

Ю.М.ПУЩАРОВСКИЙ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ  
ТЕКТониКИ  
ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ



**YU.M. PUSHCHAROVSKY**

**THE MAIN TECTONIC  
FEATURES  
OF THE SOUTH ATLANTIC**

*Transactions, vol. 539  
Founded in 1932*

**Moscow  
GEOS  
2002**

**Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ**

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ  
ТЕКТониКИ  
ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ**

*Труды, вып. 539  
Основаны в 1932 году*

**Москва  
ГЕОС  
2002**

ББК 26.3

П 88

УДК 551.24

**Пушаровский Ю.М. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ.** – М.: ГЕОС, 2002. – 81 с. (*Труды ГИН РАН; Вып. 539*).

ISBN 5-89118-251-3

На пространстве Южной Атлантики, простирающейся от демаркационной разломной зоны Романш до тройного сочленения Буве, выделяются четыре категории тектонических структур: Срединно-Атлантический хребет, глубоководные впадины, позитивные формы и разломы. В работе рассматриваются их строение, природа, время образования, черты тектонического развития. Глубоководные впадины (Аргентинская, Капская, Ангольская и Бразильская) индивидуальны по истории развития. Они не являются тектонически пассивными, направленно погружающимися частями литосферных плит, а представляют собой очень крупные структурные элементы земной коры, с присущими им седиментационными, магматическими и тектоническими особенностями. Строение дна осложнено также разного рода поднятиями (Гвинейское, Китового хребта, Риу-Гранди, Сан-Паулу и др.). Среди них выделяются три типа: материковые выступы, континентальные отгорженцы и тектоно-вулканические массивы. За исключением вулканических островов и блока Мориса Юинга, все они подводные. В работе рассматривается процесс вовлечения в океаногенез массивов континентальной коры, сопровождающийся ее трансформацией. Степень трансформации может быть очень значительной, вплоть до утраты геофизических характеристик, присущих континентальному типу.

Для геологов, тектонистов.

Табл. 1. Ил. 37. Библ. 66 назв.

Редакционная коллегия:

Ю.Г.Леонов (*главный редактор*), М.А.Ахметьев, Ю.О.Гаврилов,  
Ю.В.Карякин, С.А.Куренков, М.А.Семихатов

**Pushcharovsky Yu.M. THE MAIN TECTONIC FEATURES OF THE SOUTH ATLANTIC.** – М.: GEOS, 2002. – 81 p. (*Transactions of GIN RAS; Vol. 539*).

Four categories of tectonic structures can be distinguished in the vast South Atlantic region from the demarcation Romanche fracture zone up to the Bouvet triple junction. These are the Mid-Atlantic Ridge, oceanic depressions, positive forms, and fractures. Their structure, nature, time of formation, and tectonic development are considered. Each of the oceanic depressions (the Argentinian, Cape, Angolan, and Brazilian depressions) had individual development. They do not represent tectonically passive and directionally submerging parts of the lithospheric plates. They are very large structural elements of the Earth crust distinguished by peculiar sedimentational, magmatic and tectonic features. The oceanic floor includes different rises (the Guinean, Walvis Ridge, Rio Grande, St Paul and others) of three major types: continental scarps, microcontinents, and tectono-volcanic massifs. All of them, except for volcanic islands and the M. Ewing Bank, are submarine. The work analyzes the process of involving the continental crust massifs into the oceanogenesis, which was combined with their transformation. The transformation may be so significant that they appeared to be deprived of continental geophysical characteristics.

For geologists, tectonists.

Tabl. 1. Il. 37. References 66.

Editorial Board:

Yu.G.Leonov (*Editor-in-Chief*), M.A.Akhmetiev, Yu.O.Gavrilov,  
Yu.V.Kariakin, S.A.Kurenkov, M.A.Semikhatov

ISBN 5-89118-251-3

ББК 26.3

П 88

УДК 551.24

© Ю.М.Пушаровский, 2002

© Геологический институт РАН, 2002

© Издательство ГЕОС, 2002

© Макет Е.Н.Руденко, 2002

## ВВЕДЕНИЕ

Тектонически Атлантический океан делится на три основные области, различающиеся строением и геологической историей: Северную, Центральную и Южную. Разделами между ними служат демаркационные разломные структуры: Центральная и Северная области разделены разломом Чарли-Гиббс, Центральная и Южная – разломной зоной Романш. Начало их образования разновременное. Наиболее ранний океаногенез (170 млн лет) охватил юг Центрального сектора, откуда продвигался на север. Через 20–30 млн лет такое событие произошло на юге Южной Атлантики на расстоянии нескольких тысяч километров от Центрального сектора. Продвижение океана также шло в северном направлении. Северный сектор – самый поздний (65 млн лет). В настоящее время Атлантика – единый океан. Проблема в том, каковы особенности тектонического развития его отдельных секторов, поскольку каждый из них зародился в разных структурных областях Земли (Лавразия, Гондвана). Помимо того, они длительное время развивались обособленно (Центральный и Южный сектора, по крайней мере, 40 млн лет).

Чтобы подойти к освещению проблемы, необходимо охарактеризовать тектонику каждого из секторов. Цель данной публикации состоит в выявлении главных тектонических черт Южной Атлантики.

Задача, которую ставит перед собой автор, непростая, так как геологическая и геофизическая изученность этой огромной акватории, площадью ~30 млн км<sup>2</sup>, по сравнению, например, с Центральной Атлантикой, значительно отстает. Но все же это не «белое пятно» и основания для обобщения существующих данных имеются.

Предлагаемая работа – первое специальное исследование тектоники Южной Атлантики. В ней рассматриваются структуры как океанского ложа, так и континентальных окраин. В заключительном разделе обсуждаются некоторые вопросы общерегионального значения.

Автор закончил данную работу буквально одновременно с выходом в свет крупнейшего синтеза по тектонике континентов и океанов, написанного В.Е. Хаиным, в книге<sup>1</sup> которого имеется краткий раздел, посвященный Южной Атлантике. В целом он носит информационный характер, но одну содержащуюся в нем мысль хотелось бы особо подчеркнуть. В Тропической зоне Южной Атлантики между Африкой и Южной Америкой простирается крупный трансформный разлом Риу-Гранди. В.Е. Хаин

---

<sup>1</sup> Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.

выделил его из других разломов как весьма важную структуру, разделяющую данную акваторию на северную и южную части, различающиеся по времени раскрытия океана. Здесь произошло полное совпадение взглядов В.Е. Хаина и автора этих строк.

В предлагаемой мною работе разлом Риу-Гранди выделяется как демаркационный, т.е. разделяющий области океана, различающиеся строением, геологической историей и геодинамическими особенностями. Такое совпадение взглядов определенно свидетельствует о том, что обнаружена новая и важная черта в структуре дна Атлантического океана.

Работа выполнена при поддержке Минпромнауки РФ (Федеральная целевая программа «Мировой океан») и РФФИ (проект № 00-05-64235).

## СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ

Сведения о тектонике Срединно-Атлантического хребта в пределах Южной Атлантики до сих пор весьма неполные. В 80-х годах в ее северных широтах был проведен Анголо-Бразильский геотраверз, материалы которого и лежат в основе нашей характеристики данного района. Центральный район освещается по результатам зарубежных экспедиций того же периода. Южный район, расположенный к югу от демаркационного Агульяс-Фолклендского разлома, характеризуется по данным как отечественных, так и зарубежных исследований. Во всех трех описаниях были использованы такие фундаментальные обобщения, как Батиметрическая карта ГЕВКО [54] и Гравиметрическая карта Мирового океана [61]. Протяженность САХ от разлома Романш до тройного сочленения Буве около 6000 км. Это примерно такое же расстояние, как между окончаниями Африки и Южной Америки. Ширина хребта меняется. Если ориентироваться на изобату 4000 м, то в северной половине она ~1100 км, а в южной ~1500–2000 км. Г.Б. Удинцев пишет: «Южно-Атлантический хребет – это громадное горное сооружение, возвышающееся над ложем окружающих его котловин на 2500–3000 м. Гребень хребта лежит на глубинах от 2000 до 2500 м, но отдельные пики поднимаются над ним и до меньших глубин или образуют острова» [42, с. 146] (рис. 1). Хребет рассечен поперечными разломами, разбивающими его на сегменты. Во многих случаях сегменты различаются по структуре, особенностям магматизма и геофизическим характеристикам. Задача данного раздела охарактеризовать главным образом морфологические и собственно тектонические черты хребта. Рассматриваемые районы показаны на рис. 2.

### СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ

В основе освещения структуры северной части хребта лежат данные, содержащиеся в Геолого-геофизическом атласе Анголо-Бразильского геотраверза, охватывающего широтную полосу между 8–17° ю.ш. [41] (за исключением экономзон Бразилии и Анголы). Карты Атласа отображают пространство от трансформного разлома Вознесения на севере до района разлома Св. Елены на юге (рис. 3). Между ними выделяются следующие крупные разломные структуры: Боде Верде, Кардно, Тетяева, Св. Елены, Хотспер (его короткий западный отрезок). Все они имеют В–СВ простирание.

Морфоструктурные особенности САХ из-за сложности строения переходных зон между хребтом и прилегающими Бразильской и Ангольской впадинами, не дают ясного представления о ширине срединного хребта. Но о ней можно судить по карте аномалий силы тяжести Буве, где четко выделяется полоса минимумов силы тяжести, которая и фиксирует хребет. Ширина САХ по этим данным ~1400 км. Но если все же обратиться к батиметрии и принять в качестве ограничивающего контура изобату 4000 м, то ширина его окажется меньшей, составляя ~1100 км. Сводовая часть хребта на различных картах ярко выступает до глубин 3000 м. Сегменты, разде-



Рис. 1. Рельеф дна Атлантического океана в Анголо-Бразильском пересечении [41]

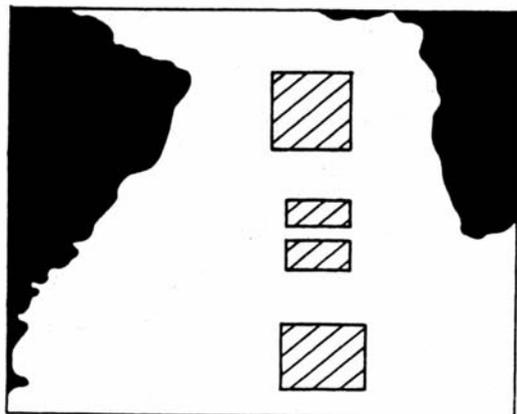
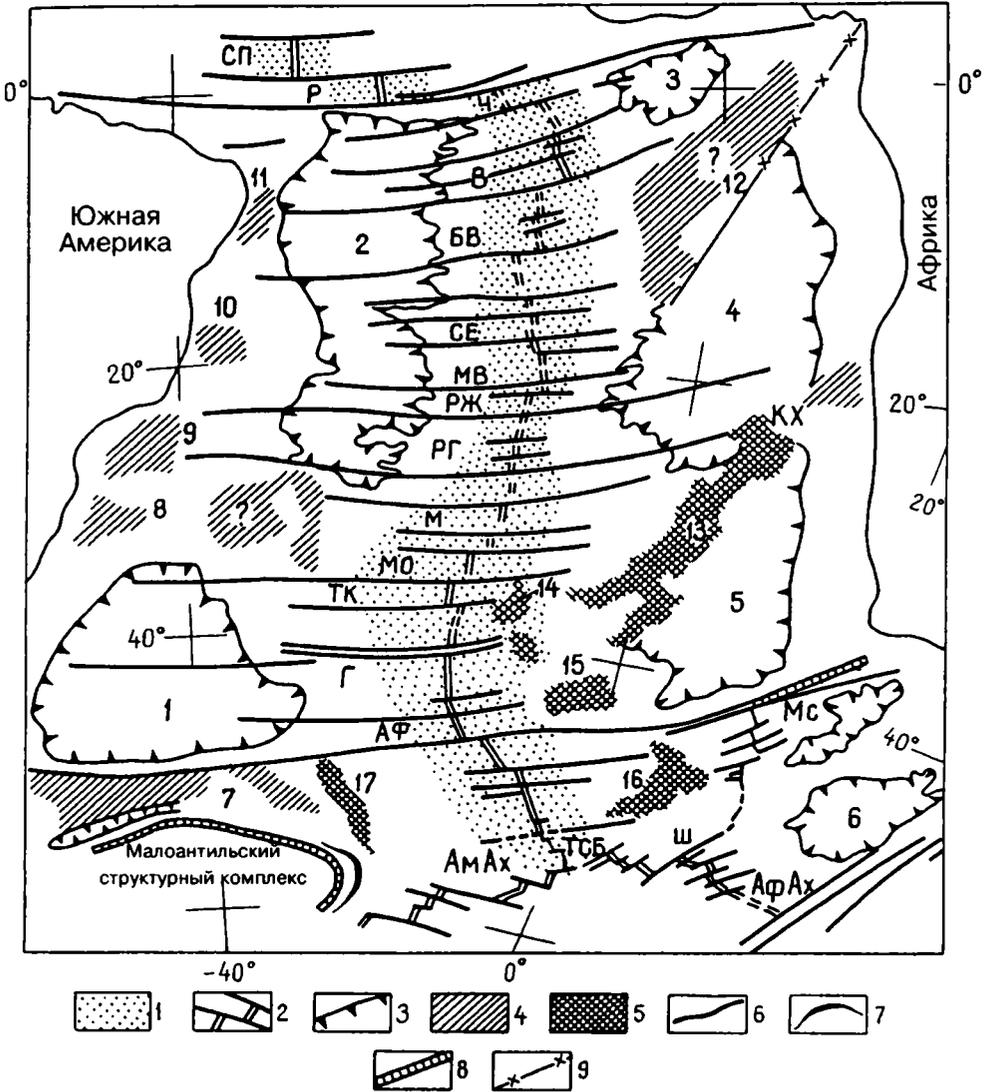


Рис. 2. Южная Атлантика. Заштрихованы районы Срединно-Атлантического хребта, рассматриваемые в тексте



**Рис. 3. Тектоническая схема Южной Атлантики**

1 - Срединно-Атлантический хребет (САХ); 2 - рифтовая зона САХ; 3 - наиболее глубокие части океанических впадин (5000 м, местами более); 4 - выступы и отторженцы континентальной коры; 5 - вулканотектонические поднятия; 6 - разломы; 7 - глубоководный желоб; 8 - линейные поднятия различной природы; 9 - Камерунская вулканическая линия

Цифры на схеме: впадины (1-6): 1 - Аргентинская, 2 - Бразильская, 3 - Гвинейская, 4 - Ангольская, 5 - Капская, 6 - Агульяс; выступы и фрагменты континентальной коры (7-12): 7 - Фолклендский, 8 - Безымянный, 9 - Сан-Паулу, 10 - Аброльос, 11 - Ресифи, 12 - Гвинейский; вулканотектонические поднятия (13-17): 13 - Китовый хребет, 14 - Тристан-да-Кунья, 15 - Дискавери, 16 - Метеор, 17 - Ислас Оркадас. Буквы на схеме: разломы (с севера на юг): СП - Сан-Паулу, Р - Романш, Ч - Чейн, В - Вознесения, БВ - Боде Верде, СЕ - Св. Елены, МВ - Мартин Вас, РЖ - Рио-де-Жанейро, РГ - Риу-Гранди, М - Мури, МО - Монтевидео, ТК - Тристан-да-Кунья, Г - Гоф, АФ - Агульяс-Фолклендский, Ш - Шака

ТСБ - тройное сочленение Буве. МС - малая спрединговая система Метеор. Хребты: КХ - Китовый, АмАх - Америко-Антарктический, АфАх - Африкано-Антарктический

ленные поперечными разломами, имеют разную ширину. Так, ширина сегмента между разломом Вознесения и Боде Верде – 440 км, между последним и Кардно – 180 км, между Кардно и Тетяева – 200 км.

Рифтовая зона САХ представлена прерывистыми отрезками с общим смещением по трансформному разлому Боде Верде на ~200 км, а по разломам Кардно и Тетяева на ~100 км. В межразломных пространствах рифтовая зона местами также смещается, но на небольшие расстояния.

Карта структуры высокочастотного рельефа дна выявляет многочисленные небольшие нарушения на дне разломной природы, разбивающие его структуру на мелкие блоки. Они показаны на рис. 4. В подавляющей массе эти нарушения соответствуют гребням и впадинам в рельефе дна.

Большая роль разломов разных порядков в структуре срединного хребта отмечена также в работе [39], в которой приводится схема строения САХ между разломными зонами Боде Верде и Кардно (рис. 5). Разломы не только присущи трансформным нарушениям, но и ограничивают осевой рифт. Что касается малых разрывов, то они присутствуют на всем рассматриваемом пространстве геотраверза. Если трансформные разломы ориентированы в В–СВ направлении, то небольшие разломы имеют разнообразную ориентировку, являясь преимущественно косыми (диагональными) по отношению к простиранию рифтовой зоны хребта.

В пределах срединного хребта возвышается большое число подводных гор разной высоты. Они отображены на рис. 1, охватывающем Бразильскую впадину, Срединно-Атлантический хребет и Ангольскую впадину вплоть до ее центральной части. Рисунок отражает асимметрию в рельефе западной и восточной частей океана. На западном склоне Бразильской впадины видны три вулканических хребта: Пернамбуку, южнее – Стокс и еще южнее Грель. Хребты простираются на СЗ и примыкают к Южно-Американскому континенту. Вулканические хребты имеются и по другую сторону САХ, но здесь они простираются на СВ и имеют иную тектоническую позицию, отделяя срединный хребет от абиссальной равнины Ангольской впадины. Выделяется, по крайней мере, два хребта: один от горы Кутузова до горы – Кардно и другой, несущий горы Бонапарта, Дампир, Фалеева.

Асимметрия видна не только в поверхностной, но и в глубинной структуре, что обосновывается геофизическими данными (гравитационные поля в изостатической редукции на флангах САХ, характер аномального магнитного поля) [41].

В более ранних публикациях по Анголо-Бразильскому геотраверсу имеется специальная работа, посвященная асимметрии тектоносферы Срединно-Атлантического хребта в пределах геотраверза [13]. В ней обсуждаются причины асимметрии, одна из которых – смещение линзы разуплотненной мантии на запад от срединной оси, что фиксируется сейсмической томографией.

## **ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ**

Основательные морфоструктурные исследования гребневой зоны САХ проводились в районе 25–27°30' ю.ш. [56]. В итоге была опубликована детальная батиметрическая карта в масштабе 1:250 000 для отрезка хребта 227 км, с сечением изобат через 25 м.

В районе 25°40' в направлении на В–СВ простирается крупнейший трансформный разлом Риу-Гранди с правосторонним смещением оси сре-



**Рис. 4.** Ортогональные и косые разрывные нарушения в пределах Срединно-Атлантического хребта между 8° и 15° ю.ш. Фрагмент карты структуры высокочастотного рельефа дна в полосе Анголо-Бразильского геотраверза [41].

1 – зоны трансформных разломов; 2 – осевой рифт САХ; 3 – районы, лишенные осадков; 4 – разрывные нарушения третьего порядка

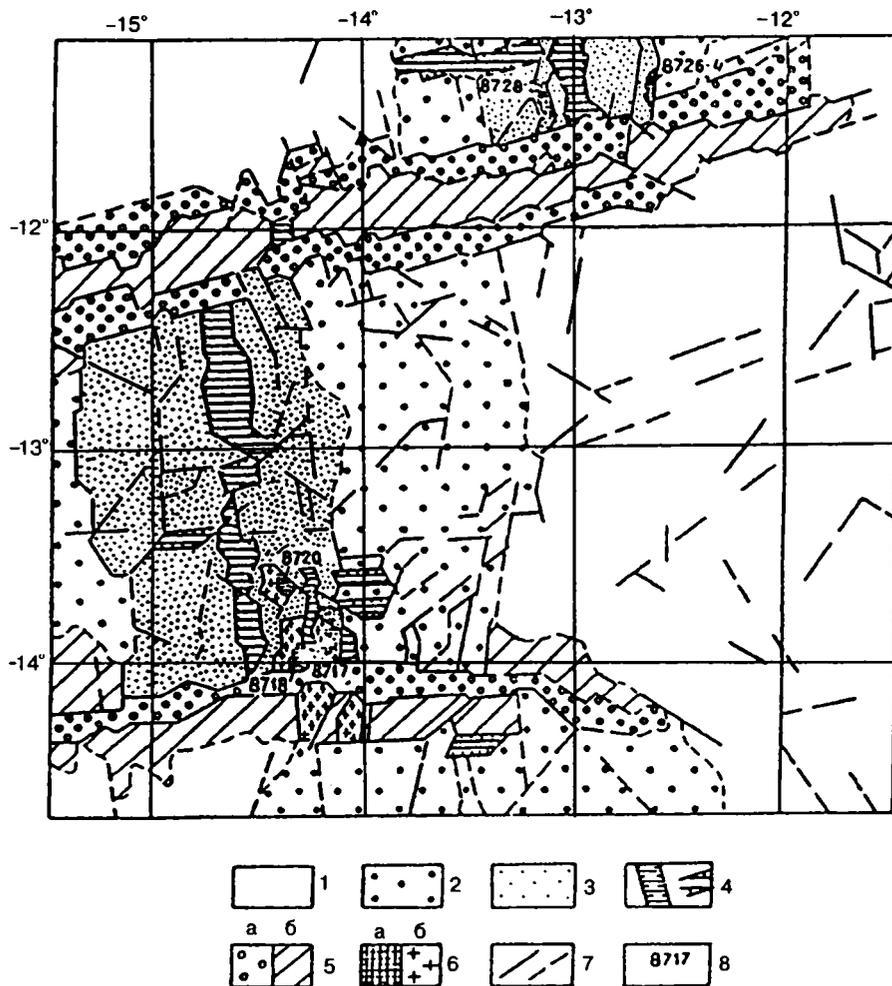
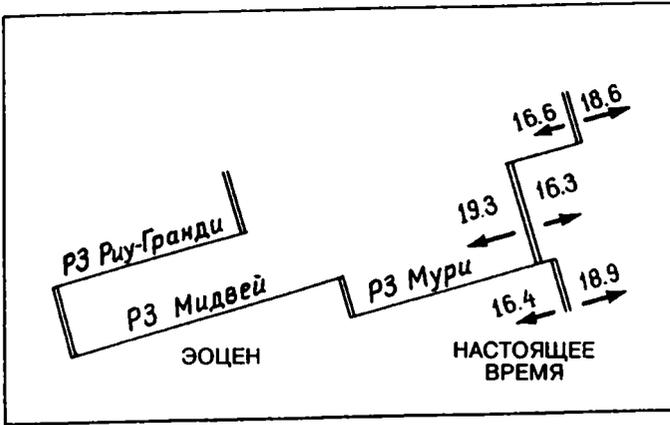


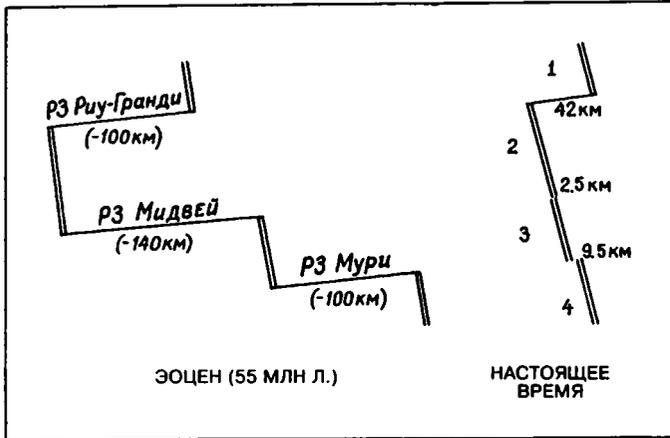
Рис. 5. Морфоструктурная схема Срединно-Атлантического хребта в пределах Анголо-Бразильского геотраверса [39]

1-4 - Срединно-Атлантический хребет: 1 - фланговые плато, 2 - сводовая часть, 3 - гребневая зона, 4 - осевой рифт и отдельные рифтогенные впадины; 5 - зоны трансформных разломов: а - разломные трюги, б - сопредельные поднятия; 6 - выходы метаморфизованных пород гипербазит-базитового состава: а - установленные, б - предполагаемые; 7 - разломы; 8 - станции драгирования

динного хребта на 42 км. К югу от него выделяются еще два нарушения той же ориентировки, одно из которых, называемое Мидвей, приурочено к району 26°12' ю.ш., а другое - Мури - к 26°30' ю.ш. Протяженность этих нарушений невелика, а смещение осевого рифта САХ по первому из них не более 2,5 км, а по второму - левостороннее смещение на 9,5 км. Таким образом, срединный хребет здесь распадается на четыре сегмента. Ширина сегментов следующая: самый северный сегмент - 82 км; Риу-Гранди - Мидвей - 55-60 км; Мидвей - Мури - 30-35 км; Мури - нарушение 27°15' - 83 км.



**Рис. 6.** Скорости спрединга в сегментах САХ, мм/год [47]  
РЗ – разломные зоны (здесь и далее)



**Рис. 7.** Изменение амплитуды смещения осевого рифта САХ с эоцена (55 млн лет) по настоящее время [56]  
Цифрами обозначены сегменты. Различие в размерах смещения связывается с асимметрией спрединга между сегментами

Морфология гребневой зоны на описываемом отрезке САХ варьирует как в пределах отдельных сегментов, так и отрезка в целом. Местами она упрощается, в других районах усложняется. Такие вариации, по представлению авторов, объясняются вариациями термомеханических свойств мантии и коры, вызванными изменениями в магматическом бюджете.

Рифтовая долина в пределах отрезка обычно хорошо развита. Местами ее ширина составляет 20–25 км, а глубина 1–1,5 км. Строение рифта – типичное для медленноспрединговых хребтов. Скорость спрединга составляет около 35 мм/год, но с вариациями по длине хребта (рис. 6). Интересны данные (магнитные и батиметрические) об изменении размеров смещения осевого рифта по поперечным разломным нарушениям во времени (рис. 7). На рисунке видно, что некоторые ныне существующие нетрансформные нарушения 55 млн лет назад были трансформными. Так, межрифтовый отрезок нетрансформного разлома Мидвей составлял в начале эоценового времени 140 км и, соответственно, являлся трансформным. Смещение по разлому Риу-Гранди было значительно большим, чем сейчас, ~100 км; столько же – и по нетрансформному нарушению Мури, составляющее в настоящее время всего 9,5 км.

В работе [65] содержатся данные о строении САХ между 31–35° ю.ш.

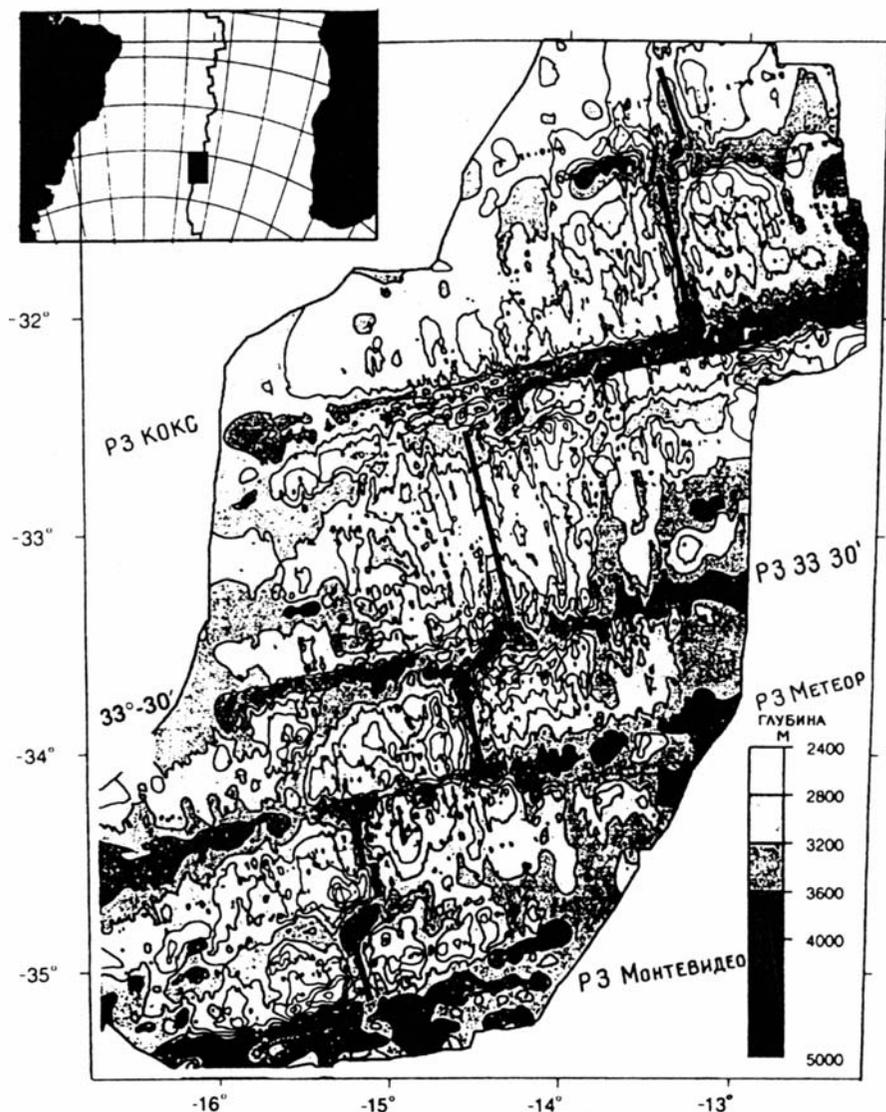


Рис. 8. Батиметрическая карта свода Срединно-Атлантического хребта в интервале 31–35,5° ю.ш. [65].

На врезке – местоположение района. Черная жирная линия – осевая линия хребта (рис. 8). С севера на юг здесь выделяются пять поперечных разломных зон: разлом 31', далее – более крупные разломные структуры: Кокс, разлом 33°30', Метеор, Монтевидео. Их простираение В–СВ. Рассматривается сводовая часть хребта длиной 500 км, а шириной 300 км. Сегмент, заключенный между разломом 31' и Кокс, имеет ширину 90 км. Это наименее глубоководный сегмент по сравнению с более южными; глубина здесь около 3000 м. Рельеф дна в данном сегменте менее расчлененный, чем южнее. Сегмент, ограниченный разломами Кокс и 33°30', лежит на

бóльших глубинах (3200–3600 м); его рельеф расчленен заметно интенсивнее. Ширина сегмента 110 км. Следующий сегмент между разломными зонами 33°30' и Метеор, имеет наименьшую ширину – 55 км, но глубины здесь увеличиваются. Рельеф дна становится также более расчлененным. Сходным характером глубин и расчлененности рельефа обладает и самый южный сегмент, лежащий между разломными зонами Метеор и Монтевидео. Его ширина 100 км.

Таким образом, сегменты обладают некоторыми индивидуальными морфоструктурными чертами. Отчетливо выявляется существенное различие в морфоструктуре северных и южных сегментов, разделяемых разломной зоной 33°30'. Южная группа лежит на бóльших глубинах и отличается большей расчлененностью.

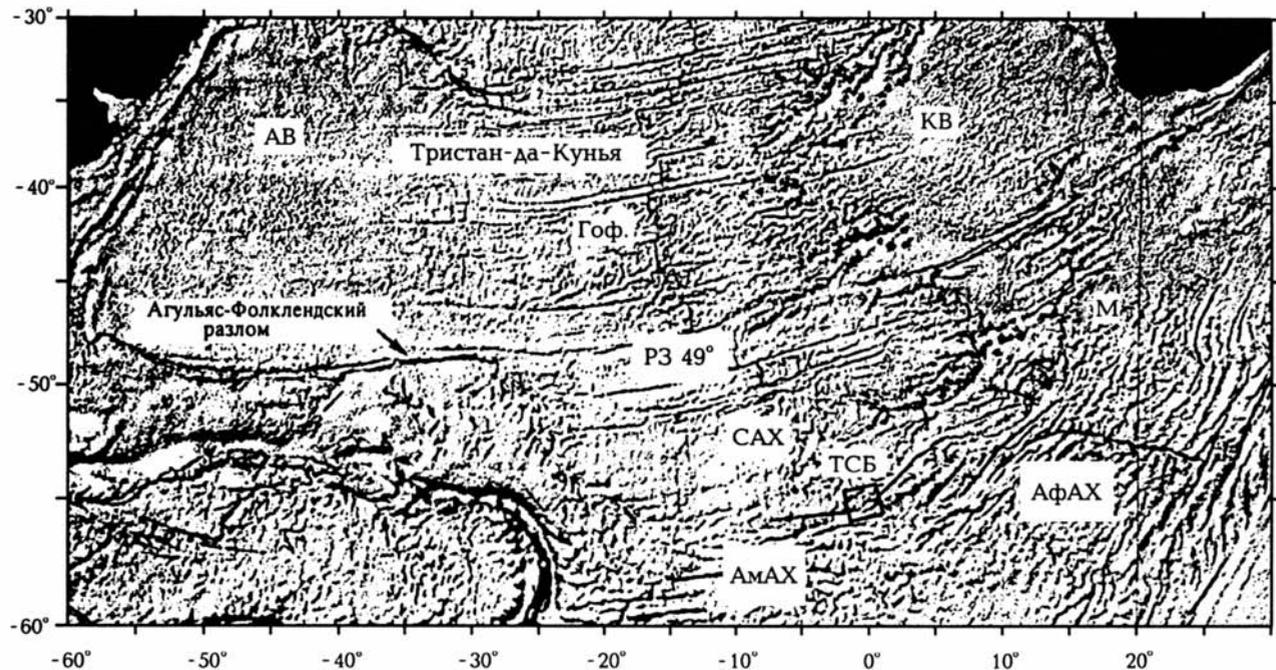
Осевая линия САХ смещается по разломам на разное расстояние [51]: разлом 31°–15 км, Кокс – 92 км (наибольшее смещение), 33°30'–30 км, Метеор – 69 км, Монтевидео – лишь несколько километров. Только в сегменте Метеор–Монтевидео осевая линия имеет прерывистый характер с изломами небольшой амплитуды. Все смещения правосторонние. Интересно отметить, что намагниченность пород находится в обратном соотношении с осевой глубиной. В то же время, фиксируется положительная корреляция между магнитными свойствами пород и содержанием FeO в базальтах осевой зоны.

Обобщая данные в строении САХ между 8° и 35° ю.ш., можно констатировать, что сегменты хребта по тектоно-геодинамическим особенностям различны. С этим коррелируют вариации в скоростях спрединга. Обычно в литературе приводится усредненная скорость для большого числа сегментов, переносимая при этом на длительный отрезок геологического времени, вследствие чего историко-геодинамические особенности сегментов затушевываются [51]. Все же приведем обобщенные значения скорости спрединга в Южной Атлантике в настоящее время – она составляет 34–38 мм/год. Неодинаковость скоростей спрединга в сегментах отражается в тектонических деформациях.

Если сопоставлять морфологию срединного хребта Центральной и Южной Атлантики, то видны существенные различия между ними. Например, в Южной Атлантике рифтовая долина САХ становится менее глубокой и более узкой. Местами (33° и 26° ю.ш.) долина исчезает, сменяясь осевым гребнем [51].

## **ЮЖНАЯ ЧАСТЬ**

Южная часть САХ соответствует наиболее широкой области Атлантического океана. Ширина хребта здесь также наибольшая, до 2000 км. Но к югу от Агульяс-Фолклендской разломной зоны хребет сужается и в районе о-ва Буве оканчивается. Длина этого отрезка составляет 800 км (рис. 9). Поперечными разломами, имеющими В–СВ простирание, данный отрезок разбивается на четыре сегмента. Северный сегмент заключен между Агульяс-Фолклендской разломной зоной и трансформным разломом 49° ю.ш. Последний прослеживается по простиранию на 3000 км. Смещение рифтовой долины по нему – 150 км. Ширина сегмента состав-



**Рис. 9.** Структурные черты юга Атлантического океана, по [5] с дополнениями  
 САХ – Срединно-Атлантический хребет; АмАХ – Американско-Антарктический хребет; АфАХ – Африканско-Антарктический хребет. Глубоководные впадины: АВ – Аргентинская, KB – Капская. ТСБ – тройное сочленение Буе. М – малая срединговая система Метеор

ляет 220 км. В его северной половине гребневая зона имеет ширину ~200 км, в южной – вдвое меньше. Далее на юг гребень резко суживается, не превышая нескольких десятков километров.

Разлом, расположенный южнее и ограничивающий следующий сегмент, протягивается на 2000 км. Смещение рифта по нему 100 км. В его структуре прослеживаются два трога, разделенных медианным поднятием. Ширина сегмента 200 км.

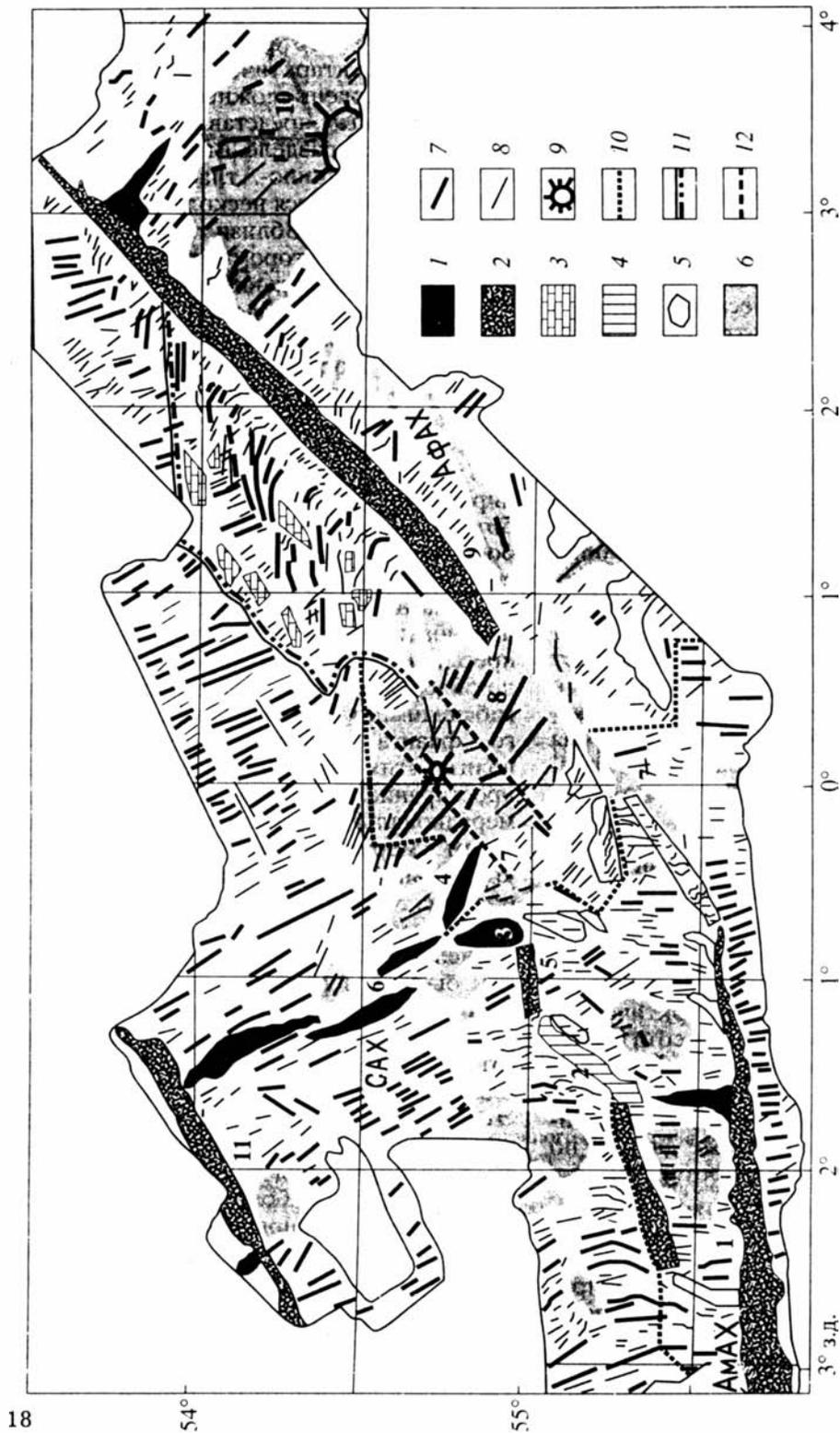
Следующий на юг разлом односторонний, он развит только западнее рифтовой зоны; протяженность его – 500 км. Ширина сегмента здесь 80 км. Далее на юг на расстоянии 400 км существенных разломов нет. Сегмент отделяется на юге трансформным разломом длиной 2500 км, за которым вплоть до района тройного сочленения Буве следует сравнительно небольшая полоса горного рельефа. Скорость спрединга в южной части океана – 35 мм/год.

В районе 55° ю.ш. происходит разрушение Срединно-Атлантического хребта, вызванное встречной проградацией в его гребневую часть двух молодых спрединговых хребтов: Африкано-Антарктического с востока и Американо-Антарктического с запада. В конце 90-х годов это тройное сочленение основательно изучалось российско-итальянскими экспедициями, и по нему имеется большая литература [23, 38 и др.]. Размеры занимаемого им района ~200x200 км (рис. 10). Самая основная структурная черта сочленения – та, что оно представлено сложным комплексом тектонических нарушений, отражающих напряженную коллизионную геодинамическую ситуацию в данном районе Мирового океана. Сравнительно-тектонический анализ тройного сочленения Буве с другими океанскими тектоническими узлами позволил заключить, что это уникальное структурное образование [32]. Обычное наименование его как «точки тройного сочленения» неверно, что и видно с большой отчетливостью на приведенном рисунке.

\*\*\*

Приведенный выше и другой картографический материал позволяют высказать следующие обобщающие соображения. Срединный хребет по простиранию претерпевает морфоструктурные изменения. Его отрезок от разломной зоны Романш до района Южного тропика имеет ширину порядка 1100–1400 км. В районе тропика фиксируется резкое сужение хребта, но далее на юг на сравнительно небольшом расстоянии ширина хребта становится примерно такой же, как на севере. Резкое увеличение ширины САХ происходит в районе разлома Риу-Гранди. Прогрессивно увеличиваясь дальше на юг, она в широтах 40–45° ю.ш. достигает 2000 км. Это коррелирует с наибольшей шириной Атлантического океана в данной области. Объяснение этому достаточно простое. На юге Атлантики раскрытие океана началось значительно раньше (на десятки миллионов лет), чем в северных районах и, соответственно, амплитуда раздвига оказалась здесь много больше.

Значительное расширение хребта в районе разлома Риу-Гранди свидетельствует о том, что процесс раскрытия Южной Атлантики протекал



**Рис. 10.** Структурная схема района тройного сочленения Буве и сопредельных участков океанского дна [38]

САХ – Срединно-Атлантический хребет; АмАХ – Американско-Антарктический хребет; АфАХ – Африкано-Антарктический хребет

1, 2 – долины: 1 – рифтовые, 2 – трансформных разломов; 3 – грабенообразные структуры; 4 – Граничный прогиб; 5 – депрессии; 6 – тектоно-вулканические поднятия; 7 – оси отчетливо выраженных хребтов; 8 – оси мелких хребтиков, простирающиеся между прогибов и уступов; 9 – крупные вулканические постройки; 10 – границы между структурами двух различных срединных хребтов – Африкано-Антарктического на востоке и Американско-Антарктического на западе; 11 – северная граница восточной зоны дислокаций; 12 – зоны поперечных нарушений на поднятии Шписс. Цифрами обозначены: 1 – разлом Конрада, 2 – Граничный прогиб, 3 – Западный и 4 – Восточный трюги, 5 – предполагаемый трансформный разлом пост-Конрад, 6 – осевая часть Срединно-Атлантического хребта, 7 – участки (два) реликтовых структур Срединно-Атлантического хребта, 8 – кальдера вулкана Шписс, 9 – разлом Буве, 10 – вулкан Буве, 11 – разлом 54°10' ю.ш.

неравномерно. Резкие изменения такого рода, но выраженные более мощно, известны и в других океанах: в Индийском океане они связаны с разломом Амстердам, в Тихом – с разломом Элтанин. Вероятно, разлом Риу-Гранди относится к этой же категории, т.е. представляет собой демаркационную разломную структуру [28], разделяющую разные по строению и геологической истории области океана.

Далее обратим внимание на меридиональное простираение большей части САХ, заключенного в пространстве 0° и 30° з.д. В то же время, пересекающие его поперечные разломы, будучи перпендикулярными отрезкам рифтовой зоны, ориентированы на В-СВ. Угол не столь велик (несколько градусов), но, тем не менее, разломы должны быть квалифицированы как «косые» (*oblique faults*) [35]. Поскольку такое явление проявлено на большой площади, вызвавший его геодинамический фактор должен быть весьма мощным. Можно предполагать, что срединный хребет как океанское горное сооружение наложился на срединную систему в эпоху альпийского тектогенеза или даже на неотектоническом этапе развития Земли. Меридиональную ориентировку хребта могло вызвать сжатие, вызванное некоторым встречным движением Южной Америки и Африки. В итоге в макрорельефе образовался волнообразный профиль, в средней части которого находится поднятие, а по бокам – глубокие впадины.

По простираению срединного хребта наблюдается изменение его морфологии и тектоники. Это относится ко всем трем охарактеризованным отрезкам: северному, центральному и южному. Обычно такие изменения фиксируются между сегментами хребта, разделенными разломами. Это относится как к значительным сегментам (сотни километров), так и к малым. Меняются строение рифтовых зон, в частности, рифтовых долин; степень расчлененности и контрастность рельефа; характер распределения структур в пространстве. При детальном морфоструктурном анализе в пределах хребта выявляется исключительно большое количество сравнительно мелких разрывных нарушений, отраженных в рельефе хребтами и впадинами. Они имеют разную ориентировку, обычно образуя разноориентированные системы, в том числе диагональные по отношению к поперечным разломным зонам. В конечном счете, в достаточно мелком плане возникает сложная фрактальная структура.

В целом, морфологические и тектонические данные свидетельствуют о проявлении в пределах срединного хребта локальных и региональных геодинамических эффектов, которые могут быть вызваны разными причинами: вариациями в силовых полях и полях напряжений из-за неустойчивого состояния глубинных геосфер, пертурбациями в магматическом режиме, воздействием факторов планетарного характера. Подчеркнем, что все сказанное приложимо и к явлению сегментации срединного хребта, разбитого на отрезки (сегменты) разных порядков, дискретно расположенных в генеральной структуре и различных по тектоно-магматической и сейсмической активности.

Уникальный район в океанской тектонике и геодинамике представляет южное окончание Срединно-Атлантического хребта, где он разрушается встречно проградирующими Африкано-Антарктическим и Американо-Антарктическим спрединговыми хребтами. Вообще, южная часть океана, заключенная между демаркационным Агульяс-Фолклендским разломом и тройным сочленением Буве, обладает большой тектонической спецификой. В этой области происходит непосредственная связь атлантических структур с тихоокеанскими, с одной стороны, и индоокеанскими, с другой. Здесь существуют весьма крупные континентальные отторженцы (Фолклендское плато – банка Мориса Юинга). Структура дна к востоку от вулканического поднятия Метеор осложняется малой спрединговой системой [31] – редкое явление в Атлантике.

Магматизм в этой южной части океана также специфичен. В первую очередь это относится к обширному району окончания Срединно-Атлантического хребта. Главной причиной специфики здесь является влияние мощного глубинного тепломассопотока – плюма Буве.

Встречное продвижение спрединговых хребтов, в комбинации с атлантическими тектоно-геодинамическими процессами, создает очень сложное распределение полей напряжения в земной коре данной области, а отсюда – и сложнейший рисунок структуры океанского дна. Геодинамику района в целом следует расценивать как предтечу крупной перестройки тектонического плана в данном секторе Мирового океана.

## СТРОЕНИЕ ГЛУБОКОВОДНЫХ ВПАДИН <sup>2</sup>

В Южной Атлантике имеется шесть глубоководных впадин: Аргентинская и Бразильская – на западе, Гвинейская, Ангольская, Капская и Агульяс – на востоке. Ниже будут описаны четыре из них, наиболее значительные. В описаниях учтены данные, полученные как зарубежными, так и отечественными экспедициями. Особый раздел посвящен данным глубоководного бурения по проекту DSDP.

### АРГЕНТИНСКАЯ ВПАДИНА

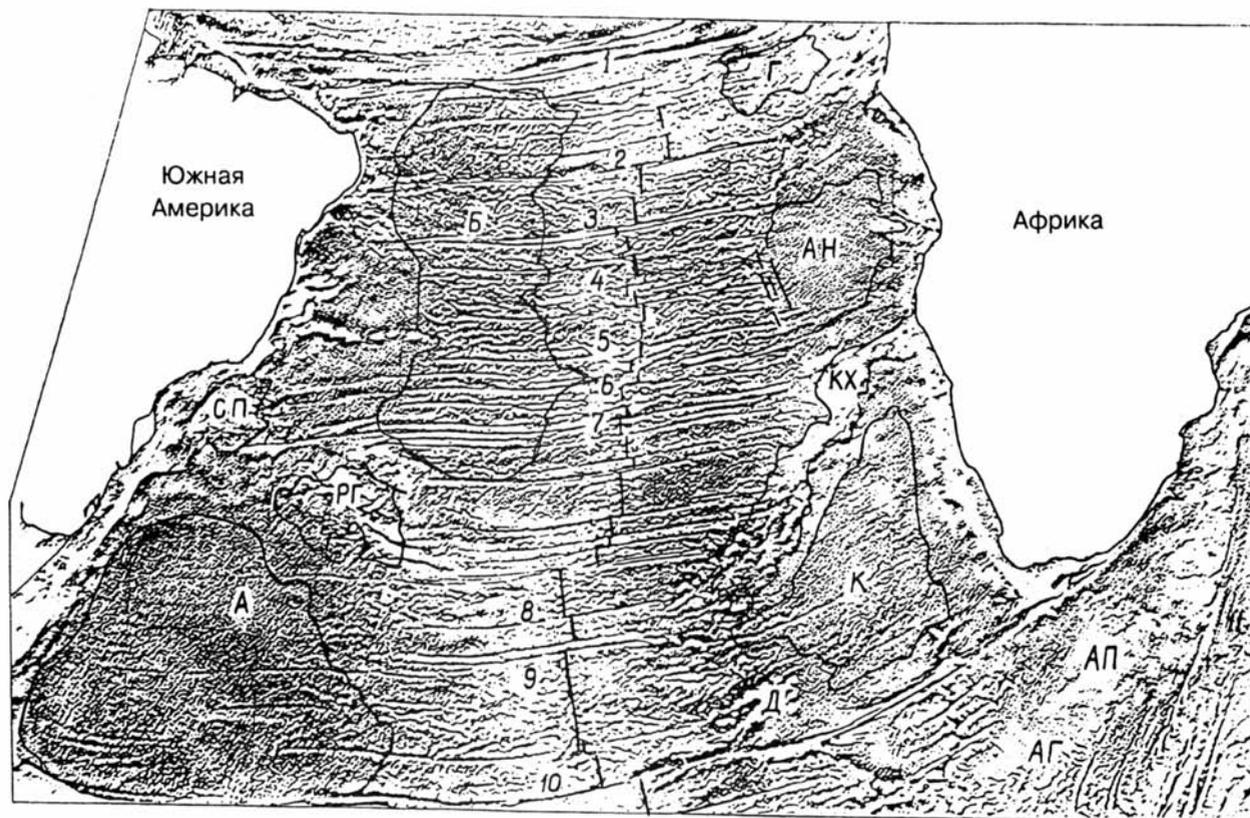
Рассматриваемая впадина по занимаемой площади – одна из наиболее крупных в Южной Атлантике (рис. 11). На западе ее ограничивает континентальный склон Южной Америки. Восточным ограничением является склон Срединно-Атлантического хребта. С севера впадина обрамляется континентальным выступом Сан-Паулу и поднятием Риу-Гранди, имеющим, возможно, также континентальную природу (см. ниже). На юге границей впадины служит Агульяс-Фолклендский демаркационный разлом, к которому с юга примыкает Фолклендский блок континентальной коры, оборванный крупнейшим сбросом с опусканием дна до глубин 6200 м. Контур впадины проводится по изобате 4500 м. В широтном направлении впадина простирается на 2250 км; в меридиональном – на 1500 км. Наибольшие глубины располагаются в боковых частях впадины; центральная часть в ней несколько возвышена.

Данные спутниковой альтиметрии и гравиметрии в строении дна выявляют разломы субширотного простирания. В основном они вписываются в систему поперечных разломов, пересекающих Срединно-Атлантический хребет. Через всю впадину четко прослеживается, однако, лишь один разлом, расположенный кулисно к разломной системе Гоф. Существенная морфоструктурная особенность состоит в прерывистости в расположении многих разломов в районах поднятий дна впадины. На западе впадины выделяется автономная разломная группа, примыкающая к континентальной окраине. Характер проявления разломной тектоники дна, сосредоточение ее в основном за пределами возвышений, а также общая тектоническая ситуация данной акватории позволяют предположить распространение в основании впадины отдельных погребенных континентальных блоков.

Достаточно детальные исследования методом ГСЗ выполнены в западной части впадины вдоль профиля ЮЗ-СВ простирания, на котором расположено 10 станций ГСЗ (рис. 12).

Северо-восточный участок профиля (станции 15–19 и 37; нумерация станций здесь и далее дана по базе данных ГСЗ для Южной Атлантики) характеризуется сравнительно простым строением земной коры, в составе которой выделяются: осадочный слой (скорость продольных сейсмических волн 1,7–2,0 км/с), второй слой (4,5–5,0 км/с) и третий слой (6,4–6,6 км/с). Мощность осадочного слоя варьирует от 0,4 до 1,4 км, увеличиваясь в ЮЗ направлении. Мощность второго слоя коры равна

<sup>2</sup> Раздел написан совместно с Ю.П.Непрочновым.



**Рис. 11.** Тектоническое положение глубоководных впадин Южной Атлантики. Структурный фон по [62]

Абиссальные впадины (наиболее глубоководные части): А - Аргентинская, Б - Бразильская, Г - Гвинейская, АН - Ангольская, К - Капская, АГ - Агульяс; Срединно-Атлантический хребет: поднятия дна разной природы: РГ - Риу-Гранди, СП - Сан-Паулу, КХ - Китовый хребет, Д - Дискавери, АП - плато Агульяс. Цифрами обозначены разломы: 1 - Романш, 2 - Вознесения, 3 - Бодэ Верде, 4 - Св. Елены, 5 - Мартин Вас, 6 - Рио-де-Жанейро, 7 - Риу-Гранди, 8 - Тристан-да-Кунья, 9 - Гоф, 10 - Агульяс-Фолклендский, 11 - зона Принс-Эдвард - тектонический раздел Атлантического и Индийского океанов

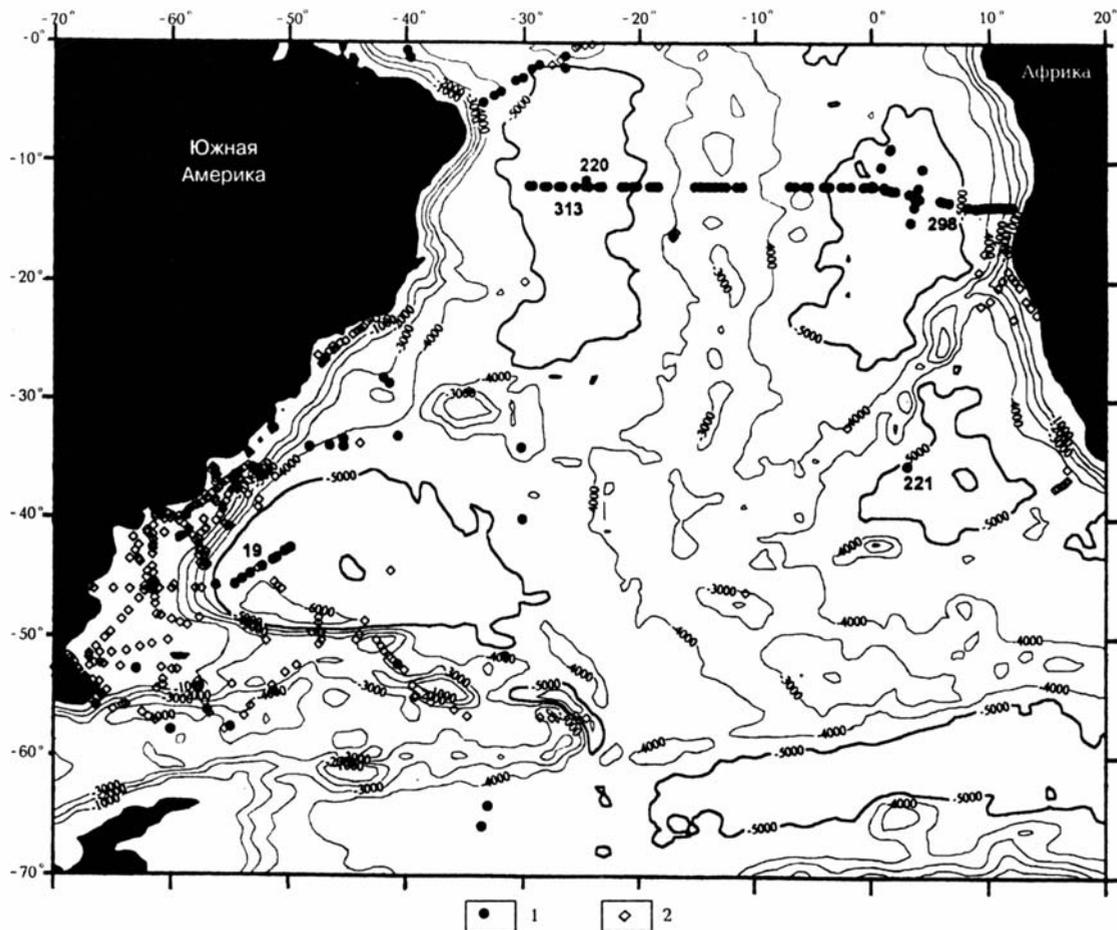


Рис. 12. Расположение станций (профилей) ГСЗ в Южной Атлантике

1 - пункты с данными до раздела Мохо, 2 - то же, без информации о Мохо. Изобаты проведены через 1000 м

0,5–1,5 км, а третьего слоя – 3–4 км. Поверхность Мохо со скоростью сейсмических волн около 8 км/с расположена на глубинах от 5 до 7 км ниже поверхности дна океана.

Юго-западный участок профиля (станции 20–22) имеет строение земной коры, сходное со строением северо-восточного участка, и только на станции 23, наиболее близкой к подножию континентального склона, обнаружена существенно повышенная мощность второго слоя (около 3,5 км) и, соответственно, более глубокое залегание поверхности Мохо (около 9 км ниже дна океана). Обращает на себя внимание также повышенное значение сейсмической скорости в третьем слое коры (7,0 км/с) по сравнению с другими участками профиля.

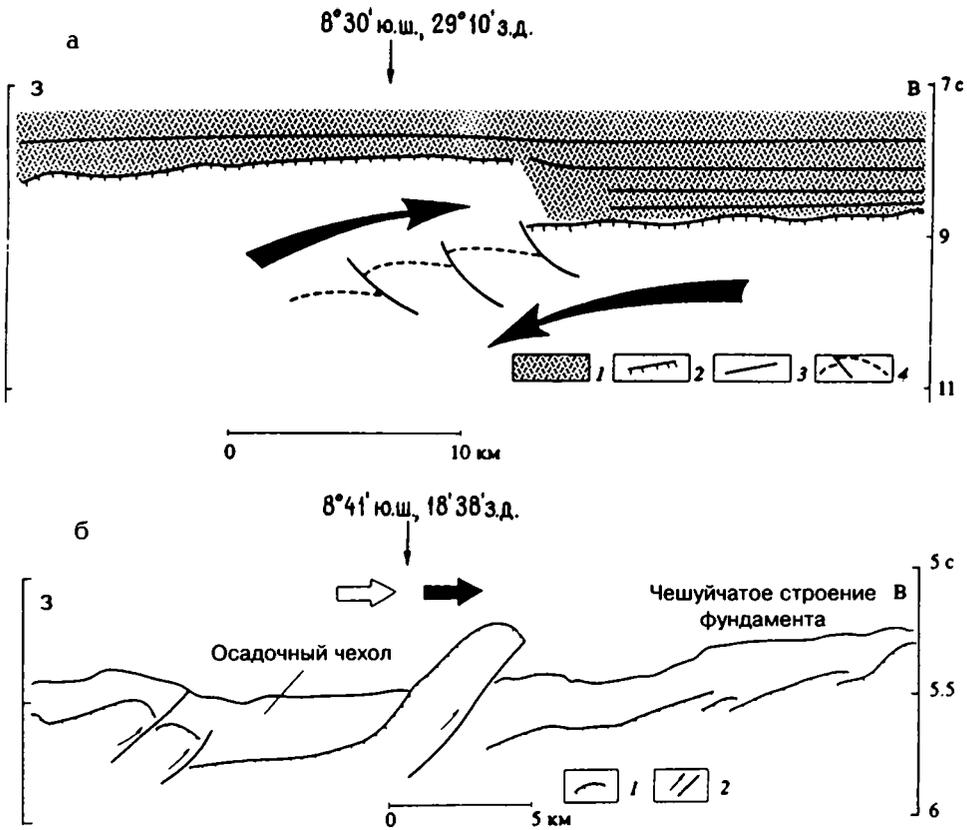
## **БРАЗИЛЬСКАЯ ВПАДИНА**

Описываемая впадина простирается в меридиональном направлении между континентальной окраиной Южной Америки и склоном Срединно-Атлантического хребта. С юга ее ограничивают упоминавшиеся выше поднятия Сан-Паулу и Риу-Гранди. На севере впадина оканчивается в экваториальной зоне южнее разлома Романш. Протяженность впадины – 2500 км; ширина – вдвое меньше. Наибольшие глубины на севере достигают 6000 м. В средней части западной половины морфоструктура осложнена поперечным поднятием дна (банка Аброльос и прилегающая к ней с востока возвышенность дна), в южной части которого вдоль 20° ю.ш. простирается цепь вулканических подводных гор и островов (Тринидад, Мартин Вас и др.). Эта горная цепь лежит на простирании крупного трансформного разлома Мартин Вас, с проградацией которого и следует связывать ее образование. О такой возможности свидетельствует геология хорошо изученного острова Тринидад [43]. Остров сложен молодыми ( $N_2$ – $Q$ ) вулканокластическими и лавовыми образованиями, наиболее древний возраст которых датируется 2,5–3,5 млн лет. На континенте цепь не прослеживается. Все это и дает основание рассматривать данную цепь как новообразование, развившееся в пределах континентальной окраины. Соответственно, природа фундамента поднятия, о котором идет речь, должна рассматриваться как континентальная.

Как видно на гравиметрических картах [61, 62], дно Бразильской впадины расчленено множеством разломных структур. Ее пересекают такие крупные разломы Южной Атлантики, как (с севера на юг) Вознесения, Боде Верде, Мартин Вас, Рио-де-Жанейро, Риу-Гранди. Однако некоторые поперечные разломы не достигают глубоководной части впадины (Кардно, Тетяева и др.) [50]. Упомянувшееся выше поднятие в западной части впадины служит преградой проникновения разломов, что дополнительно аргументирует его континентальную основу.

В целом, можно видеть существенную тектоно-геодинамическую разницу в ситуации Бразильской и Аргентинской впадин.

Экспедицией 31-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» в 1984 г. в северной части Бразильской впадины к югу от разлома Вознесения на одном из участков в рельефе дна были выявлены относительно невысокие (300–800 м) и не очень протяженные (от 10–20 до 50 км) гряды, которые, по



**Рис. 13.** Интерпретации фрагментов сейсмических профилей на западе и востоке Бразильской впадины, иллюстрирующие взбросовые, надвиговые и чешуйчатые структуры в океанической коре [27]

а - на западе впадины. Профиль МОВ ОГТ. Отображен постседиментационный надвиг. 1 - осадочный чехол; 2 - поверхность океанического фундамента; 3 - наиболее выразительные отражающие горизонты в осадочном чехле; 4 - вероятная интерпретация блокового строения поднадвигового крыла. Вертикальная шкала - двойное время прохождения сигнала в секундах

б - на востоке впадины. Профиль НСП. 1 - поверхность океанического фундамента; 2 - направление смещения взбросо-надвиговых блоков вдоль разрывных нарушений. Горизонтальные стрелки: светлая - направление сжатия, черная - направление омоложения океанического фундамента. Вертикальная шкала - двойное время прохождения сигнала в секундах

данным драгирования, сложены нижними горизонтами океанической коры, в том числе милонитизированными габброидами и серпентинитами [6]. В публикации [34] эти данные были сопоставлены с результатами изучения глубинного строения Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш., произведенного в 1982 г. экспедицией 7-го рейса НИС «Профессор Штокман», и рядом других данных, накопившихся к тому времени, о тектонике океанской коры. Проведенное сопоставление привело к заключению о возможном распространении в пределах основания Бразильской глубоководной впадины надвиговых структур. Этот вывод был развит в работе [37],

в основу которой легли данные многоканального сейсмопрофилирования МОВ ОГТ, полученные в ходе геолого-геофизических исследований на Анголо-Бразильском геотраверзе вдоль  $12^\circ$  ю.ш. Были отмечены полого наклоненные на восток (в сторону Срединно-Атлантического хребта) сейсмические отражающие границы, секущие земную кору от поверхности 2-го слоя до границы М, протяженностью до 80 км. По совокупности признаков они трактуются как надвиговые поверхности, а, соответственно, структура в целом определяется как надвигово-чешуйчатая.

Следующим шагом в данном направлении следует рассматривать статьи [26, 27], демонстрирующие надвиговые структуры, которые выявлены глубинной сейсмикой на полигонах Бразильской котловины, расположенных также на Анголо-Бразильском трансекте. На западном полигоне (рис. 13, а) выделяется серия литопластин, разделенных пологими надвигами, вероятно, ограничивающимися на глубине поверхностью субгоризонтального срыва. Движение масс здесь в сторону срединного хребта. На восточном полигоне (рис. 13, б) фиксируется тектонический рельеф, где разница в гипсометрии между перекрывающимися пластинами может достигать 1 км. Для поднадвиговой пластины предполагается, как наиболее вероятная, чешуйчато-блоковая структура. Автор пишет, что «области тектонического торшения и скупивания океанического фундамента занимают около 70% площади Бразильской впадины» [27, с. 484]. На других, равнинных, участках предполагается ненарушенное залегание пород, образующих нормальную для океанической коры последовательность. Обобщение по тектонической расчлененности основания Бразильской впадины дано в работе [36].

В Бразильской впадине проходит западная часть субширотного Анголо-Бразильского литосферного геотраверза вдоль  $12^\circ$  ю.ш. [7, 18, 40]. На сейсмическом разрезе (рис. 14), при построении которого использовались данные МОВ ОГТ и ГСЗ, в Бразильской котловине под слоем осадков мощностью от 100 м до 1 км выделен слой с пластовой скоростью 4,7–6,2 км/с мощностью 2–4 км, который подстилается слоем с пластовой скоростью 6,7–7,0 км/с мощностью 2–4 км. Граница Мохо со скоростью сейсмических волн 8,0 км/с погружается в восточном направлении от 4 до 7 км ниже поверхности дна. В пределах Бразильской впадины по данным МОВ ОГТ выделяется несколько блоков коры, отличающихся значениями пластовых скоростей во втором и третьем слоях. Эти блоки разделяются глубокими разломами, которые, судя по данным ГСЗ, проникают в верхнюю мантию.

Более детальные исследования земной коры Бразильской впадины методом ГСЗ были выполнены в 31-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» на меридиональном профиле длиной 74 км. По данным геофизической съемки, для этого района характерен грядовый рельеф дна и фундамента субширотного простирания. Ширина гряд 5–10 км; они разделены V-образными долинами. Превышение гребней над дном долин (по фундаменту) составляет 300–600 м, углы склонов варьируют от  $5-15^\circ$  до  $20-25^\circ$  [11]. Профиль ГСЗ был расположен вдоль одной из долин с глубиной около 6 км. Под маломощными осадками (100–200 м) здесь обнаружены слой 2 (скорость 6 км/с, мощность 1,6 км) и слой 3В (скорость 7,2 км/с, мощность 3,6 км). Поверхность Мохо характеризуется сейсмической скоростью 8 км/с.

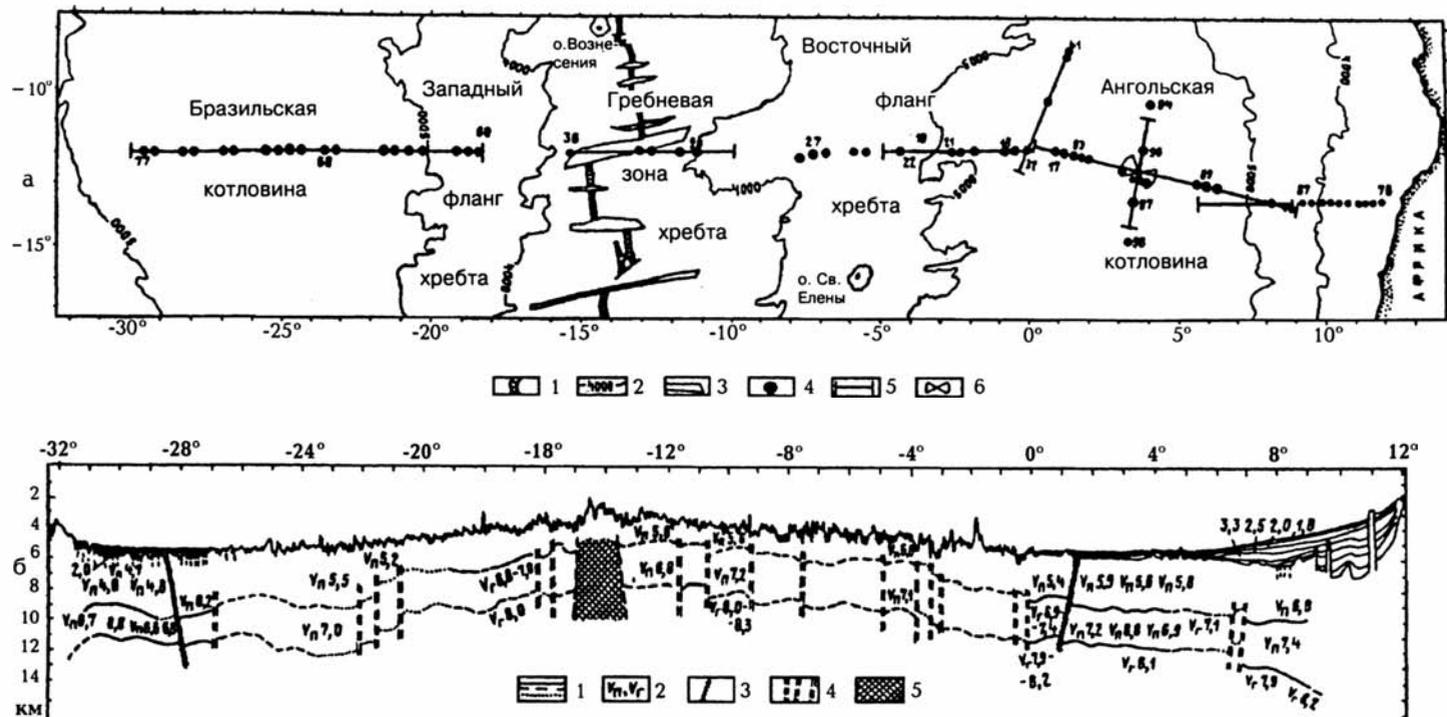


Рис. 14. Структурное положение сейсмических профилей в районе Анголо-Бразильского геотранверса (а) и разрез земной коры по данным МОВ ОГТ и ГСЗ [7] (б)

На а: 1 – рифтовая долина хребта; 2 – изобаты, м; 3 – области, лишённые осадков; 4 – положения донных станций; 5 – линии взрывов; 6 – сектор высоких скоростей в подкоревой мантии

На б: 1 – границы, уверенные (сплошная линия), неуверенные (пунктир) и предполагаемые (точечная); 2 – скорости, пластовые и граничные; 3 – структурные швы; 4 – предполагаемые разломы; 5 – зона отсутствия сейсмических границ

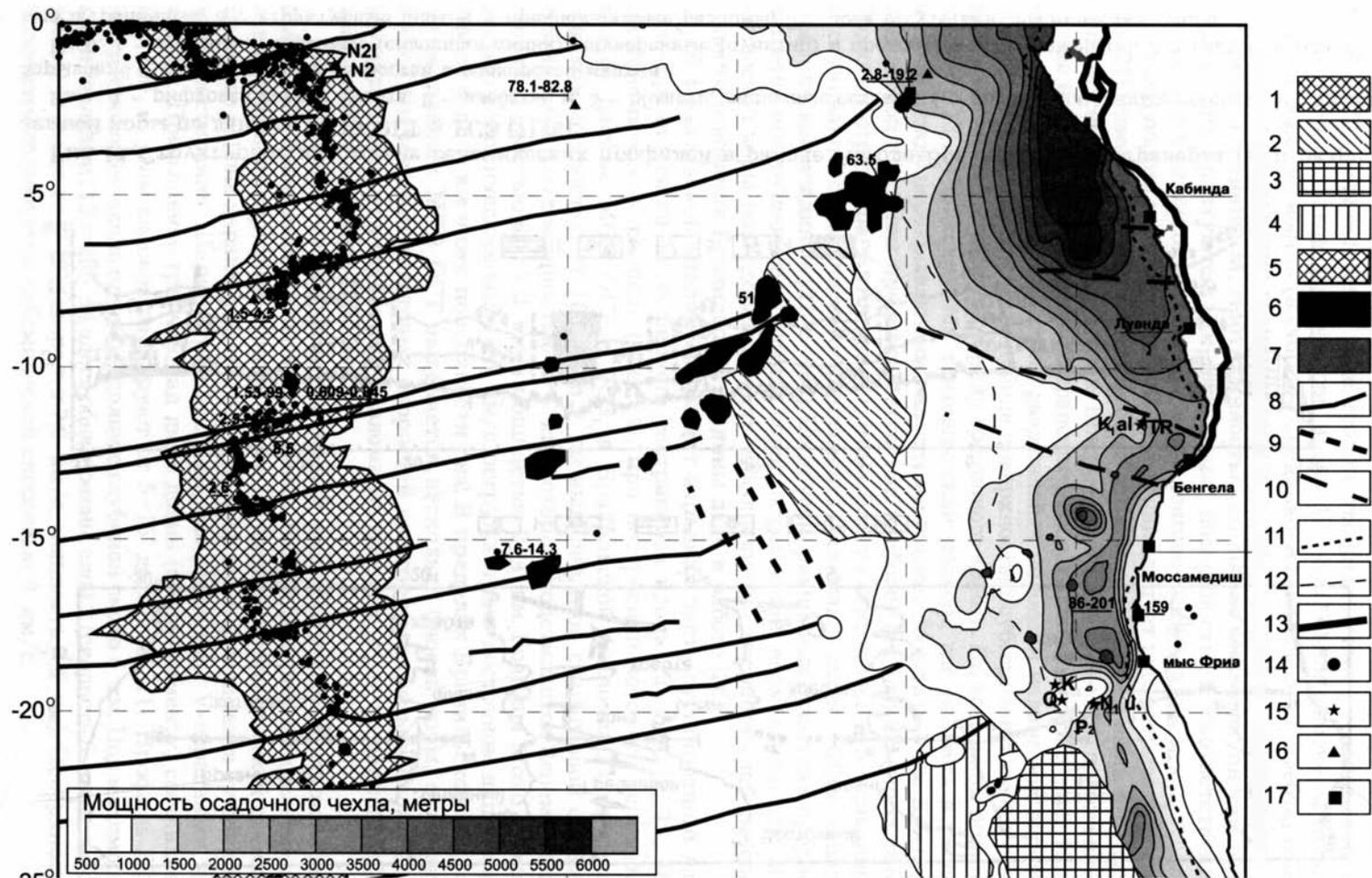


Рис. 15. Тектоническая схема Ангольской впадины [16].

1 – гребневая зона Срединно-Атлантического хребта; 2, 3 – наиболее погруженные части впадин: 2 – Ангольской, 3 – Капской; 4, 5 – Китовый хребет с мощностями осадочного чехла: 4 – менее 500 м, 5 – более 500 м; 6, 7 – подводные горы и вулканические сооружения: 6 – Камерунской линии, 7 – юго-восточной части Ангольской котловины; 8–10 – разломы: 8 – трансформные, 9 – северо-западного простираения, 10 – западного обрамления Ангольской котловины; 11 – край шельфа; 12 – основание континентального подножия; 13 – граница осадочных бассейнов на континенте; 14 – эпицентры землетрясений; 15 – скважины глубоководного бурения и возраст на забое: Q – четвертичный, TR – третичный, N<sub>2</sub><sup>1</sup> – раннеплиоценовый, N<sub>1</sub> – миоценовый, P<sub>2</sub> – эоценовый, K – меловой, K<sub>1al</sub> – альбский; 16 – точки определения абсолютного возраста с указанием минимальных и максимальных значений; 17 – географические объекты

## АНГОЛЬСКАЯ ВПАДИНА

Структурным ограничением впадины на севере является Камерунская линия подводных вулканических гор, а на юге – одно из наиболее крупных поднятий океанского дна Атлантики – Китовый хребет. С востока впадина ограничена структурами континентального склона Африки. На западе она сопрягается со склоном Срединно-Атлантического хребта. Здесь проходит несколько параллельных разломов север-северо-западного простираения (рис. 15) [16]. Впадина вытянута в субмеридиональном направлении. Ее центральная часть представляет собой абиссальную равнину протяженностью ~800 км и шириной ~450 км, лежащую на глубинах 5500–5700 м.

По периферии впадины существуют три системы разломов. Одна из них упомянута выше. Другая система представлена трансформными разломами, пересекающими Срединно-Атлантический хребет. В большинстве случаев они оканчиваются у западной окраины впадины (разломы Кардно, Тетяева, Св. Елены, Хотспур). Однако на севере и юге разломы прослеживаются в пределах впадины (разломы Боде Верде и Мартин Вас, соответственно). По окончаниям разломных структур можно наметить контур блока литосферы, находящегося в основании наиболее глубокой части впадины. Третья система разломов расположена с восточной стороны впадины. Они имеют запад-северо-западное и широтное простираения и резко дискордантны по отношению к системе трансформных разломов срединного хребта, представляя собой особую генерацию разрывных нарушений. Их, как можно полагать, следует связать с процессом разрушения африканской континентальной окраины.

Что касается глубоководного блока Ангольской впадины, то нужно отметить отсутствие на его значительной площади подводных гор. Лишь на крайнем севере выступают единичные вулканические постройки, в основном приуроченные к Камерунской вулканической линии (см. ниже). Морфоструктурные особенности впадины и ее соотношение с континентальной окраиной Африки наводят на мысль о возможности простираения в ее пределы в геологическом прошлом континентальной коры.

Структура основания впадины выявлялась в процессе осуществления Анголо-Бразильского геотраверза. Краткие сведения на этот счет приводятся в работе [27].

Поверхность акустического фундамента в Ангольской впадине отличается слабой расчлененностью и относительно выровненным рельефом. Между 9° и 12° ю.ш. в верхней части фундамента осадочного чехла выявлено взбросовое и чешуйчато-надвиговое строение с размерами блоковых и надвиговых элементов 2–5 км, то есть сравнительно небольшими. Глубина проникновения деформаций также небольшая. Поверхности разрывов наклонены на запад, в сторону Срединно-Атлантического хребта. Поскольку осадочный чехол не затронут деформациями, время образования последних относится к ранней стадии океаногенеза.

Сейсмозаписи для Ангольской впадины определенно отличают тектоническое строение основания Ангольской глубоководной впадины от Бразильской.

Анголо-Бразильский геотраверз пересекает Ангольскую впадину в северной ее половине на протяжении 1000 км (см. рис. 12, восточная часть) [7]. Здесь по данным МОВ ОГТ под осадками выделен второй слой коры с пластовыми скоростями 5,6–6,0 км/с мощностью 2–4 км и третий слой с пластовыми скоростями 6,8–7,4 км/с (границная скорость по данным ГСЗ – 7,1 км/с) мощностью 3–4 км. Поверхность Мохо (границная скорость 7,9–8,2 км/с) погружается в восточном направлении от 5 до 10 км ниже поверхности дна. В Ангольской впадине по данным МОВ ОГТ, как и в Бразильской, выделено несколько блоков коры с разными значениями пластовых скоростей, которые разделены глубокими разломами. Результаты ГСЗ свидетельствуют о существенной латеральной изменчивости строения литосферы Ангольской впадины до глубин 80 км.

## **КАПСКАЯ ВПАДИНА**

Капская впадина располагается к западу от Южной Африки. Она простирается от Китового хребта на севере до Агульяс-Фолклендского демаркационного разлома на юге. С западной стороны впадина окаймляется Срединно-Атлантическим хребтом. В плане она имеет форму, близкую к треугольнику, вытянутому в север-северо-восточном направлении. Западная и восточная стороны его примерно одинаковы, их длина ~2000 км; южная – несколько меньше. Рельеф дна впадины осложнен значительными поднятиями, особенно в центральной части. Наибольшие глубины очерчиваются изобатой 5000 м, а поднятий – 3000 м. Гора Вима, расположенная в центральной части, лежит на глубине 11 м. Контуры поднятий нерезкие. В юго-западном углу Капская впадина отделена от срединного хребта подводным горным массивом. Наиболее высокой вершиной является гора Дискавери (глубина 389 м). Другие горы находятся на глубинах 444, 586, 635 и 737 м.

На дне впадины на гравиметрической карте выделяются разломные структуры. Они простираются в северо-восточном направлении, параллельно восточному отрезку Агульяс-Фолклендского разлома. Здесь можно видеть продолжения крупных трансформных разломных структур – Тристан-да-Кунья и Гоф, прерванных Китовым хребтом. В большинстве случаев разломы не выходят за пределы района центральных поднятий и лишь иногда достигают материкового склона Африки. Общая ситуация

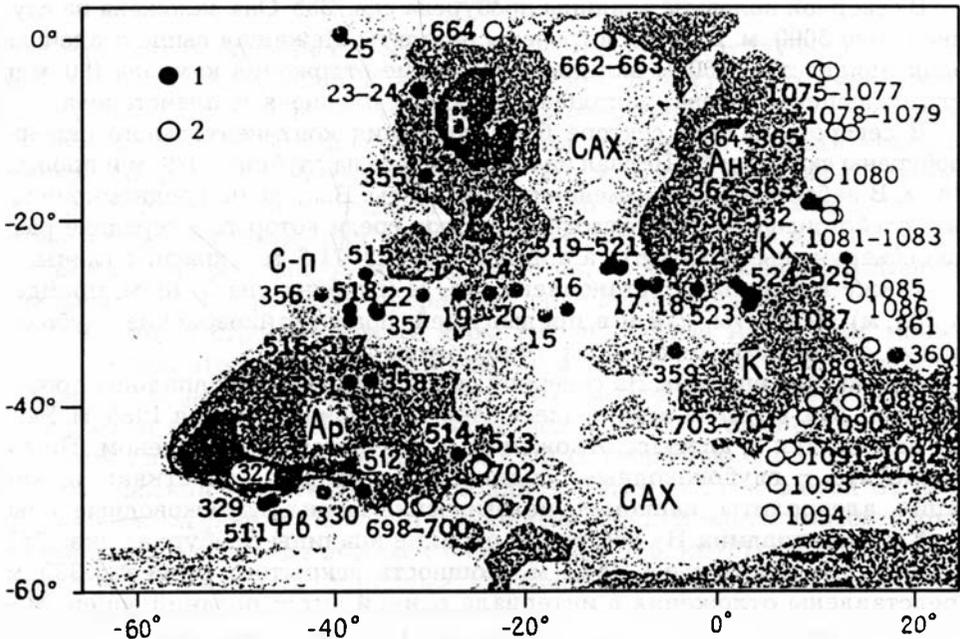
разломной тектоники в акватории такова, что наводит на мысль о существовании здесь в прошлом локальной срединговой зоны.

В Капской впадине достаточно детально изучен методом ГСЗ только один участок, расположенный в ее западном районе [19, 21, 22]. Здесь под слоем осадков мощностью 0,5 км обнаружен второй слой со скоростью сейсмических волн 5,5 км/с и мощностью 1,2 км. Третий слой коры характеризуется сейсмической скоростью 6,8 км/с и имеет мощность около 3,5 км. Поверхность Мохо со скоростью 8,2 км/с залегает на глубине 5 км ниже дна океана.

## СТРОЕНИЕ ВПАДИН ПО ДАННЫМ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ

Соответствующие данные достаточно ограничены, но, тем не менее, они выявляют существенные особенности в геологии впадин Южной Атлантики. Приведем имеющиеся сведения [15, 48 и др.] (рис. 16).

**Аргентинская впадина.** В северной части Аргентинской впадины пробурена скв. 358. Глубина дна – 4962 м; глубина проходки – 830 м. Разрез



**Рис. 16.** Расположение скважин глубоководного бурения в Южной Атлантике (на 1999 г.) [48].

Цифры – номера скважин. 1 – скважины по проекту DSDP, 2 – по проекту ODP  
Буквенные обозначения: впадины: Ап – Аргентинская, Б – Бразильская, Ан – Ангольская, К – Капская; САХ – Срединно-Атлантический хребет; Кх – Китовый хребет; Фв – Фолклендский выступ, С-п – выступ Сан-Паулу

целиком образован глубоководными отложениями. Наиболее древние слои (карбонатные илы) относятся к кампану–маастрихту. Основная часть разреза представлена биогенными кремнистыми слоями, но встречаются и алевритовые осадки. Возрастной интервал: палеоген–плейстоцен. На юго-востоке впадины пробурена скв. 513. Глубина дна – 4373 м; проходка – 340 м. Вскрыт разрез глубоководных иловых отложений, относящихся к интервалу олигоцен–плейстоцен (мощность  $P_3$  и  $N+Q$  примерно одинакова). В забое встречены толеитовые базальты.

**Бразильская впадина.** На крайнем юге Бразильской впадины пробурена скв. 20. Глубина дна 4484 м. Она прошла лишь 72 м и остановлена, достигнув поверхности выветрелых базальтов. В основании разреза лежат пиллоу–брекчии и обломки мраморов. Они перекрыты наннофоссиловым мелом, отлагавшимся в интервале  $K_2 - P_2^2$ . Выше до  $N_1^2$  – наннофоссиловые мергели и мергелистые илы, а затем, вплоть до плейстоцена включительно, наннофоссиловые илы. В скв. 14, в том же районе, но западнее, базальты оказались на глубине 107 м. Глубина дна в точке бурения 4346 м; глубина бурения 108 м. Над базальтами залегают глубоководные отложения среднего эоцена. Еще западнее на базальтах в скв. 19 также залегают средний эоцен (глубина дна 4685 м, пройдено 145 м). Выше – пачка олигоцена, а сверху с размывом лежат осадки квартера.

В северной половине впадины пробурена скв. 355. Она заложена на глубине около 5000 м. В забое встречены базальты. Лежащая выше осадочная толща мощностью 460 м включает океанские отложения кампана (80 млн лет), палеоцена, эоцена, олигоцена, миоцена, плиоцена и плейстоцена.

В северо-западном секторе близ подножия континентального склона, пробурены скв. 23 и 24. Первая из них бурилась на глубине 5079 м и прошла 208 м. В забое вскрыты измененные базальты. Выделены среднемиоценовые–плейстоценовые глубоководные осадки, среди которых в середине разреза обнаружены турбидиты, а в интервале 53,3–71,6 м – красные глины.

Также в базальтах остановлена скв. 24 (глубина дна 5148 м, пройдено 234 м). Вскрыты, как и в предыдущей, позднекайнозойские глубоководные отложения, однако без турбидитов.

**Ангольская впадина.** На северной окраине Ангольской впадины пробурена скв. 364. Глубина океана здесь 2448 м; глубина бурения 1086 м. Разрез начинается с аптских отложений и кончается плейстоценом. Почти нацело это – глубоководные осадки (снизу вверх): известняки и, как фашия, алевролиты, нанномел, пелагические глины, глубоководные илы.

**Капская впадина.** На восточной окраине впадины пробурена скв. 361. Глубина дна равна здесь 4549 м. Мощность вскрытого разреза 1335 м. Представлены отложения в интервале ранний апт – поздний эоцен. Меловые отложения имеют мощность около 1000 м. Их аптская часть сложена темными и черными глинами, переслаивающимися с алевролитами и песчаниками. Отмечается высокое содержание органического материала; обнаружены остатки наземных растений. Выше лежит толща (626 м) алевролитов и аргиллитов, перекрываемая пелагическими глинами кампана–маастрихта. Глубоководный разрез продолжается до конца эоцена, где в результате размыва разрез оканчивается. Олигоцен и миоцен вскрыты

в находящейся недалеко скв. 360, пробуренной у подножия континентального склона. Глубина дна здесь 2949 м; проходка – 839,5 м.

При сопоставлении данных глубоководного бурения видно следующее. Наиболее древние отложения вскрыты в восточных впадинах, Ангольской и Капской, где они имеют аптский возраст. В них же имеются и наиболее полные разрезы, охватывающие мел–плейстоцен. Мощность осадочной толщи здесь тоже наибольшая – свыше 1000 м. Западные впадины, Аргентинская и Бразильская, отличаются менее полными и мощными разрезами осадочного слоя – от десятков до сотен метров. В Бразильской впадине в каждой скважине в забое встречены базальты, лежащие на разных уровнях. В Аргентинской впадине наиболее древние слои относятся к кампану–маастрихту, но на юго–востоке разрез начинается лишь с олигоцена. В Бразильской впадине на юге в трех скважинах в низах разреза лежат отложения верхнего мела (интервал разреза  $K_2-Q_1$ ), а на северо–западе, в двух скважинах в основании осадочного слоя, встречены лишь отложения позднего кайнозоя (в скв. 23 с  $N_1^2$ ). Независимо от того, какое залегание имеют базальты (являются верхней частью 2-го слоя или силлом), следует сделать заключение о существенной разнице в геологическом строении и развитии восточных и западных впадин.

\*\*\*

Сопоставляя особенности морфометрии, тектоники и глубинного строения глубоководных впадин Южной Атлантики, можно видеть существенные различия между ними. Различны их очертания в плане. Западные впадины занимают большие площади, чем восточные, каждая впадина специфична по внутреннему строению. Что касается разломных структур, простирающихся в пределы впадин, то определенно видно, что, в случае их соприкосновения с континентальными останцами или вулканическими массивами, они обычно обрываются, либо прерываются. Лишь в отдельных случаях разломы прорезают дно впадины целиком.

Анализируя строение земной коры впадин Южной Атлантики, можно сделать вывод, что земная кора Ангольской впадины существенно отличается от коры Бразильской впадины. В коре Бразильской впадины выделен слой со скоростью 4 км/с и мощностью в среднем 3 км. Этот слой отсутствует в Ангольской впадине, но здесь выделен слой со скоростью 6 км/с.

Бразильская и Аргентинская впадины заметно отличаются от восточных (Ангольской и Капской) строением верхней части консолидированной коры: на западе выделен слой 2В (3,8–4,0 км/с), а на востоке – слой 2С (5,5–6,0 км/с). Западные впадины имеют несколько меньшую мощность земной коры, чем восточные.

В заключение раздела отметим следующее.

1. Общее положение о структурной симметрии в отношении Южной Атлантики отражает действительное положение вещей лишь в очень приближенном виде. Морфотектонические особенности абиссальных впадин существенно различны. Между впадинами запада и востока имеется определенное различие также в глубинном строении.

2. В основании впадин, судя по морфоструктурным особенностям и

гравиметрическим данным [53, 61], вероятно локальное распространение фрагментов континентальной коры, хотя и не фиксируемое ГСЗ.

3. Сопоставление данных ГСЗ по впадинам Южной и Центральной Атлантики [20] выявляет как основное сходство строения их земной коры (все они характеризуются океаническим типом коры мощностью 5–7 км), так и существенные различия, связанные с конкретными геодинамическими условиями. По строению верхней части земной коры (слой 2) впадины восточной части Южной Атлантики (Ангольская и Капская) ближе к впадинам Зеленого Мыса и Гвианской в Центральной Атлантике: во всех этих впадинах выделен слой 2В со скоростью сейсмических волн около 4 км/с. Бразильская и Аргентинская впадины Южной Атлантики, как и впадины Канарская и Сьерра-Леоне Центральной Атлантики, отличаются повышенными скоростями сейсмических волн в слое 2 (соответственно, до 5,8 и 5,0 км/с).

## ПОДНЯТИЯ НА ОКЕАНСКОМ ДНЕ

Как в Центральной Атлантике, так и в Южной, поднятия на океанском дне располагаются главным образом в периферических частях океана. По геологической природе они делятся на две группы: поднятия, имеющие первично-континентальную кору, и поднятия океанической природы. В восточной области Атлантики структуру дна осложняют поднятия (с севера на юг): Гвинейское и Китового хребта. В западной области – поднятия Сан-Паулу, Риу-Гранди, Фолклендское и др. Ниже характеризуются некоторые из них.

Гвинейское поднятие разделяет Гвинейскую и Ангольскую впадины. Оно невысокое и располагается на больших глубинах. Поднятие простирается в северо-восточном направлении на расстояние около 1200 км; ширина его вдвое меньше. Структура поднятия сложная, разбитая разломами. Рельеф тектоно-вулканический, резко расчлененный, образованный сочетанием гряд и глубоких трогов [42]. Приразломные гряды несут вулканические пики. Осадков на поднятии очень мало, в ряде мест они отсутствуют. Тип земной коры в районе поднятия пока не ясен. Возможно, что кора здесь субконтинентальная, что коррелирует с представлением о глубоко трансформированной континентальной коре в основании Ангольской впадины. Юго-восточную окраину поднятия представляет Камерунская вулканическая линия, отделяющая его от Ангольской впадины. На гравиметрической карте вдоль этой линии видно несколько крупных вулканических гор [61]. Их вершины лежат на разных глубинах – 515, 2040, 1712 м, в некоторых случаях около 3000 м. Простираение Камерунской линии северо-восточное (рис. 17). Линия ясно выражена в районе между 4° ю.ш. и дельтой Нигера. Ее длина составляет ~1000 км. Но юго-западнее 4° ю.ш. она сменяется группой рассеянных гор, однако северо-восточная ориентировка их системы в общем сохраняется. На линейном отрезке лежат четыре вулканических острова: Аннобон, Сан-Томе, Принсипи и Бийого. Аннабон возвышается над дном на ~5000 м. Другие вулканы образуют также высокие горы. Согласно [49], Камерунская линия на суше простирается примерно на 500 км. В прибрежном районе расположен действующий вулкан Камерун (4070 м).

Историю развития Камерунской тектоно-вулканической линии обычно связывают с рифтовой системой Бенуэ, хотя линия в настоящее время лежит юго-восточнее этой системы (см. рис. 17). Начало этого развития относится ко времени 210 млн лет назад ( $J_1$ ) [49], когда в результате растяжения под действием плюма начали формироваться гранитные комплексы в рифте Бенуэ, а также семейство так называемых нигерийских гранитов. Важной вехой явилось время 65 млн лет назад, когда произошло значительное продвижение зоны растяжения. Однако современная история Камерунской линии началась 30 млн лет назад.

Таким образом, данная линейная структура, длиной в океанской части 1000 км, представляет собой длительно развивавшийся тектоно-вулканический линеамент, не связанный с механизмом прохождения литосферной плиты над горячей точкой<sup>3</sup>. А.А. Пейве для такого рода образова-

<sup>3</sup> На рис. 17 показано местоположение современного плюма. Однако неясно, почему этот контур не вписались некоторые действующие вулканы, например, Камерун.

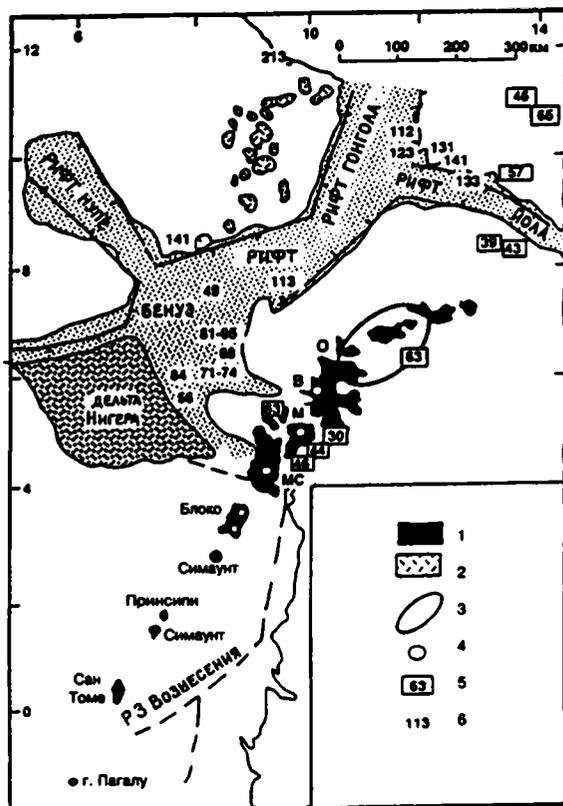


Рис. 17. Соотношение рифтовой системы Бенуэ и Камерунской вулканической линии [49]

1 - базальты Камерунской линии; 2 - нигерийские гранитные комплексы (213-141 млн лет); 3 - современное местоположение пломы; 4 - кальдеры; 5 - возраст камерунских гранитных комплексов; 6 - возраст преимущественно вулканических пород рифта Бенуэ

Буквами обозначены вулканические горы: МС - Камерун, М - Маненгуба, В - Бамбута, О - Оку

ний предложил название «горячая линия» [23], что представляется и обоснованным, и удачным. В настоящее время можно привести много примеров горячих линий, не только в Атлантическом, но и в Тихом и Индийском океанах. Под этим углом зрения необходимо теперь пересмотреть многие трактовки линейных вулканических цепей, которые связывают обычно с прохождением движущейся плиты над горячей точкой. Отметим, что на такую необходимость автор уже неоднократно обращал внимание в предшествующих публикациях.

Китовый хребет также простирается в северо-восточном направлении. Это наиболее крупное поднятие в Южной Атлантике, его протяженность 2700 км. Ширина поднятия по простиранию меняется (см. рис. 11). В южной части поднятие расщепляется и постепенно рассеивается. В целом, рельеф в его пределах резкий и контрастный.

Северо-восточную ориентировку Китового хребта, как и Камерунской вулканической линии, объяснить сложно. Напомним, что на северо-западе Бразильской впадины также существуют линейные разломные структуры, но они северо-западного простирания. Можно предположить, что как те, так и другие отражают элементы планетарной регматической сети.

Кратко описывая строение хребта, Г.Б. Удинцев пишет, что в восточной части это глыбовый массив (хребет Фрио), в средней - глыбово-вулка-

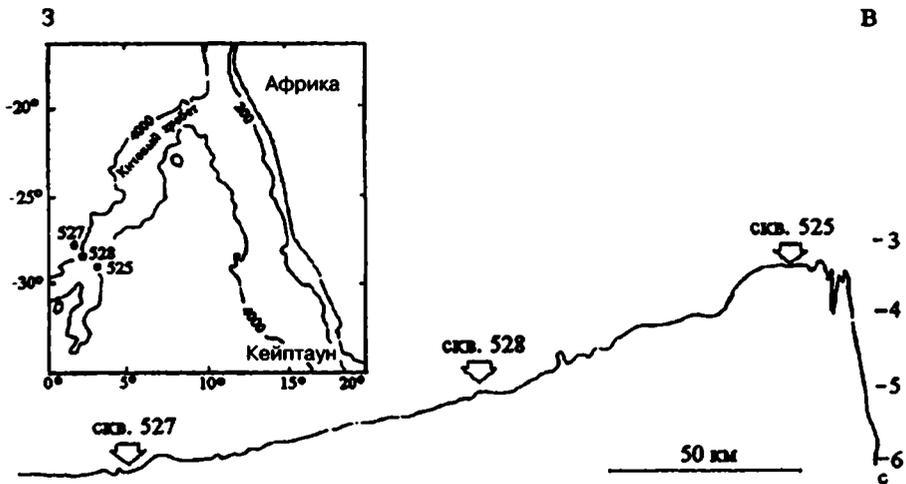


Рис. 18. Схема расположения Китового хребта и профиль по линии глубоководных скважин, вошедших в базальты [10]

нический, а в западной – вулканический [42]. На рис. 18 виден профиль хребта, пересекающий его в южной части. Профиль иллюстрирует общий глыбовый характер хребта. Внутренняя структура хребта блоковая. Блоки разновелики, а поэтому степень раздробленности структуры разная. Примерно на  $2^\circ$  з.д. на смену блоковой структуре приходит ряд обособленных конических гор-вулканов, которые и оканчивают хребет. Плоская вершинная поверхность хребта лежит на глубинах 1400–2800 м, но отдельные возвышения находятся на значительно меньших глубинах. Оконтуривается хребет изобатой 4000 м.

Хотя общая ориентировка хребта северо-восточная, разломы внутри него могут иметь иное простирание, например, на юге оно северо-западное. На крутых склонах осадков почти нет; в грабенах их мощность может достигать 2000 м.

Мощность земной коры в пределах хребта от 12 до 25 км. Хребет асейсмичен.

Вулканические породы Китового хребта изучены Б.П. Золотаревым с соавторами [10]. Сделан вывод, что базальты хребта (изучались керны глубоководного бурения) тяготеют к толеитовым сериям, обогащенным щелочными и некогерентными элементами. Соответственно, это – новообразование на океанической коре. Трактовка связи вулканизма хребта с «горячей точкой» не принимается. Предпочтение отдается связи с образованием и развитием разломных структур. В этом смысле, по заключению авторов, он сходен с Восточно-Индийским хребтом (хребет  $90^\circ$ ), вулканизм которого авторами также специально изучался. Увеличенные мощности земной коры под обоими хребтами трактуются как результат процесса вертикальной аккреции магматических масс.

Керны базальтов получены из скважин 525А, 527 и 528 (см. рис. 18), где мощности пройденных базальтов, соответственно, – 103,5; 43,0 и

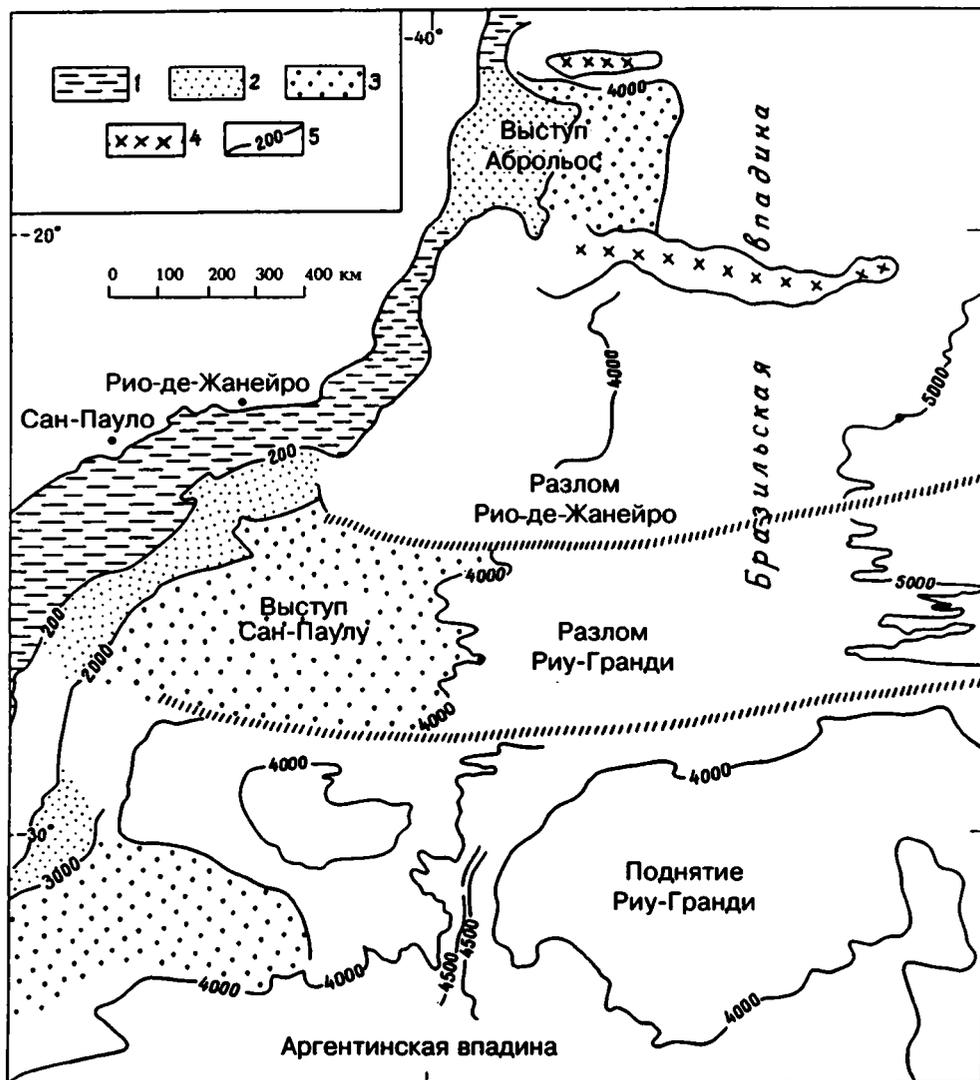


Рис. 19. Подводные морфоструктуры вдоль Бразильской окраины

1 - прибрежный шельф; 2, 3 - материковые выступы: 2 - менее погруженные, 3 - глубокопогруженные; 4 - тектоно-вулканические хребты; 5 - изобаты, м

80,5 м. Возраст перекрывающих осадков - кампан (скв. 525А) и средний (в других скважинах) маастрихт. Бурение в более северных районах акустического фундамента не достигло.

В.А.Крашенинников и И.А.Басов изучили вскрытые скважинами разрезы осадочных отложений [15]. Пройденная на севере хребта скв. 363 глубиной ~715 м (глубина воды 2248 м) вскрыла разрез меловых отложений, сложенный в нижней части преимущественно известняками, а в верхней - писчим мелом. Возраст нижней части - апт и альб, а верхней - коньяк-палеоцен. Между альбом и коньяком - перерыв. Из сопоставления

колонок видно, что в Китовом хребте разрез мела менее полон и мощности его меньше, чем в сопредельных Капской и Ангольской впадинах.

Интересен факт включения в базальтовый разрез прослоев карбонатных осадков (скв. 525), которые, как и перекрывающие отложения, по палеонтологическим данным датируются кампаном. Кайнозой представлен карбонатными биогенными осадками за исключением подножий хребта, где в разрез входят также турбидиты. Мощность кайнозоя — до 500 м, что существенно меньше, чем в глубоких впадинах. Базальты вперемешку с осадочными отложениями встречаются также в скв. 527 и 528, но на более высоком стратиграфическом уровне — в маастрихте.

Таким образом, начало образования хребта на севере можно отнести к аптскому времени.

Для западной стороны Атлантического океана очень характерны выступы и поднятия континентальной коры, далеко уходящие от материковой суши в океан. Наиболее значительные из них (с севера на юг): Нью-Фаундлендское плато и расположенное восточнее поднятие Флемиш, плато Блейк, Гайана, Аброльос, Сан-Паулу (Сантос), Фолклендское и продолжающая его банка Мориса Юинга. Наиболее крупные из них, расположенные в Южной Атлантике, — Сан-Паулу и Фолклендское. Существенно также рассмотреть поднятие Риу-Гранди.

Поднятие Сан-Паулу очерчивается изобатой 4000 м. Его размеры ~500x550 км. Глубины поверхности отражены на рис. 19. Рельеф поднятия холмистый. Строение его двухступенчатое [42]. Верхняя ступень лежит на глубинах 2000–2500 до 3000 м; нижняя — до 4000 м. Южным ограничением верхней ступени служит узкий, широтно вытянутый хребет-уступ того же названия (рис. 20), в основании которого проходит разрывное нарушение, отвечающее разломной зоне Риу-Гранди [44]. В тылу поднятия (в основном на шельфе) располагаются глубокие нефтегазоносные бассейны Сантос и Кампос. От возвышенности Риу-Гранди плато отделено

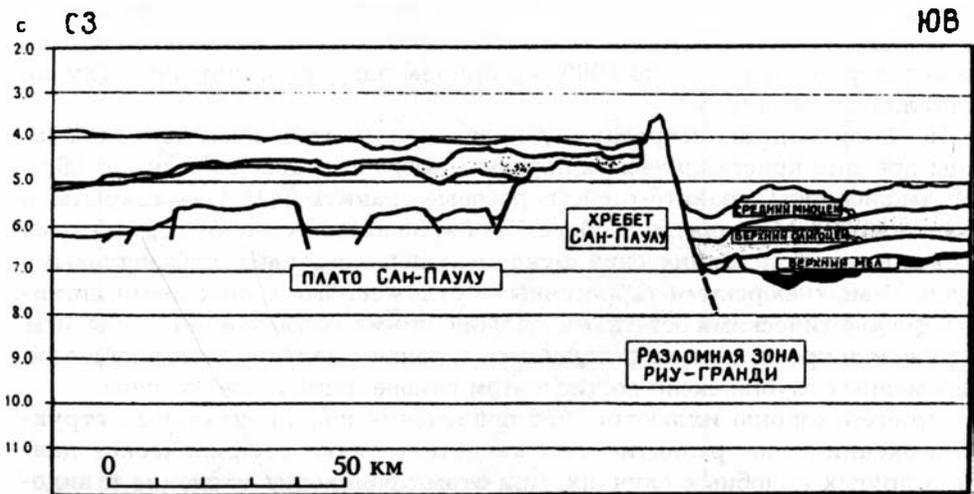


Рис. 20. Сейсмопрофиль, пересекающий поднятие Сан-Паулу [44]

глубоким узким трогом. Рельеф фундамента поднятия разбит разломами и осложнен вулканическими возвышенностями.

В низах разреза поднятия (как и в основании упомянутых бассейнов) лежат аптские соленосные эвапориты, вызвавшие соляную диапировую тектонику. Но в альбе, как показывает сейсмика, образовывались нормальные сбросы, отвечающие рифтовой фазе развития.

Скважина DSDP 356, заложенная у восточного эскарпа плато (950 км от берега), основания осадочного разреза не достигла.

Кровля акустического фундамента верхней ступени плато (и бассейна Сантос) характеризуется скоростями сейсмических волн 6,07–6,57 км/с. Скорость кровли нижней ступени 4,28–4,5 км/с [42]. Рассматривая природу фундамента плато в целом, Г.Б. Удинцев по комплексу признаков приходит к выводу, что она континентальная. Что касается скоростей кровли нижней ступени, типичных для 2-го слоя океанической коры, то соответствующие базальтовые излияния могут быть связаны с процессом рифтогенеза. Но возможна и другая версия, что это преобразованные континентальные осадочные породы.

Близкий структурный аналог плато Сан-Паулу – плато Блейк, отделяющее Северо-Американский континент от глубоководной впадины Гаттерас. Континентальная природа последнего считается доказанной.

**Фолклендский выступ и поднятие банки Мориса Юинга** представляют весьма крупный массив континентальной коры в Южной Атлантике. Он простирается в широтном направлении на расстояние 1500 км при ширине 500–700 км. На западном окончании лежат Фолклендские острова, средняя часть представлена Фолклендским плато, восточным окончанием является банка Мориса Юинга (рис. 21). От Аргентинской впадины массив отделен крупнейшим по амплитуде сбросовым уступом, а на юге ограничен узким Фолклендским трогом с глубинами в центральном звене более 3500 м.

Фолклендские острова окружены изобатой 200 м и, соответственно, вписываются в пределы шельфа Южной Америки, достигающего здесь ширины 400 км. Далее на восток глубины постепенно нарастают, достигая в пределах Фолклендского плато 2500–3000 м. На банке Мориса Юинга они снова уменьшаются (до 1000 м), причем одна из замеренных глубин составляет лишь 149 м.

На Фолклендских островах под палеозойским осадочным чехлом обнажены древние кристаллические породы с возрастом  $992 \pm 50$  млн лет (Sm-Nd): амфиболиты, гранито-гнейсы, розовые граниты [64]. Они вскрыты и скважиной 330 на поднятии Мориса Юинга, но здесь залегают под юрскими отложениями. Кристаллический фундамент перекрыт здесь субаэральными средне(?)–верхнеюрскими терригенными отложениями с прослоями лигнитов и флористическими остатками, залегающими с размывом и несогласием. Погружение происходило в поздней юре и раннем мелу, а затем в кайнозое. Современных глубин океан достиг в этом районе лишь в плейстоцене.

Пример хорошо иллюстрирует вовлечение континентальных структур в океаническое развитие. Как свидетельствуют геофизические данные о других подобных случаях, при этом происходит утонение и видоизменение континентальной коры (плато Блейк и др.).

В работе [15] приведены сейсмопрофили вдоль и вкрест простираения



Рис. 21. Основные морфоструктурные элементы района Фолклендские острова – банка Мориса Юинга [15]  
 А–Б и В–Г – линии сейсмических профилей. 1 – изобаты, м; 2 – скважины глубоководного бурения

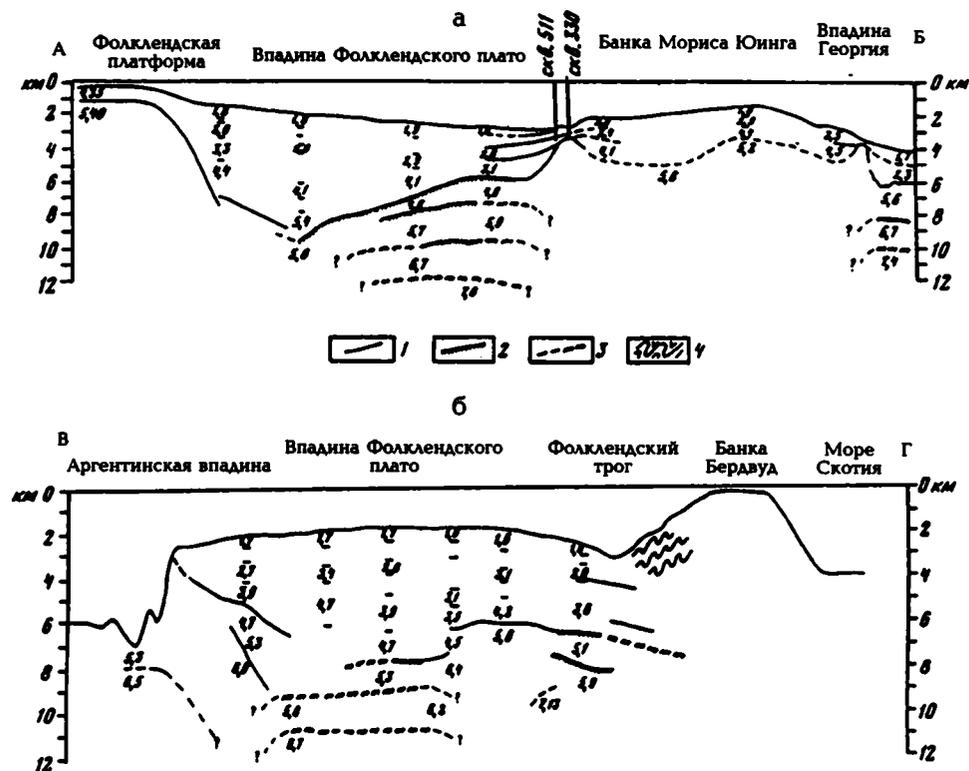


Рис. 22. Сейсмические профили по линиям А-Б (а) и В-Г (б) [15]. Линии профилей на рис. 21

1-3 - поверхность раздела: 1 - в осадочном чехле и континентальной коре, 2 - в океанической коре, 3 - в предположительно океанической коре; 4 - скупивание пород в результате горизонтальных тектонических движений

Цифры - скорости преломленных волн, км/с

Фолклендского плато и через банку Мориса Юинга (рис. 22). Профили через плато фиксируют в его основании глубокий прогиб, выполненный осадочными отложениями мощностью свыше 5000 м. Строение земной коры под прогибом не противоречит представлению о ее субконтинентальном характере, хотя иногда она трактуется как океаническая. Профиль позволяет полагать, что в данном случае по простиранию Фолклендского выступа континентальной коры происходит изменение ее глубинного строения. На западе Фолклендского плато кора несет типичные признаки ее континентального типа. В восточной части плато она уже существенно трансформирована. В районе бурения скв. 330 в глубинной структуре с большой степенью вероятности можно предполагать субконтинентальную кору, менее трансформированную, чем в основании плато. Но восточнее банки Мориса Юинга кора становится уже океанической. Изложенная точка зрения противоречит представлению некоторых авторов о том, что банка Мориса Юинга представляет собой экзотический микроконтинент.

Поднятие Риу-Гранди иллюстрируется рис. 23. Оно лежит восточ-

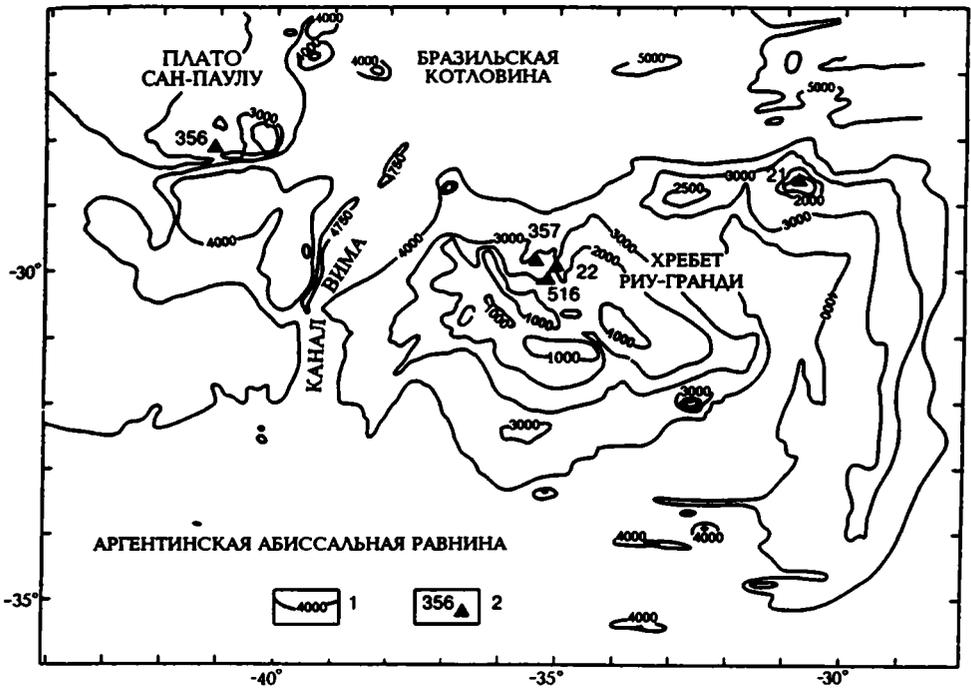


Рис. 23. Батиметрическая карта поднятия Риу-Гранди [8]

1 – изобаты, м; 2 – скважины глубоководного бурения

нее блока Сан-Паулу, отделяясь от него глубоким субмеридиональным трогом-грабенем Канала Вима. Поднятие оконтуривается изобатой 4000 м. С запада на восток оно простирается на ~850 км; с севера на юг на 400–700 км. Контуры неправильные, извилистые. На востоке из области абиссальной Аргентинской впадины в пределы поднятия вдается трог, расчленяющий его на две части: восточную и западную. Восточная часть представлена узким меридиональным хребтом, на севере соединяющимся высокой широтной возвышенностью с западной частью. Последняя выражена обширным горным массивом с расчлененным рельефом. Один из вулканических пиков лежит на глубинах лишь 647 м. Наибольшей расчлененностью обладает центральная часть горного массива, что и вырисовывается изобатами 1000 м.

В пределах поднятия пробурено несколько скважин, но лишь одна вошла в базальты. Это скв. 516, пройденная в его центральной части. Базальты и вулканические брекчи оказались на глубине 1240 м от поверхности дна. В работе [15] отмечается, что излияния происходили на небольших глубинах (сейчас глубина дна 1313 м). Базальты перекрыты известняково-глинистой толщей мощностью 276 м коньяка-маастрихта. Скв. 516 сравнительно с другими имеет не только наиболее мощный, но и наиболее полный разрез. В разрезе представлены все стратиграфические подразделения верхнего мела, начиная с коньякского яруса, и кайнозоя. В других скважинах разрезы редуцированы, что связано как с изменением седиментационных обстановок, так и с размывами.

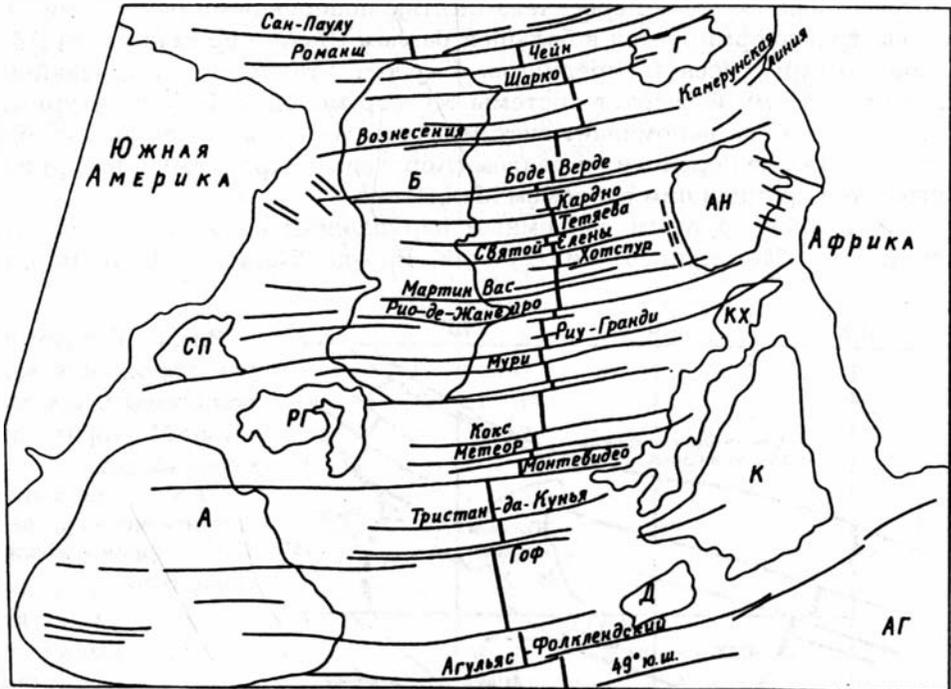
Принципиальный вопрос – это характер основания поднятия, его природа: континентальная или океаническая. Г.Б. Удинцев по этому поводу пишет: «Акустический фундамент сложен породами со скоростями сейсмических волн 3,5 км/с и мощностью не менее 1000 м. Их можно интерпретировать как толщу базальтовых лав, переслаивающихся с осадками, или как уплотненные осадочные породы континентального фундамента» [42, с. 169]. Поскольку в основании скв. 516 вскрыты базальты, предпочтительнее представляется первый вариант, то есть, что кора здесь имеет субконтинентальный тип строения. Пространственно поднятие Риу-Гранди тесно связано с континентальным выступом Сан-Паулу, что позволяет предполагать его первично континентальную природу. Пример Фолклендского выступа показывает, насколько далеко в океан могут распространяться континентальные структуры.

О времени формирования поднятия можно судить только по аналогии с соседними поднятиями. Этим временем должна быть эпоха среднего мела. Такая трактовка означает признание позднемеловых излияний базальтов как производных процесса деструкции континентальной структуры.

## РАЗЛОМНЫЕ СТРУКТУРЫ

Гравиметрическая карта Мирового океана [61] отчетливо выявляет высокую степень расчлененности дна Южной Атлантики поперечными разломными структурами (рис. 24). По сравнению с Центральной Атлантикой, где разломные системы в разных ее частях ориентированы в разных направлениях, здесь ориентировка таких разломов единственная – В–СВ. Данный факт нужно трактовать как результат устойчивой геодинамической ситуации на протяжении всего времени формирования разломов. Такая особенность ярко подчеркивает специфику геологической истории этой части океана, развивавшейся обособленно от сопряженной области Центральной Атлантики. Здесь и раскрытие океана более позднее. Если рассматривать проблему в более широком плане, то можно заключить, что структурные сложности в Центральной Атлантике отражают влияние на океаногенез тектоно-геодинамических процессов в Тетисе, простиравшемся сюда в раннем и среднем мезозое с востока, впоследствии дискордантно перекрытым океаническими структурами.

Разломные южноатлантические структуры имеют разную протяжен-



**Рис. 24.** Поперечные разломные структуры Южной Атлантики  
 Абиссальные впадины (наиболее глубоководные части): А – Аргентинская, Б – Бразильская, Г – Гвинейская, АН – Ангольская, К – Капская, АГ – Агульяс  
 Срединно-Атлантический хребет: поднятия дна разной природы: РГ – Риу-Гранди, СП – Сан-Паулу, КХ – Китовый хребет, Д – Дискавери

ность и разную значимость. Наиболее протяженная разломная зона – Агульяс-Фолклендская.

Выше уже упоминалось, что это демаркационная структура, разделяющая разные по строению и геологической истории области океана. Она является крупнейшей в Атлантике, достигая длины около 6200 км. Начинаясь на севере Фолклендского плато, разлом заканчивается в районе, прилегающем к Южной Африке. В западной половине на большом протяжении разлом выражен монотрогом, местами сопровождаемым при-троговыми хребтами. В восточной половине он часто представлен двумя трогами, разделенными медианным поднятием; для этой части характерно кулисное расположение структур разломной зоны. Наибольшие глубины (5–6 км) приурочены к району, лежащему непосредственно севернее Фолклендского плато. Изохроны в пределах разломной зоны вырисовываются, начиная с М4 (126,5 млн лет, готерив). Однако современная спрединговая картина четко определяется только с изохроны 34 (84 млн лет, кампан). Этот временной рубеж имел важное значение для структурообразования и в ряде других районов Атлантики.

Контролирующая структурная роль Агульяс-Фолклендской разломной зоны ярко проявлена в обрыве ею малой спрединговой системы Метеор (рис. 25) [31]. Эта система простирается с севера на юг на 760 км, а с запада на восток – на 700 км, угасая в средней части впадины Агульяс. Рифтовая зона системы пересечена шестью поперечными разломами. На юге она трансформируется в большой разлом Шака, пересекающий Африкано-Антарктический спрединговый хребет. Его возраст позднекайнозойский, поэтому и возраст системы Метеор молодой. По структурным соотношениям она напоминает систему Хуан-де-Фука. Последняя на одном конце также переходит в разлом (Королевы Шарлотты), а на другом обрывается крупнейшим разломом Мендосино.

К наиболее крупным разломным нарушениям относятся (с юга на север): Гоф, Монтевидео, Риу-Гранди, Рио-де-Жанейро, Боде Верде,



Рис. 25. Структурное положение малой спрединговой системы Метеор (= система 15° в.д.)

САХ – Срединно-Атлантический хребет; ТСБ – тройное сочленение Буве

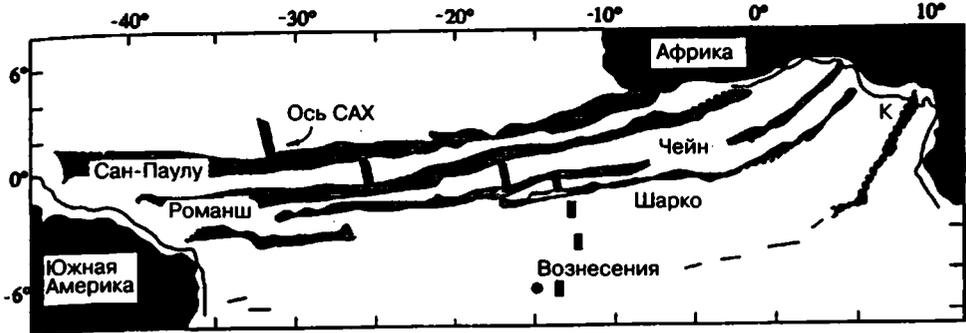


Рис. 26. Структурное положение разлома Чейн в Экваториальной Атлантике  
К – Камерунская вулканическая линия [33]

Вознесения, Чейн. По ним сведений очень мало. Ниже приведены некоторые данные по разломам Чейн и Риу-Гранди.

Разлом Чейн – следующий на юг от демаркационной разломной зоны Романш. На востоке он пересекает Гвинейский залив; на западе, в отличие от зоны Романш, значительно не доходит до Южной Америки (рис. 26). Его длина составляет ~3100 км. Осевую рифтовую зону САХ разлом смещает на ~300 км. Морфоструктурные данные даются ниже по [57]. Это узкий трог, шириной около 30 км, заглубленный относительно среднего уровня рельефа дна на 600–1600 м. Южный и северный борта трого представлены узкими хребтами высотой над средним уровнем дна 550–950 м. Авторы считают, что структура разлома представляет «идеальный грабен» [57, с. 15]. По глубине зона разлома делится на несколько отрезков. На 14,5° з.д. отмечена максимальная глубина в трого – 5470 м. В районе 17° з.д. глубина 4500 м, а на 13° з.д. – 4400 м. (Это глубины трогов, разделяющих отдельные отрезки.)

В 1992 г. строение разлома и вещественный состав пород изучались экспедицией на НИС «Академик Николай Страхов» [33]. Приведенное выше заключение о простой структуре разлома нашло подтверждение. Строение разреза земной коры здесь, в отличие от разлома Романш, «нормальное»: перидотиты вверх по разрезу сменяются габброидами, а последние – базальтами. Отмечалось, кстати, что для САХ это достаточно редкий случай. Перидотитам посвящена специальная публикация [24]. Выявлено разнообразие этих пород и сделан вывод о наличии местами мелкомасштабных мантийных неоднородностей. Возможно, что структурная простота данного разлома отражает его принадлежность к более молодой генерации поперечных нарушений САХ, чем, например, соседний разлом Романш, структура которого формировалась в несколько этапов и в итоге приобрела большую сложность.

Разлом Риу-Гранди упоминался выше как демаркационный. Он простирается на пространстве между Южной Америкой и Африкой из района севернее поднятия Риу-Гранди в северную часть Китового хребта примерно на 4700 км. Некоторые детали его структуры даны в [56]. В северной части хребта долина разлома имеет правильную V-образную форму, ширина которой на глубине 3000 м – 20–25 км. На глубине 4500 м долина сужается до 6 км.

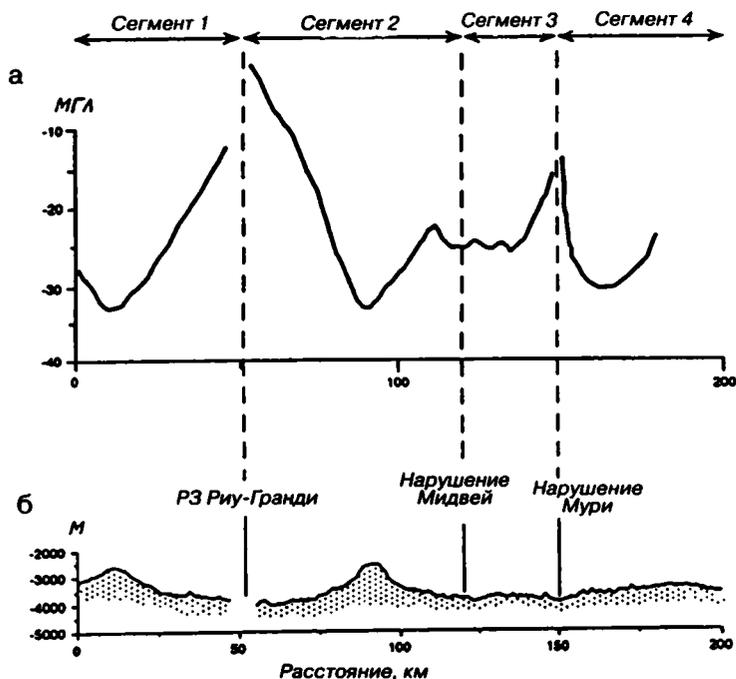


Рис. 27. Профили по оси Срединно-Атлантического хребта между 25°8' и 27°30' ю.ш. [56]

а - аномалии Буге; б - рельеф дна. Вертикальное искажение 10:1

Наибольшая глубина долины приурочена к пересечению с нодальной впадиной восточного интерсекта, где она составляет 4800 м. На дне долины выделяются узкие трюги (2 км шириной), смещенные один по отношению к другому на 2-3 км (левостороннее смещение). Стены на глубинах менее 3000 м изрезанные, зубчатые. На рис. 27 демонстрируются гравиметрические аномалии Буге вдоль оси Срединно-Атлантического хребта, на котором видна значительная аномалия в зоне описываемого разлома.

Судя по карте спутниковой альтиметрии, можно прийти к выводу, что на отдельных участках разломная зона Риу-Гранди осложняется дополнительными параллельными нарушениями.

Подавляющая масса разломов хорошо прослеживается в сводовой части САХ и не прослеживается или сильно затушевывается в пределах подводных окраинных блоков континентальной коры, вулканических поднятий и глубоководных впадин. Если в Аргентинской и Капской впадинах можно проследить отдельные разломы, то в Ангольской наиболее глубокая часть свободна от них. Как уже отмечалось, в последнем случае в основании впадины может быть континентальный блок.

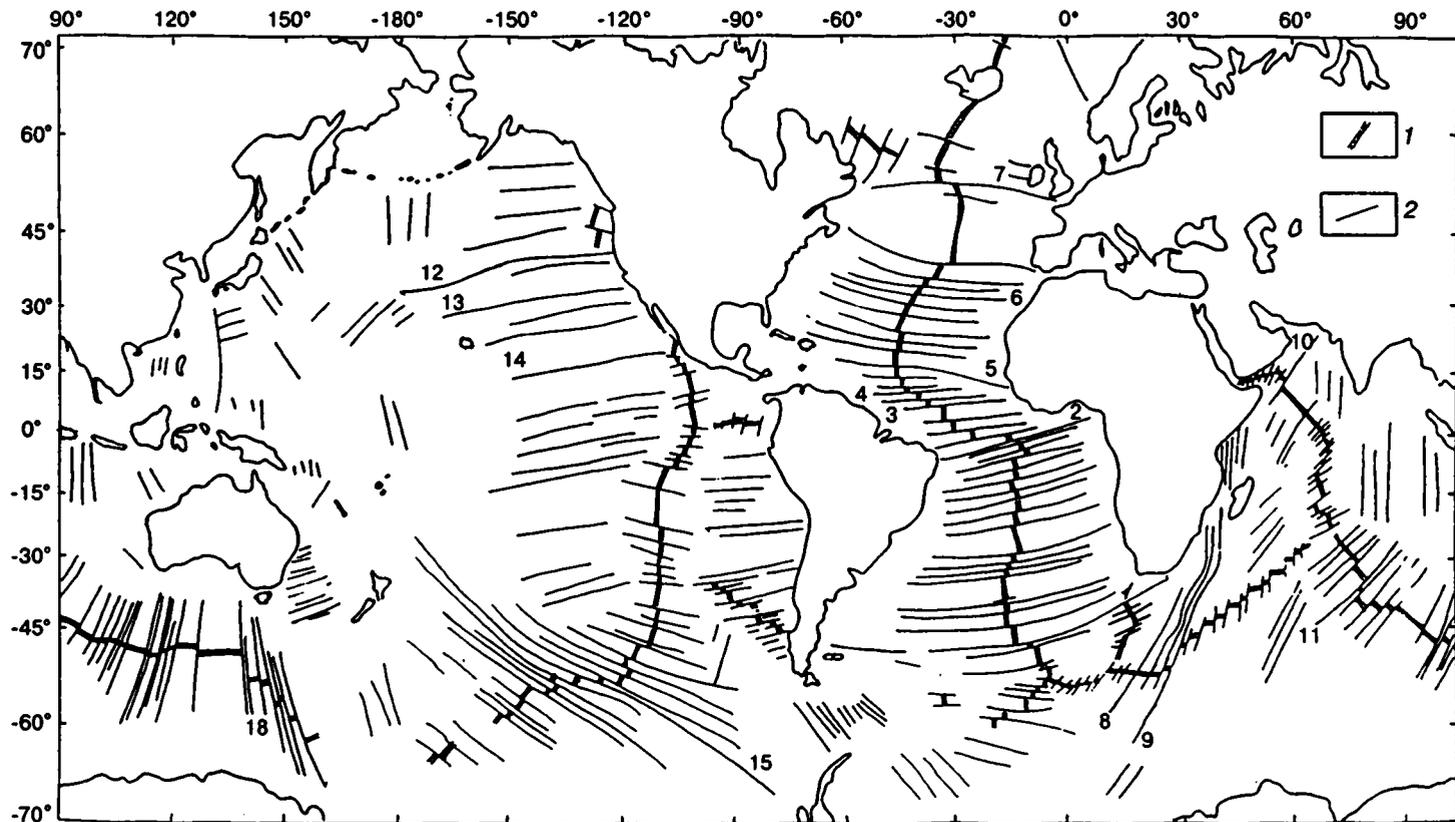
С севера на юг выделяется несколько групп территориально сближенных разломов. Это (с юга на север) двойной разлом Гоф, группы Кокс - Монтевидео, Риу-Гранди - Мури, Мартин Вас - Рио-де-Жанейро, двойные разломы Боде Верде и Вознесения. В последних двух случаях сближенные разломы имеют сходство с разломной зоной Романш, где более молодая разломная структура срезает более древнюю [5, 25]. Что касается других упомянутых случаев, то отдельные из них можно связать с явлением джампинга, в некоторой мере подобного осевому рифту. Но тип «джампинга» здесь другой - явление гораздо более мощное.

В межразломных зонах повсюду просвечивает сложный структурный рисунок, связанный с распространением на этих пространствах разноориентированных малых разрывных нарушений. Они свидетельствуют о том, что геодинамическая система далека от равновесной.

В предшествующих разделах мы уже говорили о других особенностях разломной тектоники. Основываясь на материалах по тектонике Центральной Атлантики, автор среди поперечных структур выделил шесть категорий: трансокеанские, пересекающие океанское ложе целиком; центральноокеанские, пересекающие срединный хребет и угасающие за его пределами; разломы сводовой части хребта; односторонние, развитые лишь по одну сторону хребта; фланговые, приуроченные к флангам хребта и периферийные, лежащие вне хребта. Все эти категории присутствуют в Южной Атлантике. К трансокеанским относятся разломные зоны Вознесения, Рио-де-Жанейро, Риу-Гранди, Агульяс-Фолклендский. Возможно, есть и другие. Подавляющую же массу составляют центральноокеанские разломы. Остальные категории представлены в малом количестве, значительно меньшем, чем в Центральной Атлантике. Следует заключить, что данный факт, с одной стороны, отражает меньшую степень воздействия нелинейных факторов на геодинамический режим в этой части океана, а с другой – разную геологическую предысторию обеих частей.

В заключение приведем карту поперечных разломных структур в Мировом океане, что даст возможность уяснить роль и позицию соответствующих нарушений Южной Атлантики в глобальном аспекте (рис. 28). На карте видно, что имеется пять вполне определенных группировок крупных поперечных разломов. Одна из них – Восточно-Индooкеанская, другая – Восточно-Тихooкеанская, третья – Южно-Тихooкеанская, четвертая – Северо-Атлантическая и пятая – Южно-Атлантическая. Каждая провинция в смысле ориентировки разломов и особенностей их сочетания имеет свою специфику. Если бы на карте удалось зафиксировать сколько-нибудь детальные морфоструктурные особенности каждой из группировок, отличия были бы еще более внушительные. Обращает на себя внимание близкая ориентировка разломов Восточно-Тихooкеанской и Южно-Атлантической группировок, а также Южно-Тихooкеанской и Северо-Атлантической группировок. В первом случае она восток-северо-восточная, во втором – северо-западная и запад-северо-западная. Все же большинство тяготеет к субширотной ориентации, что наводит на мысль о влиянии на их развитие ротационного фактора, что будет специально рассмотрено ниже. Что касается Восточно-Индooкеанской группировки, имеющей северо-восточную и субмеридиональную ориентировки разломов, то она стоит особняком. Вообще Индийский океан отличается пестрым распределением разломных систем, что отражает его особо сложную геологическую историю.

Подводя итог рассмотрению разломных структур Южной Атлантики, следует отметить их далеко недостаточную изученность. Ни один из даже самых крупных разломов не изучен не только по всей его длине, но и на сколько-нибудь значительном отрезке. Поэтому геологическая история разломов пока не раскрыта. А отсюда и стандартные геодинамические построения в будущем могут претерпеть изменения.



**Рис. 28.** Карта распространения крупных поперечных разломных структур в Мировом океане (по [60] с уточнениями)  
 1 - Мировая рифтовая система; 2 - разломные структуры  
 1-16 - разломы: 1 - Агульяс-Фолклендский, 2 - Романш, 3 - Долдрамс, 4 - Вима, 5 - Зеленого Мыса, 6 - Хэйса, 7 - Чарли Гиббс, 8 - Дю-Тойт, 9 - Принс-Эдвард, 10 - Оуэн, 11 - Амстердам, 12 - Мендосино, 13 - Меррей, 14 - Кларин, 15 - Элтанин, 16 - Австрало-Антарктическая зона

## РАЗЛОМЫ И РЕГМАТИЧЕСКАЯ СЕТЬ

В одной из работ 2001 г. вновь была поднята тема о планетарной регматической сети трещиноватости [1].

Ранние публикации о ней относятся еще к 60-м годам. В работе приводятся розы-диаграммы направлений линеаментов (трещиноватости) для всех материков и океанов. Как видно на диаграммах, всюду превалирует ортогональная система линеаментов, но выделяется также и диагональная с азимутом в основном  $30-60^\circ$  и  $120-150^\circ$ . Предполагается, что линеаменты можно идентифицировать с разрывными нарушениями. Отмечено, что регматическая сеть имеет длительную историю развития и причинно связана с вращением Земли.

Приводим диаграмму для Атлантического океана (рис. 29). На ней видны «гипертрофированные лепестки субширотной системы», – пишут авторы, – за что «ответственны направления трансформных разломов и связанных с ними структур» (с. 5). Все сказанное совершенно справедливо. Правильно отмечена роль ротационного фактора в образовании трансформных разломов Атлантики, о чем автор этих строк писал неоднократно ранее (1994 г.<sup>4</sup> и др.)

Обратимся к диагональным линеаментам.

Для Центральной Атлантики в этом плане отметим две работы [17, 35].

Последняя из них проиллюстрирована картой, отображающей разломы северо-западного простирания в секторе Атлантического океана между  $7^\circ$  ю.ш. и  $25^\circ$  с.ш. (рис. 30). Карта более чем красноречива. Однако ни в той, ни в другой статье системы разломов с регматической сетью не связывались.

Что касается Южной Атлантики, то в отношении ее подобных работ нет, но отдельные указания на существование диагональных нарушений имеются. Остановимся на соответствующих примерах, отмеченных в предшествующем тексте.

В отношении диагональных разрывных нарушений в Срединном хребте примером служит Анголо-Бразильский геотраверз. Многочисленные нарушения северо-западного и северо-восточного простирания видны на рис. 4. Впервые они были отмечены Б.Д. Угловым [40]. Это нарушения сравнительно малого порядка. Остановимся на более значительных.

В восточной области имеются две диагональные разломные зоны: Китового хребта и Камерунская линия. С обеими связаны вулканические цепи, в первом случае вулканизм более ранний ( $K_2-KZ$ ), во втором – отвечает новейшему тектоническому этапу. Обе зоны имеют северо-восточное простирание  $\sim 40-45^\circ$ .

В западной области также имеются вулканические цепи разломной природы, но ориентированные на северо-запад примерно под таким же углом. Их группа тяготеет к угловому контуру края Южной Америки, находящемуся в Южной приэкваториальной области.

<sup>4</sup> См. «Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики». М.: Наука, 1994. 85 с.



Рис. 29. Роза-диаграмма направлений линейных структур в Атлантическом океане. На радиальной шкале – количество замеров [1]

Перечисленные примеры не исчерпывают «косых» структур на океанском дне, но они достаточны, чтобы поставить вопрос об их прямом отношении к планетарной регматической сети.

Если эти данные сопоставить с соответствующими разломными структурами в Центральной Атлантике, то уверенность в сделанном заключении возрастает.

Можно привести также данные о диагональных разломных нарушениях в пределах восточной окраины Южной Америки. Г.Б. Удинцев выделил здесь три основные ориентировки разломов:

- «1) северо-западную, характерную для древнего фундамента Пампо-Патагонской плиты в южной части континента;
- 2) северо-восточную, характерную для структур древнего фундамента Гвианско-Бразильского щита и для относительно молодых дислокаций вдоль всего края континента...;
- 3) широтную, характерную для трансконтинентальных – трансокеанических (трансформных) разломов.

Таковыми разломами ограничены поднятия и опущенные ступенчатые блоки фундамента, контролирующие накопление послемеловых осадочных толщ» [42, с. 161].

На основании всего сказанного следует сделать вывод, что диагональные разрывные нарушения Южной Атлантики действительно являются составными элементами глобальной регматической сети трещиноватости. Но геометрия этой сети здесь приглушена мощнейшим развитием спредингового процесса, с одной стороны, и геодинамическим воздействием (в какой-то степени) плюмов – с другой.

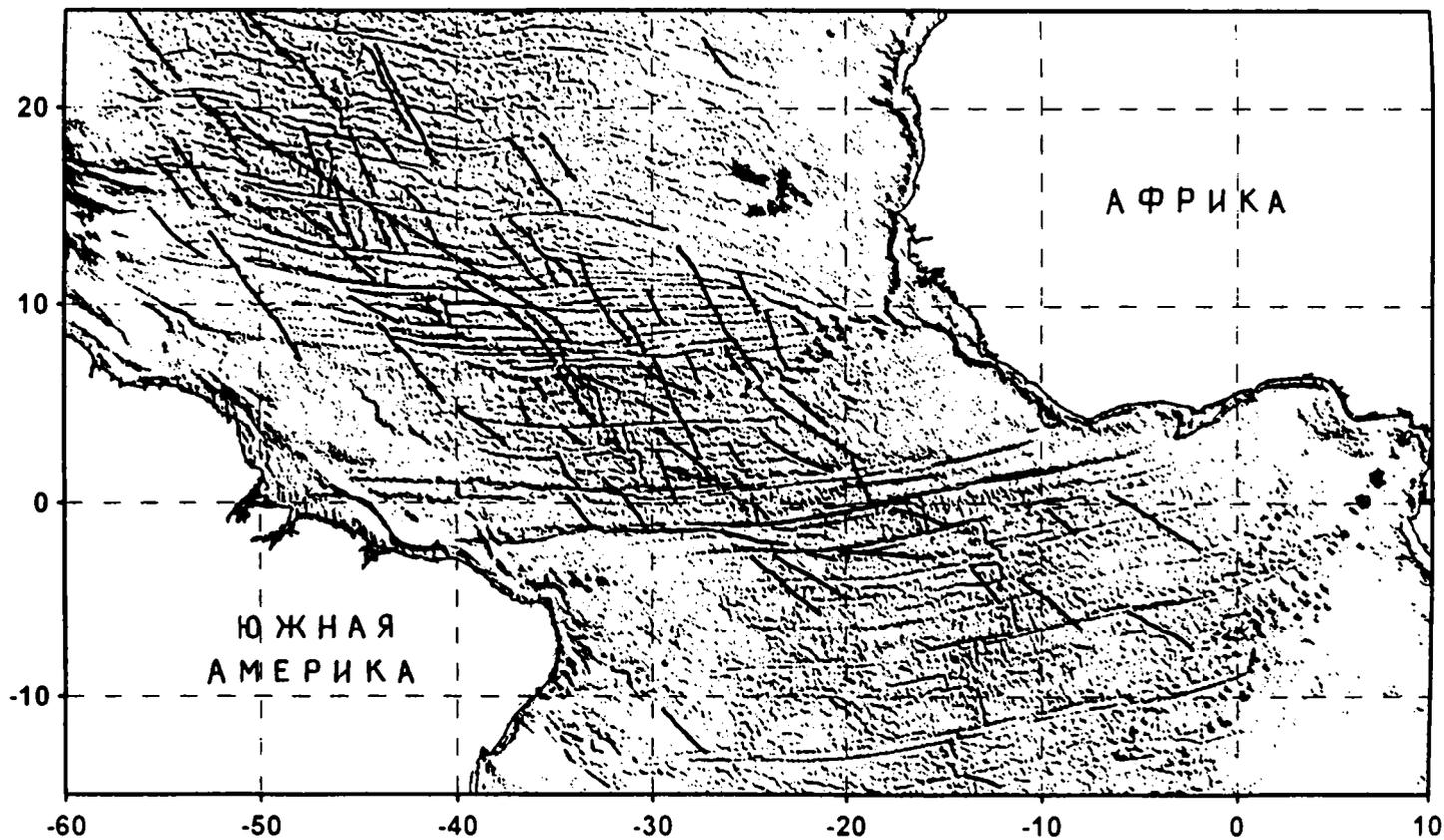


Рис. 30. Диагональные разломы северо-западного простирания в Тропической Атлантике [17]

## КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

Известно, что атлантические окраины Южной Америки и Африки принадлежат пассивному типу. Но к данному типу относятся также и окраины Северного Ледовитого океана, весьма отличные по геологическому строению. Очень четко это показал Н.А. Богданов в работе, посвященной континентальным окраинам Мирового океана [4]. В связи с этим, по отношению к континентальным окраинам Южной Атлантики точнее пользоваться понятием «атлантический тип».

Общим признаком континентальных окраин пассивного типа является морфоструктурная триада: шельф, материковый склон и материковое подножие. С тектонической точки зрения, характернейшую особенность представляет развитие здесь вытянутых примерно параллельно краю континента, очень глубоких прогибов, получивших в отечественной литературе название периокеанических. В отдельных из них мощность отложений ( $MZ + KZ$ ) достигает 12–15 км. В их основании происходит сочленение континентальных и океанских мантийных масс. Модель такого сочленения и коровых структурных взаимоотношений, согласно идее автора, приводится на рис. 31.

Цепочки периокеанических прогибов отчетливо видны на гравиметрической карте Мирового океана [61], будучи подчеркнуты резкими отрицательными аномалиями. Такие аномалии прослеживаются вдоль атлантического края Северной и Южной Америки, северо-запада Африки, востока Африки, запада Индии, на периферии Австралии. Местами они видны вдоль окраины Западной Европы, а также (менее четко) на западе и юге Африканского континента.

Приведенная и другие модельные схемы образования континентальных окраин атлантического типа носят весьма обобщенный характер. В действительности имеет место большая сложность в их происхождении и развитии, подчеркиваемая тектоническим строением. Так, в Южной Атлантике, как и в других местах вдоль приматерикового борта прогибов, широко представлены продольные разрывные нарушения – листрические и нормальные сбросы. Распространены в них и складчатые формы. Большую сложность в структуру вносит соляная тектоника (соли накапливались в среднемеловое время). Сейсмикой и нефтегазовым бурением в прогибах по обеим сторонам океана выявлены многочисленные впадины–бассейны, разняющиеся по форме, размерам, геологическим разрезам, тектоническим нарушениям. Вдоль южноамериканской окраины южнее экватора в пределах шельфа (до глубин 200 км) насчитывается около двух десятков подобного рода впадин. Вдоль африканской окраины – шесть впадин. Они составляют элементы периокеанических прогибов. Их системы могут находиться в пределах шельфа, материкового склона и материкового подножия, иногда охватывая в той или иной мере все три названные геоморфологические единицы, либо любую их пару, а иногда локализуясь лишь на шельфе. В приаргентинской полосе до изобаты 200 м выделяется шесть впадин–бассейнов, ориентированных не вдоль побережья, а поперек (рис. 32). В качестве примера приведем некоторые данные о бассейне Сан Юлиан [63].

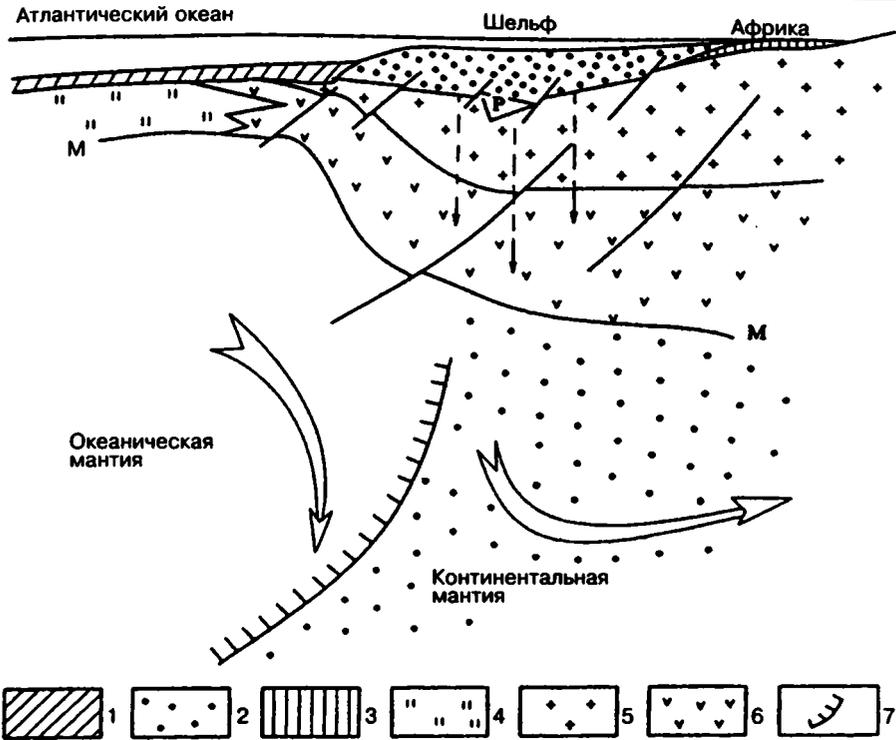


Рис. 31. Возможная геодинамическая модель сочленения Африки и Атлантического океана

1 - осадочный слой океанической коры; 2 - выполнения периокеанического бассейна; 3 - осадочный чехол платформенного бассейна; 4-6 - слои: 4 - 2-й и 3-й океанической коры, 5 - гранитно-метаморфический, 6 - «базальтовый»; 7 - раздел океанической и континентальной мантии. М - раздел Мохо, Р - палеорифт

Стрелки - направления движения глубинных масс. Пунктирные стрелки - направления втягивающей силы

Площадь бассейна ~14300 км<sup>2</sup>. Он образовался в результате раскола южной части Гондваны, происходившем в триасовом периоде. В начальную фазу данный участок земной коры подвергся растяжению, что привело к образованию изолированных грабенов, разломно-блоковой структуры и значительной вулканической деятельности. В дальнейшем здесь образовалась окраинно-континентальная структура. Проведенным в бассейне бурением достигнуты породы, лежащие на глубине 2940 м. Нижняя часть разреза представлена средне-верхнеюрскими континентальными отложениями, максимальная мощность которых по различным данным оценивается 1200 м (max).<sup>5</sup> К концу юры рифтогенное развитие завершилось, но континентальная седиментация продолжилась до конца мела. Мощность нижнемеловых пород - 1500 м; верхнемеловых - 150 м. Андийская орогения привела к становлению собственно пассивной окраины, в пределах которой накопилась 400-метровая толща морских кайно-

<sup>5</sup> Ниже также приводятся максимальные мощности.



Рис. 32. Расположение впадин-бассейнов на Аргентинской пассивной окраине [63]

Обозначения бассейнов: ЮМ – Южный Мальвинский, СД – Сан Джордж, СЮ – Сан Юлиан, Р – Роусон, К – Колорадо, С – Саладо, ПЛ – Пунта дель Лесте, П – Пелотас

зойских отложений (Р + Q), перекрывающих с несогласием нижележащие породы мела. Последние были деформированы в волнистые складки, и вся структура была разбита многочисленными разрывами в основном субширотной ориентировки (рис. 33).

Мы остановились на данном примере, в частности, потому, что в общих тектоно-геодинамических построениях, посвященных пассивным окраинам, впадины такого рода (поперечные) не нашли пока отражения. Возможно, что в этих случаях имеет место их тектоно-геодинамическая связь с поперечными океанскими разломами.

Хотя ориентировка впадин-бассейнов поперечная по отношению к береговой линии, их цепочка в целом простирается в общем согласно с краем материка.

Данные о впадинах Бразильской континентальной окраины сведены и проанализированы А. Забанбарк [9]. Здесь имеется 10 осадочных нефтегазоносных бассейнов, цепочка которых протягивается с севера на юг (рис. 34). Их большая северная группа охватывает не только акваторию, но и сушу, в отличие от южной, находящейся в океане. Внизу разреза бассейнов залегают «континентальные, аллювиально-озерные и дельтовые серии юрско-неокомского возраста, перекрытые в отдельных районах аптскими солями, в средней части – известняки так называемой карбонатной платформы (средний и верхний мел), вверху – терригенные морские образования (турбидиты) верхнего мела – палеогена – неогена, которые к краю шельфа сменяются глинистыми породами. Исследования периконтинентальных бассейнов показали, что мощные и регионально распространенные коллекторские горизонты турбидитов (пористостью до 30%, а проницаемостью до 5 Дарси) являются прекрасными вместилищами нефти и газа, а перекрывающие их пакки флюидоупоров (соли, глины), в сочетании с высокопотенциальными материнскими породами, дают гигантские скопления углеводородов в турбидитовых толщах на континентальных склонах» [9, с. 147].

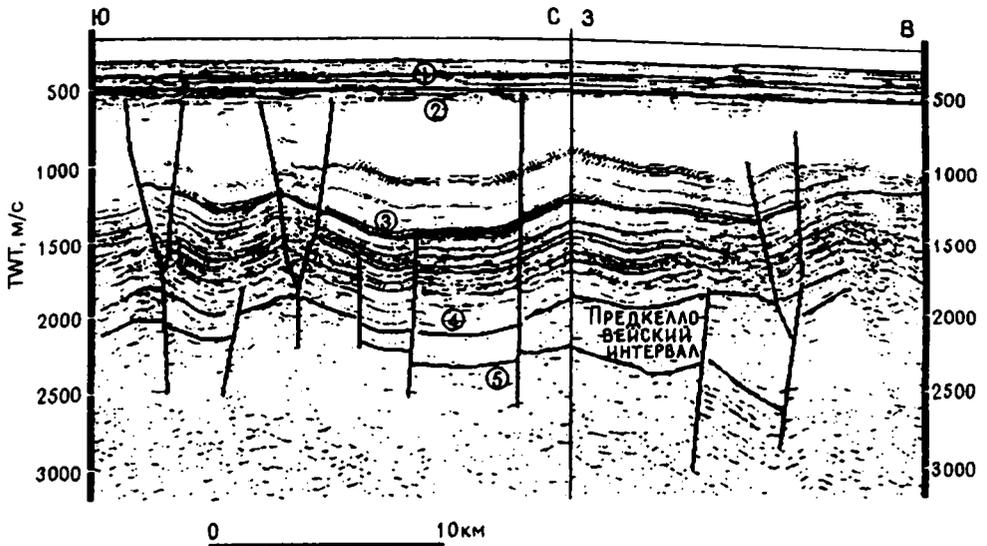


Рис. 33. Интерпретированный составной сейсмический профиль через южную часть бассейна Сан Юлиан [63]

TWT – время двойного пробега сейсмических волн (здесь и далее)

Цифрами в кружках обозначены: 1 – основание комплекса пассивной окраины, 2 – основание маастрихтских отложений, 3 – верхняя граница рифтового комплекса, 4 – верхняя граница предкелловейского разреза, 5 – граница фундамента  
Субвертикальные линии – разрывные нарушения

С противоположной, африканской, стороны рассмотрим в качестве примера Ангольскую пассивную окраину. Соответствующий сегмент занимает протяженную полосу, простирающуюся с севера на юг от 6° ю.ш. (широта устья р. Конго) до 14° ю.ш. (880 км), ограниченную изобатой 3000 м. Соответственно, размеры окраины составляют 880x270 км (max).

Сегмент разбит на три бассейна: северный – Нижнее Конго, средний – Кванза и южный – Бенгуела [59].

На основе корреляции сейсмических маркеров и данных глубоководного бурения фиксируется следующая последовательность событий.

Ранний неоком – синрифтовая стадия: лагунные отложения, образовавшиеся в грабенах и полуграбенах.

Баррем – ранний апт – начало пострифтовой стадии: предсоленосные континентальные и лагунные отложения разного литологического состава, в том числе органогенные сланцы.

Средний и поздний апт – региональное накопление соли. Соль оказала сильнейшее воздействие на строение последующих отложений, определяя пострифтовый структурный стиль Ангольской континентальной окраины.

Постсоленосные отложения вплоть до сеномана представлены преимущественно платформенными карбонатами и их глубоководными эквивалентами.

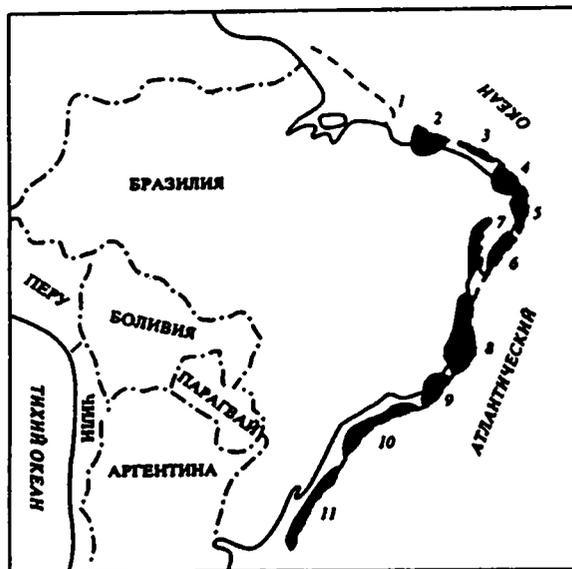


Рис. 34. Схематическая карта размещения осадочных бассейнов на континентальной окраине Бразилии [9]

1-11 - осадочные бассейны и их границы: 1 - дельта реки Амазонки, 2 - Баррейриньяс, 3 - Сеаре, 4 - Потигуар, 5 - Пернамбуко-Парайба, 6 - Серджипе-Алагоас, 7 - Байя, 8 - Эспирито-Санто, 9 - Кампос, 10 - Сантос, 11 - Пелотас

Период поздний мел - ранний миоцен характеризуется погружением бассейнов седиментации с преимущественным осадконакоплением.

Ранний миоцен - время дифференцированных поднятий и формирования шельфа.

На профилях, пересекающих упомянутые выше впадины-бассейны, показана их глубина, достигающая (включая синрифтовые комплексы) 8 км. Мощность соленосной толщи в апте в центральной части бассейнов достигла 2 км. Соляная тектоника в постсолевых отложениях в бассейне Кванза видна на рис. 35.

В качестве обобщения можно констатировать, что образование Ангольской пассивной окраины связано с проградацией возникшего несколько южнее рифта между Южной Америкой и Африкой.

Совершенно специфический характер носит континентальная окраина в районе Фолклендского выступа Южной Америки. Она представляет собой особый тип структурных образований подобного рода. Но об этом шла речь в разделе «Поднятия на океанском дне».

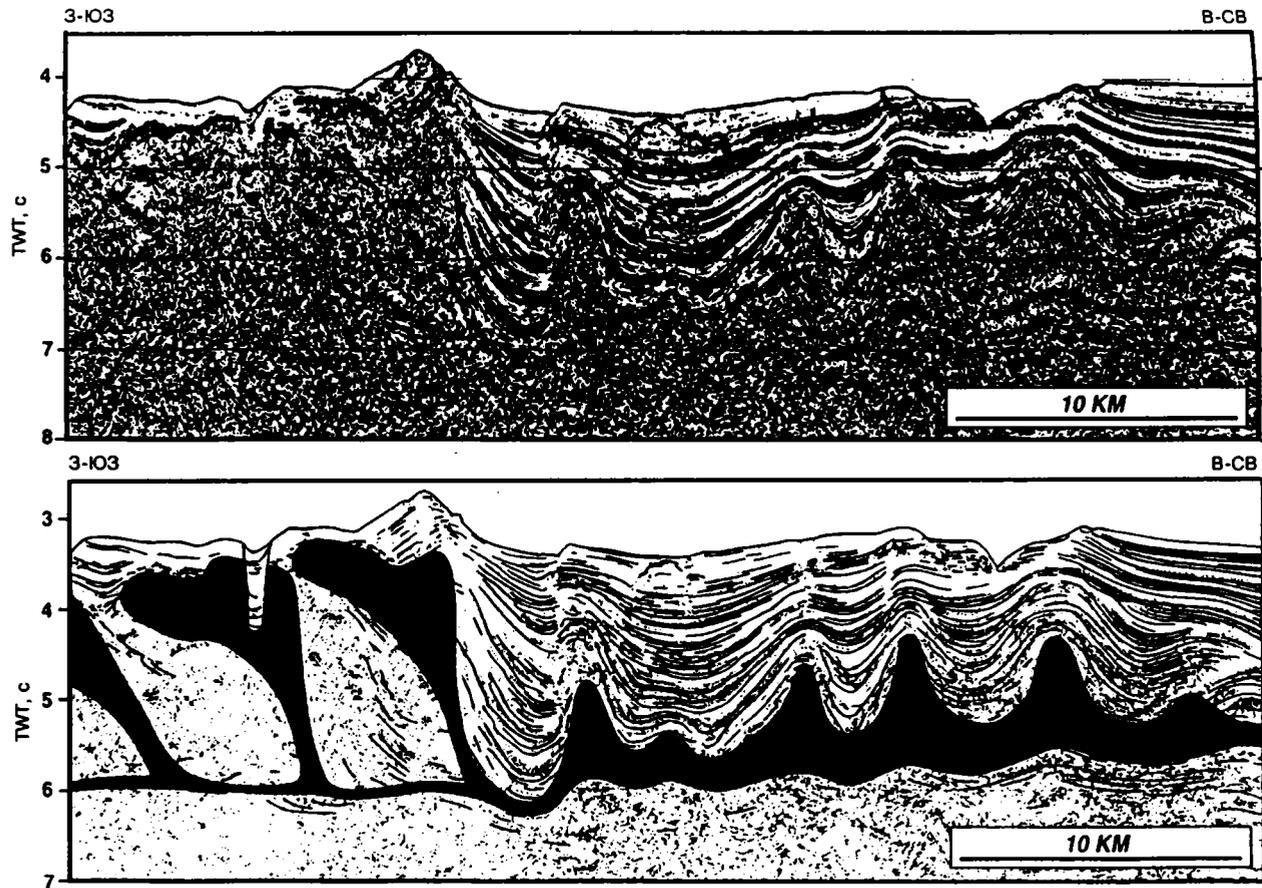


Рис. 35. Деформации соленосной и постсоленосной толщ по субширотному сейсмопрофилю Ангольской пассивной окраины на широте г. Луанды (север бассейна Кванза, центральная часть окраины). Структурная интерпретация по [59]. Темным выделена соленосная толща.

## ПРИРОДА ФУНДАМЕНТА И ВРЕМЯ ЗАЛОЖЕНИЯ ВПАДИН И ПОДНЯТИЙ

Ниже будут рассмотрены условия и время образования глубоководных впадин и поднятий дна Южной Атлантики.

Аргентинская впадина отличается наибольшей площадью самых больших глубин в Южной Атлантике, это коррелирует с представлением о ее более раннем заложении, по сравнению с впадинами, расположенными севернее. Кора в основании западной части впадины характеризуется океаническим типом. Однако тектонический анализ показывает, что местами в структуре коры могут присутствовать отдельные континентальные блоки. Они представляют собой отколотые от гондванских материков и перемещенные фрагменты, вовлеченные в процесс океанообразования в основном в стадию рифтинга.

Проведенное глубоководное бурение не вскрыло отложений древнее кампана. Скважина на юге впадины не вышла даже из олигоцена, встретив в забое базальты. Естественно, последние к фундаменту структуры отношения не имеют, являясь составным элементом верхней части разреза впадины. По данным сейсмоки, мощность осадочного слоя на западе впадины непостоянна и изменяется в пределах 0,4–1,4 км. На севере его мощность в интервале кампан–квартер составляет 830 м. Но здесь, ниже кампана, могут залегать отложения более древних ярусов мела, возможно, и юрские. В бассейнах континентальной окраины Аргентины их основание перекрыто средне–верхнеюрскими континентальными отложениями значительной мощности, отвечающими синрифтовой стадии. Рифтогенный тип развития завершился в конце юрского времени. Таким образом, по этим данным начало образования Аргентинской впадины должно относиться к концу юры. Для погружения впадины большое значение имело время конца мелового периода, когда по Фолклендскому разлому произошло глубокое опускание ее южной части.

Противоположная Капская впадина не сходна с Аргентинской. Она имеет иную форму, меньшие размеры и глубины, большую структурную расчлененность. В ее центральной части можно предполагать наметившийся, но не получивший развития небольшой спрединговый центр. Он находится на простирании малой спрединговой системы Метеор, о которой шла речь в разделе о разломах.

На востоке впадины методом ГСЗ выявлен океанический тип строения земной коры. Мощность осадков на данном участке небольшая – 0,5 км. Но на том же склоне, в скв. 361 вскрыт разрез 1335 м. В его основании отложения имеют раннеаптский возраст. Это самые древние отложения в осадочном слое впадин Южной Атлантики, вскрытые бурением. Они представлены, как указывалось, черными глинистыми сланцами, переслаиваемыми с алевролитами и песчаниками. Более древние породы в восточной части впадины представлены базальтовыми покровами. Они распространены в зоне перехода океан–континент, перекрывая древний континентальный фундамент [42]. Сейсмикой фундамент просле-

жен до глубин ~4000 м. Базальтовые покровы имеют позднеюрский-раннемеловой возраст. Уточняя, что это синрифтовые лавы, Г.Б. Удинцев пишет, что они отвечают «начальному этапу образования океанической впадины, ее мелководной лагунной стадии» [42, с. 152]. Однако зарождение глубоководной океанической впадины, как таковой, произошло очевидно в самом конце этого этапа, т. е. в конце раннего мела.

В Ангольской впадине вскрытые бурением древнейшие отложения имеют также аптский возраст, но представлены они в точке бурения (северный участок впадины) глубоководными известняками, вскрытыми на глубине 1086 м от поверхности дна (глубина воды 2448 м). Скважина располагается лишь немного южнее Гвинейского поднятия, относящегося к приграничной полосе между Южной и Центральной Атлантикой. Соответственно, ~115 млн лет назад глубоководная океаническая впадина в этом районе уже существовала. История же ее началась раньше. Чтобы подойти к ранним этапам, обратимся к строению Ангольской континентальной окраины. Начало развития континентальной окраины относится к раннему неокому (синрифтовая стадия). В среднем и позднем апте в бассейне образовалась толща соли, но в альбе установились нормальные морские условия, местами глубоководные. Время зарождения Ангольской впадины должно быть тем же, что и начало пострифтовой стадии развития континентальной окраины, т. е. баррем – ранний апт. Соответственно, погружение блока, лежащего в основании Ангольской впадины, вероятно, имеющего континентальную природу, должно было произойти в эпоху начала рифтогенеза, т. е. в раннем мелу.

Время образования Бразильской глубоководной впадины однозначно определить трудно. Бурение в ней дало следующие результаты. Во всех шести скважинах в забое встречены базальты. Выше базальтов могут залежать отложения кампана, маастрихта, среднего эоцена и даже среднего миоцена. Отложения кампана обнаружены в скв. 355 на западном крыле впадины. Но севернее примерно в той же тектонической позиции находятся скважины 23, 24, где базальты перекрыты отложениями среднего миоцена. Маастрихт вскрыт на юге восточного крыла впадины, вблизи САХ (скв. 20), а средний эоцен – в том же районе, но западнее предыдущей скважины, т. е. дальше от срединного хребта (скв. 14, 19). Все скважины бурились на очень больших глубинах дна (интервал 4346–5148 м). Базальты верхних стратиграфических уровней к началу образования впадины явно отношения не имеют. В связи с этим, речь может идти о базальтах, перекрытых кампаном, представленным океанскими осадками. Однако, если ориентироваться на океанский разрез поднятия Сан-Паулу, то возраст наиболее древних слоев на западе впадины можно удревить до позднего альба. Бассейны бразильской континентальной окраины вышли из рифтогенной стадии еще раньше – примерно на рубежах апта и альба (если эвапориты позднего апта считать отложениями внутреннего бассейна). Итак, мы подходим к тому, что зарождение Бразильской впадины относится к середине среднего мела.

Фундамент впадины, по данным ГСЗ, океанический. Континентальным может быть лишь поднятие, продолжающее на восток банку Аброльос.

Фолклендский выступ по времени образования является наиболее древним в Южной Атлантике. Его южным обрамлением служит крупная и глубокая Мальвинская впадина, простирающаяся от Огненной Земли в широтном направлении на 500 км и сменяющаяся далее на востоке Фолклендским трогом. Трог оконтуривается изобатой 3000 м и простирается до банки Мориса Юинга. Если сопоставлять геологическую историю Мальвинской впадины с историей развития рассмотренного выше бассейна Сан-Юлиан, то в начале развития она прошла триасово-юрскую рифтогенную стадию, а современный вид приобрела в течение мелового времени (континентальное развитие) и кайнозоя (океанский этап).

С севера Фолклендский выступ резко оборван Агульяс-Фолклендским разломом, отделяющим его от Аргентинской глубоководной впадины, основание которой бурением не вскрыто. Наиболее древние отложения в разрезе впадины представлены наннопланктонными илами и глинами кампана-маастрихта. Очевидно, что в конце мела Фолклендский разлом существовал. Некоторый свет на этот вопрос проливает восточный отрезок Агульяс-Фолклендской разломной зоны – собственно разлом Агульяс. Он протягивается между банкой Агульяс и Африканской подводной окраиной и изучен на расстоянии 1200 км. Заложение разлома связывается с распадом Западной Гондваны в эпоху раннего мела [45].

Фолклендский выступ имеет сложную структуру. На западе выступает блок Фолклендских островов, сложенный докембрием и палеозоем. На востоке находится подводный блок – банка Мориса Юинга, где на протерозойском кристаллическом фундаменте залегают средне(?)–верхнеюрские континентальные отложения. Между блоками, под Фолклендским плато, развита крупная глубокая впадина, выполненная отложениями мела, палеогена и неогена. По мощности этот разрез в три раза превышает разрез поднятия банки Мориса Юинга. Но разрезы отличаются не только по мощности, а и по строению, что иллюстрирует сейсмический профиль (см. рис. 22, а), на котором видно, что дифференцированное развитие впадин и поднятия началось еще в юрское время. Из всего сказанного следует, что Фолклендская впадина, Фолклендский трог и Мальвинская впадина – одновозрастные периконтинентальные тектонические структуры. В совокупности они образуют весьма крупную, структурно расчлененную тектоническую область, находящуюся на материковой периферии и оборванную с севера Агульяс-Фолклендской разломной зоной, заложившейся в более позднее время. Тем самым, в данном случае устанавливается особый тип строения пассивной континентальной окраины.

Выступ Сан-Паулу отделен от Южной Америки глубокими периокеаническими бассейнами Сантос и расположенным севернее на небольшом расстоянии бассейном Кампос (см. рис. 34). Поскольку бурение на плато Сан-Паулу остановлено в нескольких сотнях метров от акустического фундамента, вскрыв в забое только отложения позднего альба, обратимся к разрезам бассейнов с тем, чтобы по косвенным признакам представить время начала формирования поднятия.

Разрез бассейна Кампос, опубликованный А. Кароцци и Ф. Фалькенхтейном в 1985 г. воспроизведен в работе [9]. Поверх докембрийского

кристаллического фундамента залегают аллювиальные грубообломочные отложения, сменяющиеся кверху раковинными известняками, а затем эвапоритами позднего апта. В альбе к эвапоритам добавились вулканокласты. Они перекрыты мелководными отложениями, образовавшимися в изменчивой морской обстановке (преимущественно шельфа, но и континентального склона). Общая мощность разреза 6–7 км, из которых на отложения альба–миоцена приходится половина.

Скважина 356 на плато Сан-Паулу (восточный склон плато; глубина океана 3175 м) в стратиграфическом интервале поздний альб – квартал (разрез с небольшими размывами) вскрыла толщу осадков мощностью всего 741 м. Отложения морские; в низах – известняки, доломитизированные известняки, известковистые аргиллиты, выше которых – пачка битуминозных черных глин. Эвапоритов в разрезе нет.

Таким образом, можно отметить, что континентальный выступ Сан-Паулу оформился в допозднеальбское время, когда и был вовлечен в процесс океаногенеза. По структурному положению поднятие имеет известное сходство с поднятием Мориса Юинга. В обоих случаях к востоку лежат глубоководные океанские впадины.

На батиметрической карте ГЕБКО [54] можно видеть, что несколько южнее континентального блока Сан-Паулу имеется равновеликий ему выступ, не имеющий названия. Основная часть выступа лежит на глубинах от 3000 до 4000 м. По очертаниям оба выступа похожи. От плато Сан-Паулу рассматриваемый блок отделен небольшой, но глубокой абиссальной равниной. Наиболее вероятно, что упомянутый выступ, хотя и лежит в значительной части за пределами материкового склона, имеет континентальную природу.

В тылу этого выступа также находится узкий и глубокий прогиб, соответствующий бассейну Пелотас. Из всех бассейнов окраины Бразилии в данном бассейне отложения имеют наибольшую мощность – 8 км (а местами и более) [9]. Считается, что выполняющие бассейн отложения имеют меловой и кайнозойский возраст, но в отношении конкретной стратиграфии в нашем распоряжении данных нет. Возможно, что разрез выступа более или менее сходен с таковым блока Сан-Паулу, но нельзя исключать, что базальные горизонты здесь немного древнее.

К северу от блока Сан-Паулу, также на небольшом расстоянии, имеется еще один, но сравнительно небольшой континентальный выступ, соответствующий банке Аброльос. В отличие от предыдущих, большая его часть лежит на шельфе. Но по особенностям рельефа можно предполагать, что частично континентальная кора простирается также восточнее материкового склона.

Южный из трех упомянутых выступов лежит на той же широте, что и внутриокеаническое плато Риу-Гранди.

Поднятие Риу-Гранди с точки зрения его природы и времени образования рассмотрено выше. Автор не исключает его континентальной природы и среднемелового времени начала образования. Если развивать эту точку зрения последовательно, то поднятие Риу-Гранди нужно рассматривать как микроконтинент, естественно с видоизмененной нижней

корой. В работе [15] отмечается, что излияния базальтов, обнаруженных в основании скв. 516, происходили «на небольших глубинах фотической зоны, поскольку в трещинах в базальтах обнаружены обильные остатки водорослей, мшанок, морских ежей и толстостенных моллюсков» (с. 32), что никак не противоречит развиваемой автором точке зрения.

Обратимся далее к поднятиям на восточной стороне океана. В отношении поднятия Китового хребта прежде всего следует отметить, что как по его форме в плане, так и по тектоническому строению оно уникально в этом океане. Длина поднятия (2700 км) превышает ширину в несколько раз. Это линейная морфоструктура, расположенная по отношению к простиранию Срединно-Атлантического хребта под углом  $\sim 40^\circ$ . Общий характер тектонической структуры поднятия глыбовый. В южных районах большая роль принадлежит вулканическим грядам и группам. Гряды простираются в том же северо-восточном направлении, что и хребет.

Китовый хребет принято рассматривать в качестве пары с поднятием Риу-Гранди, разобобщенных процессом спрединга. Но из приведенных данных можно видеть, что никакого структурного подобия между ними нет. Принимается также, что глубоководным бурением в ряде пунктов южной половины хребта вскрыт его базальтовый фундамент. Однако пробуренные базальты включают глубоководные осадочные породы, преимущественно известняки, с фораминиферами и наннопланктоном, датирующими кампанский и маастрихтский возраст, т.е. тот же, что имеют и перекрывающие базальты отложения [15]. Можно говорить лишь об акустическом «фундаменте», но не о фундаменте хребта. Бурение на севере хребта (где бурилась скв. 363) вскрыло более древние, апт-альбские, слои, не встретив базальтов вообще [14]. Низы разреза (апт) представлены преимущественно известняками с богатым комплексом планктонных фораминифер. Так что и здесь о характере фундамента данных нет.

Северный сегмент поднятия, как можно считать на основе анализа карт ГЕБКО и Гравиметрической [54, 61], сдвинут на запад по отношению к его остальной части. Можно видеть также перемычку, соединяющую сегмент с Африкой. Рельеф его поверхности уплощенный. Центральная часть сегмента лежит на глубинах 1000 м. Эти данные позволяют рассматривать сегмент как блок континентальной коры. Что же касается остальной части хребта, характеризующейся развитием вулканических образований, то она может параллелизоваться с Камерунской вулканической линией, имеющей разломную природу, но Китовый хребет – структура более крупного порядка. Сходство наблюдается в простирании обоих поднятий. Тем самым, речь идет о крупной внутриокеанической зоне разломных нарушений, приуроченной к разделу Ангольской и Капской глубоководных впадин.

Уже отмечалось [10], что в принципе сходная точка зрения в литературе высказывалась [10].

Время зарождения главной части поднятия, судя по истории базальтового магматизма, вероятно, приходится на поздний мел.

О развитии Гвинейского поднятия, как и о природе его основания, данных мало. Из-за незнания разреза поднятия и Гвинейской впадины (отсутствие глубоководного бурения) нет возможности с определен-

ностью подойти к времени его образования. Структурное положение поднятия на крайнем севере Южной Атлантики позволяет связать его возникновение с альбским временем (100 млн лет назад), когда в широтной зоне Атлантического океана происходили весьма значимые тектонические процессы, приведшие в результате к единению до того разобщенных Южной и Центральной океанских областей.

\*\*\*

Историко-геологический анализ позволил дать схему тектонического развития основных структур Южной Атлантики (таблица). Отрезку времени триас – средняя юра отвечает предрифтовая стадия, когда происходило дробление Гондваны с последующим вовлечением ее отдельных фрагментов в океаногенез. Такие фрагменты (в настоящее время – выступы, отторженцы) присутствуют в фундаменте всех описанных глубоководных впадин и поднятий океанского дна. При этом структура земной коры в них местами изменена в столь высокой степени, что в геофизических полях континентальный тип ее строения может не фиксироваться.

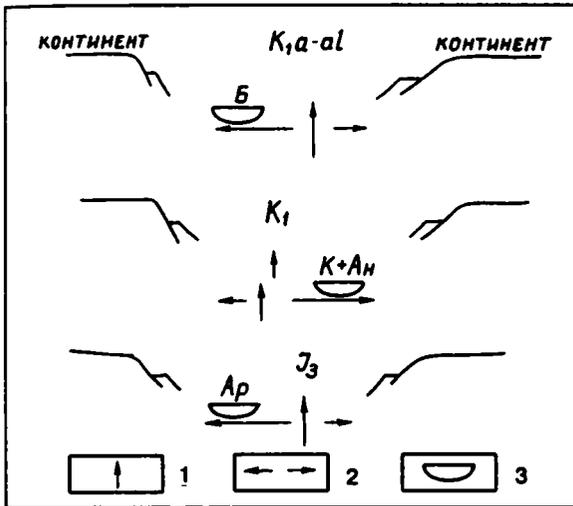


Рис. 36. Асимметричный спрединг на этапе зарождения глубоководных впадин в Южной Атлантике

1 – спрединговый центр; 2 – асимметричный спрединг; 3 – местоположение глубоководных впадин: Ар – Аргентинской, К + Ан – Капской и Ангольской, Б – Бразильской

Рифтогенная стадия Южной Гондваны, давшая импульс океаногенезу в Южной Атлантике, заняла время  $J_{2-3}-K_1$ . Все имеющиеся данные свидетельствуют о начале океаногенеза на крайнем юге и его последующем продвижении на север. То же относится и к структурному развитию акватории в собственно океаническую стадию. Таблица это наглядно иллюстрирует. В то же время, наш анализ показывает, что обычно синхронизируемые по началу образования Аргентинская и противоположащая ей Капская впадины, а равно Ангольская и Бразильская, в действительности не вполне одновременны. Вероятно, это можно связать с неравномерностью по интенсивности проявления начального спредингового процесса. Речь идет об асимметричном палеоспрединге, модель которого отображена на рис. 36. Как видно, к такому заключению приводят геологические данные. Ясно, что они находятся в противоречии с геофизическими представлениями о симметрии, основанными в первую очередь на рисовке линейных

## Стадии и время заложения основных структур Южной Атлантики

Стадии океаногенеза	Время	Впадины				Поднятия				
		Аргентинская	Капская	Ангольская	Бразильская	Фолклендская	Сан-Паулу	Риу-Гранди	Китовый хребет	Камерунская линия
Предрифтовая Раскалывание Гондваны; образование глыб, горстов, грабенов	T-J <sub>2</sub>									
Рифтовая	J <sub>2-3</sub>	+	+			+				+
	K <sub>1</sub>			+	+					
Океаническая Начало образования глубоководных впадин и крупных поднятий в рельефе дна	J <sub>3</sub>	+ ~150 млн лет				+				
	K <sub>1</sub>		+	+						
	K <sub>1a-al</sub>				+		+	+	+	
	K <sub>2</sub>					+			+	Главная часть
	N <sub>1</sub> -Q									+

магнитных аномалий. Однако изображаемая симметрия линейных аномалий относится к более поздним этапам развития океана и переносить ее на юрское и неокомское время оснований нет. Более того, рисовка линейных аномалий включает элементы субъективизма, а потому может пересматриваться, в особенности, в отношении районов, удаленных от спрединговых центров.

Близко одновременными по началу образования оказались восточные впадины: Капская и Ангольская. Отсюда следует, что проградация спредингового центра в направлении с юга на север происходила очень быстро. Разъединение впадин произошло в позднем мелу благодаря возникновению Китового хребта. Наоборот, развитие Бразильской впадины задержалось. Ее оформление относится к эпохе среднего мела. С этим временем связывается и начальная фаза образования втянутых в океаногенез краевых континентальных выступов (Сан-Паулу, банки Аброльос и др.), а также поднятия Риу-Гранди с его предположительно континентальной природой.

Имеющиеся данные показывают, что все глубоководные впадины по тектонике, магматизму, геологическим разрезам разные, что вполне коррелирует с соответствующими им очень крупными по размерам районами земной коры (тысячи километров). Неоднородности фиксируются и в глубинном строении. Факторы, влияющие на все эти различия, подлежат отдельному рассмотрению. Но определенно можно сказать, что среди них основную роль играют нелинейные геодинамические воздействия.

Ранние стадии развития Южной Атлантики исследовались Г.Л. Кашинцевым [12]. В основу его работы положен анализ мезозойских геодинамических и магматических процессов. Автор предлагает следующую схему развития океаногенеза. Начальная стадия рифтогенеза фиксируется в пределах Фолклендского плато и плато Агульяс и относится ко времени 159–154 млн лет ( $J_3o$ ). Рифтогенез начался вслед за отделением Антарктиды от Южной Америки, происшедшем 160 млн лет назад. Можно констатировать, что данные, приведенные в работе [12] и в данной публикации близкие, хотя они были получены при разных подходах.

## КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВЫСТУПЫ И ОТТОРЖЕНЦЫ

Из предыдущего видно, что в периферийных частях Южной Атлантики в структуре океанского дна распространены фрагменты континентальной коры. Они имеют разные размеры, иногда очень значительные, и лежат на разных глубинах. Данные о строении земной коры фрагментов и ее мощности небольшие, но все же они показывают, что оба эти параметра изменчивы. Главная часть таких структур представлена подводными выступами материков, обычно далеко уходящими от береговой линии. Но наряду с ними существуют материковые отторженцы. Как выясняется, реликты континентальных образований существуют не только в окраинных зонах океанов, но и во внутренних областях и даже в срединном хребте. Эти факты в высшей степени интересны и заслуживают большого внимания, поскольку отражают большую сложность тектонической истории и геодинамики океанов. Ниже будут суммированы имеющиеся на этот счет данные.

К простирающимся в океан континентальным выступам относятся поднятия Фолклендское, Сан-Паулу, предположительно Безымянное, находящееся непосредственно южнее плато Сан-Паулу, Аброльос, Ресифи – на западе океана и, вероятно, Гвинейское – на востоке. Все это – крупные морфоструктуры; наибольшие размеры среди достоверных имеет Фолклендский выступ длиной около 2000 км. Глубины залегания их континентального фундамента разные. В районе плато Сан-Паулу фундамент погружен глубоко, 6–8 км ниже поверхности океана. В пределах Фолклендского выступа, на Фолклендских островах, древние кристаллические породы выходят на поверхность. На банке Мориса Юинга они находятся на глубине ~500 м. Между островами и банкой Мориса Юинга, в Фолклендском прогибе, фундамент погружен на несколько километров.

Есть основания предполагать существование во внутренних областях океана фрагментов континентальной коры в виде отторженцев в фундаменте поднятия Риу-Гранди и местами под глубоководными Аргентинской и Ангольской впадинами. Относительно поднятия Риу-Гранди некоторые соображения о возможно континентальной природе его основания приводились выше. В связи с этой проблемой представляется целесообразным затронуть вопрос о фундаменте поднятия Агульяс, расположенного к югу от Африки. На основании материалов драгирования и данных сейсмоки это поднятие в ряде работ рассматривалось как материковый отторженец [45]. Однако в последних публикациях, основанных на новых сейсмических исследованиях, южная часть поднятия (площадь между 40° и 42° ю.ш.) рассматривается как вулканический массив, сложенный лавовыми потоками, перекрытыми маастрихтскими и кайнозойскими отложениями, и образовавшийся на океанической коре предположительно в раннем мелу [55]. В этом смысле оно уподобляется Северному Кергелену в Индийском океане и плато Онтонг-Джава – в Тихом, что, на наш взгляд, некорректно. Соот-

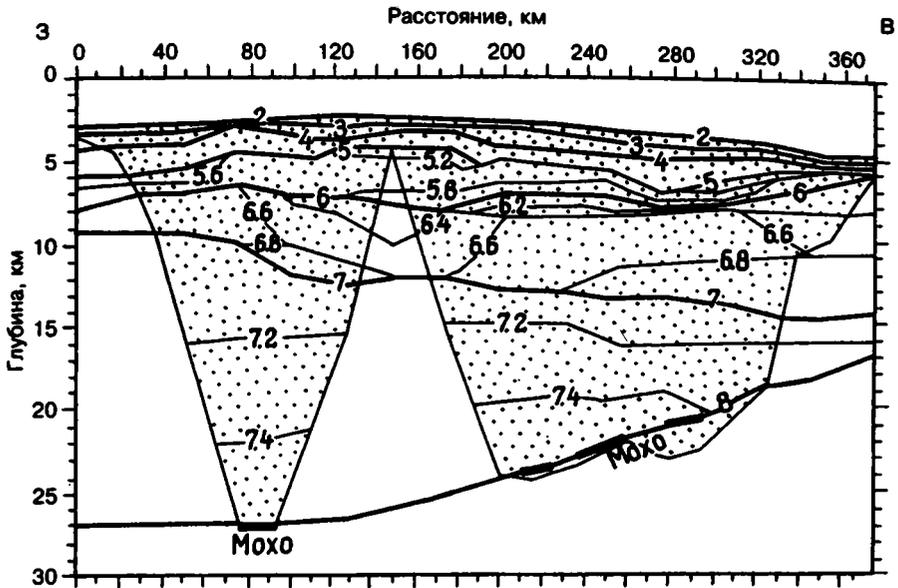


Рис. 37. Глубинное строение земной коры южной части плато Агульяс по сейсмическим данным [55] (составной профиль)

ветствующий разрез земной коры поднятия приведен на рис. 37. Однако полностью решенной проблему считать нельзя. Одним из существенных факторов, затрудняющих ее решение, является наличие докембрийских кварцево-полевошпатовых пород, поднятых драгами.

Что касается Аргентинской и Ангольской впадин, то тектоно-магматические и гравиметрические данные дают основание предполагать присутствие в их фундаменте блоков континентальной коры. В первой из них — это единичные сравнительно небольшие блоки. Что касается Ангольской впадины, то измененное первично-континентальное основание предполагается в ее наиболее глубокой части. Глубина здесь, как отмечалось, 5500–5700 м, а мощность осадков 100–500 м. Поверхность дна выровненная, горы в ее большей части отсутствуют. Впадина прилегает к континентальному склону и находится на расстоянии 200–300 км от берегов Африки. На гравиметрической карте [61] абиссальная равнина выступает как четко очерченный монолит.

В то же время, сейсмический разрез земной коры в основании впадины имеет океанический тип. Таким образом, если принять точку зрения о погруженном здесь континентальном блоке, отколоте от Африки, то необходимо заключить об очень далеко зашедшем в нем процессе трансформации коры. А.О. Мазарович и С.Ю. Соколов пишут о том, что этот блок «выколот из литосферной плиты» [16], т. е. менее определено.

Не исключено, что здесь есть сходство с южной частью Иберийской абиссальной равнины, где первично была континентальная кора, которая подверглась растяжению, вызвавшему ее утонение. В процессе дальнейшего структурного развития под тектоническим воздействием здесь

произошла перестройка структуры, завершившаяся эксгумацией нижней континентальной коры в верхние части разреза. Нижняя континентальная кора диагностируется по данным глубоководного бурения (скв. 900, 1067 и 1068) и по данным сейсмоки [66].

Обратимся к Срединно-Атлантическому хребту.

Изучение изотопии стекол САХ на широте поднятий Дискавери и Шона позволило выявить базальты с необычными Pb-Sr-Nd изотопными составами [52], которые соответствуют продуктам плавления мантийных источников, связанных с субконтинентальной литосферой, так называемый компонент LOMU. Данное предположение получило дальнейшее развитие при проведении работ в районе тройного сочленения Буве на НИС «Академик Н. Страхов» в 1994 г. В пределах рифтовой зоны САХ на 54°25' ю.ш. был поднят образец S1860/1, сочетающий относительно высокую магнезиальность, высокое содержание Ni (290 г/т) и аномально высокое содержание SiO<sub>2</sub> при низком CaO, и относящийся к высокомагнезиальным андезитам. Высокомагнезиальные андезиты ранее не были встречены в срединно-океанических хребтах и среди островных вулканитов. Такие породы более характерны для островодужных обстановок. Сходные по составу породы известны в пределах плато Натуралистов (в нашем представлении континентальный фрагмент, Индийский океан) и гор Абсарока (штат Монтана, США). Судя по сильному обеднению тяжелыми РЗЭ источник базальтов содержал гранат, а плавление имело место в области гранатовой фации [58]. Низкое содержание CaO и Sc говорит об обедненности клинопироксеном. В то же время, в источнике имелись оливин и ортопироксен. Поэтому источник мог представлять собой нижнекоровый основной гранулит, состоявший из оливина, граната и ортопироксена. Аномальными оказались все изотопные отношения изученной породы:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,511663$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,701$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38,766$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17,188$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,712090$  [59].

Такие изотопные отношения ранее не отмечались ни в каких океанических базальтах и отражают влияние древней (> 2 млрд лет) континентальной коры или обогащенной литосферной мантии. Подобные изотопные составы характерны для континентальных кимберлитов и лампроитов, представляющих субконтинентальную литосферную мантию.

То, что данный образец поднят вместе с обычными базальтами N-MORB, свидетельствует о локальном распространении и небольшом размере таких мантийных неоднородностей, находящихся в виде отдельных блоков в деплетированной мантии. По заключению авторов, это, по всей видимости, реликты литосферы Гондваны, оставшиеся в районе тройного сочленения Буве с начальных этапов раскрытия Южной Атлантики. Расплавы, образованные в пределах таких неоднородностей, взаимодействуют с окружающей мантией существенно иного состава, или смешиваются с расплавами из деплетированного источника, что делает вероятность появления их на поверхности крайне небольшой.

Далее следует отметить, что малое число данных о континентальных породах в пределах центральных частей Южной Атлантики, как представляется, связано со слабой геологической изученностью этого сектора

океана. В сравнительно недавнее время такое же положение было в отношении Центральной Атлантики, где сейчас выявлено присутствие континентальных пород во многих пунктах. Одна из недавних работ посвящена находке гранито-гнейса в Срединно-Атлантическом хребте на  $26^\circ$  с.ш. [3].

Экспедицией на НИС «Геолог Ферсман» у подножия западного склона осевой рифтовой долины с глубины 3930 м драгой поднят обломок биотитового гранито-гнейса массой  $\sim 1,5$  кг. Результаты определения его возраста U-Pb, Sm-Nd и K-Ar методами практически совпадают:  $1648 \pm 28$ ,  $1687 \pm 15$ ,  $1631 \pm 106$ , соответственно. Привнос плавающими льдами авторами исключается. Помимо этого, на 17 станциях изученного полигона в поверхностном слое осадков обнаружен широкий ореол гранитных минералов (биотита, циркона, граната). Авторы заключают о местном происхождении гранито-гнейса, «представляющего, по-видимому, ксенолит подстилающих базальты образований, вынесенный на поверхность дна океана при вулканических извержениях» [3, с. 876].

В библиографии к цитированной работе имеется несколько названий, фиксирующих обнаружение континентальных пород в других районах Центральной Атлантики. Надо полагать, что и в Южной Атлантике в гребневой зоне САХ будут обнаружены фрагменты континентальной коры, оказавшиеся в океане, в частности, в результате дробления Гондваны при ее распаде. Что касается вовлечения в структуру океана континентальных масс по его окраинам, то это – процесс очевидный. Он происходил не только в Атлантическом, но и в Индийском океане, по всему очерчивающему его контуру (Мадагаскар, Сейшельский блок, Цейлон, блоки по периферии Австралии (Эксмут, Кювье, Брокен, Натуралистов и др.) и по периферии Антарктики. Многие из них мигранты. Ранее автором этих строк уже отмечалось, что в пределах Южной и Центральной Атлантики такие структуры распространены главным образом в их западных секторах, что выявляет очень существенную особенность в глубинной геодинамике.

Несмотря на имеющиеся факты, все же в данное время материалов недостаточно, чтобы дать разработанную концепцию о строении и геодинамике континентальных выступов и отторженцев в океане. Особенно важной является проблема трансформации континентальной коры, выявление ее последовательных стадий, вплоть до стадии полного слияния сейсмической структуры с океаническим типом. Очень важно также знать уровни поверхностей, по которым движутся мигранты. Наконец, особая проблема – континентальные (субконтинентальные) блоки в гребневых частях срединно-океанических хребтов.

## ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ И ВЫВОДЫ

В настоящей работе автор стремился охарактеризовать основные тектонические структуры Южной Атлантики, площадь которой превышает площадь Африки – второго по размерам континента на Земле ( $>29$  млн км<sup>2</sup>). В пределах описываемой акватории выделяются четыре категории основных структур: Срединно-Атлантический хребет, глубоководные впадины, позитивные тектонические формы и разломы. Включен также раздел о континентальных окраинах, без чего реконструкции структурного развития океана были бы затруднительны.

По ходу изложения уже были сделаны разнообразные выводы, касающиеся геологического строения, тектонического развития и геодинамики рассматриваемой акватории. Здесь остановимся лишь на отдельных моментах.

Южная Атлантика, простирающаяся от экватора до Антарктики, тектонически представляет собой целостную структурную область земной коры. Ее структурным стержнем является спрединговый Срединно-Атлантический хребет, наследующий и во много раз превысивший по геодинамической активности первичную рифтовую структуру. Судя по времени заложения глубоководных впадин, расположенных по обеим сторонам хребта, спрединговый процесс зародился в южных районах современного океана в позднеюрское время, ~160 млн лет назад, т.е. несколько древнее, чем об этом можно судить по линейным магнитным аномалиям. Процесс океаногенеза значительно усилился в раннемеловое время, когда он продвинулся в направлении с юга на север почти на все пространство Южной Атлантики. Однако в эту схему развития вносит осложнение время заложения Бразильской впадины, относящееся, насколько можно судить, к среднемеловой эпохе. Интервал времени между ее образованием и зарождением противоположащей Ангольской впадины не столь велик, но, вероятно, он есть, и это трудная геодинамическая проблема. Если судить по неоднократным базальтовым излияниям в ходе развития Бразильской впадины, то она вообще существенно отличается от других впадин. Гетерохронность относится и к другой паре впадин: Аргентинской и Капской (последняя – несколько более поздняя). Асимметрия развития спредингового процесса в пространстве – явление известное. Здесь же мы сталкиваемся с временной асимметрией. Однако сказанное скорее нужно понимать лишь как постановку вопроса. Парадоксальность сделанного заключения очевидна.

О сложности и изменчивости тектонического и геодинамического режимов в пределах срединного спредингового хребта свидетельствуют разномасштабность и многообразие строения и тектонического положения пересекающих его разломных структур, генетически связанных с процессом спрединга. В то же время, все поперечные разломы в Южной Атлантике, за исключением крайнего юга, имеют одинаковое субширотное простираение, указывая тем самым на длительную устойчивость геодинамичес-

кой ситуации. Фактором, ответственным за такую устойчивость, является, и это можно утверждать с большой определенностью, вращение Земли. В первом же случае (сложность развития) причина заключается в эндогенной геодинамике, в особенности, в воздействии на тектогенез ее нелинейной составляющей [29, 30]. Нелинейные геодинамические эффекты отражаются не только в том, что отмечено выше, но и в ряде других явлений, в частности, в размерах смещений осевого рифта спредингового хребта, глубине проникновения разломов и др. Все же, в Южной Атлантике явно превалирует ротационный фактор, тогда как, например, на обширных площадях Индийского океана, где фиксируется пестрая картина в ориентировке разновозрастных спрединговых систем, преобладает эндогенный фактор.

Необходимо остановиться также на таком явлении, как вовлечение в океаногенез континентальных структур. В начальный период существования доктрины тектоники литосферных плит тектоно-геодинамическая значимость данного явления была приглушена. Все сводилось к фиксации микроконтинентов. Но это чрезмерно ограниченный подход к явлению. Он фактически остается таким же и в настоящее время: ни мощность коры, ни глубина корней микроконтинентов; ни поверхности, по которым происходило их движение; ни изменение структуры коры при вовлечении континентальных блоков в океаногенез в литературе не рассматриваются.

Между тем, число фактов о материковых выступах и обособленных отторженцах в океане нарастает. Южная Атлантика предоставляет немалый материал на этот счет. В предыдущем тексте уже была речь об этих данных. Здесь подчеркнем лишь то, что трансформация коры – непременный атрибут процессов формирования континентальных склонов, материковых выступов, вовлеченных в океаногенез, и разного рода континентальных отторженцев.

Среди последних могут быть выступающие над водной поверхностью и погруженные на разные глубины. В Южной Атлантике распространены лишь погруженные отторженцы (Фолклендский островной блок рассматривается как слитный с материком, т.е. относится к категории выступов). Глубина погружения разная, в Ангольской и Аргентинской впадинах (если наши построения верны) она составляет, соответственно, 5500 и 5000 м. Данные ГСЗ (Ангольская впадина) показывают, что кора здесь преобразовалась настолько, что стала неотличимой от коры океанского типа. Таким образом, процесс трансформации континентальной коры имеет стадийность. Изучение этой стадийности – новая проблема, открывающая перспективу в отношении дальнейшего продвижения тектоно-геодинамических представлений о развитии рифтинговых океанов.

## ВЫВОДЫ

1. Выполненная работа показывает, что необходимо расширение исследований тектонических структур океанского дна, их строения, развития и происхождения.
2. Предлагаемые геодинамические модели в отношении структурного

развития океанского дна не должны быть чрезмерно схематизированными. Реальные тектоно-геодинамические процессы в океане сложны, соответствуют условиям структурного развития открытых геодинамических систем, в которых всегда присутствует нелинейная компонента.

3. Широкие перспективы открывает сравнительное тектоно-геодинамическое изучение крупных секторов океанского дна. В частности, это относится к Южной, Центральной и Северной Атлантике. Каждый из этих секторов развивался индивидуально в течение длительного времени (десятки миллионов лет), образовав в конечном результате гетерогенную структуру ложа океана.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Анохин В.М., Одесский И.А.* Характеристика глобальной сети планетарной трещиноватости// Геотектоника. 2001. № 5. С. 3–9.
2. *Антипов М.П., Беляков С.Л., Пушаровский Ю.М., Шлезингер А.Е.* О тектонике периокеанических бассейнов// Геотектоника. 1994. № 1. С. 62–73.
3. *Беляцкий Б.В., Левский Л.К., Трухалев А.И. и др.* Докембрийский гранито-гнейс в Срединно-Атлантическом хребте (26° с.ш.): Результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований// Геохимия. 1997. № 8. С. 876–880.
4. *Богданов Н.А.* Континентальные окраины: Общие вопросы строения и тектонической эволюции// Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 231–249.
5. *Бонатти Э.* Происхождение крупных разломных зон, смещающих Срединно-Атлантический хребет// Геотектоника. 1996. № 6. С. 5–16.
6. Геофизические поля и строение дна океанских котловин. М.: Наука, 1990. 220 с.
7. Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на Анголо-Бразильском геотраверзе. М: НГК РАН, ОИФЗ РАН, 1996. 145 с.
8. *Дмитринико О.Б.* Условия формирования неогенового разреза скв. 516 в Южной Атлантике по наннопланктону// Океанология. 1999. Т. 39, № 1. С. 114–120.
9. *Забанбарк А.* Особенности нефтегазоносных бассейнов континентальной окраины Бразилии// Океанология. 2001. Т. 41. № 1. С. 147–154.
10. *Золотарев Б.П., Артамонов А.В., Ерощев-Шак В.А. и др.* Асейсмичные хребты Мирового океана: Сравнительная петролого-геохимическая характеристика Китового (Атлантика) и Восточно-Индийского хребтов// Изв. Секции наук о Земле РАЕН. 1998. Вып. 1. С. 122–151.
11. *Казьмин В.Г., Левченко О.В., Мерклин Л.Р. и др.* Некоторые особенности структуры океанической коры на примере Бразильской котловины// Геотектоника. 1986. № 2. С. 46–55.
12. *Кашинцев Г.Л.* Геодинамика и магматизм начальных этапов образования Атлантики// Геотектоника. 2001. № 2. С. 64–77.
13. *Комарова О.И., Мирлин Е.Г., Углов Б.Д.* Асимметрия тектоносферы Срединно-Атлантического хребта в пределах Анголо-Бразильского геотраверза// ДАН. 1993. Т. 333, № 5. С. 638–631.
14. *Крашенинников В.А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны)// Вопр. микропалеонтологии. Вып. 21. М.: Наука, 1978. С. 42–161.
15. *Крашенинников В.А., Басов И.А.* Стратиграфия мела Южного океана. М.: Наука, 1985. 174 с.
16. *Мазарович А.О., Соколов С.Ю.* Разломы Ангольской котловины// Рос. журн. наук о Земле. 1999. Т. 1, № 3. С. 251–269.
17. *Мазарович А.О., Соколов С.Ю.* Разломные зоны северо-западного простиранья Центральной Атлантики// Геотектоника. 2002. № 3. (в печати).
18. Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана. М.:

- Межправительственная океанограф. комис.; Мингео СССР; АН СССР; ГУГК, 1989–1990. 158 с.
19. *Непрочнов Ю.П.* 31-й рейс НИС «Дмитрий Менделеев»// Океанология. 1985. Т. 25, № 2. С. 361–365.
  20. *Непрочнов Ю.П., Пуцаровский Ю.М.* Неоднородности глубинного строения котловин Центральной Атлантики// ДАН. 2000. Т. 373, № 6. С. 800–804.
  21. *Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Мерклин Л.Р. и др.* Комплексные геофизические исследования котловин Атлантического океана// Геофизические поля Атлантического океана. М.:МГК, 1988. С. 52–59.
  22. *Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Покрышкин А.А и др.* Новые данные о строении земной коры и сейсмичности котловин Атлантического и Индийского океанов// Океанология. 1986. Т. 290, № 6. С. 1448–1453.
  23. *Пейве А.А.* Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 2002. 37 с.
  24. *Пейве А.А., Бонатти Э.* Перидотиты разлома Чейн (Экваториальная Атлантика)// ДАН. 1993. Т. 329, № 5. С. 625–627.
  25. *Перфильев А.С., Пейве А.А., Пуцаровский Ю.М. и др.* Разломная зона Романш: Строение, особенности развития, геодинамика// Геотектоника. 1994. № 4. С. 3–14.
  26. *Пилипенко А.И.* Тектонические деформации Бразильской котловины// ДАН. 1993. Т. 330, № 4. С. 484–487.
  27. *Пилипенко А.И.* Тектоническая расслоенность океанической коры глубоководных котловин (по сейсмическим материалам)// Геотектоника. 1994. № 1. С. 49–61.
  28. *Пуцаровский Ю.М.* Демаркационные разломы в океанах как особая категория тектонических разделов// ДАН. 1994. Т. 335, № 5. С. 616–620.
  29. *Пуцаровский Ю.М.* Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов// Геотектоника. 1998. № 1. С. 3–4.
  30. *Пуцаровский Ю.М.* Линейность и нелинейность в геологии// Геотектоника. 1999. № 3. С. 42–49.
  31. *Пуцаровский Ю.М.* Малые спрединговые системы в современных океанах и их геодинамическое значение// ДАН. 1999. Т. 369, № 4. С. 498–502.
  32. *Пуцаровский Ю.М.* Тектонические узлы в структуре дна океанов// Геотектоника. 2000. № 3. С. 3–20.
  33. *Пуцаровский Ю.М., Бонатти Э., Разницин Ю.Н. и др.* Новые данные о строении и вещественном составе пород районов пересечения разломов Романш и Чейн с рифтовой долиной (Экваториальная Атлантика)// ДАН. 1993. Т. 329, № 1. С. 75–79.
  34. *Пуцаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С.* Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш.// Геотектоника. 1985. № 5. С. 5–13.
  35. *Пуцаровский Ю.М., Сколотнев С.Г.* Косые разломы в Атлантическом и Индийском океанах// Геотектоника. 1997. № 2. С. 63–74.
  36. *Разницин Ю.Н., Пилипенко А.И.* Анголо-Бразильский геотраверс: Структура и деформации океанической литосферы// Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 104–128.
  37. *Разницин Ю.Н., Чинакаев Р.Г.* Тектоническая расслоенность океаничес-

- кой коры и верхней мантии Бразильской котловины (Южная Атлантика) // ДАН СССР. 1989. Т. 309, № 3. С. 678–680.
38. *Сколотнев С.Г.* Структурообразующие факторы в истории геологического развития тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) // Геотектоника. 2000. № 4. С. 52–66.
  39. *Трухалев А.И., Погребницкий Ю.Е., Беляцкий Б.В. и др.* Древние породы в Срединно-Атлантическом хребте // Отечественная геология. 1993. № 9. С. 81–89.
  40. *Углов Б.Д.* Особенности дизъюнктивной тектоники океанской литосферы Южной Приэкваториальной Атлантики // Геология морей и океанов: Тез. Междунар. шк морской геологии. Т. 2. М.: Ин-т Океанологии РАН, 1994. С. 80.
  41. *Углов Б.Д., Зорина Ю.Г., Кабан М.К.* Анголо-Бразильский и Маскаренско-Австралийский трансокеанские геотраверзы: Геолого-геофизический атлас. М.: ЦНИГРИ, 1999. 24 с.
  42. *Удинцев Г.Б.* Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 240 с.
  43. Энциклопедия региональной геологии мира. Л.: Недра, 1980. 512 с.
  44. *Bassetto M., Alkmim F.F., Szatmari P., Mohriak U.* The oceanic segment of the Southern Brazilian Margin: morpho-structural domains and their tectonic significance // Atlantic rifts and continental margin. Wash.: American Geophysical Union. 2000. P. 235–259.
  45. *Ben-Avraham Z., Hartnady C.J.H., Kitchin K.A.* Structure and tectonic of the Agulhas-Folkland fracture zone // Tectonophysics. 1997. V. 282, N 1/4. P. 83–98.
  46. *Ben-Avraham Z., Hartnady C.J.H., Roex A.P.* Neotectonic activity on continental fragments in the Southwest Indian ocean: Agulhas plato and Mozambique ridge // J. Geophys. Res. 1995. V. 100, N B4. P. 6199–6211.
  47. *Blackman D.K., Forsyth D.W.* Isostatic compensation of tectonic features of the Mid-Atlantic Ridge: 25–27°30' S // J. Geophys. Res. 1991. V. 96, N B7. P. 11741–11758.
  48. *Brüokmann W., Čeppek M., Hay W.W. et al.* The oceanic drilling stratigraphic network // JOIDES Journal. 1999. V. 25, N 1. P. 25–27.
  49. *Burke K.* Origin of the Cameroon Line of volcano-capped swells // J. Geology. 2001. V. 109, N 3. P. 349–362.
  50. *Cande S.C., Labrecque J.L., Haxby W.F.* Plate kinematics of the South Atlantic: Chron C34 to Present // J. Geophys. Res. 1988. V. 93, N B11. P. 13479–13492.
  51. *Carbotte S., Welch S.M., Macdonald K.C.* Spreading rates, rift propagation, and fracture zone offset histories during the past 5 my on the Mid-Atlantic Ridge, 25–27°30' S and 31–34°30' S // Marine Geophys. Res. 1991. V. 13. P. 51–80.
  52. *Douglass J., Schilling J.G., Fontignie D.* Plumeridge interactions of the Discovery and Shona mantle plumes with the southern Mid-Atlantic Ridge (40–55° S) // J. Geophys. Res. 1999. V. 104, N B2. P. 2941–2962.
  53. *Ewing M., Ludwig W., Ewing J.* Sediment distribution in the oceans. The Argentine Basin // J. Geophys. Res. 1964. V. 69, N 10. P. 2003–2032.
  54. General bathymetric chart of the oceans. Map. 5-th edition. Ottawa, 1984.
  55. *Gohl K., Uenzelmann-Neben G.* The crustal role of the Agulhas Plateau,

- south-west Indian Ocean: evidence from seismic profiling// *Geophys. J. Inter.* 2001. V. 144. P. 632-646.
56. *Grindlay N.R., Fox P.J.* Morphology and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge (25-27°30' S) from sea beam and magnetic data// *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97, N B3. P. 6983-7010.
57. *Heezen B.C., Bunge E.T., Hersey J.B., Tharp M.* Chain and Romanche fracture zones// *Deep-Sea Research.* 1964. V. 11. P. 11-33.
58. *Kamenetsky V.S., Maas R., Sushchevskaya N.M. et al.* Remnants of Gondwanan continental lithosphere in oceanic upper mantle: Evidence from the South Atlantic Ridge// *Geology.* 2001. V. 29, N 3. P. 243-246.
59. *Marton L.C., Tari G.C., Lehmann T.* Evolution of the Angolan passive margin, West Africa, with emphasis on post-solt structural styles// *Atlantic rifts and continental margin.* Wash.: American Geophysical Union. 2000. P. 129-149.
60. *Ma Zongjin, Li Cunti, Gao Xianglin.* Accretion tectonics of the global seafloor and its evolution// *Science in China (Series D).* 1998. V. 41, N 6. P. 616-625.
61. *Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Marine gravity anomaly from satellite altimetry. Map. La Jolla, 1997.
62. *Smith W.H.F., Sandwell D.T.* Marine gravity anomaly from Geosat and ERS Satellite altimetry// *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102, N B5. P. 21803-21824.
63. *Soares J.R.S., Miranda F.A.P., de Figueiredo A.M.F.* Geological and Geophysical interpretation of the San Julian Basin Offshore Argentina// *Atlantic rifts and continental margin.* Wash.: American Geophysical Union. 2000. P. 193-209.
64. *Thistlewood D., Leat P.T., Millar I.L. et al.* Basement geology and Palaeozoic-Mesozoic mafic dykes from the Cape Meredith Complex, Folkland Islands: a record of repeated intracontinental extension// *Geol. Mag.* 1997. V. 137, N 3. P. 355-367.
65. *Weiland C.N., Macdonald K.C.* Ridge sedimentation and the magnetic structure of the Southern Mid-Atlantic Ridge 26° S and 31-35° S: Implications for magmatic processes at slow spreading centers// *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101, N B4. P. 8055-8073.
66. *Whitmarsh R.B., Dean S.M., Minshull T.A.* Tectonic implications of exposure of lower continental crust beneath the Iberia abissal plane, Northeast Atlantic Ocean: geophysical evidence// *Tectonics.* 2000. V. 19, N 5. P. 919-942.

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение .....	5
Срединно-Атлантический хребет .....	7
Строение глубоководных впадин .....	21
Поднятия на океанском дне .....	35
Разломные структуры .....	45
Континентальные окраины .....	54
Природа фундамента и время заложения впадин и поднятий .....	60
Континентальные выступы и отторженцы .....	68
Общие замечания и выводы .....	72
Литература .....	75

## CONTENTS

Introduction .....	5
The Mid-Atlantic Ridge .....	7
Oceanic depressions structure .....	21
Oceanic rises .....	35
Fractures .....	45
Continental margins .....	54
The basement nature and origination of the depressions and rises .....	60
Continental scarps and microcontinents .....	68
General remarks and conclusions .....	72
References .....	75

**Научное издание**

**Юрий Михайлович  
Пушаровский**

# **ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ**

Труды ГИН РАН, вып. 539

Художник *Е.Н.Руденко*  
Макет *Е.Н.Руденко*

Подписано к печати 05.05.2002  
Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная №1, 80 г/м<sup>2</sup>  
Гарнитура Журнальная. Печать офсетная.  
Усл. печ. л. 4,9. Уч.-изд. л. 6,3.  
Тираж 300 экз.  
Тип. зак. № 466С, Москва

Издательство ПК ГЕОС.  
Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000  
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.  
Тел.: (095) 230-80-92  
Факс: (095) 231-04-43



Предлагаемая публикация первое систематическое описание тектоники Южной Атлантики. Она включает характеристику тектонического строения Срединно-Атлантического хребта, глубоководных впадин, позитивных структур океанского дна, разломов и континентальных окраин. Рассматривается тектоническая история каждого из выделенных структурных элементов. В специальных разделах освещаются проблемы природы фундамента и времени образования основных тектонических единиц акватории. Показана большая сложность процесса океаногенеза, связанная с влиянием на его поступательное развитие нелинейных геодинамических факторов.

Proposed publication is the first systematic description of the South Atlantic tectonics. It includes description of the tectonic structure of the Mid-Atlantic ridge, deep basins, positive structures of the ocean floor, fracture zones and continental margins. Tectonic history of each of selected structural elements is considered. Problems of the origin of the basement and time of the formation of major tectonic structures of the ocean basin are highlighted in special divisions. Complexity of oceanogenes, connected with the influence of nonlinear geodynamic factors on its progressive development is shown.