поднятия Сьерра-Леоне устанавливается крупное азимутальное несогласие между пассивными частями трансформных разломов. Это обстоятельство позволяет предполагать, что при раскрытии экваториальной Атлантики новообразованные части океанической коры использовали древнюю кору более северных районов в качестве упора, который контролировал развитие восточных флангов разломов. После раскрытия приэкваториальной части началось смещение мезозойской океанической коры востока северной Атлантики на юг, о чем свидетельствует распределение деформаций осадочного чехла.

Таким образом, сопоставление данных спутниковой альtimетрии с материалами многолучевого эхолотирования и непрерывного сейсмического профилирования, полученными на НИС "Академик Николай Страхов", позволяет 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 охлаждающее воздействие на прилегающие части плит, можно предположить, что около трети океанической литосферы приэкваториальной Атлантики имеет относительно более холодную температуру и здесь мантийное вещество находится в наиболее высоком положении.

2. В плане "пассивные части" разломов образуют сложный рисунок - они могут расходиться, сближаться, вплоть до образования азимутально го несогласия. Картина осложняется многочисленными изменениями простираций более высокого порядка. Пассивные части трансформных разломов в ходе эволюции океанической коры испытывают не только прогрессивное опускание по мере их удаления от оси спрединга, но и более сложные деформации, обусловленные неотектоническими движениями океанической коры за пределами зоны спрединга, интенсивность которых менялась как во времени, так и в пространстве.

3. Полученные данные свидетельствуют о сложной структуре океанической коры в пределах приэкваториальной Атлантики и существенных изменениях геодинамических режимов при раскрытии этой части Атлантического океана.

4. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 93-05-9745).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агапова Г.В., Волокитина Л.П. О преобладающих простираниях разломов на дне океана // Океанология. 1991. Т. 31. Вып. 1. С. 92-101.
2. Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосфера. М.: Изд-во МГУ, 1987. 181 с.
3. Кленова М.В., Лавров В.М. Геология Атлантического океана. М.: Наука, 1976. 450 с.
4. Кольцова А.В., Голод В.М. Рельеф акустического фундамента и мощность осадочного чехла в Атлантическом океане между 1° и 5° с.ш. // Докл. РАН. 1995. Т. 335. № 4. С. 471-475.
5. Мазарович А.О. Разломы северной части Центральной Атлантики // Геотектоника. 1986. № 47. С. 25-34.
6. Мазарович А.О. Тектоническая конвергенция пассивных частей трансформных разломов в Приэкваториальной Атлантике // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 1. С. 70-73.
7. Мазарович А.О., Морозов Ю.И., Турко Н.Н. Рельеф и строение осадочного чехла разломов Маррафон и Меркурий (Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 1992. Т. 324. № 3. С. 643-647.
8. Пущаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 164 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 495.)
9. Строение зоны разлома Долдрамс. Центральная Атлантика. М.: Наука, 1991. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 459.)
10. Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. 199 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 439.)
- И. Удинцев Г.Б., Агапова Г.В., Береснев А.Ф., Голод В.М., Кольцова А.В., Куренцова Н.А., Волокитина Л.П., Захаров М.В., Удинцев В.Г. Геологическое строение разлома Страхова (экваториальный сегмент Срединно-Атлантического хребта) // Океанология. 1995. Т. 35. № 4. С. 592-606.
12. Allerton S., Murton BJ., Searle R.C., Jones M. Extensional faulting and segmentation of the Mid-Atlantic Ridge North of the Kane Fracture Zone (24°00' N to 24°40' N) // Mar. Geophys. Res. 1995. Vol. 17. N 1. P. 37-61.
13. Bonatti E. Anomalous Opening of the Equatorial Atlantic due to an Equatorial Mantle Thermal Minimum // Earth. Planet. Sci. Letters. 1996. Vol. . N. P. - . (in press).
14. Gahagan L.M., Scotese C.R., Royer J.-Y., Sandwell D.T. et al. Tectonic fabric map of the ocean basins from satellite altimetry data // Tectonophysics. 1988. Vol. 155. N. 1-4. P. 1-26.
15. General bathymetric chart of the oceans (GEBCO). 1 : 10 000 000. Ottawa: Canad. Hydrogr. Serv., 1982.
16. Gorini M.A., Bryan G.M. The tectonic fabric of the Equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to northeastern Brazil // Continental margins of Atlantic Type. San Paulo: (An. Acad. Bras. Cienc), 1986. Vol. 48. P. 101-118.
17. Jones E.J.W. Fracture zones in the equatorial Atlantic and the breakup of western Pangea // Geology. 1987. Vol. 15. N 6. P. 533-536.
18. Klitgord K.D., Schouten H. Plate kinematics of the Central Atlantic // The Geology Regoin: Wash.: Geological Society of America, 1986. P. 351-377.
19. Lancelot I., Seibold E. et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.S.): US Gov. Print off., 1977. Vol. 11.1259 p.
20. Mutter R.D., Roest W.R. Fracture zones in the N Atlantic from combined GEOSAT and SeaSAT data // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. N B3. P. 3337-3350.
21. Mutter R.D., Smith W.H.F. Deformation of the oceanic crust between the North American and South American plates // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. N B5. P. 8275-8291.
22. Nurnberg D., Mutter R.D. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to Present // Tectonophysics. 1991. Vol. 191. N 1/2. P. 27-53.
23. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Global marine gravity from ERS-1 Geosat and Seasat reveals new tectonic fabric: EOS (Transactions, American Geophysical Union). 1992. Vol. 73. 133 p.
24. Smooth N.S. North Atlantic fracture-zone distribution and patterns shown by multibeam sonar // Geology. 1989. Vol. 17. N 12. P. 1119-1122.
25. Spathopoulos P., Jones E.J.W. Seismic Evidence for Anomalous crustal structure beneath Mesozoic Fracture Zones in the Gambia Basin, Eastern Equatorial Atlantic // Tectonophysics. 1993. Vol. 225. N 3. P. 205-217.
26. Wilson J.T. A New Class of Faults and their Bear? on Continental Drift // Nature. 1965. Vol. 207. N 25. P. 343-347.

Passive Parts of Fracture Zones in the Atlantic Ocean between 16° N and the Equator

A. O. Mazarovich*, G. V. Agapova*, V. N. Efimov*, M. Liggi, S. Yu. Sokolov*, N. N. Turko*, and A. A. Rikhter***

^Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia

**Instituto Geologia Marina, CNR, Bologna, Italy

On the basis of satellite altimetry data complemented by the results from multibeam echo sounding and continuous seismic profiling obtained on board the R/V Akademik Nikolai Strahov over several years, the most general structural patterns of the passive parts of fracture zones (FZs) in the equatorial Atlantic have been established. The facts presented in the article indicate a complex structural organization of the oceanic crust in the equatorial Atlantic, as well as considerable variations in geodynamic conditions during the opening of this part of the Atlantic Ocean. In plan, the fracture zones can converge and diverge forming complex structural patterns. Northwest of the Sierra Leone Rise, there is a large azimuthal unconformity between passive parts of fracture zones.