

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

Геологический институт



РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ
ИССЛЕДОВАНИЙ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

Geological Institute

THE RUSSIAN FOUNDATION FOR BASIC RESEARCH

A.O. Mazarovich

**GEOLOGICAL STRUCTURE
OF CENTRAL ATLANTIC: FRACTURE ZONES,
VOLCANIC EDIFICES AND DEFORMATIONS
OF THE OCEAN FLOOR**

Transactions, vol. 530

Founded in 1932

**Moscow
Scientific World
2000**

А.О. Мазарович

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ: РАЗЛОМЫ,
ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СООРУЖЕНИЯ И
ДЕФОРМАЦИИ ОКЕАНСКОГО ДНА**

Труды, вып. 530

Основаны в 1932 году

**Москва
Научный мир
2000**

ББК 26.38
М 14
УДК 551.24

Мазарович А.О.

М14 Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. – М.: Научный мир, 2000. – 176 с.
(Тр. ГИН РАН; Вып. 530)

ISBN 5-89176-128-9

ББК 26.38

Монография представляет собой сводку новейших данных по рельефу, геологии и тектонике Центральной Атлантики. В основу положены оригинальные данные, полученные в результате экспедиций Геологического института РАН. Дано описание Срединно-Атлантического хребта между экватором и 15° с.ш. Предложена новая модель формирования и локализации гидротермальных полей в срединно-океанических хребтах с невысокой скоростью спрединга. Установлена поперечная тектоническая зональность Центральной Атлантики. Показано широкое развитие в Центральной Атлантике процессов деформации осадочного чехла и усложнение рельефа дна в результате движений акустического фундамента разного возраста, масштаба, амплитуд и знаков. Установлены основные закономерности структурной эволюции вулканических островов вблизи Западной Африки и северо-востока Южной Америки. Показано, что Канарские острова, Острова Зеленого Мыса не являются следом “горячей точки” и предложена новая модель их образования.

Ил. 118. Табл. 16. Библ. 452 назв.



Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 00–05–78040)

Редакционная коллегия:

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

Рецензенты:

А.Я. Шараськин, *Л.В. Дмитриев*, *А.В. Ильин*

Mazarovich A.O.

Geological Structure of Central Atlantic: Fracture Zones, Volcanic Edifices and Deformations of the Ocean Floor. – Moscow: Scientific World, 2000. – 176 p.
(Transactions of GIN RAS; Vol. 530)

The monography represents an overview of recent data on relief, geological and tectonic structure of the Central Atlantic. The basis of an overview is comprised of the original data obtained during the expeditions of Geological Institute RAS. The description of Mid-Atlantic ridge between equator and 15°N is made. New model of hydrothermal fields formation and localisation within the limits of slow spreading mid-ocean ridges is suggested. Transversal tectonic zoning of the Central Atlantic is defined. Wide spread of the deformation processes of sedimentary cover and ocean bottom relief complication due to differently aged acoustic basement movements of various scale, amplitude and direction is concluded. The main features of structural evolution of volcanic islands along West Africa coast and North-East of South America are established. It is shown, that Canary Islands and Cape-Verde Islands are not the “hotspot tracks” and the new model of their origin is suggested.

Fig. 118. Tabl. 16. Bibl. 452.



Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research (grant № 00–05–78040)

Editorial Board:

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

Reviewers:

A.Ya. Sharaskin, *L.V. Dmitriev*, *A.V. Ilyin*

© А.О. Мазарович, 2000.

© Геологический институт РАН, 2000.

© Научный мир, 2000.

ISBN 5-89176-128-9

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.....	7
Глава 1. Проблемы тектонической терминологии Атлантического океана	13
1.1. Зарождение океанской тектонической терминологии.....	13
1.2. Становление и развитие современной терминосистемы.....	15
1.3. Синтез.....	17
Глава 2. Истоки представлений о строении дна Атлантического океана	18
2.1. Представления XIX – 60-х гг. XX в. о тектонике Атлантики.....	18
2.2. Представления о тектонике Атлантики 60-е–70-е гг. XX в.	27
2.3. Синтез.....	32
Глава 3. Карты геологического содержания дна Атлантического океана. История и перспективы. База данных по Центральной Атлантике	33
3.1. Масштабы карт геологического содержания глубоководных частей океанического дна.....	33
3.2. Типизация карт геологического содержания глубоководных частей океанического дна в зависимости от методов исследования.....	36
3.3. Составные элементы карт геологического содержания Атлантического океана нового поколения.....	37
3.4. Синтез.....	40
Глава 4. Структура рифтовой зоны и активных частей трансформных разломов	41
4.1. Общая характеристика рельефа Срединно-Атлантического хребта.....	41
4.2. Общая геологическая характеристика Срединно-Атлантического хребта между 16° с.ш. и экватором.....	43
4.3. Строение Срединно-Атлантического хребта между 25° с.ш. и экватором.....	49
4.4. Сегментация Срединно-Атлантического хребта.....	63
4.5. Структурная неоднородность Срединно-Атлантического хребта. Взаимоотношения структур Срединно-Атлантического хребта и поперечных нарушений.....	64
4.6. Тектоническое положение гидротермальных полей на Срединно-Атлантическом хребте.....	68
4.7. Синтез.....	70
Глава 5. Структура пассивных частей трансформных разломов	72
5.1. Основные черты строения пассивных частей трансформных разломов центральной Атлантики.....	72
5.2. Сегментация океанической коры Центральной Атлантики за пределами осевой зоны хребта.....	75
5.3. Примеры строения флангов трансформных разломов.....	79
5.4. Некоторые особенности морфоструктуры океанских разломов.....	95
5.5. Синтез.....	99
Глава 6. Структуры вулканических островов и подводных гор Центральной Атлантики	101
6.1. Острова Зеленого Мыса и магматизм прилегающих районов.....	101
6.2. Строение центров магматической активности около Западной Африки и Южной Америки.....	127
6.3. Основные закономерности строения вулканических сооружений центральной части Атлантического океана.....	132
6.4. Синтез.....	139
Глава 7. Взаимоотношение континентальных и океанических структур	141
7.1. Континентальная окраина Западной Африки.....	141
7.2. Континентальные окраины Южной Америки.....	147
7.3. Синтез.....	151
Заключение	153
Приложение. Коды для баз данных по Мировому океану	159
Литература	161

CONTENTS

Introduction	7
Chapter 1. The problem of tectonic terminology of Atlantic Ocean	13
1.1. The origin of modern ocean tectonic terminology	13
1.2. Development and establishment of modern terminology system	15
1.3. Synthesis	17
Chapter 2. The sources of Atlantic Ocean structure conception	18
2.1. Conceptions of XIX – 60-s of XX century on Atlantic Ocean tectonic	18
2.2. Conceptions on Atlantic Ocean tectonic of 60-s – 70-s of XX century	27
2.3. Synthesis	32
Chapter 3. The map of geological contents of Atlantic Ocean floor. The history and perspectives.	
Database on Central Atlantic	33
3.1. The scales of geological maps of ocean floor deep areas	33
3.2. Classification of geological maps of ocean floor deep areas respect from methods of investigation	36
3.3. Comprising elements of new generation geological maps of Atlantic Ocean	37
3.4. Synthesis	40
Chapter 4. The structure of rift zone and active parts of transform faults	41
4.1. Common characteristic of Mid-Atlantic ridge relief	41
4.2. Common geological characteristic of Mid-Atlantic ridge between 16°N and equator	43
4.3. Structure of Mid-Atlantic ridge between 25°N and equator	49
4.4. Segmentation of Mid-Atlantic ridge	63
4.5. Structural heterogeneity of Mid-Atlantic ridge. Relationship of Mid-Atlantic ridge structures and transverse discontinuities	64
4.6. Tectonic setting of hydrothermal fields on Mid-Atlantic ridge	68
4.7. Synthesis	70
Chapter 5. The structure of passive parts of transform faults	72
5.1. Main features of the Central Atlantic transform faults passive parts structure	72
5.2. Segmentation of the Central Atlantic ocean crust outside the limits of ridge axial zone	75
5.3. Examples of transform faults flangs structure	79
5.4. Some features of oceanic faults morphostructure	95
5.5. Synthesis	99
Chapter 6. The structures of volcanic islands and seamounts of the Central Atlantic	101
6.1. Cape Verde Islands and adjacent areas magmatism	101
6.2. Structure of magmatic activity centers around West Africa and South America	127
6.3. Main features of the Central Atlantic volcanic edifices structure	132
6.4. Synthesis	139
Chapter 7. The relationships of oceanic and continental structures	141
7.1. West Africa continental margins	141
7.2. South America continental margins	147
7.3. Synthesis	151
Conclusion	153
Appendix. Object codes for World Ocean database	159
Literature	161

ПРЕДИСЛОВИЕ

В центральной части Атлантического океана (25° с.ш. – 15° ю.ш.; 60° з.д. – 10° в.д.) (рис.1) установлены все основные типы структур, известные в Мировом океане и его обрамлении: срединно-океанический хребет, трансформные разломы, абиссальные котловины, асейсмичные поднятия, вулканические архипелаги и отдельные острова, подводные горы, пассивные окраины разных типов, островная дуга с глубоководным желобом и аккреционной призмой. Их положение отражено с той или иной степенью детальности на всех

тектонических и геодинамических картах. Основанием для выделения подводных объектов служили данные однолучевого эхолотирования или набортные геофизические измерения, реже – геологические характеристики.

Атлантический океан, его окраины и обрамление стали своеобразным полигонами для выработки новых тектонических концепций. Именно здесь создавалась геосинклинальная теория, теории дрейфа континентов и спрединга, и новая глобальная тектоника. Структуры

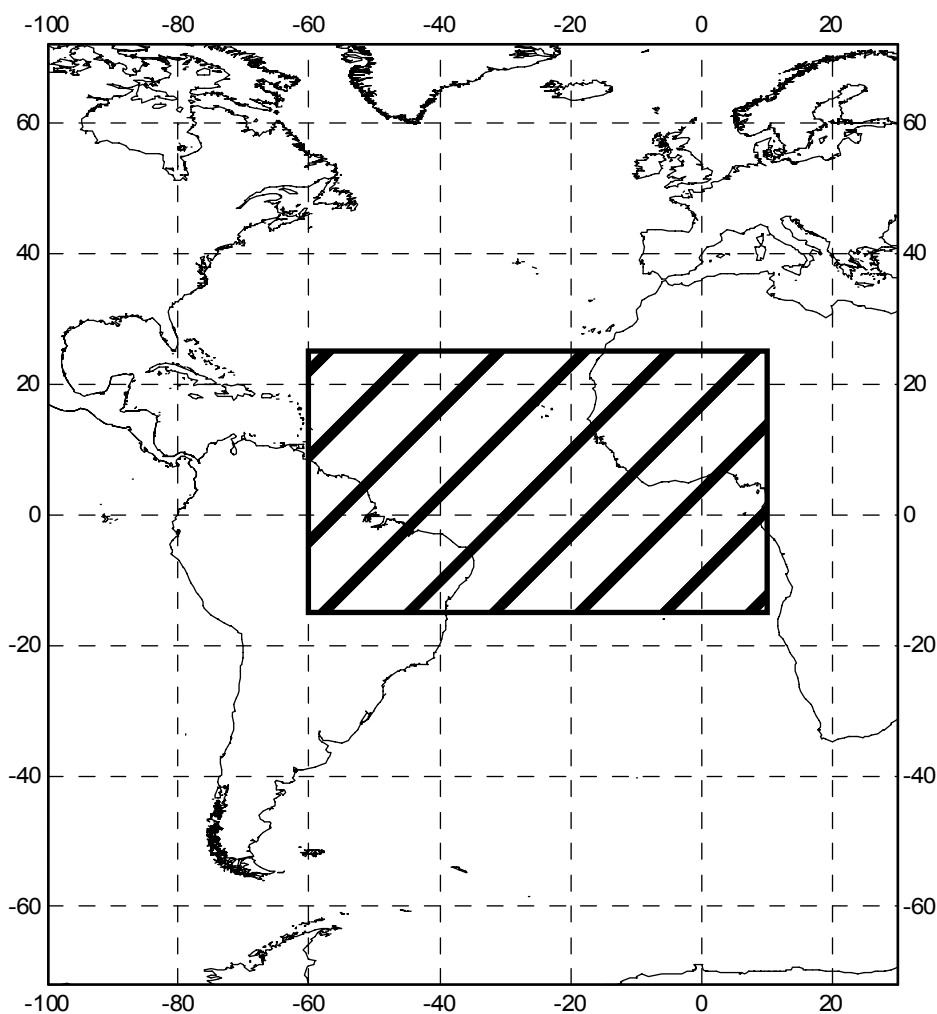


Рис.1. Расположение основного района исследований Геологического института РАН

Атлантического океана стали тектонотипами для медленносрединговых срединно-океанических хребтов, трансформных разломов типа хребет-хребет. С конца 30-х годов прочно утвердилась общая зональность океана – Срединно-Атлантический хребет (САХ) разделяет два пояса глубоководных котловин, которые, через системы периокеанических прогибов, граничат с континентальными глыбами. Принимается, что строение котловин не подвержено каким-либо изменениям, за исключением районов действий горячих точек, в которых происходит подъем глубинного материала. САХ имеет хорошо выраженную рифтовую долину, которая смещается трансформными разломами согласно модели Дж. Уильсона (Wilson, 1965).

Вместе с тем, по мере накопления нового фактического материала, происходит коррекция многих геодинамических постулатов, введенных в научную литературу в середине-конце 60-х гг. В частности, появились представления о существовании аномальных, с точки зрения идеи спрединга, блоков, с необычным строением и возрастом. Была установлена многопорядковая сегментация САХ. В последнее время встают вопросы о весьма разнообразном строении трансформных разломов, существовании областей разрывов осевой части САХ, нетрансформных смещений, аномальных простираций некоторых структур. Асимметрия рифтовых долин и выходы мантийных пород в них привели к

иному пониманию развития центров спрединга. Подробное рассмотрение и сопоставление воззрений “ранней” и “современной” плитной тектоники опубликовано недавно в монографии В. Е. Хаина и М. Г. Ломизе (Хаин, Ломизе, 1995) и подробно проанализировано в докладе В. Е. Хаина на открытии 6-ой Зоненшайновской конференции по плитной тектонике (Москва. 17–20 февраля 1998 г.).

В большинстве современных работ широко обсуждаются вопросы, связанные с различными плит-тектоническими геодинамическими построениями, реконструкциями полюсов вращения, положением осей полюсовых магнитных аномалий, различной их возрастной и геодинамической интерпретацией. Все более важное место стали занимать данные о мелкомасштабной сегментации срединно-океанических хребтов на базе данных многолучевого эхолотирования и гравиметрии. Активно используются спутниковые альтиметрические карты. Не остаются без внимания и вопросы связанные с вещественным составом пород из различных слоев океанической коры.

В указанных выше координатах, за последние 10 лет, разными странами, был проведен большой объем геолого-геофизических исследований. В частности, только Геологический институт РАН организовал 13 экспедиций (таблица 1) на НИС “Академик Николай Страхов”, в ходе которых, многолучевым эхолотом

Таблица 1

Основные данные о работах НИС “Академик Николай Страхов” в центральной части Атлантического океана

№ рейса	Начало рейса	Конец рейса	Капитан	Начальник экспедиции	Головная орг-ция	Район работ, град.	Проект	Нучное оборудование/методы
1	22.06.85	02.09.85	Латожа В.	Бибешев И.И.	ГИН	14–35 с.ш.	Литос, Седимент	МЭ, НСП, драги, трубка, черпак, магнитометр, РОЗЕТТ, фото,
2	18.11.85	08.03.85	Латожа В.	Антипов М.П.	ГИН	0–15 с.ш.	Литос, Седимент	МЭ, НСП, драги, трубка, черпак, магнитометр, РОЗЕТТ, батометр
3	21.05.86	03.09.86	Латожа В.	Разницин Ю.Н.	ГИН	15 с.ш.	Литос	МЭ, НСП, драги, трубка, черпак, магнитометр, МС, РОЗЕТТ, фото,
6	29.09.87	01.02.87	Николаенко В.Е.	Разницин Ю.Н.	ГИН	15 с.ш., 7–9 с.ш.	Литос	МЭ, НСП, драги, магнитометр, МС, АДСС, фото
7	01.04.88	04.08.88	Беляев В.Г.	Удинцев Г.Б.	ГИН	4 с.ш.	Литос	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр, фото
9	25.10.90	25.02.90	Беляев В.Г.	Разницин Ю.Н.	ГИН	11–15 с.ш., 7–9 с.ш.	Литос	МЭ, НСП, драги, магнитометр, АДСС, фото
11	10.08.91	09.12.91	Клепиков И.М.	Удинцев Г.Б.	ГИН	2–4,5 с.ш.	Литос, Тетис	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр, гравиметрия, МС, АДСС
12	31.01.91	04.05.91	Беляев В.Г.	Удинцев Г.Б.	ГИН	2–4,5 с.ш.	Литос	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр
13	06.11.92	26.01.92	Сазонов Л.В.	Разницин Ю.Н.	ГИН	0–1 ю.ш.	Литос, ПРИМАР	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр, МС
15	15.07.92	20.09.92	Сазонов Л.В.	Разницин Ю.Н.	ГИН	15 с.ш.	Глубинные геосферы	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр, МС
16	20.02.93	31.05.93	Сазонов Л.В.	Пейве А.А. Бонатти Э.	ГИН/ИМГ	экватор	ПРИМАР	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр
18	23.01.94	06.06.94	Сазонов Л.В.	Пейве А.А. Заттелини Н.	ГИН/ИМГ	экватор 52–53 ю.ш.	Глубинные геосферы	МЭ, НСП, драги, магнитометр, гравиметрия, МС
19	14.01.98	09.03.98	Сазонов Л.В.	Пейве А.А. Бонатти Э.	ГИН/ИМГ	10 с.ш.	ПРИМАР	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр, МС

Примечания. 1. В 4-ом и 8-ом рейсах проводились работы в районе хребта Барракуда и в Карибском регионе. 2. Сокращения: ИМГ – Институт Морской геологии, Болонья, Италия; МЭ – многолучевой эхолот, НСП – непрерывное сейсмическое профилирование, АДСС – донные станции, МС – многоканальное сейсмопрофилирование разных типов

(МЭ) ECHOS-625, непрерывным сейсмическим профилированием (НСП) и драгированием были изучены многие районы срединно-океанического хребта и его флангов. Часть работ проводилась по совместным программам с итальянским Институтом морской геологии (Болонья – IGM CNR). Качественно новая информация о строении всего региона заключена также в данных спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997). В связи с этим, сложились условия для обобщения нового материала по Центральной Атлантике в виде цифровых карт различного геолого-геофизического содержания, в частности, карты разломных структур. На этой основе возможно обсуждение закономерностей тектонического строения и развития Центральной Атлантики, как одного из ключевых районов для понимания эволюции всего Атлантического океана в целом и его обрамления.

Актуальность работы определяется также соответствием ее тематики приоритетным направлениям научных исследований в области геологических, геохимических, геофизических и горных наук по изучению, освоению и сбережению недр России (Жариков и др. 1996), в части тематики, связанной с океанами, – геологическое строение и геодинамическая интерпретация осевых зон срединно-океанических хребтов и систем трансформных разломов; тектоническая природа внутриплитных деформаций; строение и природа авулканических поднятий; соотношение континентов и океанов.

Цель и задачи настоящей работы заключаются в геологической характеристике основных тектонических

структур и морфоструктур срединно-океанического хребта, трансформных разломов и вулканических сооружений дна центральной части Атлантического океана, основываясь на комплексе данных МЭ, НСП и спутниковой альтиметрии.

Достижение поставленной цели потребовало решения следующих методических и теоретических задач: разработка образа нового поколения карт геологического содержания дна Атлантического океана; создание дизайна геологической базы данных для Центральной Атлантики и проверка ее работоспособности; проведение анализа строения и взаимоотношений основных структур дна Центральной Атлантики; выявление основных элементов строения океанских разломов за пределами осевой зоны САХ; выяснение потенциальной возможности изменения структуры верхних частей океанической коры под действием деформаций, возникающих вне зоны спрединга; определение основных закономерностей строения вулканических сооружений, их соотношений с другими структурами; определение этапов их формирования; проведение анализа строения и взаимоотношений океанских разломов со структурами Южной Америки и Западной Африки.

В работе использованы материалы собранные автором (или при его непосредственном участии) во время экспедиционных работ в 1982–1986 гг. на островах Зеленого Мыса, в 6, 9, 13, 18 рейсах НИС “Академик Николай Страхов” (рис.2). Кроме этого автор имел непосредственную возможность работать с различными материалами 3, 7, 11, 12, 15 и 16 рейсов НИС “Акаде-

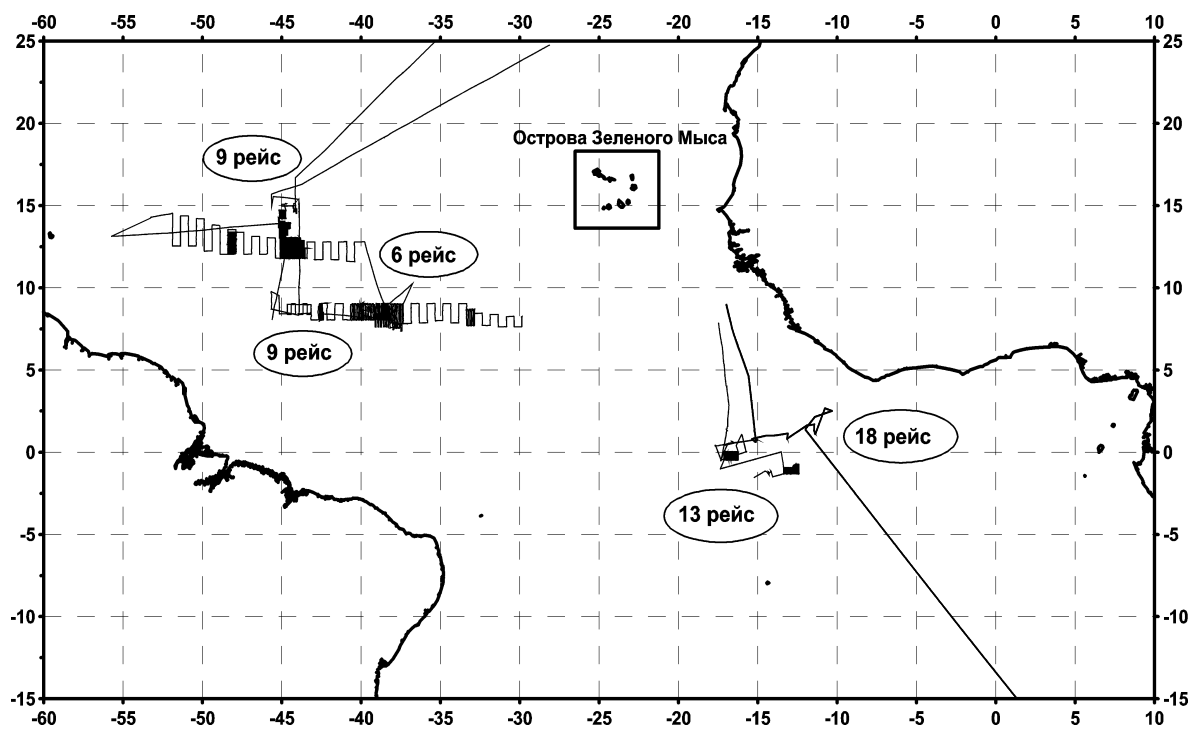


Рис.2. Районы исследований автора на НИС “Академик Николай Страхов” и на Островах Зеленого Мыса в составе экспедиций Геологического института. Электронные прокладки маршрутов судна подготовлены С.Ю.Соколовым.

мик Николай Страхов”. (начальники рейсов: Разницин Ю. Н. – 3, 6, 9, 13, 15, Пейве А.А. – 16, 18, Удинцев Г.Б. – 7, 11, 12). Основные сведения о рейсах приведены в таблице 1.

При работе использовались методы геологической съемки, а также обработка информации на IBM PC (программы Access 2.0, Surfer 6.04, Statistica и некоторые другие) с использованием оригинальной базы данных. Для подводных форм рельефа в работе применялись географические названия (Агапова и др., 1993, Газетир..., 1997), утвержденные Межправительственной океанографической комиссией ЮНЕСКО – МОК. Список названий основных географических объектов в Центральной Атлантике приведен в таблице 2.

В связи с тем, что в работе использовались компьютерные методы хранения и обработки данных, картографический материал, представленный в монографии, имеет не только классический способ отображения координат, но и альтернативный, отражающий новую специфику. Она состоит в том, что отсчеты широты (долготы) представлены в виде градусов с десятичной долей. Например 43°45' будет заменен числом 43.75, и если это отсчет южной широты (или западной долготы) число будет со знаком минус. Подобный способ хранения географических координат сильно упрощает и ускоряет компьютерную обработку данных, делает возможным быстрый переход от одной проекции к другой, и дает

Таблица 2

Географические названия форм подводного рельефа глубоководной части тропической Атлантики

название	объект	широта, град	долгота, град
Академика Книповича	гайот	5.6	-26.9
Алагоас	горы	-9.8	-34.3
Амазонский	каньон	3.5	-48.5
Амазонский	конус	4.5	-46.8
Ангольская	равнина	-12.8	2
Ангольская	котловина	-9	3
Арройо	гора	6.3	-22.7
Баия	горы	-14.4	-32.3
Барбадос	котловина	12	-59.4
Барбадос	хребет	12.8	-59.6
Барракуда	равнина	17	-56.5
Барракуда	хребет	16.3	-57
Батиметристов	горы	7.5	-21.5
Белен	хребет	0.3	-41
Белоброва	гора	-8.3	-9.3
Белуосова	гора	1.5	-25
Боавишта	гора	15.8	-22.1
Бodega	каньон	-8.8	0.8
Богоявленского	гора	-8.8	-0.8
Бразильская	котловина	-10	-25
Бразильская	котловина	-15	-25
Вайда	гора	18.1	-50.2
Видал	канал	16.8	-55
Габон	каньон	2.5	7.5
Гамбийская	равнина	13.5	-28.5
Гилг	горы	6.9	-21.9
Глинкова	гора	-9.8	0.4
Граттан	банка	-9.7	-12.8
Грель	гора	-12.6	-31.9
Гайяна	плато	8.3	-54
Гвинейское	плато	9.8	-17.5
Гвинейская	котловина	1	-4
Гвинейский	конус	9.4	-18
Гвинейские	горы	-8	8.3
Дакар	каньон	14.2	-18.3
Дампир	гора	-11.2	0.5
Демерара	плато	8.2	-53.5
Демерара	котловина	10	-51
Жуан-Песоа	плато	-6.8	-33.5
Зеленого мыса	плато	17.8	-20
Зеленого мыса	гора	15.3	-22
Зеленого Мыса	равнина	23	-24
Кардно	гайот	-13	-6.1

название	объект	широта, град	долгота, град
Картер	гора	9.1	-21.2
Конго	конус	-6	8.5
Конго	каньон	-5.8	9.3
Кадамошту	гора	14.7	-25
Калабар	каньон	3.9	8.2
Канопус	банка	-2.2	-38.3
Каяр	каньон	15.4	-18
Каяр	горы	15.7	-17.8
Кейн	проход	9.2	-19.3
Кейн	гора	21.1	-28.1
Кленовой	гора	-13.1	-34.3
Книповича	гора	5.6	-26.9
Крылова	гора	17.6	-30.1
Кучерова	гора	2.3	-28.7
Ле-Тру-Сан-Фон	каньон	5.2	-4
Махин	каньон	6	4.4
Маю	гора	14.8	-22.5
Малахит	гайот	-12.8	-2.6
Мараньян	горы	0.6	-42
Маршан	гора	7.3	-22.3
Мавритания	каньон	16.8	-16.8
Мак-Гауан	гора	8.5	-20.7
Мелмор	гора	6.1	-24.9
Меннера	гора	13.9	-44.6
Месяцева	гора	-11.4	-1.3
Муратова	гора	4.0	-32.4
Надежда	гора	4.2	-32.8
Надир	гора	8.8	-16.9
Нигера	конус	4	4
Нола	гора	17.2	-25.5
Пара	равнина	6	-42
Параиба	гора	-7.5	-33.2
Параиба	хребет	-1.8	-37
Пернамбуку	абиссальная равнина	-7.5	-27
Пернамбуку	горы	-8.5	-32
Пернамбуку	канал	-12	-33.3
Пернамбуку	плато	-8.2	-34.3
Пилсбери	гора	0.4	-17.1
Реммен	гора	7.3	-21.4
Ресифи	плато	-8.5	-34.2
Риджонс	гора	7.7	-21.1
Ресерчер	хребет	15	-50
Рокет	гора	15.9	-36.1

много дополнительных преимуществ. Картографическое отображение данных в этой системе числения (без проекционной трансформации) приравнивает одну метрическую единицу по горизонтальной и вертикальной осям карты одинаковому числу градусов соответственно. Такой способ построения карт в компьютерную эпоху занял равноправное место в ряду с проекционными отображениями поверхности Земли и широко используется специалистами различных направлений. Для экваториальной области Земли этот способ вносит искажения того же порядка, что и проекция Меркатора.

Изучение рельефа дна Центральной Атлантики проводилось автором в составе отряда геоморфологии (начальник отряда – Турко Н.Н.) на судне “Академик Николай Страхов”. Съёмка дна проводилась

Таблица 2 (окончание)

название	объект	широта, град	долгота, град
Романш	проход	0.3	-18
Ройал	трог	16.2	-49.3
Северо-Бразильский	хребет	0.3	-41.3
Сент-Лазарус	банка	-12.3	-41.5
Санту-Антан	хребет	18.8	-26.5
Сенгор	гора	17.2	-21.9
Сеара	терраса	-2.3	-39
Сеара	равнина	3	-44
Сеара	горы	-1.5	-38.8
Сеара	хребет	6	-45
Сеара	плато	-3.3	-37.5
Синди	гора	7.67	-21.4
Сириус	банка	-4	-35.9
Снодграсс	гора	7.9	-20.8
Соренсен	гора	7.8	-21.8
Стюарт	гора	-8.5	-17
Стокс	гора	-12.2	-32
Сьерра-Леоне	впадина	4.8	-17
Сьерра-Леоне	поднятие	6	-21.5
Стрельня	гайот	-6.5	1.2
Створ	гайот	-9.9	-5.4
Три-Пойнте	отрог	3.8	-2.5
Топаз	гора	-8.2	-0.8
Тропик	гора	23.8	-20.7
Уэбб	гора	7	-21.7
Уитни	гора	8.9	-20.3
Фалеева	гора	-8.4	1.6
Фернанду-Ди-Норонья	равнина	-2.5	-30
Фернанду-Ди-Норонья	хребет	-3.8	-33.2
Ферраш	хребет	-13.7	-33.5
Ферсмана	гора	12.8	-44.7
Фланаган	гора	8.4	-21.4
Эйвон	каньон	6.2	3.9
Экваториальный Срединно-Атлантический	каньон	-3.5	-32

на комплексе эхолотов ELAC и ECHOS-625 (15 лучей) на скорости 10–11 узлов по системе галсов проложенных, как правило, в крест простирания мор-

фоструктур с расстоянием от 10 до 30 миль в пассивных частях трансформных разломов и 2,5–3 мили и менее в пределах полигонов. Последние располагались как в осевой части САХ, так и на флангах. Координация промера в 11–18 рейсах осуществлялась с помощью системы спутниковой навигации GPS (Global Positioning System).

В 6-ом, 9-ом и 18-ом рейсах НИС “Академик Николай Страхов” автор принимал непосредственное участие в работе отрядов НСП (6-ой и 9-ый рейсы начальник отряда Побержин В.М., в 18-ом – Ефимов В.Н.). Источниками акустической энергии являлись пневмоисточники с объемом камеры 1 л. Прием сейсмических сигналов осуществлялся на одноканальную косу, состоящую из 50 пьезоприемников, расположенных на базе 50 м при скорости движения судна до 11 узлов. Кроме перечисленного, оказывал содействие в спуско-подъемных операциях итальянской многоканальной сейсмоки и магнитометра.

В 6, 9, 13 и 18 рейсах НИС “Академик Николай Страхов” автор был в составе драгировочных бригад и в круг его обязанностей входило как выведение судна на точку так и палубные работы.

В рейсах НИС “Академик Николай Страхов”, на Островах Зеленого Мыса и в геологических экскурсиях и (или) полевых работах на офиолитовых комплексах в Корякском нагорье, Сахалине, Южном Урале и Италии, автор работал в разное время совместно с М.А. Ахметьевым, Е.С. Базилевской, Э. Бонатти, Дж. Бортолуцци, А.А. Булычевым, Л. Гасперини, М. Гасперини, Д.А. Гилод, В.М. Голодом, В.Н. Григорьевым, А.Н. Диденко, Д.А. Дмитриевым, В.Н. Ефимовым, Н. Зиттелини, Б.П. Золотаревым, П.К. Кепежинским, В.Ю. Колобовым, А.В. Кольцовой, Л.Н. Когарко, В.И. Копорулиным, К.А. Крыловым, М. Лиджи, А.А. Пейве, А.С. Перфильевым, А.Н. Перцевым, В.М., Побержинским, А.Г. Поповым, Ю.Н. Разницыным, А.В. Рихтером, А.А. Савельевым, Г.Н. Савельевой, В.А. Симоновым, С.Г. Сколотневым, С.Д. Соколовым, С.Ю. Соколовым, Н.Н. Турко, Д.И. Фрих-Харом, П. Эльтером и многими другими.

Важнейшую творческую и моральную поддержку в работе автора оказали сотрудники Лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов ГИН РАН – Г.В. Агапова, К.О. Добролюбова, В.Н. Ефимов, Л.М. Евграфов, В.А. Равенков, А.А. Рихтер, С.Ю. Соколов и Н.Н. Турко а также сотрудники других лабораторий ГИН и организаций – Л.В. Дмитриев, Д.И. Кудрявцев, М.В. Лучицкая, Е.Н. Меланхолина, А.Л. Книппер, В.Н. Шарапов и многие другие.

Огромную помощь в освоении компьютерной техники и (или) подготовке на ней материалов к работе оказал С.Ю. Соколов, а также Л. Гасперини, В.М. Голод, К.О. Добролюбова, Л.М. Евграфов, В.Н. Ефимов, К.А. Крылов, М. Лиджи, Е.К. Павленко и А.А. Рихтер. Немаловажное значение в профессиональной подготов-

ке автора имела стажировка автора в Университете Хьюстона в Лаборатории профессора Джека Кейси и курс лекций профессора Кевина Берка.

При создании базы данных, сбор информации по некоторым разделам, осуществлялся Г.В.Агаповой (географические названия) и совместно с С.Ю.Соколовым (глубоководное бурение, эпицентры землетрясений, деформации чехла) при участии К.О.Добролюбовой.

Обсуждения со всеми вышеперечисленными специалистами тех или иных геологических, тектонических, геодинамических, геоморфологических и геофизических проблем способствовали повышению научной подготовке автора и написанию настоящей работы.

Создание этой работы было бы невозможно без финансовой поддержки разных организаций. Исследования по строению пассивных частей трансформных разломов происходили при финансовой поддержке в 1993–1995 гг. и в 1997 г. – Российского Фонда Фундаментальных Исследований (гранты № 93–05–9745 и 9705–65359). Определенная материальная помощь была оказана в 1993–1995 гг. в рамках программы “Мировой океан” по теме “Рельеф, его развитие и происхождение” Министерства Науки России. Финансирование этой организацией было возобновлено в 1999 г. В 1993 г. автором был получен также индивидуальный грант Фонда Сороса, в 1996 г. – индивидуальный грант Научного фонда НАТО, предоставивший возможность обрабатывать материалы и знакомится с разнообраз-

ной литературой в течение четырех месяцев в Институте Морской геологии, Болонья, Италия (Директор ИМГ – Э.Бонатти). В разное время финансовая поддержка по техническому оснащению Лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов была оказана Дирекцией ГИН РАН. Автор благодарит все организации, оказавшие финансовую поддержку при обработке данных по геологии Атлантического океана.

Большое значение при сборе геолого–геофизических данных оказала возможность работы сотрудников Лаборатории в Internet. Широкий доступ стал возможным благодаря К.А.Крылову, Д.И.Кудрявцеву и др.

Пользуясь случаем, автор хотел бы поблагодарить всех вышеупомянутых специалистов и организации, за помощь и сотрудничество, экипаж НИС “Академик Николай Страхов”, капитанов 6–го рейса В.Е. Николаенко, 9–го – В.Г. Беляева, 13–го и 18–го – Л.В. Сазонова.

В заключение автор хотел бы подчеркнуть огромный вклад в работу всех работников библиотеки ИГЕМ, высокий профессионализм и доброжелательность которых, оказали неоценимую службу в поиске необходимой литературы.

Слова особой благодарности автор хотел бы выразить академику Юрию Михайловичу Пущаровскому, по инициативе которого проводились все вышеупомянутые экспедиционные исследования и, после обсуждения и полезной критики, публиковались результаты автора.

ГЛАВА 1. ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ТЕРМИНОЛОГИИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Общее состояние тектонической терминологии неоднократно рассматривалось за последние 30 лет (Боровиков, 1968, Пущаровский, 1987, Косыгин, 1988, Униксова, 1989, Мазарович, Мазарович, 1988). Кроме этого, были изданы, правда немногочисленные в России, справочники по геологической и, в частности, тектонической терминологии (Структура..., 1979, Структурная..., 1990, Структурная..., 1991а, 1991б, Международный..., 1982 и др.). Однако, к сожалению, они содержат крайне мало терминов, связанных с тектоникой глубоководных частей океанов. Более того, большинство из них является или устаревшими, или малоупотребимыми. В связи с этим появилась необходимость анализа современной литературы для уточнения границ применения многих понятий.

Важность работы с терминологическим аппаратом неоднократно подчеркивалась в литературе. Это обусловлено тем, что без внятного и всем понятного научного языка невозможно достичь сколько-нибудь серьезного успеха во взаимопонимании между специалистами в познании закономерностей строения и развития любой материальной системы. Приведем лишь несколько примеров. В 1917 г., во время чтения спецкурса 3-го курса Московской Духовной Академии в Сергиевом Пасаде, П.А.Флоренский писал: “Непосвященному в классификаторскую систему той или иной области бытия такая совокупность названий представляется легким сочинительством ненасытного педантизма, тогда как, на самом деле, каждое удачное название опирается на годы внимательнейшего взглядывания, на познание тесно-сплоченных и устойчивых переплетений многих признаков и на понимание, как именно соотносятся эти комплексы к разным другим того же порядка” (Флоренский, 1990, с. 210–211). Еще до Второй Мировой войны академик В.И.Вернадский считал, что “прежде чем искать законы и причины движения небесных светил, надо узнать условия и характер самих светил и их движений, надо иметь их точное научное описание” (Вернадский, 1988, с.80). Академик Ю.А.Косыгин (1988) в связи с обсуждаемой проблемой замечает: “эффективность научных дискуссий при многозначности и множественности применяемых терминов резко снижается. Еще более тяжелыми являются “терминологические” споры, когда их участники отстаивают свою истину, не

раскрывая особенностей своего языка. В тектонике с терминологией давно сложилась такая обстановка, которую К.Р.Лонгвелл охарактеризовал как “сумасшедший дом”, а Н.С.Шатский – как “несусветный хаос” (Косыгин, 1988, с.7).

Так каково же состояние терминологической базы на которой зиждется все здание тектонических и геодинамических разработок в Атлантическом океане?

1.1. Зарождение океанской тектонической терминологии

В геологии 30 лет назад существовало примерно 4500 терминов, которым соответствовало около 9000 определений тектонических понятий (Боровиков, 1968). Ожидалось, что может произойти резкое расширение терминологической базы. Однако этого не произошло, и наметилось некое оживление “терминотворческой деятельности, в основном на базе концепции тектоники плит” (Униксова, 1989, с.107). Для этого достаточно быстро был разработан принципиально новый терминологический аппарат. Вместе с тем, многие вопросы (Мазарович, Мазарович, 1988) остались вне поля зрения и, прежде всего, термины для исследования структур регионального масштаба в океанических областях.

Напомним, что “terminus” или “termo” происходит от латинского корня “ter”, означающего “перешагивать, достигать цель, которая по ту сторону”. В современном языке “термин” – это слово или сочетание слов, употребляемое с оттенком специального научного значения. Кроме этого, исходя из первоначального смысла слова (terminus – граница, раздел), термин должен четко определять рамки употребления того или иного понятия.

Структуры океанов представляет собой, как было сказано выше, геологические объекты весьма трудный для изучения. Они перекрыты толщей воды, а, кроме того, на значительных пространствах, коренные породы – осадочным чехлом. В силу этих обстоятельств исследователи вынужденно используют преимущественно дистанционные методы, не считая немногочисленных прямых данных, получаемых при бурении, драгировках или при погружении глубоководных аппаратов. Определенная информация о стро-

ении океанического дна может быть получена на океанических островах. Все это привело к принципиально иному, чем на континентах, пути познания океанической коры – тектонисты создавали образ структуры, опираясь, правда с оговорками, на представление о том, что “формы рельефа дна, как правило, адекватны тектоническим формам” (Пушаровский, 1980, с.158). В связи с этим, выявление нового объекта, при помощи эхолотного промера, влекло за собой структурную или геодинамическую интерпретацию. Ярким примером служит история изучения Срединно-Атлантического хребта. Выявление этой положительной формы рельефа создало условия для возникновения двух параллельных терминосистем – геоморфологической и тектонической. Первая базировалась на таких геоморфологических терминах, как “гряда”, “гребень”, “кряж”, “впадина” и т.д. Вторая на терминах структурных (“складка”, “горст”, “грабен”) или тектонических, основанных на геосинклинальной теории (“альпийская геосинклиналь”, “геоантиклиналь”) (Белоусов, 1953). Существительное стало сопровождаться прилагательным, которое (или которые) отмечали ориентацию объекта по отношению к простиранию Атлантического океана или Срединно-Атлантического хребта, а также его расположение в пространстве: “срединный кряж” (Ог, 1922) “срединная складка” (Ог, 1922), “Средне-Атлантический вал” (Вегенер, 1984), “поперечный порог” (Stocks, Wьst, 1935), “срединный гребень” (Штилле, 1964), “поперечные провалы вала” (Магницкий, 1953) и т.п. Часто можно видеть, что определяющее слово подчеркивает, что объект расположен в воде – “подводный кряж” (Белоусов, 1953), “глубоководная впадина” (Магницкий, 1953) и т.д. Эти принципы используются и в настоящее время, что является особенностью тектонической терминологии океанов. Всего, с учетом эскизности представлений о строении дна Атлантического океана, применялось дватри десятка терминов свободного пользования, многие из которых укоренились и существуют десятилетия. Например, термин “глубоководный желоб” – с 1884 г. (Униксова, 1989), “шельф” – с 1887 г. (Панов, 1963), “Атлантический хребет” – с 1935 г. (Stocks, Wьst, 1935). По мере совершенствования приборной базы, после 2-й Мировой войны, улучшилась разрешающая способность методов, что сразу повлекло за собой появление таких понятий как “абиссальный холм” (Хизен и др., 1962), “краевые зоны хребта” (Tolstoy, Ewing, 1949) и др.

В начале 60–х гг. произошло три крупных события – была доказана целостность системы хребтов Мирового океана, открыты рифтовые зоны и выявлено множество субширотных линейных зон сложно построенного рельефа в экваториальной Атлантике. Это сразу находит свое отражение в терминосистеме “мировая рифтовая система” (Хизен и др., 1962),

“океаническая рифтовая долинная система” (Хизен и др., 1962), “океанский разлом”. Однако, продолжалось формирование и генетических терминов, полностью наследовавших старые принципы (“внутреннее эвгеоантиклинальное поднятие” (Обуэн, 1967), “георифтогеналь” (Удинцев, 1966), “мобильный пояс главной океанической площади (Херасков, 1967), “межгорный бассейн” (Хизен, 1969), а также расширялся и геоморфологический терминологический аппарат (“ущелье”, “холм”, “подводная возвышенность”), “угловое поднятие” (Хизен и др., 1962) “рифтовые горы”, “линейно вытянутые подводные возвышенности и хребты” (Леонов, 1956) “изолированное подводное возвышение” (Леонов, 1956), “поперечные провалы вала” (Магницкий, 1953), “подводный высокий кряж” (Эдельштейн, 1949), “рифтовое ущелье” (Удинцев, 1966), “океаническая рифтовая долинная система” (Хизен и др., 1962). На ряду с ним продолжали существовать и дополняться ранее введенные термины такие как: “абиссальный холм” (Хизен и др., 1962), “боковой хребет” (Херасков, 1967), “внутреннее геосинклинальное поднятие” (Обуэн, 1967), “высокое раздробленное плато” (Хизен и др., 1962), “внешняя гористая зона (там же), “главная цепь” (Толстой, Юинг, 1968).

Даже из приведенного списка, который может быть, несомненно, дополнен, становится ясным, что часть терминов имеет отчетливый генетический характер. Они направлены или на обслуживание геосинклинальной теории (“внутреннее эвгеосинклинальное поднятие”) или подчеркивали специфику срединно–океанического хребта (“георифтогеналь”, “мобильный пояс главной океанической площади”). Другие термины – в основе своей геоморфологические (“холм”, “ущелье”, “хребет”, “подводная возвышенность”), которые дополнены разными уточняющими словами, показывающими или положение объекта по отношению к САХ (боковой, краевой и т.п.) или подчеркивающими его какие–то особенности в пространстве (“линейно вытянутый”). Иногда прилагательные показывают резкое отличие изучаемого объекта от всего известного на континентах (абиссальный, подводный, океанский).

В конце 50–х гг. после публикации физиографической карты Б.Хизена, М.Тарп и М.Юинга (Хизен и др., 1962) произошло одно событие, на которое мало обращают внимание – началось нарушение иерархичности терминов. Если ранее термин “хребет” применялся к такому планетарному образованию как “Срединно-Атлантический хребет”, то теперь он уже применяется к объектам несопоставимо более крупного масштаба. Второй особенностью стало появление терминов, которые стали показывать расположение форм рельефа относительно уже открытых объектов (“угловое поднятие”, “внешняя гористая зона”) (Хизен и др., 1962).

1.2. Становление и развитие современной терминосистемы

К концу 60-х гг. в тектоническую терминологию был введен ряд новых терминов, которые стали развиваться и существовать в литературе, посвященной Атлантическому океану параллельно с ранее разработанной терминологией. За очень короткий промежуток времени были предложены такие термины как “трансформный разлом”, “неактивный след трансформного разлома”, “активная часть трансформного разлома”, “спрединг”, “атлантический тип окраин”, “зона дивергенции”, “зона конвергенции”, “тройной стык”, “новая глобальная тектоника”. Нетрудно заметить, что был создан особый по своей направленности массив терминов, который обслуживал вполне определенную геодинамическую модель, причем для очень мелкомасштабных (глобальных) построений.

В связи с внедрением в начале 80-х гг. в научную практику многолучевых эхолотов, изменились принципы составления батиметрических карт (Агапова, 1992), которые, как отмечалось выше, являются основой для составления геоморфологических и структурно-геоморфологических (структурно-морфологических) карт. Современные системы эхолотов, особенно если они дополняются исследованиями ссонарами бокового обзора, позволяют выявлять формы с минимальными размерами в плане порядка 200 м и крупнее (Smith et al., 1995). В некоторых экспедициях многолучевое эхолотирование сопровождается целым комплексом геофизических исследований – непрерывным сейсмическим профилированием, магнитометрией и т.п. Это открывает возможность для составления нового поколения тектонических карт на отдельные районы Атлантического океана в масштабах (1:200 000 – 1:1 000 000). Вместе с тем, составление этих карт требует разработки новых легенд, которые нуждаются в более четких понятиях и определениях. Для этих задач все созданные ранее термины стали практически непригодными, т.к. они были разработаны для совершенно иных целей и масштабов. В настоящее время наиболее интенсивно развивается система понятий для осевой части срединно-океанического хребта, особенно для рифтовых зон и трансформных разломов.

За 35 лет международных исследований, между экватором и 40° с.ш. исследователями разных стран было установлено и изучено с разной степенью детальности около 20 крупных разломных зон. Дж. Уильсон считал (Wilson, 1965), что “отдельные разломы внутри этого класса (класс трансформных разломов – А.М.) могут называться в соответствии с теми структурными формами, которые они соединяют (например: правосторонний трансформный разлом типа хребет – выпуклая дуга)” (Уильсон, 1974, с.60). Он предложил называть трансформой (“transform”) или “областью трансформации” (transform – превращать, изменять, преобразовать,

делать неузнаваемым) “область сочленения, в которой один структурный элемент преобразуется в другой” (там же, с. 59). Идея трансформного разлома типа “хребет–хребет” возникла для того, чтобы отличить область, соединяющую зоны наращивания новой океанической коры от классических сдвигов – т.е. изначально термин предлагался для обслуживания остроумной геодинамической модели. Более того, он был введен для объяснения смещения осей хребтов и строго говоря, он может применяться только для четвертичного периода при однозначных фактах (не модели!) интенсивного современного растяжения во всех рифтовых зонах. В случае не активности рифтовых зон, по всей видимости, применение термина “трансформ” является нестрогим.

Нетрудно заметить, что в основу классификации было заложено плановое расположение разных структур и их геодинамическая интерпретация. По мере появления новых данных об их строении, многим стало понятно, что “трансформные” разломы представляют сложные объекты, которые могут заметно отличаться по своим особенностям друг от друга. Во-первых, обратили внимание на то, что их активные части имеют различную протяженность, причем от “нулевого” смещения до многих сотен километров. Появились представления (например: Ильин, 1983) о существовании разломов с большим и малым смещениями. Примерно в это же время было выявлено, что особенности рельефа активных частей разломов невозможно объяснить простым или чистым сдвигом. В связи с этим было введено понятие о трех типах трансформных разломов: “чисто” сдвиговых, с растяжением и со сжатием. Позже было предложено (Пушаровский, 1991) разделять все разломные структуры океанов на трансокеанические, срединного хребта, центральноокеанские, односторонние, фланговые и периферийные. Иными словами, в основу классификации вновь было заложено соотношение того или иного разлома с САХ в целом или с его отдельными частями.

В общей схеме классификации зон трансформных разломов в соответствии с кинематической типизацией Дж. Уильсона иногда выделяются следующие их главные типы: 1 – дивергентных зон, 2 – конвергентных зон (“океан–континент” и “континент–континент”) и 3 – переходные (Дубинин, 1987).

Несколько обособленной выглядит терминология, предложенная И.А. Соловьевой (Соловьева, 1981). Она считает, что вместо таких терминов как “поперечные разломы” и “зоны разломов” целесообразно применять термин “поперечные нарушения”. Это относилось ко всем нарушениям продольного плана рельефа срединных хребтов, среди которых “...есть и такие, которые не подходили под общепринятое понятие разломных зон” (Соловьева, 1981, с.15). На основании анализа строения дна Мирового океана на мелкомасштабных батиметрических картах предположила, что “по генеральной структуре крупные поперечные нарушения можно

разделить на несколько типов” (там же, с.18); уступы (простые и сложные), одиночные прогибы, сложные зоны, которые делятся на двойные системы впадина–хребет; серии чередующихся впадин и хребтов первого порядка, среди которых четко выделяется главная впадина зоны разлома и поперечные поднятия, на которых средние показатели рельефа выше, чем на прилегающих участках срединно-океанического хребта. К последнему типу поперечных нарушений относились поперечные зоны погружений, под которыми понимались днища колоссальных многоступенчатых грабенов, пересекающих хребты под прямым углом.

При описании отдельных трансформных разломов, например Океанографер, научный коллектив (OTTER... 1983) считал, что он представляет собой трог, представляющий широкую, открытую и U-образную долину. Детальность работ позволила авторам выделить следующие “морфотектонические элементы”. Трансформная долина разделилась на “стенки трансформной долины” (южный фланг трансформной долины), в пределах которых выделялись “террасы”, “эскарпы” и “обрывы”. В трансформной долине была выделена по резким изменениям в пределах первых метров рельефа, нарушенным осадкам, крутым склонам “зона главного трансформного смещения” (“Principal transform displacement zone” – PTDZ). Ширина зоны – несколько сот метров.

Примерно по такой же логике развивались исследования и, соответственно, терминологический аппарат другими исследователями. Например, в таких разломах, как Ороско (Madsen et al., 1986), Кейн (Pockalney et al., 1988), Клиппертон (Gallo et al., 1986) была выделена трансформная область (“transform domain”), которая в плане могла быть представлена весьма различно. В Ороско выделялось три “морфотектонических элемента” – две субширотных депрессии и субмеридиональные долины. В Клиппертоне – поднятия ромбовидной формы (“lozenge-shaped brigha”), ограничивающие трог (“flanking troughs”). По всей видимости термин “трансформная область” был предложен П.Фоксом и Д.Галло (Fox, Gallo, 1984). Предполагалось, что этот морфотектонический термин применим для описания всех топографических элементов, которые создают характерную морфологию трансформы. К сожалению, границы области не были строго оговорены. В разломе Клиппертон в трансформную область включались элементы параллельные трансформы (“transform – parallel terrain”) шириной до 10 км, а также ось трансформной области (“axis of transform domain”), медианный хребет, параллельно которому протягивались трог (“elongate troughs”), а также замкнутые впадины (“closed–contour basins”). Для описания как медианного хребта, так и трансформной области применялись такие понятия, как “фланги”. Общая схема терминов, применяемых при описании трансформных разломов, в идеальном варианте показана на рис. 1.1.

Изучение геологических тел, как справедливо указывалось (Косыгин, 1990), начинается с определения его естественных границ. И если эта проблема успешно решается для природных объектов на континенте и здесь выработаны достаточно четкие критерии, то в океане дело обстоит более сложным образом. Уже давно многими было отмечено, что океанские структуры имеют очень плавные переходы между собой. Даже для разломов, которые представляются наиболее контрастными образованиями, нет общих точек зрения, что включает в это понятие, где его границы и каким образом оно должно трассироваться. Имеется несколько подходов к проблеме прослеживания разлома. Первый заключается в соединении наиболее погруженных частей трогов, хотя для многих зон отмечалось, что далеко не всегда главная зона смещения находится здесь. Второй основан на компьютерных построениях и разлом определяется по положению “flow–line”. При этом сам вопрос о границах объекта отпадает. При третьем подходе разломы изображаются в виде сложных сочетаний хребтов и депрессий (например Gorini, 1981 и др.), что и является наиболее “геологичным”. Вопрос о границах разлома неоднократно поднимался в литературе, в работах П.Фокса, Э.Бонатти. Было в частности, предложено (Fox, Gallo, 1984) выделять т.н. тектоническую область (“Tectonic Domain”), граница которой проводилась по вершинам хребтов или (Bonatti et al., 1979) вторичные тектонизированные зоны (“Secondary tectonized domain”).

Автору настоящей работы представляется, что границы разломной зоны должны проводится по внешним (по отношению к оси трогов) основаниям приразломных топографических возвышенностей, которые или являются зонами резкого, часто ортогонального, соотношения структурных планов (например, поперечные хребты), или относительно резкого подъема структур (приразломные поднятия). Эти области могут быть на-

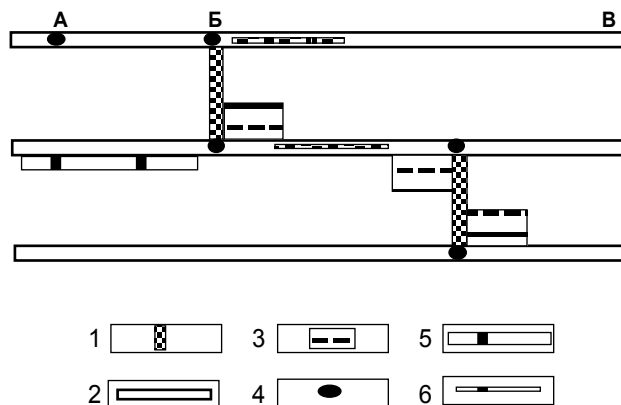


Рис. 1.1. Общая схема терминов, применяемых при описании трансформных разломов и областей сочленения с рифтовыми зонами. 1 – рифтовая долина, 2 – разлом, 3 – угловое поднятие, 4 – нодальная впадина, 5–6 хребты: 5 – поперечный, 6 – медианный. Буквы – части разломов: АБ – активная, БВ – пассивная

званы инфлюентными зонами (зонами влияния) или зонами тектонической протекции разлома. По всей видимости, они представляют собой как дизъюнктивные границы, так и являются зонами перегиба (флексур) океанической коры. Таким образом, в комплекс разломной зоны входят собственно трог и обрамляющие его поднятия.

При описании рифтовых долин и областей их сочленения с трансформными разломами применялся относительно более сложный терминологический аппарат. Во-первых, было введено такое понятие, как “пересечение рифта – трансформного разлома” (“rift-transform intersection”), которое широко применяется в западной литературе. (Madsen et al., 1986; Gallo et al., 1986, Tucholke, Schouten, 1988; Pockelny et al., 1988). В отечественной литературе применяются, как представляется, более строгие понятия “зона сочленения трансформы с рифтовой долиной” (Строение..., 1989) или “сочленение трансформных разломов с рифтами (РТС)” (Казьмин, Борисова, 1992). Однако нередко, как в статьях, так и на докладах встречается и применение прямого перевода. “Полигон IV был выбран в центральной части САХ в месте пересечения южного сегмента рифтовой долины с разломом Зеленого Мыса” (Строение..., 1989, с. 22). Это не совсем корректно, т.к. рифт, как правило, не “пересекает” разлом.

Область стыка или сочленения состоит из нескольких элементов: “нодальной впадины” (Goud, Karson, 1985) или “центральной впадины” (Строение..., 1989), “поднятий внутреннего и внешнего угла” (см. рис. 1.1). В нодальной впадине иногда выделяют (Goud, Karson, 1985) центральное углубление (“центральную бездну”) (“central deep”). Нодальными впадинами (от англ. nodal – центральный, узловой) называют депрессии дна, которые расположены в районе сочленения крупных разломных зон и рифтов срединно-океанических хребтов. Эти формы рельефа океанского дна представляют собой очень глубокие (до 6000 м) впадины, иногда разделенные на несколько отдельных депрессий неовулканическими хребтами. Первоначально впадины были обнаружены в разломах Атлантик, Океанограф, в хребтах Горда и Карлсберг – в начале 70-х гг. (Sleep, Bieler, 1970). В настоящий момент эти объекты описаны в большинстве зон крупных трансформных разломов Атлантического океана причем их происхождение обычно связывают с различными термальными эффектами (Дубинин, 1987 и др.).

Приведенные выше термины во многом исчерпали, до недавнего времени, словарный запас при описании трансформных разломов и рифтовых зон САХ. Вне поля зрения тектонистов остались такие объекты,

как фланги хребта и пассивные части трансформных разломов. В заключение отметим, что при подготовке настоящей работы был составлен словарь терминов, в который включено около 200 англоязычных терминов и столько же русскоязычных.

1.3. Синтез

Тектоническая терминология Атлантики находится в динамическом развитии, что обусловлено стремительным картированием океанического дна новыми методами и, прежде всего, многолучевыми эхолотами и погружаемыми аппаратами. Переход на крупные и средние масштабы съемки привело к открытию новых объектов и (или) существенному уточнению строения давно известных. Это повлекло за собой и появление новых терминов. Вместе с тем, во-первых, терминосистема сохранила ряд “рудиментарных” признаков, которые были заложены еще десятилетия назад (например, создание новых терминов на основе взаиморасположения объектов) и, во-вторых, представляет собой смесь геологических, географических и геодинамических понятий (“трансформная долина” или “желоб трансформного разлома”). В-третьих, характерно применение одного того же термина для обозначения абсолютно разных понятий. Например, термины “долина”, “желоб” часто используются для обслуживания географических задач. При этом, по новейшим рекомендациям Межправительственной Океанографической комиссии (МОК) по наименованиям форм подводного рельефа, долина – это “неглубокая, широкая депрессия значительной протяженности, дно которой имеет постоянный уклон...” (Газетир..., 1991, с.2–25), а желоб – “вытянутая, узкая, глубокая впадина, часто асимметричная, с крутыми склонами и узким дном.” (Газетир..., 1991, с.2–24). Вместе с тем, эти же термины применяются и в геологической литературе, имея абсолютно иное значение. Например, “рифтовая долина” или “желоб разлома”.

В настоящее время при изучении океанов, характерно применение терминов свободного пользования, которые каждый раз требуют специального объяснения. Наконец, отметим тенденцию в русскоязычной литературе агрессивного внедрения в научный обиход терминов–иммигрантов свободного пользования типа “интерсект”, “талус”, “трансверсивный хребет” и т.п. Автору представляется, что копирование подобных американских “терминов” должно проводиться только в том случае, если речь идет о действительно новых понятиях, а не в погоне за модой.

ГЛАВА 2. ИСТОКИ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СТРОЕНИИ ДНА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

В центральной области Атлантического океана проводили исследования сотни экспедиций один обзор работы которых мог бы составить предмет специального исторического исследования. Только советскими и российскими судами Академии Наук и Министерства геологии между 1956 и 1996 гг. было проведено не менее 70 океанографических и геолого-геофизических рейсов таких судов как “Академик Мстислав Келдыш” (рейсы – 1, 3, 13, 15, 16), “Михаил Ломоносов” (рейсы – 1, 8, 38, 49), “Академик Курчатов” (рейсы – 1, 3, 5, 6, 20, 24, 25, 30, 31, 40), “Профессор Штокман” (рейсы – 1, 2, 7, 9), “Академик Вернадский” (рейсы – 7, 25, 28, 29), “Академик Борис Петров” (рейсы – 12, 14, 16, 17), “Академик Николай Страхов” (рейсы – 1, 2, 3, 6, 7, 9, 11, 12, 13, 16, частично 18), а также “Дмитрий Менделеев” (рейс – 31), “Профессор Колесников”, “Витязь”, “Антарес”, “Геленджик”, “Профессор Логачев”, “Геолог Ферсман” и ряд других (таблица 3). Иностранные экспедиции проводились на судах “Чейн”, “Атлантис II”, “Крейфорд”, “Чарльз Дарвин”, “Жан Шарко”, “Надир”, “Аталант”, “Марсель ле Бриан”, “Роберт Конрад”, “Томас Вашингтон”, “Кейн”, “Пиллсбери”, “Вима”, “Вальдивия” и другие. С 1968 по 1993 гг. было проведено более 50 рейсов буровых судов “Гломар Челленджер” и “Джойдес Резолюшен”.

Результаты исследований, которые только в названии содержат слова “экваториальная Атлантика”, согласно базе данных по геологической литературе GeoRef, были опубликованы с тридцатых годов по март 1995 г. в не менее чем 500 работах. Они содержат сведения о коренных породах, палеоклиматологии, стратиграфии, палеонтологии, геофизике и геодинамике экваториальной Атлантики. Общий список опубликованной литературы по этому району, видимо, намного превышает тысячу наименований.

2.1. Представления XIX – 60-х гг. XX в. о тектонике Атлантики

Общие вопросы истории развития геологии, в том числе и тектоники, Атлантики, геоморфологии и географии можно найти в работах (Махачек, 1961; Ильин, 1976; Кленова, Лавров, 1975; Резанов, 1987; Oceanography..., 1980; Gorini, 1981; Bates et al., 1982 и

многих других). Подчеркнем, что ниже, в ряде случаев, цитируются не оригинальные работы иностранных специалистов, а опубликованные переводы. В значительной степени это связано со стремлением автора рекомендовать читателю в России более легко доступные источники.

Настоящий обзор ставит своей целью проследить истоки и закономерности становления основных представлений о тектоническом строении и истории развития Атлантического океана, которые возникли до 1970 г. Это время, как представляется, является важным рубежом на котором произошло становление современной тектонической концепции – тектоники плит. Представления о тектонике Атлантического океана в последующие годы будут в разной мере рассматриваться в последующих главах.

В середине XVI в. выяснилось, что земли открытые более 500 лет назад, во время путешествий Христофора Колумба, представляют собой континент, (названный, по недоразумению в 1507 г. Мартином Вальдземюллером, Америкой) (Джеймс, Мартин, 1988), а огромное водное пространство, известное как Западное море, между вновь открытым материком и Европой получило в 1650 г. от Бернхарда Варениуса (Морской..., 1991), название Атлантический океан. История его изучения исчисляется столетиями, однако мы не ставим своей задачей дать подробное и всестороннее описание географических открытий, процесса становления научной картографии и развития техники морских работ, попытавшись сконцентрировать внимание на развитии представлений о тектоническом строении дна Атлантического океана в целом и его отдельных частей. В связи со спецификой поставленной задачи, мы будем иногда затрагивать и более общие вопросы георетической тектоники, развитие которых играло существенную роль в исследованиях Атлантического океана. Общие вопросы истории развития геологии, в том числе и тектоники, Атлантики, геоморфологии и географии можно найти в работах (Кленова, Лавров, 1975; Резанов, 1987; Ильин, 1976; Удинцев, 1987; Bates et al., 1982).

В 1852 г. начались работы весьма далекие от тектонических гипотез – промеры глубин для прокладки трансатлантического телеграфного кабеля, которые про-

Таблица 3.

Краткие сведения о некоторых геолого-геофизических рейсах судов СССР и РФ в центральной части Атлантического океана

НИС	Номер рейса	Год	Район	Оборудование/методы
Академик Александр Карпинский	16	1993		МОВ
Академик Борис Петров	2	1985	рифт между разломами Зеленого Мыса и Марафон	МЭ, драги
Академик Борис Петров	12	1989	рифт между разломами Зеленого Мыса и Марафон, разлом Зеленого Мыса	МЭ, драги
Академик Борис Петров	14	1985	САХ	МЭ, драги
Академик Борис Петров	16	1990	разломы Хейес Петрова, хребты Барракуда, Ресерчер	МЭ, драги
Академик Борис Петров	17	1991	разломы Сан-Паулу, Романш, горы Дейвис, Жазер, острова Атлантики	МЭ, драги
Академик Вернадский	7	1973	район разлома Вернадского, Вима	Драги
Академик Вернадский	28	1984	разломы: Вернадского, Романш, Долдрамс, Вима Амазонский полигон, Поднятие Сьерра Леоне, Гвинейский полигон, гора Крылова, котловина Зеленого Мыса, Канарская котловина, банка Ампер, банка Жозефин	Драги, трубки
Академик Курчатов	1	1966	разлом Романш	Драги
Академик Курчатов	3	1968	Ангольская котловина и шельф	Дночерпатель
Академик Курчатов	5	1969	центральная часть	ГСЗ, ДС, сейсмические радиобуи первые в СССР автоматизированные гравиметры
Академик Курчатов	6	1969	хребет Пальмер, разломы Петрова, Атлантис, рифт между разломами Петрова и Атлантис	Драги
Академик Курчатов	20	1975	южная часть Китового хребета банка Бонапарта, разломы Кейн, Атлантис и рифтовая зона между ними, Северо-Американская и Канарская котловины	Драги
Академик Курчатов	24	1976	разлом Атлантис	Драги
Академик Курчатов	28	1979	центральная часть	
Академик Курчатов	30	1979	гора Ампер	
Академик Курчатов	37		Северо-Американская и Канарская котловины	Дночерпатель
Академик Курчатов	43	1985	Ангольская котловина, юг; Аргентинская котловина, море Скоша	
Академик Мстислав Келдыш	13	1987	центральная часть	тепловой поток
Академик Мстислав Келдыш	15	1987	разлом Кейн	ПОА "Мир"
Академик Мстислав Келдыш	16	1988	поднятие Горриндж	Драги
Академик Мстислав Келдыш	39	1996	Брокен Спур	ПОА "Мир", "Розетт"
Академик Николай Страхов	1	1985	районы гор Атлантис, Крылова	МЭ, НСП, драги, трубка, черпак, магнитометр, РОЗЕТТ, фото,
Академик Николай Страхов	2	1985	котловина Демерара	МЭ, НСП, драги, трубка, черпак, магнитометр, РОЗЕТТ, батометр
Академик Николай Страхов	3	1986	разлом Зеленого Мыса	МЭ, НСП, драги, трубка, черпак, магнитометр, МОВ ОГТ, РОЗЕТТ, фото,

МОВ – разные модификации многоканального сейсмопрофилирования методами отраженных волн; ГСЗ – глубинное сейсмозондирование, ДС – донные станции, ПОА – погружаемый пилотируемый аппарат; МЭ – многолучевое эхолотирование, НСП – непрерывное сейсмопрофилирование; МТЗ – магнитотеллурическое зондирование

Настоящая сводка составлена на основании опубликованных материалов и не может считаться полной, т.к. во многих случаях в источниках информации отсутствовали точные данные о видах работ, оборудовании и, нередко о всех районах исследований и номерах рейсов.

Таблица 3 (Окончание)

Академик Николай Страхов	6	1987	разлом Долдрамс	МЭ, НСП, драги, магнитометр, МОВ, ДС, фото, МТЗ
Академик Николай Страхов	7	1988	район разлома Страхова	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр, фото
Академик Николай Страхов	9	1990	разломы Марафон, Меркурий. Долдрамс, Вернадского	МЭ, НСП, драги, магнитометр, ДС, фото
Академик Николай Страхов	11	1990	район разлома Страхова	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр, гравиметрия, МОВ, ДС
Академик Николай Страхов	12	1991	разломы Сан-Паулу и Страхова	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр
Академик Николай Страхов	13	1991	разлом Романш	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр, МОВ
Академик Николай Страхов	15	1992	разлом Зеленого Мыса	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр, МОВ
Академик Николай Страхов	16	1993	разлом Романш	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр
Академик Николай Страхов	18	1994	разлом Романш; район о.Буве	МЭ, НСП, драги, магнитометр, гравиметрия, МОВ
Академик Николай Страхов	19	1998	разлом Вима	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр, МОВ
Антарес	9	1990	разлом Зеленого Мыса	Драги, трубки, тепловой поток, гидрохимия
Валерьян Албанов		1976	район о.Барбадос	
Витязь	2	1986	поднятие Горриндж	драги
Витязь	7	1984	г.Мир, г.Жозефин	
Витязь	10	1985	Атлантический океан	
Витязь	20	1991	Атлантический океан, Каньон Конго	Эхолот Elak Deso трубки, днотерпатель
Владимир Обручев		1975	Канаро-Багамский геотраверз (восток) Канарская котловина, запад САХ	НСП, МОВ
Геленджик	G96	1996	Разлом Романш и район о.Буве	Драги, МЭ - SIMRAD EM12
Геолог Ферсман	10	1991	центральная часть	батиметрия, магнитометрия
Геолог Ферсман	13	1993	САХ, разлом Зеленого Мыса – Кейн	батиметрия, гравиметрия, магнитометрия
Дмитрий Менделеев	31	1983	котловины Бразильская, Зеленого Мыса, Капская	
Заря	1	1956	Атлантический океан	магнитометрия
Иван Киреев	1	1978	Китовый хребет	НСП
Иван Киреев	2	1979	поднятие Сьерра-Леоне	НСП
Михаил Ломоносов	1	1957	центральная часть	Драги
Михаил Ломоносов	8	1960	центральная часть	Драги
Михаил Ломоносов	49	1987	центральная часть	Драги
Николай Коломийцев		1983	Анголо-Бразильский геотраверз	
Петр Лебедев		1969	Гвинейский залив	
Петр Лебедев		1970	Котловина Зеленого Мыса	
Профессор Колесников	13	1986	шельф Гвинеи	
Профессор Колесников	15	1987	шельф Гвинеи	
Профессор Колесников	20	1989	шельф Гвинеи	
Профессор Колесников	24	1989	шельф Гвинеи	НСП донные пробы гидровибробурение
Профессор Куренцов		1977	Канаро-Багамский геотраверз (восток)	МОВ
Профессор Куренцов		1978	Канаро-Багамский геотраверз (восток)	Гравиметрия
Профессор Куренцов		1978	Канаро-Багамский геотраверз (восток)	МОВ
Профессор Куренцов		1985	Атлантический океан, Анголо-Бразильский геотраверз район о.Св.Елены	Драги
Профессор Куренцов		1986	Анголо-Бразильский геотраверз	Драги
Профессор Штокман	1	1979	САХ	
Профессор Штокман	7	1982	поднятие Сьерра-Леоне, южная часть Китового хребта, разлом Риу-Гранди	Драги
Севморгеология	3	1990	САХ	
Сергей Вавилов		1969	Гвинейский залив	

водились тремя судами. Через два года лейтенант Мэтью Фонтейн Мори, возглавлявший в то время “Депю карт и приборов ВМФ США” (позже – “Военно–морской океанографический офис”), сообщил Министру Военно–морского флота о том, что дно океана между Ирландией и Ньюфаундлендом представляет собой подводное плато (Bates et al., 1982), названное впоследствии Телеграфным. По всей видимости упомянутые данные можно считать первыми сведениями о подводной возвышенности именуемой ныне как Срединно-Атлантический хребет. В 1855 году автор докладной записки составил первую батиметрическую карту Северной Атлантики, издал книгу “Физическая география океана”, выдержавшую 22 издания и стал иностранным член–корреспондентом Петербургской Академии Наук.

В 1872 г. начались обстоятельные исследования океана на судне “Челленджер” (1872–1876 гг.), на борту которого работал, помимо других специалистов, английский океанограф Джон Меррей. Данные рейса, дополненные некоторыми другими, послужили основой для создания (1885 г.) новой батиметрической карты Атлантического океана (Джеймс, Мартин, 1988), на которой стали проступать контуры поднятия, протягивающегося с севера на юг примерно по его середине (Срединно-Атлантический хребет). Во время рейса “Челленджера”, помимо важных гидрографических наблюдений, измерений глубин дна, была отобрана коллекция горных пород с океанических островов. Она обрабатывалась бельгийцем А.Ф. Ренардом (Alphonse Françoise Renard), который в 1882 г. опубликовал “Отчет о петрологии скал Св. Павла” (“Report on the Petrology of St. Paul Rocks”) (Houvenaghel, 1980), а затем, в 1888 г., и более расширенное описание всех коллекций.

В конце XIX в. общая подводная топография Атлантики представлялась следующим образом: “Дно Атлантического океана открывается состоящим из двух параллельных долин, имеющих в общем направление с севера на юг и разделенных на глубине 1660–1830 м широкой плоской возвышенностью, как бы плоскогорьем, на котором расположены почти исключительно вулканические острова. Этот подводный хребет распознан и прослежен довольно полно и подробно” (Энциклопедический..., 1890). Это географическое открытие стало привлекать в первой четверти XX в. внимание геологов и положило начало длительной дискуссии о его природе, которая, кстати, не окончена на наш взгляд и сегодня. В конце XIX в. появились также сведения об активной подводной вулканической деятельности в пределах экваториальной части Атлантики. В частности, в 3-ем издании монографии профессора Иностранцева (Иностранцев, 1905) можно прочитать: “Подводные извержения в Атлантическом океане были замечены в 1835 и 1838 гг. в той его полосе, которая лежит между 20° и 22° з.д. и на пол–градуса к югу от экватора. Явления выхода паров воды и вулканического пепла перио-

дически наблюдались здесь с середины прошлого столетия, но неизвестно, сопровождалась ли эти явления образованием хотя бы и временных новых островов. Во всяком случае это место дна Атлантического океана представляет значительную вулканическую область” (там же, с. 181). Это место располагается в активной части разлома Романш, к слову сказать, в районе сужения трога.

По всей видимости одной из первых работ в области тектоники Атлантического океана можно считать дневник Ч. Дарвина (Дарвин, 1909), о путешествии на барке “Бигль” (1831–1836 гг.). Он отметил различие в происхождении островов, расположенных в пределах Атлантики и подчеркивал, что скалы Святого Павла имеют невулканическое происхождение и более того сделал следующее обобщение: “Замечательно, что маленькие острова, находящиеся на большом расстоянии от материка в ... Атлантическом и Индийском океанах, за исключением Сейшельских островов и небольшого скалистого острова Св. Павла состоят из вулканических пород. Вулканическая природа островов океана является, очевидно, распространением того же закона, в силу которого большинство ныне действующих вулканов расположено вблизи берегов моря или на островах вблизи его” (Дарвин, 1909, с.9). На основании наблюдений на острове Сантьягу Ч. Дарвин высказал также мысль, которая не потеряла своей актуальности и до настоящего времени, о чрезвычайно важной роли вертикальных движений в истории Островов Зеленого Мыса.

Во второй половине XIX в. началось изучение состава коренных пород и осадков дна Атлантического океана. Эти сведения собирались, как правило, попутно с различными океанографическими исследованиями. Например, в 1839 г. был основан Драгировочный комитет при Британской ассоциации развития Науки (The Dredging Committee of the British Association for the Advancement of Science) (Rice, Wilson, 1980). В первом же документе, который издал Комитет, предписывалось при драгировках проводить сборы не только организмов, но и коллекций грунтов. Однако подобные работы, естественно, нельзя признать за планомерные геологические исследования.

Обстоятельные, для того времени, рассуждения о природе рельефа Атлантического океана стали появляться только в начале XX в.. За теоретическую основу была взята геосинклиальная теория, которая приспособлялась к океаническим впадинам.

Эмиль Ог, профессор Парижского университета, писал: “Атлантический океан можно ... считать за громадную геосинклиаль в период ее раздвоения, причем осевая возвышенность этого океана соответствует геантиклинали” (Ог, 1922, с. 154). “Атлантический океан разделен по всей своей длине на два более или менее симметричных бассейна, восточный и западный. Срединный кряж служит фундаментом для островов Азор-

ских, Святого Павла, Вознесения...” (там же, с.36). В главе 29, посвященной орогеническим гипотезам Э.Ог делает вывод: “Громадная впадина с направлением поперечным к складкам, разделяет Старый и Новый Свет и является общей областью погружения для всех пересекающих ее складчатых зон. Эта впадина превратилась теперь в геосинклиналь, и ее ось симметрии уже наметилась в виде срединной складки...” (там же, с.485). Критически к идеям Э.Ога отнесся А.А.Борисяк в своей работе “Теория геосинклиналей”: “На беду Ог, ища аналога геосинклинали в современном рельефе земного шара, остановился между прочим, на Атлантическом океане, надо сознаться, что более убийственный пример для теории дрейфа трудно было придумать...” (Борисяк, 1924, с. 6).

Иную точку зрения высказывали сторонниками дрейфа материковых глыб (К.Андре, А.Вегенер). В частности, Альфред Вегенер, один из основоположников мобилизма, писал о том, что Средне-Атлантический вал “представляет собой во всяком случае остаточный материал после разделения глыб. Можно предположить, что вместо единой трещины в этом месте возникло се-теобразное переплетение трещин, т.е. целая полоса обломков, большая часть которых погрузилась ниже уровня моря, т.к. подстилающий их субстрат растягивался и сплющивался” (Вегенер, 1984, стр.86). А.Вегенер подчеркивал, что природа вала “представляет собой явление, которому теория дрейфа должна найти объяснение” (там же, стр.194).

Хорошо известно, что у теории А.Вегенера были предшественники – “прамобилисты”, которых необычайное сходство берегов Северной и Южной Америки с Африкой и Европой не раз приводило к идее о том, что они представляли некогда единое целое: 1620 – барон Френсиз Бэкон (Betes et al., 1982), 1658 – аббат Ф.Плассе (сочинение “Доказательства того, что перед всемирным потоком Америка не была отделена от других частей света”) (Хаин, 1973), 1877 – Е.В.Быханов (сочинение “Астрономические предрассудки”) (Хаин, 1973; Вегенер, 1984 и др.), 1910 – Ф.Тейлор (“Bearing of the Tertiary mountain belt on the origin of the Earths plan”) (Вегенер, 1984).

Приват доцент цюрихской высшей технической школы Рудольф Штауб был также сторонником идей мобилизма и, если угодно, духовным последователем А. Вегенера. “Вегенер первый дал возможность по настоящему вырваться на свободную дорогу великой идее о полной подвижности материковых глыб в своей истине революционной книге о происхождении материков и океанов. В последнее время к идее континентальных сдвижек пришли, хотя и иными путями, Амперферер, Космат и Швинер ... Арган и автор” (Штауб, 1938, с. 254). Он, однако, оговаривался, что “применяя основную идею Вегенера о смещении материков, мы пришли на основании более точного тектонического анализа строения Земли к совершенно иной картине движения

Земли. Материки движутся от полюсов к экватору и от экватора к полюсам” (Штауб, 1938, с. 254). “Более точный анализ” заключался в прослеживании основных альпийских линий Земли, и в этих исследованиях немаловажную роль играло взаимоотношение Альпийских цепей с Новым светом и их сопоставление с батиметрией Атлантического океана. Далее он пишет: “Северная Атлантика ... скрывает в себе от острова Св.Павла и, почти до края Телеграфного плато, альпийские элементы. Оба больших бассейна северной Атлантики оказываются альпийскими междугорьями величайшего масштаба” (там же, с.143). По мнению Р. Штауба, последние слагались фрагментами герцинид Европы и Северной Америки, либо иными структурами входившими в структуру Гондваны или Лавразии.

Собственно говоря, уже к 20 гг. текущего века опеределилось два основных направления – мобилизм и фиксизм, каждое из которых имело множество оттенков. Характерно, что сторонники мобилизма не критиковали фиксистов, однако сами подвергались непрерывной критике с их стороны. “Штауб обрабатывает факты под стиль теории континентальных перемещений – теории не выражающей законов геологической истории” (там же, с.17) – писал в предисловии к книге Р.Штауба Д.И.Вычуриин. Он называет автора “теоретизирующим натуралистом” и подчеркивает, что “работа Штауба, как и большинство геотектонических построений ученых капиталистических стран, не воспринимает строгого научного отношения к фактам и исторического их понимания” (там же, с. 18). Здесь можно заметить, что примерно с начала тридцатых годов контакты геологов СССР с европейскими и американскими специалистами были в значительной мере затруднены, а затем и вовсе прекратились, и советская тектоника, в силу изолированности, начала развиваться в значительной мере самостоятельно. Последнее обстоятельство имело как свои положительные, так и резко отрицательные стороны. Как иллюстрацию к последнему замечанию можно привести рассуждения первого автора учебника по геотектонике в СССР – М.М.Тетяева (Тетяев, 1941). Он никогда не обсуждал вопросы тектоники Атлантического океана, однако с общих философских и, весьма субъективных позиций, оценивал работы А. Вегенера и некоторые стороны тектоники океанов в целом. Он считал, что развитие идей мобилизма было связано с возможностью посмотреть на особенности развития океанов и материков в неожиданном ракурсе и “казалось бы, что эта теория совершенно перероачивала все наши представления и вносила нечто новое в понимании геологических явлений ... Вместе с тем, появление этой новой теории представляет определенный шаг назад в отношении анализа и понимании структурных форм. Выступив против контракционной теории, она выкинула за борт всю выявленную закономерность структурных форм, превратив их в простой хаос смятия по краям континентов” (Тетяев, 1941,

с. 29). Заметим, что ситуация во многом напоминает, 70-е гг. XX в., когда идеи плитной тектоники начали проникать в СССР.

Наряду с критикой, и, как представляется в ряде случаев справедливой, М.М.Тетяев в форме, которая достойна полного цитирования, призывает к постановке задачи глобального изучения Земли. “И эту задачу мы, советские геологи, должны взять на себя, т.к. буржуазная геология в условиях своего метафизического мировоззрения не в силах справиться с такой задачей, требующей не только правильной методологии, но и дерзания и смелости, на которую способная только советская наука” (там же, с. 348–349).

Вместе с тем, “буржуазная геология” стремительно накапливала в многочисленных экспедициях фактический материал о строении дна Атлантического океана. Особое место, по – праву, принадлежит германской экспедиции на научно-исследовательском судне “Метеор” (1925–1927). Данные, собранные в ней и дополненные эхолотными промерами судов различных типов, включая военные (например: крейсер “Эмден”) легли в основу новой обзорной батиметрической карты Атлантического океана (1:20 млн.) (Stocks, Wüst, 1934), в результате работы над которой была создана новая классификация основных форм рельефа, появился обширный список новых географических названий, которые составляют основу современной топонимики Атлантического океана. Эти работы не только расширяли основы терминологии, заложенные в Первом издании ГЕБКО (1903 г.), но и придали им тектонический оттенок. В объяснительной записке к карте океан был разделен (Stocks, Wüst, 1935) на следующие геоморфологические провинции: а) шельф и континентальный склон, б) Атлантический океан, в) поперечные пороги 1-го и 2-го порядков, г) глубоководные впадины, д) глубоководные грабены, под которыми понимались как глубоководные желоба, сопряженные с островными дугами, так и впадина Романш. Однако, несмотря на такое объединение авторы четко понимали, что это разные тектонические формы. Относительно поперечных порогов (“Querschwellen”) указывалось, что выделение многих из них основано на анализе распределения придонных вод и, следовательно, их выделение является во многом гипотетическим. Под хребтами подразумевались крутые поднятия типа Китового хребта, под порогами 1-го порядка – пологие поднятия (пороги Роккол, Канарский, Зеленого Мыса и др.), 2-го порядка – платообразные образования (Сьерра-Леоне, Азоры, Рио Гранде и др.). Несколько позже Г.Вюст (Wüst, 1939) отмечал, что Срединный хребет имеет сводообразную форму, а океан в целом характеризуется структурой “впадин и порогов” (“Becken-Schwellen-Struktur”). Примечательно наблюдение, что в местах резкого изменения простирания Атлантического хребта находятся седловины горного хребта (“Einsattelung”), причем из карты следует, что южная совпадает с расположением

разломов Романш, Чейн, более северная – Архангельского, Долдрамс и Вернадского. Среди многочисленных иллюстраций приводился продольный профиль вдоль Атлантического хребта, на котором легко узнаются многие известные трансформные разломы (например: Кейн). Экспедиция фактически открыла эти структуры, вместе с тем, широтная ориентировка профилей судна не позволила сделать вывод о существовании субширотных депрессий. В целом работы на “Метеоре” оправдали надежды А.Вегенера о том, что они “принесут много нового и помогут в объяснении батиметрии Атлантики” (Вегенер, 1984, с.194).

Появление нового материала стимулировало размышления о природе океанов и послужило поводом для проведения целого ряда научных симпозиумов и конференций (например “Атлантическое заседание” во Франкфурте в январе 1939 г.). “Доклады господ из Берлинского института океанографии” – говорилось в обсуждениях – “показали нам, что начинается новый период в знаниях о рельефе океанского дна” (Pratje, 1939, с.383). Вместе с тем, в области представлений о структуре Атлантического океана в предвоенное время существенных изменений не произошло. Недостаток геологической информации о коренных породах океана, точнее ее отсутствие, вынуждало тектонистов использовать косвенные данные такие как сопоставление простираний горных сооружений, общие соображения в рамках геосинклинальной теории, данные о составе пород с океанических островов. В области геодинамики по-прежнему приводились аргументы в пользу контракционной гипотезы (например: Nütke, 1939).

В конце 30-х гг. была опубликована монография профессора Московского Университета А.Н.Мазаровича, который считал, что “Атлантический океан состоит из очень неоднородных участков. Северная его часть представляет собой опустившуюся и расколовшуюся часть древней Канадской платформы и прилегающих каледонских складок. Центральная часть океана – остаток мезозойского Тетиса, увеличенный новейшими погружениями. Южная часть Атлантики представляет собою ... растянутую часть платформы, позднее собранную в складки и затем, по-видимому, вновь погруженную под уровень океанических вод.” (Мазарович, 1938, с. 406). Касаясь возможности присутствия складчатых структур в Срединно-Атлантическом хребте, А.Н.Мазарович пришел к выводу о том, что “наличие мезозойских складок здесь возможно, как об этом говорит складчатая юра Островов Зеленого Мыса и наличие мощных известняков нижнего мела (там же, с.304). В целом автор поддерживал идеи мобилизма, считая, что не принимая явлений подвижности материков крайне трудно понять ряд фактов, о которых говорит историческая геология. “Нам нужно научиться, хотя это и очень трудно, представить наши геологические факты в постоянном процессе развития, перемещения, так как

статическая точка зрения отжила свой век” (там же, с.411).

В конце 30-х – начале 40-х гг. профессор Ганс Штилле (Штилле, 1964) рассматривал Атлантический океан как молодое образование, существовавшее с мелового времени и в значительной мере утратившее сиалический слой. В строении океана он предлагал выделять “весьма разнородные по возрасту элементы” (Штилле, 1964, с.256) (с севера на юг): Скандик (парагеосинклинальное повторение большей части каледонской ортогеосинклинали Северной Европы), северную позднюю Атлантику (в пределах прошлого пространства Лаврентии), северную раннюю Атлантику (древнейшее звено, соединявшее средиземноморский и антильский Тетис), южную позднюю Атлантику (область прежнего материкового моста между Южной Америкой и Африкой), южную раннюю Атлантику. “Северо-Атлантический срединный гребень” рассматривался как молодое сооружение, при возникновении которого “важную роль играли силы, вызвавшие подъем, носителями которых была подкоровая магма, частично оставшаяся под областями подъема, но в большей мере получавшая возможность излияния по тем линиям разломов, которые представляли собой сложение элементов атлантической территории (там же, с.259).

В это же время вышла в свет работа (Du Toit, 1939), в которой приводились схемы сопоставления структур Северной Америки и Европы, а также Южной Америки и Африки. Автор считал, что рельеф дна Атлантического океана свидетельствует о том, что это впадина растяжения (“stretch basin”). Срединно-Атлантический хребет, по мнению Дю Тойта (Du Toit, 1939), вторичен и сформировался при подъеме легких дифференциатов, т.е. поддерживались взгляды Ван Беммелена, высказанные в 1936 г. на 16 сессии Международного геологического конгресса.

Вместе с тем, основные исследования в Атлантическом океане проводились в пределах островов. Они, как правило, имели или рекогносцировочный характер или касались отдельных стратиграфических и петрографических вопросов (например, Friedlander, 1913; Egmont, 1936). Мы не будем давать специальный обзор работ на Канарском архипелаге, острове Мадейра и других. Приведем в качестве примера, лишь некоторые работы на островах Зеленого Мыса. В 30-х гг. был описан на западе о. Маю разрез неокома (Stahlecker, 1935) и высказано представление о глубоководности (минимум 2000 м) карбонатных пород. В целом, к концу 30-х гг. были установлены существенные черты строения архипелага Островов Зеленого Мыса и выдвинуто предположение (Штауб, 1938), что он представляет собой фрагмент средиземноморских цепей, резко отклоненных внутренним северо-атлантическим массивом. Несколько позже Г.Штилле (1964) полагал, что в фундаменте островов можно видеть варисийские складки, аналогичные марокканским.

Приведенные выше работы показывают, что выводы о тектонике Атлантического океана базировались в основном на общих теоретических представлениях, вытекающих из опыта континентальной геологии. Практически полное отсутствие сведений о вещественном составе пород, неточность, а иногда ошибочность данных о рельефе дна привело к широкому внедрению сравнительно-морфологического метода, прямой экстраполяции линий рельефа материков в океаны и к появлению представлений весьма далеких от истины.

Вместе с тем, в довоенный период были сделаны крупные шаги в области картографирования дна Атлантического океана – были очерчены контуры срединно-океанического хребта, всех котловин и отдельных поднятий. Вполне определенно сложились два подхода в представлениях о тектонике Атлантики – взгляд на дно как на нечто особенное (выходы симы), не имеющего аналогов на континентах и выводы о полной идентичности структур континентов и океана. Эти представления получили развитие в двух геодинамических концепциях – мобилизме и фиксизме, которые объединялись только в одном – дно Атлантического океана, с тектонической точки зрения, весьма гетерогенно.

Наибольшее внимание исследователей довоенного времени привлекал САХ (“Срединно-Атлантический вал” – по Вегенеру, “Срединный кряж” – по Огу, Атлантический хребет – по Стоксу и Вюсту, “продольный гребень Атлантического океана” – по Мазаровичу, “среднеатлантический порог” – по Кнечу). Он рассматривался как остатки от разрушения древнего континента в месте его разрыва (А.Вегенер); молодое сводовое поднятие, складка или геоантиклиналь (Э.Ог); опустившаяся ось палеозойского складчатого пояса (А.Кобер); структурный элемент поднявшийся в результате эпейрогенических движений или как складчатая область, поднятая кислотными и более легкими дифференциатами (Ван Беммелен), горст (Р.Зондер); первичная складка основания, не покрытого осадками (Бухер); складчатое сооружение (А.Н.Мазарович). Все исследователи соглашались, что САХ представляет собой подводную горную систему, в которой после экспедиций “Метеора” стали выделяться седловины и глубоководный грабен Романш. Абиссальные котловины привлекали значительно меньшее внимание и рассматривались как альпийские междугорья (Р.Штауб), аналогичные Паннонскому массиву. Перед 2-ой Мировой войной (Stocks, Wüst, 1935) появилось представление (см. выше), что единые бассейны к востоку и западу от хребта разделены поперечными порогами разных типов.

До 2-ой Мировой войны начали бурно разрабатываться, а после нее и внедряться, новые технические средства, позволившие резко ускорить изучение дна океана и повысить их надежность (Удинцев, 1959). Произошла замена тросового способа измерения глубин акустическими методами, прежде всего на базе приборов фирм Англии, США и Германии. Значительно улуч-

шились навигационные привязки, стали появляться подводные фото- и телеустановки. В Атлантическом океане начали разворачивать научную работу вновь создаваемые океанологические центры США – Ламонтская геологическая обсерватория, Океанографический институт в Вудсхоле, а также различные подразделения ВМФ США. В восточной и северной частях Атлантики начались работы океанологов Англии, в меньшей степени Германии, Франции.

Аналогичные исследования начались проводиться и научно-исследовательскими судами СССР, в котором в конце 40-х – начале 50-х гг. были созданы ПИНРО, НИИГА, а затем и Институт океанологии. Все это позволило “рассматривать послевоенный период развития океанологии как этап качественно отличающийся от предшествовавшего его периода” (Удинцев, 1959, с.27). Вместе с тем, во взглядах на тектонику Атлантического океана существенных изменений не произошло. В конце 40-х гг. в советской литературе отмечалось присутствие “подводного высокого кряжа, простирающегося параллельно берегам океана” (Эдельштейн, 1947, с.72) и разделяющего его на две почти равные части. Обращалось внимание на различные типы островов и предлагалось разделять их на континентальные и талассохтонные – т.е. не имеющих никаких связей с континентальной корой. По-прежнему считалось (например – Веммелен, 1939), что дно Атлантического океана образовано погруженными частями континентов, а в океанических впадинах либо не происходит процессов горообразования, либо Средне-Атлантический хребет отражает начало орогенеза.

В 1947 г. французским сейсмологом Ж.–П.Роте (Rothe, 1947), была высказана идея, что САХ – это истинная западная граница европейско-африканского блока. “Западнее хребта Атлантический океан имеет такое же строение, как и Тихий, и слой симы не перекрывается здесь кислыми сиалическими или промежуточными по составу породами. Дрейф континентов, в смысле придаваемом этому термину Вегенером, происходит только между Америкой и Срединно-Атлантическим хребтом” (Гогель, 1967, с.428–429). Этот же автор через девять лет на Геологическом конгрессе в Лондоне обратил внимание на приуроченность узкого непрерывного сейсмического пояса к гребню САХ.

В конце 50-х гг. Г.Менард (Menard, 1958) предпринял попытку классификации срединно-океанических хребтов. По его представлениям существует три типа хребтов: широкие сейсмически выраженные с вулканическими островами и гайотами (Восточно-Тихоокеанское поднятие), узкие крутосклонные также сейсмически выраженные с вулканическими горами и гайотами (САХ) и узкие крутосклонные неактивные (хребет Гуамоту).

К началу 50-х гг. продолжали развиваться два основных представления об эволюции Атлантического океана. Согласно первому, которое отстаивали Неймай-

ер, Зюсс, Армдт, Кайзер, Ог под океанической водой скрыты те же части литосферы, что известны и на континентах, но расположенные на ином гипсометрическом уровне. Американская геологическая школа (Шухерт, Грэбо) считала, что все океаны существовали изначально (теория перманентности океанов).

В течение 50-х гг. в советской геологической литературе появилось несколько работ, которые в той или иной степени затрагивали вопросы строения Атлантики, однако они были весьма ограничены по своему объему, основывались на устаревших литературных материалах и несколько нижеприведенных цитат позволяют составить представление об основных тезисах, которые выдвигались.

“Резко выраженный рельеф Атлантического хребта, с его подводными гребнями говорит нам о затопленной горной системе, либо о рельефе современного геосинклинального бассейна.... Зафиксированные землетрясения приурочены к Срединно-Атлантическому гребню, причем зона сейсмичности в точности повторяет изгиб гребня и уходит на юг, постепенно затухая” (Мазарович, 1952, с.102). “Атлантический океан представляет образование сложное, отдельные части которого имеют различную геологическую историю, следует поэтому сначала провести анализ отдельных областей океана, а затем уж рассматривать имеющиеся представления о природе всего океана в целом” (там же, с.102). В цитированной работе предлагалось выделять древние и вторичные океанические бассейны (океан-геосинклинали). Атлантика относилась ко второму типу.

В.А.Магницкий (1953) подчеркивал прерывистость поверхности Мохо в Атлантике, а дно океана по характеру рельефа разделял на “собственно океаническое дно”, “глубоководные впадины” и “подводные валы и плато” Он обращал внимание на то, что ровность дна делает его сходным с платформами континентов, однако отмечал, что “сходство это чисто внешнее” (Магницкий, 1953, с.185). Область подводных валов и плато является структурным элементом совсем иного типа. Средне-Атлантический вал представляет собой систему параллельных хребтов и долин, которые являются тектоническими формами. Отмечалось, что “поперечные провалы вала” также имеют тектонический генезис. В пределах хребта имеются участки, испытывавшие крупноамплитудные вертикальные движения, вплоть до выхода из-под уровня моря, а сами области валов – это “или недоразвитые геосинклинальные области или участки океанского дна, которые начали переходить к геосинклинальному этапу развития” (там же, с.187).

В.В.Белоусов (Белоусов, 1953) считал, что вдоль всего Атлантического океана протягивается геосинклиналь, которой соответствует подводный кряж, строение которого определяется складчатыми и сбросовыми дислокациями. По его мнению в котловинах продолжают структуры прилегающих материков, однако распо-

ложенные на более низком уровне и, соответственно, в океанах можно выделять антеклизы и синеклизы. В.В.Белоусов подчеркивал, что теория А.Вегенера фантастична и, что “построение тектонического обобщения в свете современных данных возможно только в том случае, если все тектонические движения будут подчинены вертикальным силам и если колебательные движения станут в наших представлениях главной формой тектогенеза (Белоусов, 1953, с. 573).

В середине 50-х гг. появилась работа (Леонов, 1956), в которой, помимо обширного очерка по исторической геологии Земли, была сделана попытка классификации основных элементов рельефа дна. Предлагалось выделять: 1 – “линейно вытянутые подводные возвышенности и хребты”, вершинные участки которых могут подниматься над уровнем океана в виде островов, 2 – “обширные подводные равнины”, 3 – “изолированные подводные возвышенности” (“горы”, “горные массивы”), часто увенчанные вулканами и 4 – океанические впадины – “линейно вытянутые глубоководные депрессии”. Анализ истории океана привел Г.П.Леонova к выводу о том, что в пределах акваторий скрыты области основных очагов траппового магматизма. “Впадины Атлантического и Индийского океана образовались на месте стабилизировавшихся участков земной коры в результате их разломов, погружений. Процесс этот сопровождался колоссальными излияниями основных лав, обширные покровы которых выстилают, вероятно дно образовавшихся таким образом, океанических впадин” (Леонов, 1956, с. 353).

В конце 50-х гг. Г.Б.Удинцев подчеркивал, что главная особенность Атлантического океана – это горное сооружение Срединно-Атлантического хребта, в пределах которого можно выделить три морфологические зоны: центральную с глубоководным продольным желобом, террасовую или промежуточную и внешнюю горную. Он же обращал внимание на широкое развитие подводных гор.

Идеи мобилизма в рассматриваемый промежуток времени рассматривались вяло. Например С. Бубнов считал, что возникновение Атлантики” в результате взаимного разбегания Европы и Америки и другие специфические взгляды Вегенера встречаются сегодня сильные и обоснованные сомнения” (Bubnoff, 1954, с. 215).

Необходимо подчеркнуть, что параллельно с развитием морских работ с разной степенью интенсивности развивались работы и на островах Атлантического океана. Например в конце 40-х – начале 50-х гг. проводились отдельные исследования на острове Зеленого Мыса (о-ва Сан-Николау, Маю, Сантьягу).

В 1959 году вышла в свет книга “Дно Атлантического океана” (Хейзен и др., 1962), которая сопровождалась физиогеографической картой. Это обстоятельное исследование обобщило огромный фактический материал. В книге рассматривались все основные геоморфологические элементы дна океана и делались попыт-

ки объяснить их происхождение. САХ рассматривался как часть “системы среднеокеанических хребтов Мирового океана”. Ранее САХ подразделялся (Tolstoy, Ewing, 1949) на “центральный хребет” или “главную цепь” (глубина менее 1600 саженей) и “краевые” или “террасированные” зоны (1600–2500 саж). В монографии авторы приводят новое районирование хребта: “провинция гребня”, “рифтовая долина” (или несколько долин), “рифтовые горы”, “высокое раздробленное плато”, “провинции склонов” с тремя ступенями (верхняя, средняя и нижняя, которые разделялись сериями наклонных сбросов или взбросов).

Рифтовая долина представлялось в виде глубокого ущелья или трещины, которая в некоторых местах не устанавливается. Она обрамляется “рифтовыми горами”, которые рассматривались как “наклонные глыбы, сбросовые склоны, которые образуют рифтовую долину” (там же, с.117). Горы граничат с высоким расчлененным плато по обеим сторонам хребта. Авторы полагают, что “рельеф САХ – результат нормального сбросообразования (там же, с.131) и сравнивали его с африканскими рифтами. Кроме САХ были описаны многие элементы рельефа и за его пределами. Азорское плато представлялось раздробленным тектоническим поднятием, в пределах которого был незначительный вулканизм. Азоро-Гибралтарский хребет описывался как слабо развитый срединно-океанический хребет типа САХ. Указав, что абиссальные равнины были открыты, благодаря применению эхолотов–самописцев, авторы приводят описание этих форм рельефа и выделяют области развития абиссальных холмов, которые рассматриваются как рельеф первичной поверхности, погребенной местами под ними. Проанализировав все возможные варианты, авторы пришли к выводу о том, что на тот момент нельзя отдать предпочтение ни вулканизму, ни складкообразованию, ни сбросовой тектонике.

В работе давалось также описание “подводной горной цепи” Атлантик–Круизер – Большая банка Метеор, группы подводных гор Муир, плато Островов Зеленого Мыса, которое представлялось как группа вулканических построек, сомкнувшихся своими основаниями в пределах материкового подножья. Авторы поддержали представления Г. Хесса (Hess, 1954), что поднятия в океанах – это результат серпентинизации верхней мантии и идею братьев Юингов о том, что установленные скорости 7,3 км/с – это результат физической смеси пород океанической коры и верхней мантии. “Интенсивный вулканизм и интрузии в пределах САХ были причиной перемешивания пород коры и мантии и, что это было связано с конвекционными течениями в глубине мантии, которые поставляют большие количества базальтовой магмы и порождают силы, растягивающие земную кору и верхнюю часть мантии” (Хейзен и др., 1962, с.127–128).

Столь подробно рассмотренная работа, вместе с картой, стала базовой для многих последующих иссле-

дований, в которых предлагались те или иные модели геодинамики или строения земной коры Атлантического океана.

2.2. Представления о тектонике Атлантики 60-е – 70-е гг. XX в.

Попытки объяснить строение дна Мирового океана в целом и Атлантики в частности привели Р.Дица (Электронная Лаборатория ВМФ США, Калифорния) в 1961 г. к принципиально новым представлениям о развитии океанической литосферы. “Концепция, выдвигаемая нами, – ее можно назвать теорией раздвигания океанического дна, или теорией спрединга – является в значительной мере интуитивной; она возникла при попытках интерпретировать данные батиметрии океанического дна” (Диц, 1974, с.26). Эти выводы стали возможны после принятия новой модели строения земной коры, которая вытекала из самой концепции и никаких попыток к ее обоснованию не предпринималось. По мнению Р.Дица, океаническое дно представляет собой обнаженную мантию, слегка прикрытую тонким слоем осадков с примесью эффузивов. Принималось, что неровности рельефа являются показателем его молодости, а поэтому “почему бы не предложить, что абиссальные холмы были сформированы на ювенильном океаническом дне в результате чередования внедрения интрузий и экструзий, которые впоследствии переместились в стороны. Срединное положение хребтов не может быть случайным, а следовательно континенты контролируют систему конвекции. Итак, все предложенные до настоящего времени гипотезы ... несостоятельны... Хотя идея о высококомбинированном океаническом дне может показаться экстравагантной, она вряд ли явится насилием над геологической историей” (там же, с.30). В целом, в этой революционной работе были разработаны основы современной геодинамики: понятие о плитах, сделана попытка интерпретации магнитных аномалий как отражение напряжений перпендикулярных движению конвекционного потока, высказана идея о трехслойном строении коры под океанами, рекомендованы к широкому употреблению такие термины как “астеносфера” и “литосфера”, введены такие понятия как атлантический и тихоокеанский типы окраин и некоторые другие идеи. Практически все эти направления интенсивно разрабатываются до настоящего времени.

В 1962 г. Г.Хесс (Принстонский университет, Нью-Джерси) подробно рассмотрел возможность существования конвекционных ячеек и геодинамические следствия из этого. Автор считал, что под срединно-океаническими хребтами (СОХ) существуют восходящие ветви, под желобами – нисходящие, в следствии чего дно океана обновляется каждые 300–400 млн лет. Предполагалось, что “Срединно-Атлантический хребет – мидианный, поскольку континентальные области дви-

жутся в обе стороны от него с одинаковой скоростью (1 см/год). Континенты не “вспахивают” океан... они пассивно перемещаются на мантийном материале. Поэтому на гребнях хребтов могут быть обнаружены лишь современные осадки, на крыльях современные и третичные” (Хесс, 1974, с.17).

В 1963 г. сопоставление профилей дна северной части Атлантического океана и аномалий общего магнитного поля привели Ф.Вайна и Д.Метьюза из Кембриджского университета к созданию оригинальной модели, в основе которой было два допущения. Во-первых “если происходит раздвигание океанического дна, перемещающиеся блоки нормально и обратно намагниченного материала должны двигаться в стороны от океанического хребта и вытягиваться параллельно его гребню” (Вайн, Метьюз, 1974, с.36). Во-вторых, что во времени происходит периодическое обращение магнитного поля Земли. В конце статьи подчеркивалось, что “авторы понимают, что магнитные контрасты океанической коры могут быть объяснены и без учета инверсий магнитного поля Земли, например тем, что океаническая кора состоит из чередующихся блоков очень сильно и очень слабо намагниченного в одном и том же направлении материала” (там же, с.37). Вместе с тем, основные идеи нашли самое широкое применение для объяснения строения и истории Атлантического океана, а также для составления разнообразных геолого-геофизических карт.

В 1939 г. Г.Меррей из Береговой и геофизической службы США (Heezen et al., 1964) в нескольких сотнях миль к западу от мыса Мендосино (Тихоокеанское побережье Северной Америки) описал на дне океана протяженный уступ субширотного простирания. Изучение этого образования было прервано Второй Мировой войной и лишь в 1955 г. Г.Менард описал восемь сходных уступов, которые были интерпретированы как разломные зоны. В 1955 г. (Menard, 1986) Генри Хесс на основании интерпретации сейсмических данных предположил, что трог Романш представляет собой разломную зону, которая является продолжением разлома Клиппертон. Он предположил также, что острова Св. Павла выведены на поверхность в зоне этого разлома. Вместе с тем эти выводы не получили широкого признания геологической общественности.

В 1961 г. в Приэкваториальной области Атлантического океана (Heezen et al., 1964b), после работ 17-го рейса НИС “Чейн” и обобщения сейсмических данных собранных в экваториальной Атлантике с 1956 по 1960 г., были открыты (Menard, 1986) сложно построенные участки дна, которые были описаны как разломные зоны. Через два года группой сотрудников Океанографического института в Вудс Холле, в Ламонтской геологической обсерватории Колумбийского университета (Heezen et al., 1964a), была сдана в печать превосходная работа, в которой предполагалось существование огромных левых сдвигов в экваториальной

Атлантике, получивших название Чейн и Романш. Было сделано заключение, что желоба пересекают весь САХ, а входящие в них породы сходны с другими кристаллическими образованиями, драгированными с срединно-океанических хребтов. Всего же, на прилагаемой к статье схеме, между 10° с.ш. и 5° с.ш., было изображено 11 разломных зон, что учитывало результаты других работ (Heezen et al., 1964б). Открытие необычного природного явления повлекло необходимость теоретического объяснения, которое появилось в 1965 г. (Wilson, 1965).

Дж. Уильсон, изучив размещение горных систем, СОХ и крупных разломов Земли, отметил факт резкого обрыва этих структур. Он предположил, что все мобильные пояса связаны в единую цепь, обрамляющую несколько крупных жестких плит. При этом “любая из вышеупомянутых структур в своем окончании может переходить или трансформироваться в структуры одного из двух типов... . Область сочленения, в которой один структурный элемент преобразуется в другой, предлагается назвать трансформой (transform), или областью трансформации” (Уильсон, 1974, с. 58–59). Автор предположил, что существует особый класс разломов–сдвигов, которые резко обрываются с обеих концов, но по которым могут фиксироваться значительные смещения. Для этих образований был предложен термин “трансформный разлом” и указывалось, что они должны называться “в соответствии с теми структурными формами, которые они соединяют (например, правосторонний трансформный разлом типа хребет–выпуклая дуга” (там же, с.60). Используя идеи Р.Дица, Дж. Уильсон предполагал, что САХ расширяется с образованием новой океанической коры, оставляя в рельефе дна неактивные следы своего бывшего положения. Свои рассуждения автор проиллюстрировал рядом примеров и, в частности, рассмотрел структурный рисунок экваториальной Атлантики (“Экваториальная Атлантическая зона нарушений”). Он приходит к выводам, что видимое смещение срединно-океанического хребта “является лишь отражением формы первоначального раскалывания двух континентальных блоков” (там же, с. 62) и что места пересечения трансформных разломов с противоположными берегами “представляют собой сопряженные точки, которым следовало бы быть совмещенными перед началом рифтинга” (там же, с.63). Вся модель (рис.2.1) в силу своей простоты была быстро принята геологами и практически без изменений используется и в настоящее время. Хотелось бы отметить, что в статье осталось неопределенным рамки применения термина “трансформный разлом” – если в тексте под ним понималась лишь та часть разлома, которая располагалась между осями хребта, то на рисунке б уже понимается все разрывное нарушение (обозначено – AA’), включая его отрезки в пределах континентов.

В последующие пять лет продолжалось бурное развитие вышеупомянутых идей многими авторами, кото-

рые создали принципиально новую картину тектоники Земли, которая охватывала как континенты, так и океаны. В 1968 г. В.Морганом (Принстонский университет, Океанографический институт в Вудс Холле) была предложена геометрическая модель, согласно которой поверхность Земли можно разделить на 12 частей или блоков, из которых три попадали на район Атлантического океана. Основные особенности блоков сводились к ряду особенностей. “Мы должны сделать допущение”, – писал автор, – “которое может придать предложенной модели математическую строгость, а именно мы допускаем, что каждый блок коры обладает абсолютной жесткостью” (Морган, 1974, с.69). “В пределах же Тихоокеанского или любого другого блока коры, как предполагает автор, отсутствуют растягивающие усилия, инъекции крупных даек, утолщения коры или какие-либо иные нарушения, которые вызвали бы изменения расстояний между отдельными точками (там же, с.70). Кроме этого предполагалось, что для восстановления траекторий движений блоков предлагается довольно простой способ: “по направлению даже одного трансформного разлома уже можно судить о направлении перемещения этих блоков... . При этом не следует учитывать разломы,... которые не согласуются с другими.” (там же, с.70). Подтверждая эти положения, В.Морган проанализировал строение экваториальной Атлантики

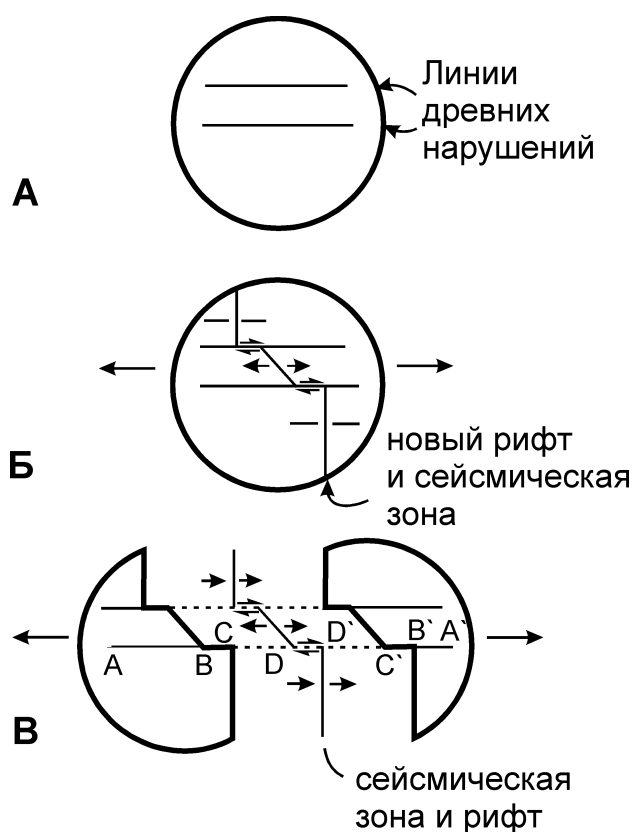


Рис. 2.1. Схема, иллюстрирующая три стадии разделения континента на две части при рифтообразовании (Wilson, 1965)

и пришел к выводу, что все разломы должны лежать “на малых окружностях концентрично вокруг полюса относительного движения”.

В том же году Кс. Ле Пишон опубликовал статью, в которой идеи Р.Дица, В.Моргана, Г.Хесса и других американских исследователей получают дальнейшее развитие. Во-первых неоднократно подчеркивается, что отсутствуют какие-либо сведения о деформациях или короблении крупных океанских блоков. В свете этого положения развитие Атлантики представляется следующим: “...Если Атлантический океан раскрывается вдоль САХ, раскрытие это должно происходить таким образом, чтобы огромные тела горизонтально залегающих стратифицированных осадков этих бассейнов и континентальных окраин не подвергались деформации или короблению. Этот процесс не должен включать и коробление Африканского и Южно-Американского континентов.... Движение происходит параллельно трансформным разломам” (Ле Пишон, 1974, с.94). Реконструируя этапы эволюции Атлантики, автор приходит к выводу, что в палеогене САХ “как в северной, так и в южной частях этого океана образовался в результате спрединга, происходящего в течение кайнозоя, в то время как сами бассейны являются докайнозойскими структурами. Следовательно, аномалию N 31 следует искать на границе хребтов и бассейнов в северной части Атлантического океана” (там же, с.121). В работе много внимания уделялось методике палинспастических реконструкций и определению движения блоков относительно друг друга, которое базировалось на нескольких допущениях: Земля сферическая, длина ее радиуса не меняется, все блоки и все гребни хребтов мигрируют на поверхности Земли. В результате всех процедур поверхность планеты была разделена на шесть жестких блоков и это упрощение позволило проводить математическое решение.

В том же, 1968 г., Б.Айзекс, Дж.Оливер и Л.Сайкс, специалисты из Ламонтской геофизической обсерватории, Колумбийского университета опубликовали крупное обобщение в котором была выдвинута концепция “новой глобальной тектоники”, которая объединила гипотезу А.Вегенера, спрединга и трансформных разломов (Айзекс и др., 1974). Все работы по созданию Новой Глобальной Тектоники получили высокую оценку и поддержку международного сообщества и привели к созданию крупных исследовательских программ по изучению Мирового океана. В частности, в 1968 г., ООН приняла соответствующую резолюцию 2172/XXI, которая послужила толчком к разработке в 1969 г. программы “Глобальные исследования океанов”. “Пока ... проверка еще не осуществлена, представляется весьма возможным, что огромные пространства океанского дна сформировались за последние этапы геологической истории в следствии интрузий глубинных пород, происходивших вдоль осевых частей срединно-океанических хребтов и вызвавших горизонталь-

ные смещения коры в стороны от них. В то же время значительные пространства океанических котловин могли образоваться либо в результате погружения материковых блоков, либо могли сохраниться в качестве остатков более древних океанов” (Рассел и др., 1970, с.933).

В программе были намечены объекты, которые должны бы быть изучены в первую очередь: системы рифтовых зон и СОХ, включая структуру коры и распределение напряжений и во-вторых, океанические котловины. “Особый интерес представляют деформации и другие геологические феномены, сопутствующие краям океанических плит” (там же, с.935). Было предложено 11 важнейших подпрограмм, выполнение которых могло изменить представления о тектонике океана: бурение, картирование морфологии дна и некоторые другие. В качестве одной из первоочередных задач было выдвинуто изучение оси САХ в районах 40°–60° с.ш. и 20°–40° ю.ш.

В СССР также были определены такие основные направления фундаментальных океанологических исследований в области геотектоники (Зенкевич и др., 1968) как: происхождение океанических впадин и рельефа хребтов, неоднородность мантии, рифтовая система, проверка и развитие гипотез конвекции, расширения океанического дна и движения материков. В 1969 году в ИОАН была создана секция геоморфологии, геофизики и геотектоники дна океанов, которую возглавил Г.Б.Удинцев.

В том же году правительство ФРГ заявило, что изучение океана представляется важнейшим полем деятельности и приняло Генеральную программу изучения Мирового океана (Wallrabe–Adams, 1992).

Все эти организационные мероприятия повлияли самым благоприятным образом на развитие работ в Атлантическом океане, позволили более целенаправленно ориентировать развитие экспедиционных исследований. Объем работы не позволяет проанализировать результаты всех экспедиций и в связи с этим, помимо упомянутых, мы заострим внимание только на некоторых иностранных и советских работах, которые состоялись в 60-е г.

В СССР роль лидера в геологических исследованиях океана принадлежала Институту океанологии Академии Наук, включая его филиалы. В северных и приполярных районах Атлантического океана большую роль сыграли исследования Арктического и Антарктического НИИ и Полярного института рыбного хозяйства и океанографии (ПИНРО). Например, их данные, полученные во время рейсов судов “Севастополь”, “Академик Книппович”, “Тунец” (1955–1965 гг.), “Обь”, “Лена” (1957–1958 гг.), а также норвежских экспедиций “Г.О.Старе”, “Юхан Иорт” (1956–1960 гг.), позволили обосновать продолжение САХ в сторону полюса тремя звеньями: Исландия–Ян Майен, хребты Мона и Книпповича (Литвин, 1968).

К 1966 г., в результате обобщения всех доступных эхолотных промеров 1848–1962 гг., включая данные таких судов как “Седов”, “Экватор”, “Крузенштерн”, “Полюс”, “Михаил Ломоносов”, “Петр Лебедев”, “Вима”, “Кроунфорд”, “Дана”, “Дискавери 2” Калининградским отделением ИОАН (Гребовский, 1966) была составлена новая батиметрическая карта северо-западной Атлантики. Чуть позже, в 1968 г., были обобщены многочисленные данные, полученные немагнитным судном “Заря”, которое начало свои исследования аномального магнитного поля в 1952 г. Был сделан вывод (Иванов и др., 1968) о трех разных типах магнитных полей: над гребнем САХ, на его флангах и в котловинах, что интерпретировалось как свидетельство резкой магнитной неоднородности пород океанического дна. Работы в районе Исландии позволили сделать предположение о том, что “... как Ферреро–Исландский порог, так и Исландия с прилегающими участками дна, имеют континентальную структуру” (Котенев, 1968, с.1052).

В более южных районах исследования, направленные на изучение тектоники, проводились менее интенсивно. В ноябре 1963 – январе 1964 гг. были проведены Калининградским отделением ИОАН первые сейсмические работы методом МОВ в районах Восточной Атлантики, которые показали, что здесь мощность осадков доходит до 1900 м (Здоровенин, 1965). В 1965 г. провел свой первый рейс в экваториальной Атлантике НИС “Академик Курчатов”. По результатам обработки каменного материала был сделан вывод о том, что гипербазиты трога Романш формировались в гетерогенных условиях (Плошко и др., 1969) и, что они комагматичны габброидам (Плошко и др., 1973). Кроме этого, было отмечено, что гипербазиты близки к континентальным разностям, но их отличает резко повышенное содержание титана в темноцветных минералах (Плошко и др., 1973).

Очень широко развивались работы в зарубежных странах. Помимо указанных выше, отметим начало проведения выдающегося проекта XX века – глубоководного бурения на американском НИС “Гломар Челленджер”, во время которых стали получать прямые указания на состав и возраст коренных пород Мирового океана. Программа бурения очень быстро превратилась из национальной в международную. За 30 лет было пробурено около 1000 скважин, в том числе около 70 в Приэкваториальной части Атлантического океана.

В 1965 г. на НИС “Вайдл” (Collette et al., 1968), было проведено несколько широтных профилей НСП через Атлантический океан между 10° и 15° с.ш. Было впервые достоверно установлено, что в пределах САХ осадочный чехол отсутствует, а в котловинах достигает мощности до 2000 м. Авторы обратили внимание на сходные геофизические характеристики акустического фундамента (АФ) под чехлом и в пределах гребня САХ. В конце 60-х г. были получены новые данные о

хребте Барракуда (Birch, 1970). Сообщалось, что это поднятие формировалось в результате развития продольных разломов, над которыми существует подъем мантии и подошвы коры на 3 км. Кроме этого, указывалось на то, что поднятие находится на границе двух областей с различными характеристиками аномального магнитного поля – линейного на севере и мозаичного – на юге. Исследования, проведенные в 1965 г. (Collette et al, 1969) в пределах абиссальных котловин Демерара и Канарской, установили деформации осадочного чехла, однако, по мнению авторов, их возникновение увязывалось с уплотнением осадков, а не с тектоническими процессами. Вместе с тем, изучение трогов заполненных осадками, которые располагаются южнее разлома Вима, проведенное в 1969 г., показало, что их дно испытало подъем в настоящее время на 500–2000 м (van Andel, 1969). Позже, в 1971–1972 гг., в котловине Демерара вновь были проведены сейсмические исследования, которые подтвердили присутствие деформаций чехла в пассивных частях трансформных разломов. По результатам обработки был сделан иной вывод: “Относительно современная тектоническая активность вдоль западного продолжения некоторых трансформных разломов свидетельствует, что эти “мертвые следы” (“dead traces”) реально могут служить магистралями (“avenues”) для передачи тектонической энергии в океанской плите” (Peter, Westbrook, 1976). В конце 70-х г. были опубликованы данные о молодых тектонических и магматических процессах на флангах разломов Чейн, Фернандо ди Норонья и некоторых других (Gorini, Bryan, 1976). Авторы пришли к заключению, что “важные тектонические процессы происходят вдоль разломных зон далеко за пределами их активных частей в пределах Срединно-Атлантического хребта” (Gorini, Bryan, 1976, p.117).

Параллельно с сейсмическими работами исследовалась и сейсмичность САХ (Frencis, 1968). Расчет 75 землетрясений показал, что имеются резкие отличия в сейсмичности САХ и разломных зон. Изучение продольных профилей вдоль трогов южнее разлома Вима (van Andel, 1969) позволило сделать заключение о существовании современных вертикальных движений на флангах САХ. Стали появляться все более обстоятельные сведения о составе и деформациях коренных пород (например: Melson, van Andel, 1966), в частности, поднятые впервые в Атлантике в 1964 г. на 22° с.ш. зеленокаменные породы рассматривались как продукт регионального метаморфизма.

Анализ содержания советских журналов “Океанология”, “Геотектоника”, “Известия АН СССР” и “Доклады АН СССР” с 1961 по 1970 гг. показывают, что обсуждение идей спрединга или новой глобальной тектоники были в этих изданиях скорее исключением, чем правилом. В той или иной мере они поддерживались в работах В.Е.Хаина, П.Н.Кропоткина, В.Н.Пучкова. По-прежнему широко были развиты взгляды прошедших

десятилетий. В частности Ю.М.Шейнманн, дословно повторяя свои взгляды, высказанные тремя годами ранее писал о том что: "... начальные стадии формирования складчатых поясов (еще до того как на их месте оформляются типичные геосинклинали) и современные океаны типа Атлантики – суть одно и то же" (Шейнманн, 1961, с.35). "Океаны типа Атлантического являются лишь начальной стадией образования складчатого пояса" (Шейнманн, 1958, с.780), а формирование его завершилось базификацией коры, ее опусканием в юрское или раннемеловое время.

Несколько обособленными выглядят представления о развитии океанической коры высказывавшиеся академиком А.В.Пейве к которым он пришел через опыт изучения структуры континентальных областей в начале 60-х г. Он считал, что океанские разломы представляют собой сверхглубинные образования, которые проникают глубоко в мантию, а все дно океанов охвачены процессами тектонического дробления" на большие и малые глыбы и блоки, испытывающие большие взаимные перемещения" (Пейве, 1990б, с. 177). Он подметил, что процессы деформации верхней части мантии и земной коры континентов имеют много сходного и, что "весь земной шар (континенты и океаны) характеризуются мозаично-глыбовой структурой, охватывающей как кору, так и верхнюю мантию Земли. Это деформации возникшие в результате затраты колоссальной энергии перемещений блоков земной коры и мантии" (там же, с. 178). Однако он считал, что суперперемещения материков в духе А.Вегенера не могут быть приняты безоговорочно. Развивая свои идеи, А.В.Пейве в 1967 г. пришел к выводу, что "... система гигантских сдвигов в тонкой и хрупкой океанической коре САХ... связана с неравномерным, "струйчатым" пластичным тектоническим течением вещества в ...астеносфере. Но так как астеносфера, под континентами расположена в 2–3 раза глубже чем под океанами, то скорости тектонического течения горных масс на одной и той же глубине увеличивают градиент скорости тектонического течения, вызвавшей дисгармонию структур океанов и континентов" (Пейве, 1990б, с. 296). Позже, в середине 70-х г., А.В.Пейве (Пейве, 1990а, 1990б), через опыт изучения структуры континентальных областей и офиолитов, разработал оригинальную модель строения и развития САХ. Он считал, что в пределах хребта развиты региональные метаморфизм и деформации, причем последние носят характер деформаций сжатия. "В геологической истории хребта был этап сжатия, скупивания горных пород, во время которого возникло, в сущности, настоящее горное сооружение в океанической коре, сформировавшиеся приблизительно по направлению шва, некогда соединяющего континенты" (Пейве, 1990, с. 99). Он подчеркивал, что деформации не обязательно связывать с действием только трансформных разломов.

В 1956 г. Б.Хизен и М.Юинг выдвинули идею о существовании мировой рифтовой системы, которая объединила континентальные и океанические рифтовые зоны. Включение в единый тектонический пояс весьма различных по своему строению элементов таких как Восточно-Тихоокеанское поднятие, Срединно-Атлантический хребет, структуры Аденского и Калифорнийского заливов, Восточно-Африканских рифтов и впадины Красного моря и т.д. подразумевало изначально большую продольную гетерогенность мировой рифтовой системы. Однако на первых порах при изучении этого объекта основное внимание исследователей было сосредоточено на выявлении поперечной зональности срединно-океанических хребтов. В частности, это отчетливо можно проследить на примере САХ (Хейзен и др., 1962; van Andel, Bowen, 1968 и др.).

Продольная гетерогенность САХ отмечалась во многих отечественных работах еще 20 лет тому назад (Кленова, Лавров, 1975; Ильин, 1976). Указывалось, в частности, что САХ может быть разделен на четыре крупных "региона" (Кленова, Лавров, 1975, с. 377) или хребта: Рейкьянес, Северо-Атлантический, Экваториальный и Южно-Атлантический. Границы между ними проводились по областям зон разрывов: Северо-Атлантический, Северо-Тропического и Экваториального. Ширина некоторых из них (по меридиану) составляла 8–9° (860–970 км). Более поздние исследования полностью подтвердили уместность выделения некоторых из выделенных отрезков САХ. В частности отмечалось, что хребет Рейкьянес "занимает достаточно своеобразное, как бы "промежуточное" положение между высокоскоростными и низкоскоростными хребтами" (Рифтовая..., 1990, с. 202).

В современной геологической литературе все большее место занимает вопрос о сегментации срединно-океанических хребтов в пределах Тихого и Атлантического океанов (Macdonald et al., 1993 а б и др.). Установлено, что сегменты разделены границами различного рода и разработаны принципы их классификации. Весь вышеизложенный материал подтверждает, что САХ в центральной части Атлантического океана представляет собой гетерогенное горное сооружение, которое вдоль своего простираения разделено на сегменты различного порядка. Существует несколько объяснений происхождения сегментации срединно-океанического хребта: термальная контракция холодной плиты или следствием сил, продуцированных при подъеме горячего мантийного материала под спрединговыми центрами и при освобождении расплавов (Schouten, Whitehead, 1991/1992). Э.Бонатти (Bonatti, 1986) предполагал, что первичные ячейки отражают астеносферный апвеллинг, связанный с нестабильностью Релея–Тейлора в верхней мантии.

Приведенный выше обзор не является углубленным историческим исследованием. Он был направлен на восстановление наиболее общих тенденций истории

становления взглядов, которые лежат в основе современных геодинамических представлений. Более современные идеи в той или иной степени будут рассматриваться ниже, по мере необходимости.

2.3. Синтез

1. На протяжении десятков лет в теоретической тектонике Атлантического океана тесно сосуществовали две основных концепции: мобилизм и фиксизм. Каждая из них имела свои оттенки, но до создания тектоники плит они предполагали гетерогенность океанического дна, что вытекало из представлений континентальной геологии.

2. Существенную роль в становлении и развитии новой глобальной тектоники сыграло удачное совпадение нескольких обстоятельств – разработка и внедрение новых образцов техники, ряд крупных открытий (Мировая рифтовая система, полосовые магнитные аномалии, успехи в сейсмологии, океанские разломы и некоторые другие), создание многоцелевого мирового научного флота, проведение ряда организационных мероприятий, включая разработку международных перспективных программ, а также большая научно-популярная работа, которые были завершены к концу 60-х г.

2. Крупные открытия в области теоретической тектоники океанов зависят от развития технических средств получения новых данных и методов обработки. Без инвестирования средств в новые технологии исследования дна океанов и экспедиции нельзя ожидать видимого прогресса в понимании процессов, происходящих на океанической литосфере.

3. Изучение геологии океана имеет ряд специфических особенностей, которые отличают его от исследований на континентах. Во-первых, дно океана представляет собой закрытый объект, изучение которого было возможно только дистанционными методами или косвенным путем – через различного сорта моделирование или путем сравнения простираций крупных геоморфологических объектов с последующей экстраполяцией данных наземной геологии в океан. В определенной степени это сближает океанскую геологию с планетологией. Эти обстоятельства приводят ко второй особенности – зависимость теоретических выводов от развития техники морских работ и внедрения новой

аппаратуры, которое влечет за собой огромные финансовые затраты. Проиллюстрируем это примером. Очевидно, что многие тектонические выводы зависят от представлений о строении рельефа океана, которые, в свою очередь, зависят от точности батиметрических карт, создание которых зависит от способов измерения глубин. С 1840 по 1970 гг. – от первого промера Дж. Росса до становления новой глобальной тектоники произошло три смены “аппаратуры”: в 1870 г. веревочный линь сменился металлическим тросом, в 1922 г. появился эхолот, в 1935 – эхолот–самописец.

В 1855 г. была создана первая карта М.Мори, на которой было отмечено Телеграфное плато, в 1885 г. – на карте Д.Меррея был изображен Средне-Атлантический вал, который становится объектом пристального внимания тектонистов (Э.Ог, А.Вегенер, Р.Штауб и др.). В 1934 г. создается карта Т.Стокса и Г.Вюста, на которой изображаются многие особенности строения Атлантики, которые приводят к созданию все большего количества тектонических моделей. Наконец, многолетние работы с применением новейших для того времени приборов привело в 1959 г. к созданию физиографической карты Хизена и др., которая привела к идеям конвекции, спрединга, а в конечном итоге – к новой глобальной тектонике.

Внедрение новых типов техники для изучения океанического дна происходило соответственно через 30 лет, 52 года, 17 и 45 лет. Внутри этих интервалов создавались 1, 2 международно признанные батиметрические карты с периодом создания около 25 лет. Продолжая этот ряд в наше время, отметим, что изобретение многолучевого эхолота (конец 70-х г.) знаменует новый этап и сейчас мы находимся в стадии накопления информации, которая может быть обобщена в первое десятилетие XXI в.. Причем можно предполагать, что введение новой информации о строении таких объектов как трансформные разломы, срединно–океанические хребты и др. может привести к созданию и новых тектонических концепций. Приведенный анализ касался только влияния батиметрии, однако успешное развитие различных геофизических методов, а также внедрение новейшей геохимической аппаратуры и техники, позволяющей получать прямую геологическую информацию (например, подводные аппараты) имеет огромное влияние на создание новых тектонических гипотез.

ГЛАВА 3. КАРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СОДЕРЖАНИЯ ДНА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА. ИСТОРИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ. БАЗА ДАННЫХ ПО ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

В настоящий момент картирование океанов находится в стадии разработки новых подходов, методов и приемов изображения, а самое главное, на этапе интенсивного накопления батиметрической и разнообразной геолого-геофизической информации, которая, несомненно, приведет к созданию карт нового поколения. Целью настоящей главы является краткий анализ масштабов и типов существующих карт для закрытого геологического объекта – дна океана и постановка некоторых задач по построению тектонических карт нового поколения на примере его экваториальной части.

3.1. Масштабы карт геологического содержания глубоководных частей океанического дна

Исследования Атлантического океана разных лет охватили различные по площади участки дна и, соответственно, разномасштабные структуры. Для их изучения привлекались разнообразные методы или их сочетания. Степень детальности работ на тех или иных участках Мирового океана также заметно отличалась. Представляется, что с определенной степенью условности, можно выделить по масштабу три основные категории карт океанского дна, содержащих тектоническую или геологическую информацию: обзорные, среднemasштабные и детальные.

Обзорные карты (1: 1 000 000 и мельче). Под обзорными картами строения дна океана автор понимает карты с высокой степенью генерализации в масштабах 1:10 млн и мельче, обобщающие всю обширную и разнообразную информацию по крупному региону (вплоть до общей карты Мирового океана), полученные на базе данных комплексных исследований, в том числе, включающие в себя другие существующие карты, или иные интерпретированные материалы. Обзорные карты целесообразно разделить на обзорные карты Атлантического, Индийского, Тихого, Северного Ледовитого океанов, двух и более океанов (мельче 1:10 000 000) и региональные (1:1 000 000–1:10 000 000) (например на район Анголо-Бразильского геотраверза).

Первыми обзорными картами Атлантического океана были карты на которых цветом или штриховыми знаками на основе данных батиметрии и путем экстра-

поляции данных наземной геологии выделялись складчатые области разного возраста. По всей видимости одной из первых тектонических карт дна Атлантического океана подобного рода (и первой вообще?) была схема созданная Э.Огом (Ог, 1922), который на основании данных эхолотного промера и по аналогии с континентами разделил поверхность дна на стабильные участки и геосинклинальный пояс, который соответствовал Срединно-Атлантическому хребту. С небольшими вариациями по содержанию подобные схемы создавались в течение длительного времени (“Схематическая тектоническая карта Мира” (масштаб 1:150 000 000) (Леонов, 1956), “Схема геотектонического районирования Земли” (1: 100 000 000) (Белоусов, 1953), и в других работах (Мазарович, 1952; Штилле, 1964 и др.).

Ко второму типу можно отнести карты (например: Боголепов, Чиков, 1976) на которых изображаются пояса рифтовых структур, океанические плиты с линейной структурой фундамента, пояса и области вулканических структур (Азорское поднятие, острова Зеленого Мыса), микроконтиненты и подводные окраины материков (Сьерра-Леоне), вулканические структуры на микроконтинентах (Бермудское поднятие, Исландия). Кроме этого, выделялись зоны разломов в виде простых линий с кинематическими характеристиками: раздвиги, сдвиги, сбросы материковых склонов. Вдоль окраин континентов выделялись геосинклинали материковых склонов (Атлантический тип). Авторы определили сущность тектонических карт океанов следующим образом: “они представляют собой графическое изображение структурных элементов земной коры, их внутреннего строения и соотношения в пространстве. При этом структурные элементы выделяются исходя из комплекса вещественных (литолого-петрографических или приравненных к ним геофизических) и структурных характеристик, охватывающих всю мощность земной коры до границы Мохоровичича” (Боголепов, Чиков, 1976, с.143).

К этому же типу карт близки карты морфотектоники дна. На карте составленной В.М.Литвиновым (Литвин, 1977) были изображены кайнозойские складчатые структуры (Карибский регион), современные и отмершие (хребет Авес) островные дуги, глубоководные желоба, рифтовые и фланговые зоны срединно-океаничес-

кого подвижного пояса, а также аккумулятивные хребты (Ньюфаундлендский), краевые валы, сводово-глыбовые поднятия, вулканические массивы на едином цоколе (Азорские острова), глыбовые, линейно-вытянутые хребты (Китовый) и разломы.

Иной подход был заложен на двух разномасштабных (1:15 000 000 и 1:45 000 000) версиях “Тектонической карты Мира” (1984, 1988). Дно океана картировалось, исходя из возрастного расчленения кровли второго слоя океанической коры, который определялся по данным глубоководного бурения и, в большей степени, по линейным магнитным аномалиям. Эта информация дополнялась структурными обозначениями контуров котловин, впадин и поднятий в пределах океанических плит. В объяснительной записке (Тектоника..., 1988) указывалось, что “этот метод тектонического районирования ложа океана в общем не противоречит структурно-геоморфологическому, поскольку существует определенное соответствие между рельефом ложа океана и возрастом океанической коры и ... коррелирует с расчленением континентальной коры по времени заключительной складчатости, т.е. окончательной консолидации и начала формирования платформенного чехла” (Тектоника..., 1988, с. 11). На карте были показаны внутриплитные поднятия вулканического и “скрытовулканического” происхождения. Первые разделялись по возрасту на меловые, палеогеновые, олигоцен-миоценовые и плиоцен-четвертичные. Вторые закартированы по времени начала накопления осадочного чехла. На карте были показаны вулканические горы, гайоты, глыбы с континентальной корой (микроконтиненты) – Роколл, Исландия, а также трансформные разломы.

На иных принципах и другими картографическими приемами была построена карта “Тектонические провинции Атлантики, Мексиканского залива и Карибского региона” (1:18 000 000), которая была издана в виде приложения к монографии “Геология Атлантического океана” (Emery, Uchupi, 1984). На ней было изображено распространение четырех типов образований: дорифтовых, субдукционных, рифтовых и синрифтовых, а также дорифтовых на континентах. Каждый тип разделялся разными штриховыми знаками на петрографические или литологические разности (осадки и вулканы, эвапориты, вулканы и т.п.) и отмечался их возраст. Кроме перечисленного, была помещена информация об эпицентрах землетрясений, положении осей магнитных аномалий, а также множество надписей, поясняющих структурные особенности тех или иных объектов (контакт океанической и континентальной кор, ровный–неровный акустический фундамент, оси спрединга, неогеновые грязевые диапиры, скорости сейсмических волн, плутонические породы и пр.). В определенной степени эта карта стала развитием методов картографирования, заложенными на генерализованной тектонической карте Африки, Пиренейского полуострова и прилегающих акваторий (Uchupi et al., 1976), где были

показаны Северо-Американская, Европейская и Африканская плиты, мезозойско-кайнозойский осадочный чехол, выступы акустического фундамента, аномальная кора и т.п.

Среднемасштабные карты (1:100 000–1 000 000).

Под картами среднего масштаба нами понимаются карты отдельных районов океана в масштабах 1:n100 тысяч, обобщающие информацию по данным геолого-геофизических комплексных полигонных исследований на базе многолучевого эхолотирования и с привлечением данных по батиметрии однолучевым эхолотом. Такие работы могут сопровождаться драгированием и (или) отбором образцов с пилотируемых погружаемых аппаратов (ППА). Разновидностью таких карт можно считать интерпретационные карты геологии и структуры, получаемые по данным дешифрирования изображений, полученныхсонарами бокового обзора.

Для иллюстрации вышесказанного рассмотрим ряд примеров. По результатам исследований ППА “Мир” в районе TAG (26°05′ – 26°12′ с.ш.) была опубликована среднемасштабная схема (1:200 000) строения района, которая в одном случае называлась “Структурно-геологическая схема района TAG” (Зоненшайн и др., 1989), а в другом – “Геология района TAG” (Zonenshain et al., 1989). Штриховые знаки показывали неовулканическую зону с выходами молодых лав внутри нее, обнажения древних лав, габбро и параллельных даек, зеленокаменных пород, молодые и древние осыпи, осадочные карманы и глубокие впадины внутри рифта, активные гидротермальные источники, сбросы, а также зоны разломов, которые ограничивают поднятый блок.

Еще одной среднемасштабной схемой является “Схематическая геологическая карта зоны сочленения разлома Зеленого Мыса и южного сегмента рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта” (Перфильев и др., 1996). Ступенчатое драгирование всех типов морфоструктур в течение нескольких рейсов разными судами позволило получить представление о распределении пород в более чем 90 точках дна примерно на площади 3600 кв. км. В результате были закартированы фрагменты мантийного комплекса, кумулятивной расчлененной серии, базальты с разной степенью палагонитизации стекла, а также некоторые разломы. Близкие по содержанию геологические карты были опубликованы ранее для районов Анголо–Бразильского геотраверза (Погребницкий и др., 1990).

Примером среднемасштабных карт за пределами Атлантики может служить карта “Интерпретация геологии и структуры южного фланга Осевого вулкана” (1: 277 000) на хребте Хуан де Фука (Appelgate, 1990). Она была составлена по даннымсонара бокового обзора SeaMARC I. На ней были показаны поля развития лавовых потоков, вулканических хребтов и конусов разных типов, крупные и мелкие разломы со смещениями, а также линеаменты под которыми подразумеваются трещины и разломы со средними смещениями.

Детальные карты (1:100 000 и крупнее). Детальными геологическими картами океанского дна целесообразно называть карты, составленные на небольшую территорию или объект на основании данных картирования с ППА, обеспеченные сверхточной навигационной привязкой, отбором образцов и детальной фотосъемкой. Как правило, такому типу работ предшествует съемка дна многолучевым эхолотом и (или) сонарами бокового обзора. Анализ литературы показал, что подобного сорта карты в основном созданы для отдельных участков Тихого океана. Вместе с тем, для полноты представлений включим и их в наш анализ.

В Атлантическом океане примером детальных карт может служить “Тектоническая карта восточной части трансформного разлома Вима и его пересечения с САХ” (1:100 000), основанной на данных сонара бокового обзора, батиметрии и фотографировании (Macdonald et al., 1986). В опубликованной работе для территории 18 x 36 км штриховыми знаками изображены V-образные трещины вдоль трансформной долины, вулканические конусы, зона главного трансформного смещения и одна изобата (4500 м). Цветом показывалось расположение неовулканической зоны внутри рифтовой долины, а также штриховыми знаками – уступы. Известны также геологические схемы на отдельные объекты в пределах рифтовой зоны САХ (например, Karson, 1987)

За пределами Атлантики детальные карты были созданы для ряда районов Восточно-Тихоокеанского поднятия и хребта Хуан де Фука. Примером может служить “Геологическая карта вулканического поля Эндевор” (Dalaney et al., 1992), составленная в масштабе 1:1 500. Она основана на данных 25 погружений ППА “Элвин”, прецизионной навигационной привязке и отражает строение участка дна 200 x 400 м с перепадами глубин от 2000 до 2220 м. На карте разными цветами показаны поля развития базальтов, осыпей, нонтронитовых отложений, активных и неактивных сульфидных структур. Эти данные, нанесенные на батиметрическую основу с сечением рельефа в 5 м, дополняются штриховыми знаками, показывающими расположение черных курильщиков, трещин, границ осыпей, лавовых озер, а также разломы. Надписи на карте показывают топонимику рельефа, а индексы – амплитуды разломов (например 5 м) и некоторую другую информацию. Другой разновидностью детальных карт можно считать карты составленные по данным подводных фотосъемок. На одной из таких карт “Интерпретация типов лав и их морфологии” вулканического поля ASHES (1: 3 846), расположенном на хребте Хуан де Фука изображены поля развития в кальдере Осевого вулкана лавовых потоков с лопастной (“lobate”), пластовой (“sheet flows”) текстурой и т.п. (Hammond, 1990). Эта информация дополняется отдельными элементами структурного характера (ориентация и падение некоторых разломов, трещин и т.д.).

На карте Осевого вулкана (1:40 000) (Embley et al., 1990), составленной по данным съемок сонаром бо-

кового обзора SeaBeam на хребте Хуан де Фука, штриховыми знаками изображены стенки кальдеры, выходы гидротерм, фронты лавовых потоков, трещины, поля распространения лавовых труб, сульфидные “дымоходы”, структурные линеаменты, а также элементы рельефа (пригорки – “hillocks”) и изобаты, проведенные через 5 м. К опубликованной работе прилагалась дополнительная карта (1:100 000) распределения типов лав: пиллоу, волнистые потоки и т.п. Сходную нагрузку несет карта, составленная на район хребта Хуан де Фука (45°30′ – 45°50′ с.ш.) (Appelgate, 1990), на которой показаны типы лавовых потоков, уступы вулканических хребтов, вулканические конусы разных типов, мелкие разломы, линеаменты (трещины, разломы).

Приведенные выше примеры показывают, что создание геологических карт или схем пока возможно только в немногочисленных хорошо изученных районах на базе комплекса методов. Можно предполагать, что будущем потребуются огромные усилия для стыковки разномасштабных схем, выполненных в разных легендах и на основе привязки различными навигационными системами. Вместе с тем, представляется, что создание геологических карт океанического дна является самостоятельным направлением, отличным от геодинамического картирования.

Помимо отсутствия геолого-геофизического фактического материала на многие регионы при создании обзорных карт геологического содержания имеются трудности и другого порядка. Одна из них, например, состоит в принципах картирования собственно океанического ложа в целом и его отдельных частей. Эта проблема многократно рассматривалась в отечественной литературе (Пушаровский, 1971; Боголепов, Чиков, 1976; Ильин, 1976 и др.) и поэтому нет необходимости излагать здесь этот вопрос. Другая проблема также неоднократно поднималась в литературе. Она заключается в вопросе “Возможно ли создание тектонической карты океанов и континентов в единой легенде?” (Кулындышев, 1983). Здесь существует ряд принципиально разных подходов. Один из них, как отмечалось в упомянутой работе, исходит из предположения, что структурно-вещественные комплексы ложа океана и континентов одни и те же и только отличаются своим гипсометрическим положением (например, базальты океанов и траппы континентов – (Макаренко, 1991)). То есть принимается, что принципы картирования суши и дна океана совпадают. Очевидно, что тектоническое и геологическое картирование океанического дна имеет существенные отличия от “континентального”, которое заключается прежде всего в разной методической основе, что затрудняет взаимопонимание “сухопутных” и “морских” тектонистов и геологов. При исследованиях на суше геологи изучают прямыми методами формы залегания геологических тел, их возраст и состав и т.д. Исследования океана ведутся в основном дистанционными методами, что отчасти сближает изучение океана

с изучением тектоники планет. На первый план выходят такие характеристики как рельеф и различные геофизические поля. Вопрос сводится к такой методической проблеме как однозначная корреляция данных на континенте и в океане. Представляется, что в настоящий момент такая проблема может решаться только для осадочных чехлов на базе сейсмостратиграфии, но не для комплексов акустического фундамента.

Другой подход предлагался Е.М.Рудичем и Г.Б.Удинцевым (Рудич, Удинцев, 1987). Авторы считали, что “в основу создания тектонической карты океанов и континентов должен быть заложен фиксизм и необходимость выделения в пределах океанов некомпенсированных опусканий, переходящих на определенной стадии развития в зоны собственно океанической седиментации (Рудич, Удинцев, 1987, с.26). Насколько известно автору, за десять лет такой карты создано не было и к вышеупомянутый подход можно рассматривать только как теоретический. Более успешно развивается направление, которое рассматривает развитие океанов с точки зрения мобилистов. В этом случае разрабатываются две легенды – одна для континентальных областей, другая – для океанов. В обозримом будущем видимо по этому принципу и будут развиваться тектоническая картография Земли. Прообразом такой схемы может быть позиция П.Н.Кропоткина, который полагал, что “тектоническое районирование океанов следует проводить по времени талассогенеза соответствующего эпохе главного растяжения” (Кропоткин, 1968, с.34).

3.2. Типизация карт геологического содержания глубоководных частей океанического дна в зависимости от методов исследования

Многообразие карт океанского дна геологического содержания не ограничивается различиями только в масштабе. Существенным представляется понимание методик получения результатов и их ограничений. В самом общем виде возможно подразделение всех карт на три группы.

1. Карты строения океанского дна, составленные на основании только дистанционных методов позволяют оконтуривать в плане те или иные формы рельефа или области геофизических аномалий, придавая им некий тектонический смысл. Построение подобных карт возможно на основании одного (многолучевое эхолотирование на полигонах, использование сонарных съемок, сейсмических методов на полигонах с большой плотностью галсов, магнито– и гравиметрии, и т.п.), двух (НСП + многолучевое эхолотирование, многолучевое эхолотирование + гравиметрия) или нескольких методов.

2. Карты строения океанского дна, составленные на основании прямых наблюдений и дистанционных методов позволяют в той или иной мере проверить предположения о составе и структуре пород в пределах не-

значительной по площади территории. К прямым методам мы относим, с определенными оговорками, три вида исследований: с применением подводных лодок, на базе точной координатной привязки образцов, бурение с экстраполяцией данных по строению осадочного чехла и фундамента и драгировочные работы, которые позволяют судить о строении относительно крупных объектов на дне океана (подводная гора, склон рифтовой долины и т.п.)

3. Особым типом карт являются карты строения океанского дна, составленные на основании тех или иных теоретических расчетов. В каком-то смысле они напоминают карты предсказанной топографии (“predicted topography”). Примером карт “предсказанной геологии” может послужить “Карта вулканизма рифта Таджура” (1:360 000) (Лисицын и др., 1989). В основу работы были положены наблюдения с ППА “Пайсис”, которые выявили возрастные группы базальтов. При этом “главным критерием было количество осадков, перекрывающих вулканические постройки” (там же, с.13). Далее, исходя из скоростей осадконакопления и скоростей спрединга, были оконтурены поля развития пород различного расчетного возраста. Кроме этого, карта дополнялась изображениями вулканических центров, сбросов, изопахит, зон трансформных разломов, осей магнитных аномалий, были отмечены направления движения плит и граница распространения различных петрографических типов базальтов.

К такому же типу карт могут быть отнесена карта “Тектонические элементы плит в Южной части Тихого океана” (Масштаб 1:20 000 000) (Нахбу, Weissel, 1986). На карте штриховыми знаками были показаны возраст по магнитным аномалиям, вектора относительного движения плит, диаграммы фокальных механизмов. Разломы специальными знаками не выделялись, и проявлялись только по смещениям блоков коры с одинаковыми возрастными (нижний мел, палеоцен, эоцен и т.п.). Подобного типа карты дают общее представление о геодинамике крупных регионов, а также могут быть полезны для ориентации исследований. Вместе с тем, они отражают современную мгновенную картину новейших движений плит но, в прямом смысле, не могут считаться тектоническими картами.

Карты океанского дна геологического содержания, в зависимости от их назначения, могут быть ориентированы на отдельные элементы структуры и т.д. Например могут создаваться карты разломов, распределения осадочного чехла (в изопахитах), возраста вулканизма, сейсмичности, геодинамических современных или древних обстановок, развития гидротермальных образований, тех или иных геологических объектов с элементами структуры, структурно–морфологические, гипотетико–иллюстративные и др. Очевидно, что под тот или иной тип карт должна формироваться и соответствующая легенда, которая должна опираться, в свою очередь, на определенные термины и понятия. Нам представля-

ется необходимым четко отделять на карте фактические данные без какой либо их привязки к “тектонической” идеологии и карты, которые должны иллюстрировать те или иные теоретические соображения. Если первые могут использоваться при планировании и проведении экспедиционных работ, а также при создании неких моделей, то вторые необходимы для формирования общих представлений о предполагаемой геодинамике региона. Разделение тектонических карт по назначению предполагает решение сложной проблемы – разработки соответствующих терминологических систем.

3.3. Составные элементы карт геологического содержания Атлантического океана нового поколения

Внедрение за последние 30 лет принципиально новых технических исследовательских систем (многолучевые эхолоты, сонары бокового обзора, ППА) резко повысило детальность и точность исследования Атлантического океана и привело к развитию масштабных полигонных геолого–геофизических работ. Компьютеры с большими объемами памяти и развитой периферией позволяют быстро строить цифровые батиметрические карты любых масштабов, которые в совокупности с другими геолого–геофизическими данными представляют собой главную основу для построения тектонических и геологических карт океанского дна нового поколения. В качестве последних имеется в виду цифровые карты теоретических представлений и фактического материала (точное расположение разломов, деформаций, их типов, мощностей чехла, разных структур или морфоструктур, геологических тел и т.п. в географических координатах), созданные с применением специальных математических программ и выведенные с помощью соответствующей периферии (принтеров, плоттеров). Они должны на специальных приложениях дополняться точками расположением станций, прокладками галсов или любой другой информацией (например, контурами геофизических аномалий и т.д.). Такие карты могут легко редактироваться, дополняться при получении новых данных и, при необходимости, быстро переиздаваться. На настоящий момент созданы многие элементы, которые могут быть использованы в цифровой тектонической картографии Атлантического океана. Прежде всего к таким материалам можно отнести цифровые данные по рельефу, мощностям осадков, расположению осей магнитных аномалий, эпицентров землетрясений и предполагаемого возраста коры, базы данных по глубоководному бурению, альтиметрические и другие данные. Одновременно с этим создание цифровой тектонической карты Атлантического океана требует цифровых моделей структуры переходных зон континентов, данных о возрастах пород океанических островов и подводных гор, мощностях осадочного чехла и его структуре и иных

данных. Все вышеперечисленное является частями, необходимой для создания географической информационной системы (ГИС), которая определяется как “программно-аппаратный комплекс, способный вводить, хранить, обновлять, манипулировать, анализировать и вводить все виды географически привязанной информации” (Черемисина и др., 1996, с. 11).

Центральная часть Атлантического океана характеризуется большим разнообразием структур, которые отражены на общих тектонических картах. Основанием для выделения подводных тектонических объектов послужили данные однолучевого эхолотирования или набортные геофизические измерения, реже – геологические характеристики. Создание новой тектонической карты этой части Атлантического океана с его обрамлением представляется наиболее надежным путем разработки классификации структур, понимания их взаимоотношений и истории развития океана в целом. Карта нового поколения должна представлять собой многослойную “конструкцию”, которая должна заключать в себе следующие элементы. 1. Тектоническое районирование домезозойского основания районов Западной Африки и Южной Америки прилегающих к Атлантическому океану. 2. Мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны Африки и Южной Америки. 3. Мезозойско-кайнозойский магматизм, включая современный, Африки, Южной Америки и дна Атлантического океана. 4. Мощности осадочного чехла Африки, Южной Америки и дна Атлантического океана. 5. Разломная тектоника Африки, Южной Америки и дна Атлантического океана. 6. Зональность дна Атлантического океана. 7. Геофизические характеристики (например, расположение осей магнитных аномалий, сейсмичность) дна Атлантического океана. 8. Вспомогательные слои: географические и иные названия, расположение станций наблюдений и скважин бурения и т.п. Для каждого из перечисленных разделов составляется легенда

В основу макета тектонической карты центральной части Атлантического океана в масштабе должны быть положены результаты интерпретации спутниковых альтиметрических данных (Sandwell, Smith, 1997) и данных многолучевой батиметрии. Проведенное автором сопоставление разномасштабных альтиметрических карт, основанных на различных гридах, с участками дна, на которых проводилась многолучевая батиметрическая съемка и с Генеральной батиметрической картой ГЕБКО (General ..., 1980). показало превосходную сходимость альтиметрии с батиметрией и геологическими данными для подводных гор и поднятий, рифтовой зоны, трансформных разломов и даже отдельных геологических тел в пределах шельфов (например, Фритаунский габбровый массив). Их надо использовать с осторожностью для объектов размеры которых сопоставимы с гридом альтиметрии для отдельных сложно построенных участков (например: выделение медианных хребтов, структур ориентированных под углами к прости-

ранию САХ, отдельных депрессий в пределах гребневой части САХ, выделении контуров подводных гор в пределах их групп). Несмотря на эти недостатки альтиметрические карты должны лежать в основе любых тектонических построений для океанической коры в масштабах мельче 1 : 3 000 000.

Важным элементом при создании компьютерной тектонической карты должна быть *база геолого-геофизических данных* по экваториальной Атлантике, которая является одной из составных частей ГИС-технологий (Черемисина и др., 1996). Остановимся на этом вопросе более подробно.

Геолого-геофизические исследования в Атлантике проводятся в течение многих десятков лет, во время которых были собраны (и продолжают поступать) огромные массивы информации, содержащие сведения о рейсах научно-исследовательских судов и полученных результатах. За последние два десятка лет в мировой практике однозначно наметился сдвиг в сторону хранения данных не на жестких носителях (специальные ленты, бумага), а в цифровой форме – на магнитных носителях различного типа (флоппи-диски, стриммеры, магнитные ленты на катушках большого диаметра и т.п.). Более того, уже стремительно происходит переход на оптические диски и иные немагнитные носители подобного типа, которые отличает более высокое качество записи и практически неограниченное во времени хранение информации. Применение цифровых записей позволяет, как известно, резко ускорить обработку материалов при несравнимом увеличении качества.

Анализ (Kunte, 1995) состояния дел с мировыми базами данных, показал, что из 7500 существующих (и доступных любому исследователю) баз по геологии только 110 (1,5%) относятся к морской геологии и из них 25 размещено на CD-ROM (например база данных по глубоководному бурению), 32 (29%) имеют библиографический характер, 78 (71 %) по своему существу содержат только те или иные численные значения. В заключении упомянутого обзора делался вывод о необходимости организации баз данных содержащих тексты (например – описание пород) и более специализированных, а также региональных. Опыт работы Лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов Геологического института РАН в Internet показал, что в открытом доступе имеется обширная информация по землетрясениям, по гравиметрии, данные в области вулканологии, в меньшем количестве можно найти данные о станциях драгирования или трубок, описание пород или осадков. Так, например, известная база данных по геохимии пород – Petros содержит данные о 35000 анализов пород, включая океанические, однако отсутствие точных координат делает ее мало пригодной для картографии.

Судьба геолого-геофизических данных, собранных научными судами Советского Союза, а теперь и Российскими весьма различна. Часть находится в банках

данных типа МЦД-Б, но практически закрыта для широкого пользователя, часть безвозвратно утеряна, часть опубликована только в отчетах полузакрытого характера и частично тоже утеряна, часть, по всей видимости, небольшая, опубликована в статьях и монографиях, но часто исключает использование информации повторно, без обращения к первичным данным. Например, НИС “Академик Николай Страхов” за 10 лет был в 19 рейсах и на его борту была собрана огромная информация о строении Атлантического океана, Средиземного моря, в меньшей степени Тихого океана. Отсутствие специальных условий хранения, а часто и самих носителей для переписывания данных, начало приводит к потере данных первых рейсов и только специальные усилия в течение года позволили сохранить геофизическую информацию на лазерных дисках. Все вышеперечисленные обстоятельства привели автора к необходимости создания “настойной” базы данных в стандартном пакете программ Access 2.0, которая могла бы быть пригодной для обработки и систематизации информации по тектонике Атлантического океана. Огромная роль в сборе информации принадлежит С.Ю.Соколову. При создании базы была поставлена задача – собрать и систематизировать геолого-географическую информацию для получения возможности проводить компьютерный анализ строения тех или иных объектов, делать выборки тех или иных пород как при помощи разнообразных признаков, так и по географическим координатам.

В первом приближении созданная база состоит из 6 виртуальных блоков информации, которые по характеру данных можно условно разделить на: “Список объектов”, “Общий блок”, “Точки наблюдений”, “Объекты исследования”, “Результаты”, “Вспомогательный блок”

“Список объектов” был создан на базе двух справочников (Агапова и др., 1993; ГАЗЕТИР..., 1997), а также информации переданной из подкомиссии ЮНЕСКО и содержит наименования около 5000 географических объектов в глубоководной части Мирового океана, которые были утверждены подкомиссией ЮНЕСКО по географическим названиям. При создании дизайна этой части базы данных автор пользовался консультациями Г.В.Агаповой. В подготовке соответствующей таблицы огромная работа была проделана К.О.Добролюбовой. Из общего списка объектов была сделана соответствующая выборка, содержащая названия объектов, расположенных в пределах координат района.

“Общий блок” объединяет таблицы “История исследований”, “Объемы работ” и “Участники исследований”. Здесь хранятся данные справочного характера, которые могут быть использованы при исторических исследованиях, отчетах, при подготовке экспедиций или при поиске контактов с непосредственными исполнителями тех или иных работ. Блок “Точки наблюдений” включает таблицы “Станции” и “Скважины”. Первая позволяет получить данные о номере и положении стан-

ции, характере проведенных работ, глубинах и общие сведения о результатах. Помимо этого специально разработанная система кода станции включает данные о рейсе, его номере и году, а также тип работ (трубка, дночерпатель и т.п.). Для драгировок приводятся наиболее общие данные о типах поднятых пород (базальт габбро и т.п.), объеме полученного материала и специальные примечания (потеря драги и т.п.). Общий объем информации включает данные примерно о 3500 станциях. Вторая представляет собой выборку данных из базы бурения DSDP-ODP, которая была специально адаптирована при участии С.Ю.Соколова к настоящей базе. Она включает информацию о положении скважины, ее номере, глубину на забое и возраст древнейших пород и глубину воды. Вся инженерная или техническая информация исключена. Блок “Объекты исследования” предоставляет возможность выбрать тот или иной объект для анализа на двух уровнях. Первый – разломы, рифт, подводные горы, острова. Второй – склон рифтовой долины, медианный хребет и т.п. Основные сведения об островах Атлантического океана оформлены отдельной таблицей в которой можно найти сведения о названии острова, его площади, высочайшей вершине и т.п., а также геологическую информацию. Блок “Результаты” содержит данные о возрастах пород как в акватории, так и на суше и в перспективе должен содержать сведения о результатах лабораторных обработок (химический состав, редкие земли и т.п.). “Вспомогательный блок” содержит расшифровку кодов, а также терминологический словарь (около 400 терминов) по тектонике дна океана.

В созданной базе была сосредоточена довольно обширная информация, с общим объемом примерно в 40 Мб, которая имеет единый стержень, позволяющим из набора таблиц сделать любые выборки, составить отчеты (например собрать все сведения о трансформ-

ном разломе Кейн) разнообразного оформления и назначения. Работа с базами данных показала, что географическая привязка объектов обеспечивает решение поставленной задачи. Вместе с тем, известно, что количество безымянных объектов многократно превышает названные. Для решения этой проблемы была разработана система кодов, которая позволяет, с определенными оговорками, привязать любой объект в пределах Срединно-Атлантического хребта или абиссальных котловин. По мере обновления “топонимического каркаса” система кодов может быть легко исправлена. За пределами нашего внимания остались названия, которые были предметом самостоятельного творчества разных экспедиций или экипажей судов.

Для Атлантического океана за основу взяты разломные зоны (код – FZ), многие из которых протягиваются через весь океан, разделяя его на протяженные субширотные области (рис.3.1). Каждый из разломов имеет или привязку по широте или собственное географическое наименование. В первом случае они получают сокращенное наименование (код) типа nN(S)_FZ, где n – градус северной (N) или южной (S) широты. Например: 10N_FZ – разлом десятого градуса северной широты. Замена в этой же схеме аббревиатуры FZ на DZ (discontinuity zone) позволяет назвать и эти объекты. Для разломов с собственными названиями схема остается аналогичной – DLD_FZ (разлом Долдрамс, AR_FZ – разлом Архангельского).

Добавление дополнительного символа позволяет осуществить привязку к активной (AP – active part) или пассивной (PP – passive part) частям разлома. Аббревиатура FZ может быть удалена, т.к. поиск будет успешным и без нее. Например: 10N_PP – пассивная часть разлома десятого градуса северной широты. Добавление еще одного дополнительного символа позволяет закодировать положение любого объекта восточнее (E)

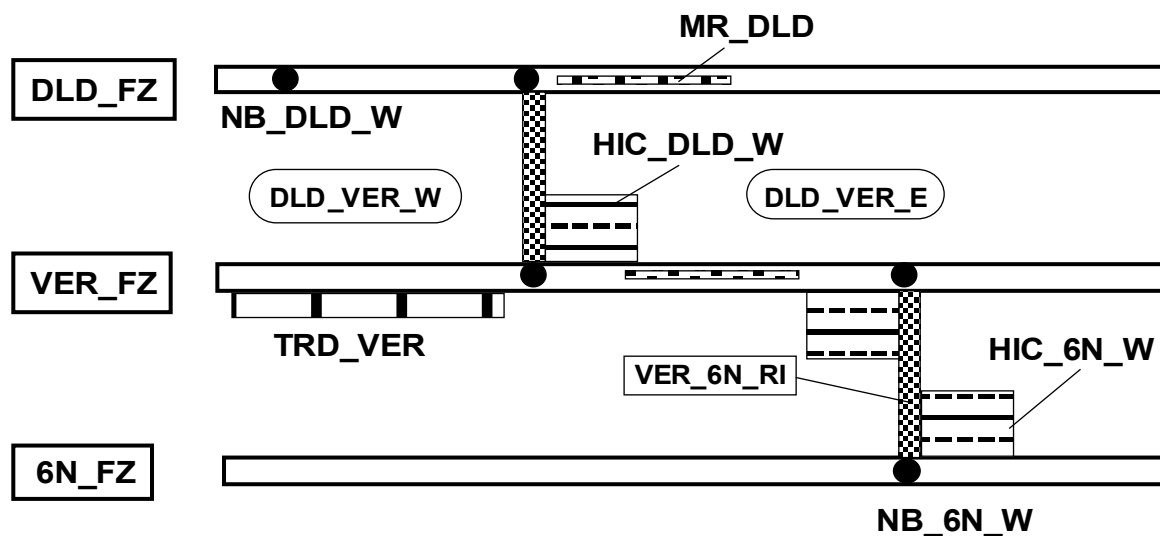


Рис. 3.1. Схема формирования символов для базы данных. Условные обозначения см. Рис.1.1. Описание индексов в тексте.

или западнее (W) оси хребта. Например: 10N_PP_W – пассивная часть разлома десятого градуса северной широты западнее оси хребта. При разработанной схеме получают наименования и все сегменты рифта, а также весь блок океанической коры расположенный между разломами. Так рифтовая зона между разломом Долдрамс и разломом Архангельского получает код DLD_AR_RI, а весь блок – DLD_AR. В последнем случае если он расположен восточнее или западнее рифта, то DLD_AR_E (W) соответственно. Теоретически можно указывать и расстояние от оси спрединга DLD_AR_100E, т.е. объект расположенный в 100 км восточнее рифта зона между разломом Долдрамс и разломом Архангельского. Подобным же образом оформлено кодирование островов. Например: CV_BO_IS (остров Боавишта в архипелаге Островов Зеленого Мыса – Кабо Верде), CNRI_TN_IS (остров Тенерифе в архипелаге Канарских островов). Для одиночных островов (например остров Вознесения). символ упрощается – ASC_IS. Позиция точек с отбором пород на островах показана условно по координате центра острова, что отмечено в примечании. Это связано с отсутствием координат обнажения, однако, при получении данных о координатах, они могут быть легко введены в базу.

Для объектов более высокого уровня, особенно в пределах разломных зон, также разработаны коды. Западная (восточная) нодальная впадины разлома Долдрамс – NB_DLD_W(E); поперечный хребет разлома Романш – TRD_ROM; медианный хребет разлома Атлантис – MR_ATL; западное (восточное) внутреннее угловые поднятия разлома Зеленого Мыса – HIC_W(E)_CV; западное (восточное) внешние угловые поднятия разлома Страхова – OC_W(E)_STR. Возможности программы предоставляют возможность вводить любое количество кодов в зависимости от поставленных задач. Общая схема создания и расшифровка кодов оформлена отдельной таблицей. Там же содержатся коды пород (BS – базальт, LS – известняк и т.д.). Для таблицы с возрастными использованы коды базы данных по бурению. Краткость символов имеет и еще одно приращение. Их можно использовать на рисунках, схемах и даже в тексте, что избавляет от сложных конструкций. Например, вполне допустимо в ряде случаев, словосочетание “нодальная впадина, расположенная в области сочленения разлома Долдрамс с южным сегментом рифтовой долины” заменить на “NB_DLD_E”. Во всяком случае в научной литературе широко развиты сокращения типа MAR, FZ, CAX и т.п.

Созданная база данных полностью совместима с программами типа Surfer 6.0 или с более мощными пакетами в операционной среде UNIX, а также пригодна

для работе в сетевом режиме. Любая информация сопровождается ссылкой на источник, из которого она была получена. В сочетании с другими базами данных или матрицами, содержащими данные о рельефе, альтиметрии, магнитометрии и т.п. она представляет собой мощный инструмент, который позволяет проводить многоплановый анализ тектонического строения экваториальной части Атлантического океана. База может расширяться как путем присоединения данных по новым регионам, так и добавления массивов информации (после определенной подготовки) о составе пород, минералогических или иных характеристиках.

3.4. Синтез

1. Накопленный сотнями экспедиций разных стран фактический материал по геологии, багитметрии, различным геофизическим характеристикам позволяет ставить вопрос о начале создания обзорных цифровых карт геологического содержания нового поколения на крупные регионы Атлантического океана с целью создания обшей карты всего океана.

2. Обзорные карты геологического содержания нового поколения должны представлять собой цифровые многослойные конструкции иллюстрирующими особенности рельефа тех или иных участков дна, геофизические характеристики (расположение магнитных аномалий, эпицентров землетрясений и т.п.), мощности осадочного чехла, а также тектоническое строение прилегающих частей континентов. Они должны отражать в отдельных слоях (на листах) фактический геолого-геофизический материал по тому или иному району океана и прилегающих континентальных районов (географические названия, положение станций, скважин, прокладки движения судов, расположение подводных гор и т.д.) Подобные серии карт должны издаваться как в виде многоцветных листов, так и на современных носителях информации типа лазерных дисков. В идеальном варианте для океана должен быть создан мультимедийный макет карты, который позволял бы исследователю быстро переходить от региональных образов к средне-, а затем и крупномасштабным полигонам.

3. Создание тектонических карт нового поколения на основе компьютерных технологий возможно только при организации разнообразных баз геолого-геофизических данных. Последние должны содержать координатные привязки станций наблюдений, результаты (например, геохимию пород) исследований, сведения о рейсах и иную информацию, которая должна быть объединена по географической привязке объекта.

ГЛАВА 4. СТРУКТУРА РИФТОВОЙ ЗОНЫ И АКТИВНЫХ ЧАСТЕЙ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ

Срединно-океанические хребты находятся под пристальным вниманием тектонистов с момента их открытия (см. Глава 2). Именно здесь сосредоточен основной объем геолого-геофизических исследований океанической коры по международной программе (InterRidge), основными участниками которой с 1996 года являются Великобритания, Германия, Испания, США, Франции и Япония, при участии Норвегии, Португалии, а также Австралии, Канады и еще 9 стран Мира. Значительный объем работ в пределах медленноспредингового САХ позволил развить представления о его строении и модернизировать геодинамические модели. Результаты столь обширны, что одно только перечисление работ может занять сотни страниц текста.

Гребневая часть САХ изучена неравномерно. Обширная информация была получена о батиметрии на основании данных многолучевого эхолотирования между 24° и 31° с.ш. (Kong et al., 1992) и 30°40′ – 32°20′ с.ш. (Турко и др., 1992; Pavlenko, 1995), по Южной Атлантике (Grindlay et al., 1991). Новые батиметрические и магнитометрические данные были опубликованы недавно на осевую часть САХ между разломами Кейн и Зеленого Мыса (Gente et al., 1994; Аглонов, Трунин, 1995).

Исследованиями, Геологического института РАН, и совместными работами российско-итальянских экспедиций была охвачена гребневая часть САХ между районом экватора и 15°20′ с.ш., за исключением районов между 7°–5° и 9°–12° с.ш. Помимо этого имеются детально изученные американскими и французскими научно-исследовательскими судами участки дна в разломах Вима, Кейн, Зеленого Мыса и некоторые другие.

Общая характеристика рельефа и различных геолого-геофизических особенностей Срединно-Атлантического хребта в целом неоднократно приводилась в отечественной литературе (например, Ильин, 1976; Фроль, 1987). Наиболее современные данные о батиметрии Мирового океана и Атлантики, в частности, содержатся в цифровом атласе ГЕБКО (Digital..., 1997).

4.1. Общая характеристика рельефа Срединно-Атлантического хребта

Срединно-Атлантический хребет между Азорскими островами и экватором в плане плавно изогнут к

западу (Digital..., 1997). Его наиболее удаленная от Африки часть располагается между разломами Кейн и Марафон, проходя примерно по 45° з.д. (рис.4.1) Между 6 и 7° с.ш. ось САХ находится на 20° з.д., на траверзе Гибралтарского пролива – на 30° з.д. Хребет с севера на юг меняет простирание с северо-восточного на субмеридиональное, а затем на юго-восточное до разлома 7°10′N (условное имя разлома). Южнее, вплоть до экватора, осевая часть САХ имеет субмеридиональное простирание. Сообразно выделенным частям изменяется и смещение рифтовых долин. Южнее Азорских островов они смещаются к западу. Между разломами Кейн и Зеленого Мыса крупные смещения отсутствуют и, наконец, южнее начинается перемещение рифтовых долин к востоку. Наиболее значительное смещение хребта, как известно, существует в экваториальной области Атлантического океана.

Ширина рифтовой зоны по внешним подножьям пририфтовых гор, по данным альтиметрии (Sandwell, Smith, 1995), составляет от 250 до 300 км (рис.4.2). Между 18° с.ш. и экватором простирание рифтовой долины меняется от 340° до 30°. Рифтовая зона севернее разлома Вима, имеет генеральное меридиональное простирание, постепенно отклоняясь в северном направлении на северо-восток 10–15°. Южнее рифты имеют следующие простирания: Вима–Архангельского – 350°, 7°10′N – Сан–Паулу – 340°, Сан–Паулу – Романш – 340°, южнее экватора – 350°. Анализ разнообразного картографического материала показывает, что во многих местах обнаруживаются несоответствие простираний рифтовой зоны и рифтовой долины. Общий разворот сегментов рифтовой зоны между 16 и 2° с.ш. составляет около 60°.

Анализ продольного батиметрического профиля рифтовой долины и ее восточного и западного обрамлений, который был построен Г.В.Агаповой показал, что средняя глубина рифтовой долины между 16° с.ш. и 1° ю.ш. составляет 4000 м (рис.4.3). Относительно этого уровня выделяется два типа рифтовых долин. Первый имеет глубины менее 4000 м (13–15°, 10–11° и 1–7° с.ш.) или около средней (8–10° с.ш., 0°30′ с.ш.–1° ю.ш.). Второй – отличается большими глубинами (12–13°, 7–9°30′ с.ш., 0°30′–1° с.ш.) и располагается между двоянными разломами Марафон–Меркурий или полиразломными

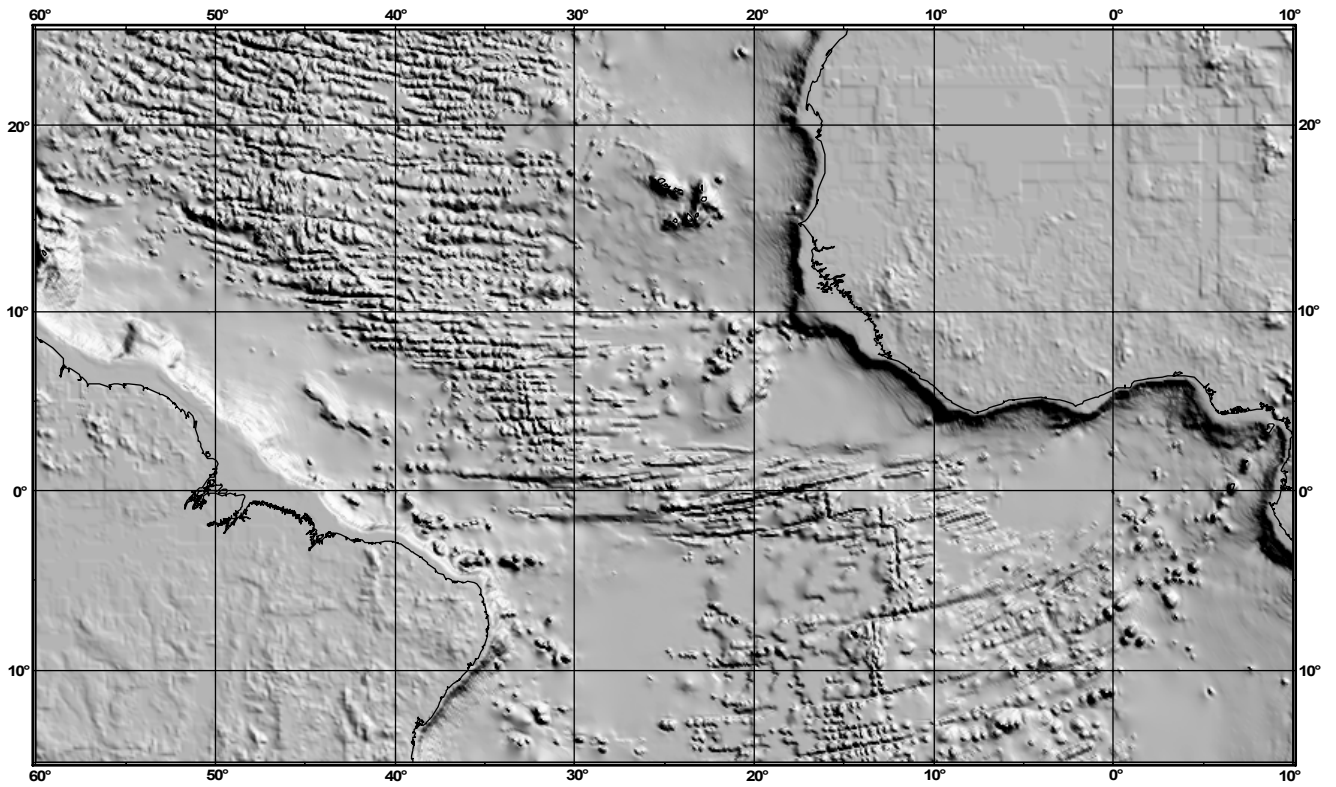


Рис. 4.1. Обзорная карта рельефа центральной части Атлантического океана с искусственной освещенностью (ETOPO5)

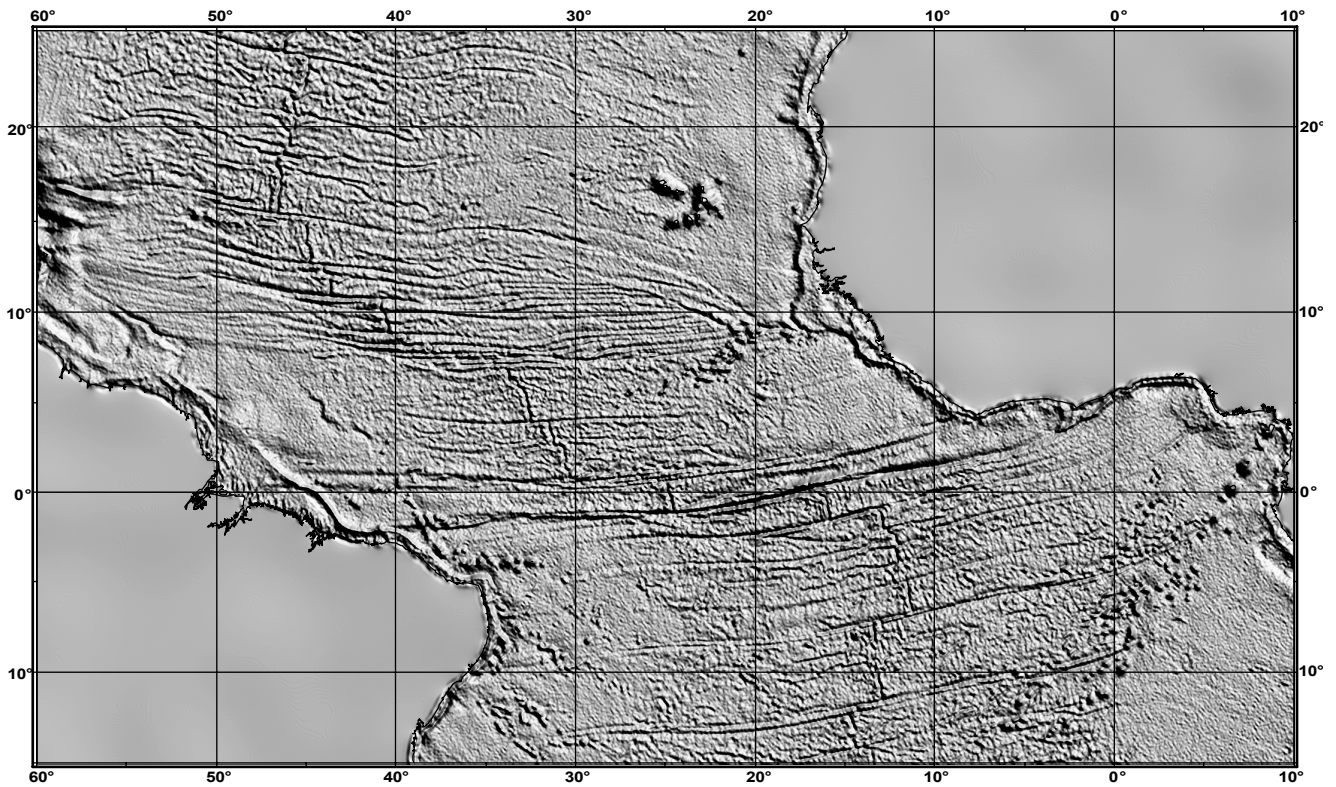


Рис. 4.2. Альтиметрия центральной части Атлантического океана (Sandwell, Smith, 1997)

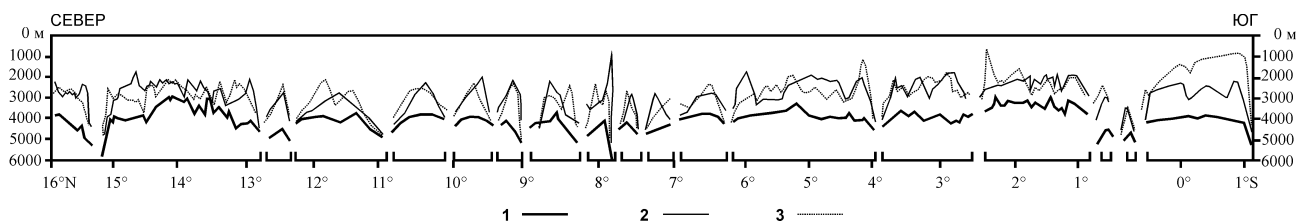


Рис. 4.3. Продольный профиль рифтовой зоны САХ между экватором и 16° с.ш. (построен Г.В.Агаповой). 1 - дно рифтовой долины, 2-3 - борта: 2 - западный, 3 - восточный

системами Архангельский – 7°10'N, Сан–Паулу. Соединение максимальных глубин показывает, что вдоль простириания хребта существуют пологие ундуляции дна и второй тип долин располагается или на градиентных зонах (Марафон–Меркурий, Архангельский–Вернадский) или в областях резких “провалов” (1°–2°40' с.ш.). С первым районом совпадает известная геохимическая аномалия Буго (Bougault et al., 1988) здесь развиты обогащенные ($La/Sm > 2$) базальты. Второй район изучен несравнимо хуже, но он также попадает в область обогащенных базальтов (Сущевская, Волокитина, 1995). Наиболее погруженная область рифтовой долины совпадает с районом развития наиболее деплетированных базальтов (Сущевская, Волокитина, 1995). Помимо указанных районов глубины дна, превышающие средние, развиты между 10 и 11° и 7°–5° с.ш.

Анализ симметричности/асимметричности рифтовых долин неоднократно приводился в литературе (Казмин, Борисова, 1992). Данные многолучевого эхолотирования, полученные в рейсах НИС “Академик Николай Страхов” позволяют детализировать картину. В самом общем виде устанавливается два района (см. рис. 4.2). Первый расположен между 4°30' и 16° с.ш. отличается более приподнятыми восточными бортами, за исключением района 12° – 6°30' с.ш. Южнее преобладают или более высокие западные борта или их глубины примерно равны. Более детальное рассмотрение показывает, что картина симметричности/асимметричности существенно более сложная. Вновь обособляется район, расположенный между разломами Архангельский – 7°10'N, к которым, с определенными оговорками можно отнести и часть САХ до 10° с.ш. Здесь установлена система узких наклонных к северу или югу блоков, причем направление их наклона меняется восточнее и западнее рифтовой долины. Принципиально сходная, но более сложное строение имеет участок хребта, расположенный между разломами Сан–Паулу–Св.Петра. Изменение наклона (шарнир) проходит в районе 2° с.ш. Еще более сложное строение имеет район, расположенный между разломами Зеленого Мыса и Марафон. При этом, если исключить из рассмотрения угловые поднятия, то также намечается ось шарнира в районе 13°40' с.ш. помимо указанных случаев устанавливаются факты резкой асимметричности рифтовой долины, разного масштаба. Наибольшую и резкую асимметрию имеет сегмент Чейн–Романш, в котором запад-

ная стенка повсеместно выше восточной примерно на 1000 м. Восточная стенка выше в районах 14°45', 13°30', 5°, 3°30', 1°30' с.ш., западная 13°20', 05°30', 02°20' с.ш. Проверка структурной позиции смены асимметрии внутри сегментов хребта показал, что в районах 2°, 5°30' и 13°45' с.ш. располагаются разрывы, выраженные в первых двух случаях разломоподобными протяженными зонами понижений рельефа, в последнем – резкое изменение простириания рифтовой долины, которое также было отнесено к классу разрывов. В других случаях смена асимметрии совпадает с районами изменения простирианий рифтов Долдрамс–Вернадского (DLD_VER), Архангельского–Долдрамс (AR_DLD), в местах ответвлений (14°45' с.ш.) или отчетливых депрессий, пересекающих рельеф, но не имеющих большой протяженности на фланагах 11°30' с.ш.). Во всех случаях зоны разрывов совпадают с областями аномально высокого стояния долины.

4.2. Общая геологическая характеристика Срединно-Атлантического хребта между 16° с.ш. и экватором

Информация о коренных породах Срединно-Атлантического хребта поступала в течение десятков лет из трех основных источников – драгировок (рис.4.4), глубоководного бурения (рис.4.5) и данных с ППА. Помимо этого определенная информация была получена после станционных работ с трубками, черпаками, тралами и т.д. Все данные были систематизированы автором в виде специально разработанной таблицы, в которую вошли описания пород из опубликованной, отчетной литературы и личных наблюдений автора. В советских (российских) рейсах получение, первичную обработку каменного материала и (или) описания коллекций проводили сотрудники различных организаций: В.А. Акимцев, А.М. Асавин, М.П. Антипов, Б.А. Базылев, И.И. Бебешев, О.К. Богдановский, Э. Бонатти, З.С. Бубновская, Д.Ф. Велинский, П.А. Гладких, А.А. Гуренко, В.А. Гуцаки, Г. Дик, Д.А. Дмитриев, Л.В. Дмитриев, В.В. Еремеев, В.А. Ерощев–Шак, Е.Н. Емельянов, С.М. Жарков, С.К. Злобин, Б.П. Золотарев, Г. Каррара, Д. Кейси, П.К. Кепежинская, Л.Н. Когарко, В.Ю. Колобов, А.В. Кошкин, Н.А. Куренцова, Р.Г. Магакян, А.А. Никитин, Н.Е. Никольская, Д.М. Ольшанецкий, А.Н. Перцев, А.С. Перфильев, А.А. Пейве, Ю.Э. Ре-

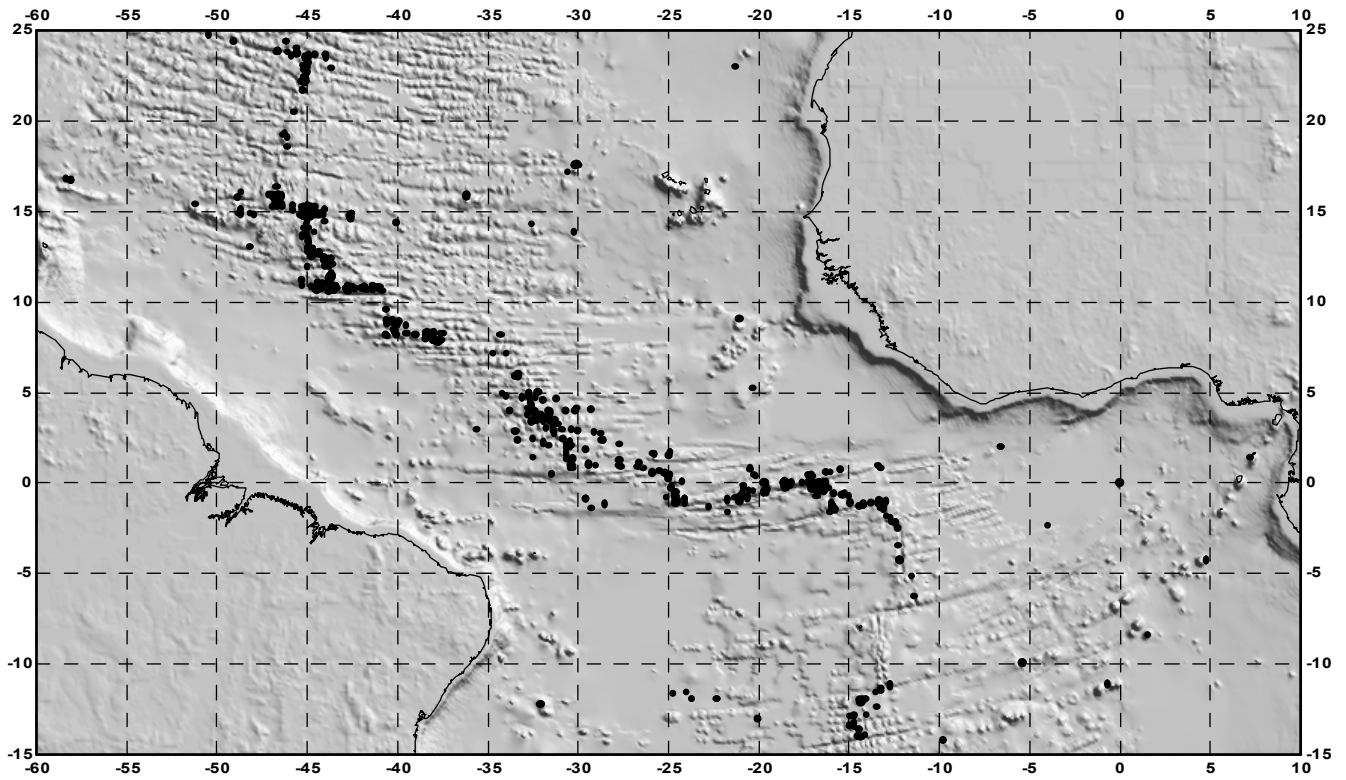


Рис. 4.4. Карта расположения станций с находками коренных пород

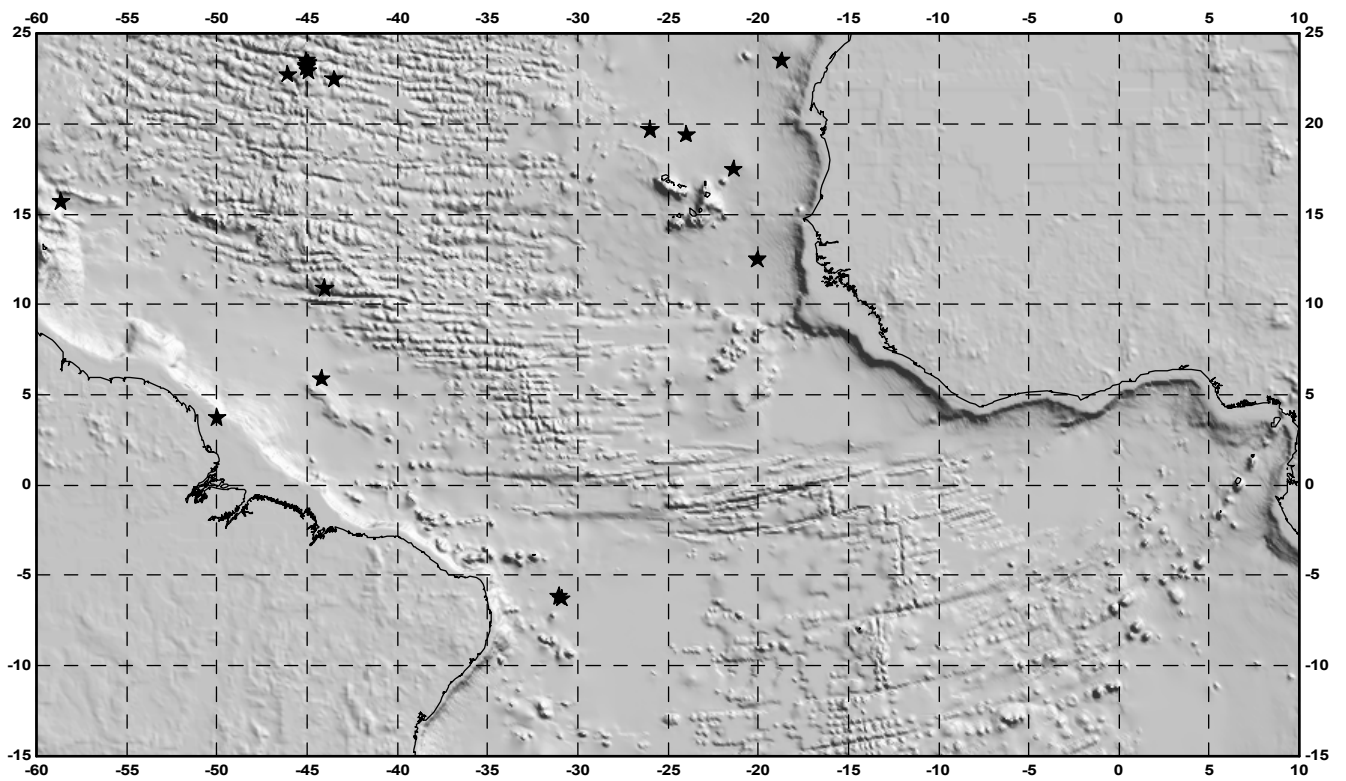


Рис. 4.5. Карта расположения скважин глубоководного бурения с магматическими породами

байнс, Ю.Н. Разницин, Д.Ф. Ракитянский, В.П. Расторгуев, А.А. Рихтер, Н.А. Рудченко, С.П. Сигачев, С.А. Силантьев, С.Г. Сколотнев, В.А. Симонов, А.Б. Слуцкий, Ю.К. Советов, Н.М. Сушевская, М.П. Тепелев, Г.А. Третьяков, В.А. Турков, П.И. Федоров, А.Н. Феногенов, В.Н. Шарапов, А.Я. Шараськин, О.А. Шмидт, Ф. Шуто, С.А. Щербаков, Г.С. Харин, О.П. Цамерян, В.А. Чечко, С. Эгер и многие другие.

Основной объем работ в центральной части Атлантики был проведен советскими (российскими), американскими, французскими и итало-российскими экспедициями. Автору известно порядка 1600 станций, из которых на 965-и были подняты коренные породы (см.рис.4.4). Из иллюстрации видно, что

исследования были сосредоточены, главным образом, вдоль осевой части хребта и активных частей разломных зон. Меньше всего исследованы участки САХ от 16 до 22° с.ш., между 5 и 7° с.ш., а также между 5 и 10° ю.ш. Севернее 25° с.ш. также проводилось драгирование, но объем поднятого материала, судя по опубликованным данным меньше (рис. 4.6 А). Наибольшее количество станций с коренными породами находится от 15 до 7° с.ш. и 50°–35° з.д. (см. рис. 4.4, 4.6А и 4.7А). Несколько меньшее, но примерно одинаковое количество станций сосредоточено в районах разломов Страхова–Сан-Паулу и Романш–Чейн (см.рис.4.4, 4.6А, 4.7А). Хорошо изучен также район разлома Кейн, где проводилось не

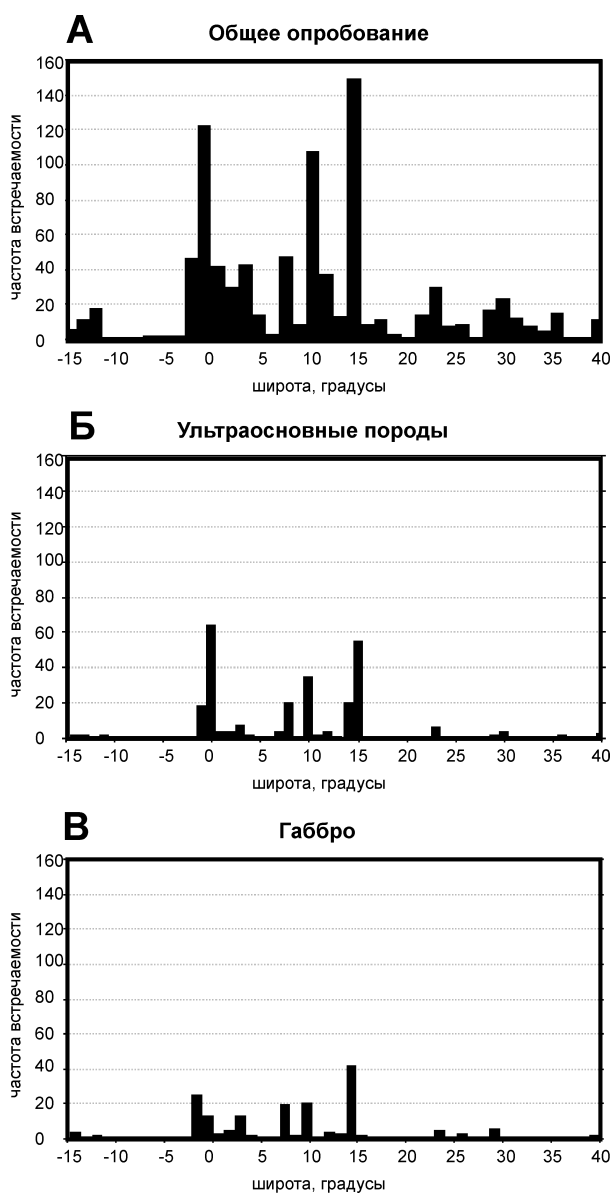


Рис. 4.6. Встречаемость разных типов пород вдоль Срединно-Атлантического хребта. А – общее распределение драг с коренными породами; Б – распределение гипербазитов и (или) серпентинитов; В – распределение габбро

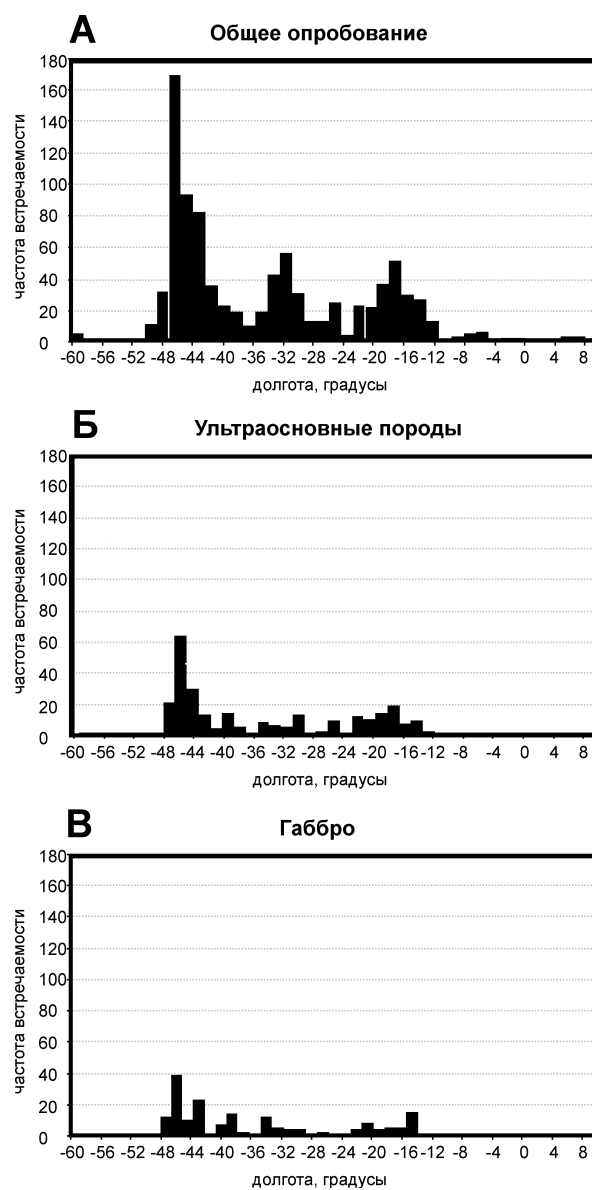


Рис. 4.7. Встречаемость разных типов пород вкост Срединно-Атлантического хребта. А – общее распределение драг с коренными породами; Б – распределение гипербазитов и (или) серпентинитов; В – распределение габбро

только драгирование, но и работы с подводными аппаратами и бурение (см. рис. 4.4 и 4.5).

Вещественный состав разных типов пород центральной Атлантики, их минералогия и геохимия были охарактеризованы в работах Л.В. Дмитриева, Н.М. Суцевской, С.А. Силантьева, А.А. Пейве, Э. Бонатти, Х. Буго, Ж. Шиллинга и многих других, поэтому автор не ставит своей задачей останавливаться на этом вопросе. Во многих работах российских исследователей указывалось на большую неоднородность океанской литосферы с геохимической точки зрения (например, Пушаровский, Пейве, 1992; Суцевская, Волокитина, 1995; Дмитриев и др., 1994 и др.).

Целью данного раздела является выявление основных закономерностей распределения породных ассоциаций в пределах гребневой части САХ между 16° с.ш. и экватором. Подобный анализ приводился, насколько нам известно, в основном только для отдельных районов (Gorini, 1981; Строение ..., 1989; Строение ..., 1991 и др.). Особое место занимает работа А.В. Пейве (1975 г.), в которой рассмотрены наиболее общие закономерности тектоники САХ (Пейве, 1991) (см. также Главу 2). Ее автор проанализировал вещественный состав драгированных и пробуренных пород и пришел к выводу о том, что третий слой океанической коры САХ состоит из ультрабазитов, габбро и основных эффузивов, претерпевших дислокации и метаморфизм разных степеней регионального характера.

Данные о породах дна Атлантического океана в координатах 25° с.ш. – 15° ю.ш.; 60° з.д. – 10° в.д. основаны на 660-ти успешных драгировок (табл. 4) в диапазоне глубин от 7500 м (разлом Романш) до 550 м (поперечный хребет разлома Вима). Данные о подводных вулканических горах были исключены. Анализ не учитывал, к сожалению, ряда иностранных и советских драгировок, однако указанный объем выборки, по всей видимости, может дать самую общую картину встречаемости разных пород в пределах гребневой зоны хребта и разломных зон.

Наиболее часто в драгах (в более чем 55%) были встречены в разной степени измененные базальты. Вторая группа пород представлена примерно в равном количестве габбро, гипербазитами и вулканическим стеклом, железо-марганцевыми корками или конкрециями. В свыше чем 10% драг были подняты осадочные породы и брекчии. В меньшем количестве – серпентинизированные гипербазиты и долериты. Анализ сочетаний пород, поднятый во время драгирований, показывает, что чаще всего совместно в одной драге встречаются габбро и гипербазиты или габбро и базальты. В почти половину раз реже – габбро и долериты, а также брекчированные базальты. Очень редко в одной драге встречаются все типы пород.

Ультраосновные породы широко развиты (рис. 4.8) в приэкваториальной Атлантике и встречаются в интервале глубин от 7300 до 800 м (рис. 4.9). Автору известно

Таблица 4

Частота встречаемости сочетаний разных пород и (или) признаков геологических явлений в Атлантическом океане в координатах 25° с.ш. – 15° ю.ш.; 60° з.д. – 10° в.д. в 660 драгах (подводные горы исключены)

порода или геологическое явление	количество драг, в которых встречены	%
GB+BS	64	9.7
U+GB	61	9.24
BS+BR	37	5.6
GB+DL	34	5.15
SP+GB	29	4.39
U +GB+BS	28	4.24
GB+BR	28	4.24
U+BR	22	3.33
SP+BR	19	2.88
GB+MTM	17	2.58
BS+MTM	17	2.58
U+SP	12	1.82
GB+BS GL	8	1.21
U+BS GL	8	1.21
U+MTM	8	1.21
U+SP+GB	5	0.75
U+SP+GB+BS	4	0.61
DEFO+SLF	4	0.61
GB+SLF	4	0.61
MET+MTM	3	0.45
SP+BS GL	2	0.3
BR+SLF	2	0.3
U+SLF	2	0.3
U+SP+GB+DL+BS	1	0.15

Примечание: индексы пород см. Приложение.

275 станций, где эти породы были встречены, в 54-х драгах поднимались одни только, в разной степени измененные, гипербазиты. Лишь в 7 точках (из них три в разломе Романш примерно на 18°24' з.д., одна на поперечном хребте разлома Вема и три – в разломе Зеленого Мыса) были подняты только серпентиниты. Анализ распределения гипербазитов вдоль гребневой части САХ и прилегающих флангов показал, что наиболее часто они встречаются в районе экватора, разломов Вима, Долдрамс–Вернадского и Зеленого Мыса (см. 4.6Б). Вкрест САХ их количество может отличаться (см. 4.7Б) даже при одинаковой плотности опробования (см. 4.7А). Распределение гипербазитов по параметрам широта и глубина, вдоль САХ (см. рис. 4.9) показывает, что аномальный диапазон глубин развит в районе экватора (разлом Романш). Обращает на себя внимание дискретность развития гипербазитов вдоль хребта.

Габброиды встречены в 199 точках и их районы распространения примерно совпадают с гипербазитами (рис. 4.10). Только габбро были подняты со склонов желобов разломов Чейн, Меркурий и Романш, с восточных угловых поднятий разломов Долдрамс и Вернадского, с медианного хребта в разломе Романш, из двух мест рифтовой долины, а также с поперечного разлома Зеленого Мыса. Также как и гипербазиты габбро

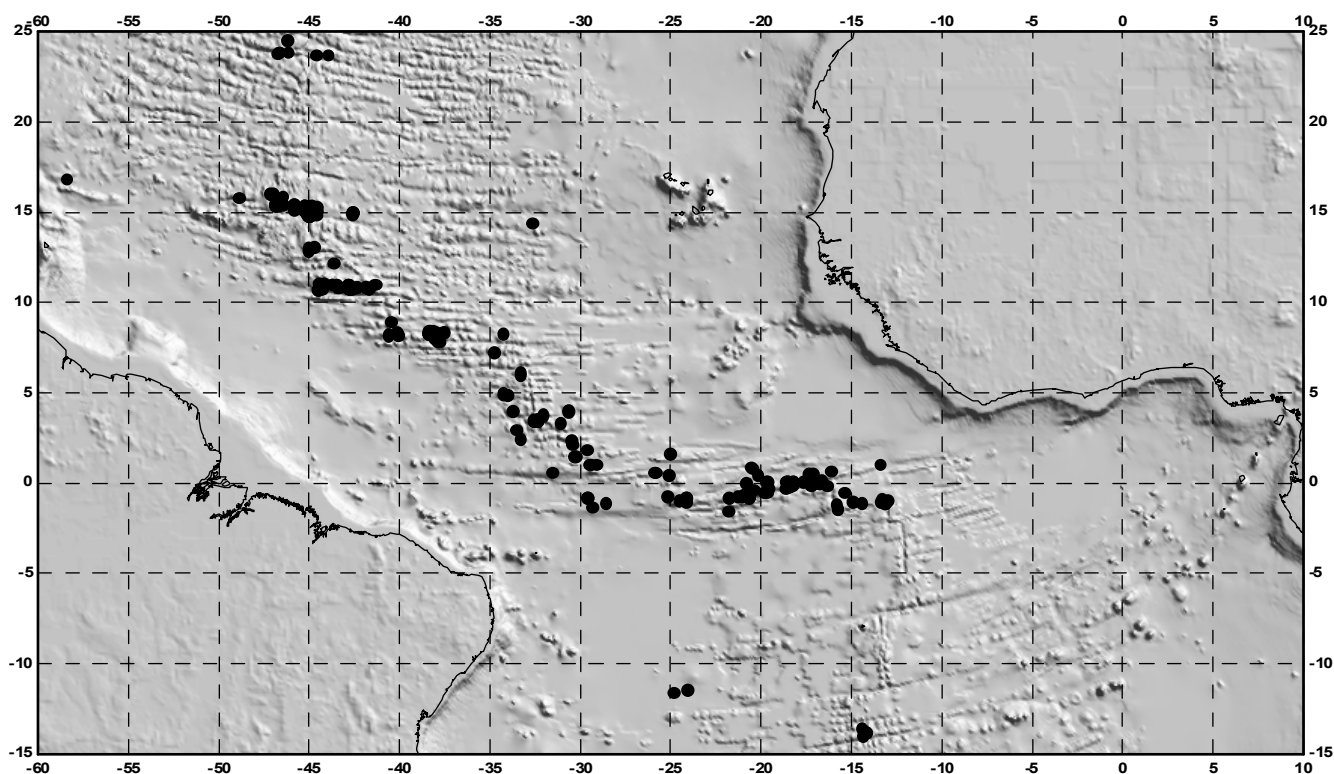


Рис. 4.8. Карта станций с находками гипербазитов и (или) серпентинитов

встречены в интервале глубин от 7300 до 900 м. Распределение габбро как вдоль так и в крест хребта сходно с ультраосновными породами (см.рис.4.6В, 4.7В).

Долериты в пределах Центральной Атлантики САХ встречаются (рис.4.11) реже (установлены только на 70 станциях). Они встречаются в интервале глубин от 5440 до 1600 м. Сопоставление глубин драгирования долеритов в разных разломах (табл. 5) показывает, что их положение от места к месту может значительно различаться. Кроме этого, в разломах Марафон и Архангельского они не описаны. Это же касается и гипербазитов и габбро (см. табл. 5).

Анализ драгирования рифтовой зоны подтверждает давно установленный факт о том, что в ее пределах обычны находки свежих базальтов со стеклом (более 340 драг), которые изливаются в зонах новейшего магмовыведения в САХ, образуя или протяженные хреб-

ты (Head et al., 1996) или многочисленные (сотни) изолированные постройки (Kong et al., 1994). В пределах рифтовой зоны были подняты также габбро и гипербазиты в 12 и 15 драгах (соответственно) (рис.4.12). Первые были описаны в 5 драгах между 13° и 15°30' с.ш., в 4-х – между 3 и 6° с.ш., а также в сегментах рифта между разломами Романш–Сан-Паулу и Долдрамс–Вернадского. Примерно в этих же местах встречались и гипербазиты. В собственно рифтовой долине распределение пород примерно следующее. С ее дна подняты в основном пиллоу-лавы с закалочными корками стекла, за исключением района 14°40' с.ш., где на станции А9–25D (НИС “Антарес”), с глубины 4000 м, были подняты габбро (Геологические ..., 1991). Сравнение результатов опробования восточной и западной стенок рифтов показывает, что в пределах первой несколько реже встречаются гипербазиты и габбро.



Рис. 4.9. Глубины драгирования гипербазитов и (или) серпентинитов

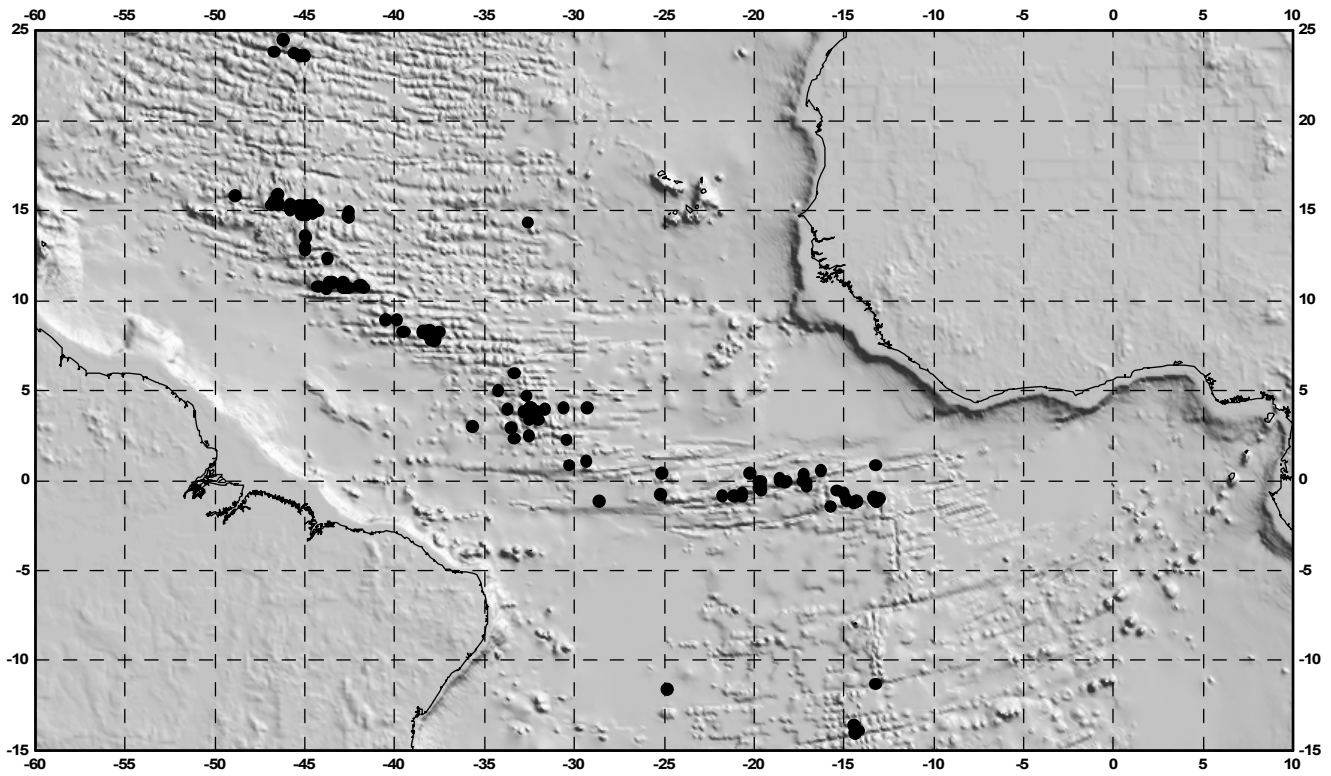


Рис. 4.10. Карта станций с находками габбро

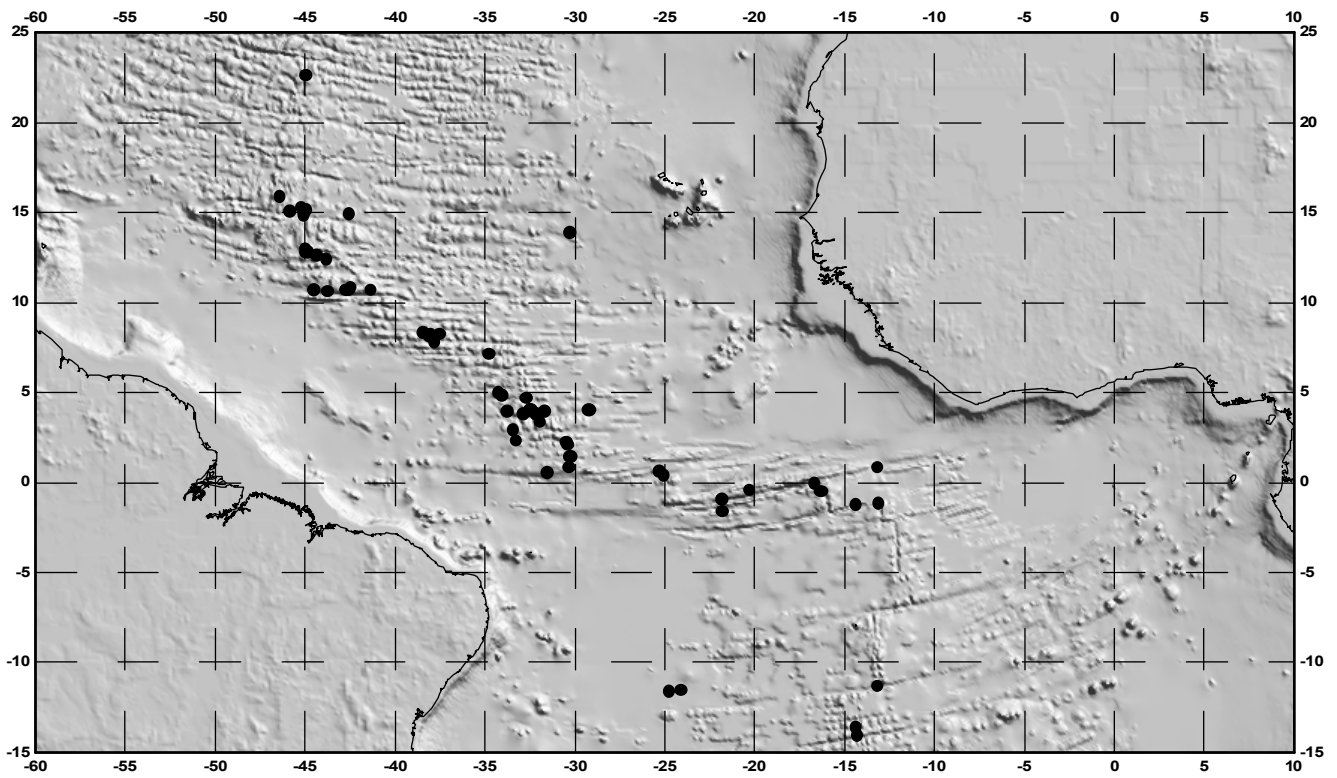


Рис. 4.11. Карта станций с находками долеритов

Таблица 5

**Максимальные и минимальные глубины драгирования гипербазитов, габбро и долеритов
в различных разломных зонах Центральной Атлантики**

гипербазиты глубина макс., м	гипербазиты глубина мин., м	габбро глубина макс., м	габбро глубина мин., м	долериты глубина макс., м	долериты глубина мин., м	разломы
3970	2789	4023	2789			Кейн
4900	2150	4900	2150	5440	2900	Зеленого Мыса
3740	3740	3740	3740			Марафон
3200	3200	3150	3150	3740	3050	Меркурий
4940	2350	4921	2290	4950	2650	Вима
4358	4358	4358				Архангельского
4600	2850	4600	1300	3850	2850	Долдрамс
4550	2825	4550	1475	3100	2700	Вернадского
3695	2930	3695	2930	3925	3385	Страхова
3900	900	3850	2200	3600	3395	Сан-Паулу
7350	1560	7220	1550	4650	1560	Романш
5270	2150	5270	2150	4200	3450	Чейн

Примечание: глубины драгировок – средние между началом и концом работы.

Свежие базальты встречены примерно в одинаковом количестве драг.

Подчеркнем, что все приведенные данные следует рассматривать как предварительные в связи с неравномерностью и неполнотой опробования САХ в пределах приэкваториальной области. Вместе с тем, как представляется, они дают обширную информацию, которая требует дальнейшего анализа. Однозначно устанавливается факт весьма большой гетерогенности геологического распределения пород внутри САХ. Например, анализ распределения пород вдоль южного борга разлома Зеленого Мыса по данным 27 драгировок показывает (табл. 6–9) значительные различия по глубинному положению гипербазитов. Между 42 и 43° з.д. (восточнее рифта) они при драгировках не были обнаружены. Здесь в диапазоне 4900–3200 (глубины средние) поднимались в основном базальты. В средней и верхних частях склона появляются габброиды. Обращает внимание, что стекло присутствует как в самых низах, так и в средней части склона. Западнее рифта, картина резко меняется. Между 44 и 45° з.д. преобладают гипербазиты от 4600 до 2600 м. Габбро установлены на глубинах примерно 4600 м и 2700 м. Еще западнее (45 и 46° з.д.) также доминируют ультраосновные породы (4600–2200 м) и габбро подняты с глубин 4600 и 3300 м. Наконец, между 46 и 47° з.д., начинают преобладать серпентинизированные образования (3800–2700 м), габброиды установлены на глубине 3400 м. Свежие базальты (со стеклом) поднимались в разных количествах вдоль склона с самых разнообразных глубин, в основном с нижних частей склона. Таким образом, четкая “страгификация разреза” океанической коры на южном борту трога Зеленого Мыса на протяжении 500 км отсутствует как в восточнее, так и западнее рифтовой зоны.

Ознакомление с описаниями пород, сделанное различными и личные впечатления автора показывают, что в пределах САХ развиты породы в разной степени тектонизированные и метаморфизованные. Гетерогенность

тектонизации подтверждают неравномерность находок брекчированных гипербазитов, габбро и базальтов (рис.4.13, см.табл. 4). Помимо этого, во многих местах установлены явления катаклаза, милонитизации и образования типа тальк-актинолитовых сланцев (см. рис.4.13). Часть из этих деформаций происходила на больших глубинах (Силантьев и др., 1995).

Как представляется, данные, приведенные выше, могут свидетельствовать о том, что наиболее общая закономерность строения океанической коры (гипербазиты, габбро, долериты, базальты, осадки) существует далеко не во всех разрезах океанической коры. Кроме того, устанавливается большая неоднородность тектонизации и ее разная глубина.

4.3. Строение Срединно-Атлантического хребта между 25° с.ш. и экватором

Рифтовая долина между разломом Кейн (24° с.ш.) и 23°25' с.ш. (Brown, Karson, 1988) (рис.4.14), представляет собой на протяжении 30 км, асимметричное сооружение с более крутым и высоким западным склоном. С севера на юг ее дно поднимается с глубин 4000 м до 2000 м. Примерно по середине рифтовой долины протягивается неовулканический хребет, высотой до 600 м, при ширине до 4 км, вершина которого слагается свежими стекловатыми базальтами, а основание – измененными с осадочными породами (мощность последних – нескольких см). На вершине хребта установлены отдельные вулканические конусы, высотой до 100 м, которые отстоят друг от друга на 1–2 км. С наиболее высоким пиком связано гидротермальное поле Снейк Пит. Более древние базальты неовулканического хребта разбиты роями трещин, простирающие которых совпадает с простираем САХ (СВ 10°). Южнее зоны поперечных нарушений рифтовая долина также имеет асимметричный профиль. Западная стенка имеет высоту до 1200 м, восточная до 700 м. Глубина дна долины несколько мель-

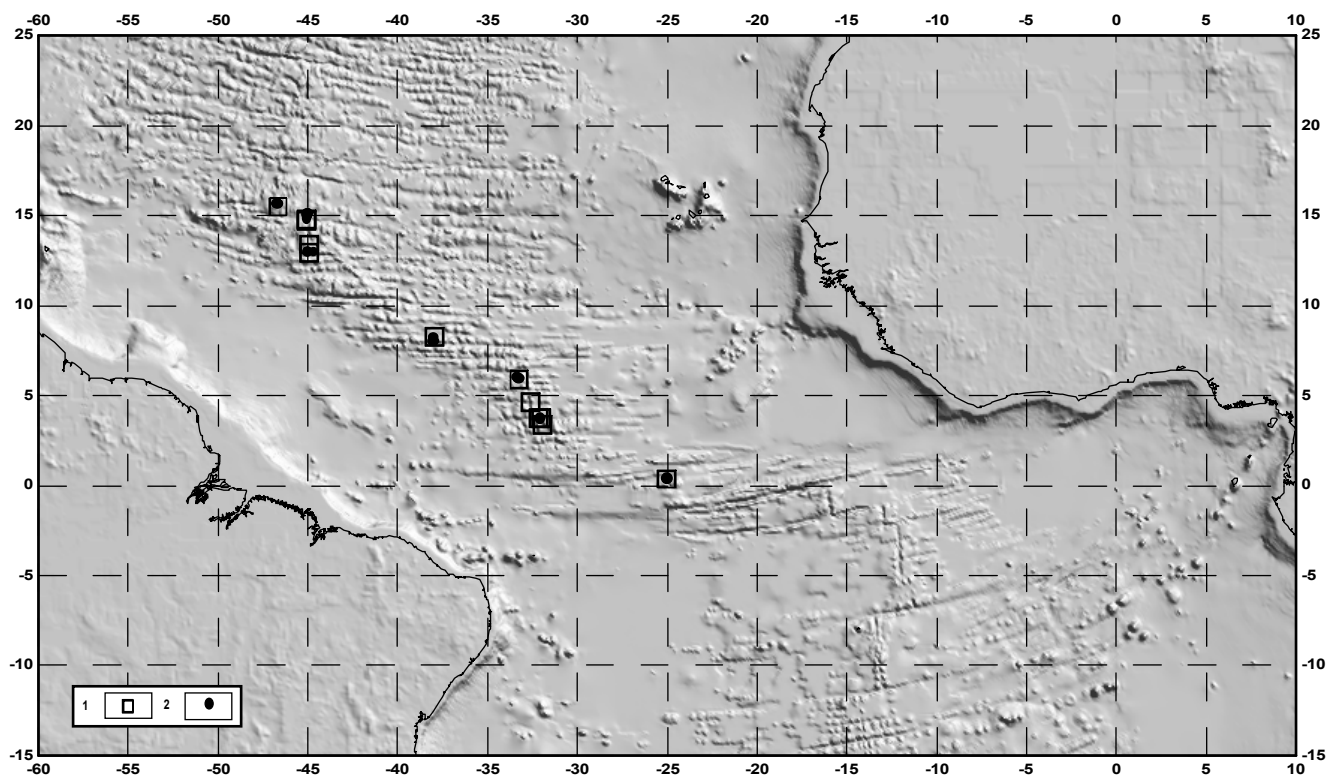


Рис. 4.12. Карта станций с находками гипербазитов и (или) серпентинитов в рифтовой зоне. 1 – серпентиниты; 2 – гипербазиты

Таблица 6
“Разрез” южного борта трога Зеленого Мыса между 42 и 43° з.д.

широта град.	долгота град.	глубина, мин., м	глубина, макс., м	глубина, сред., м	порода
14.57	-42.54	3180	3180	3180	базальт, габброид измененный
14.58	-42.58	3350	3500	3425	известняк
14.63	-42.54	3650	3850	3750	известняк
14.63	-42.61	4050	4300	4175	базальт, габбро, стекло базальт
14.73	-42.49	4300	4950	4625	базальт
14.73	-42.56	4760	4760	4760	базальт в центре конкреции
14.74	-42.59	4750	5100	4925	базальт, стекло

Таблица 7
“Разрез” южного борта трога Зеленого Мыса между 44 и 45° з.д.

широта град.	долгота град.	глубина, мин., м	глубина, макс., м	глубина, сред., м	ПОРОДА
15.11	-44.96	2478	2734	2606	гипербазит
14.96	-44.77	2300	3070	2685	перидотит (основная часть драги), базальт, габбро, амфиболит, метасоматит
14.95	-44.41	3600	3700	3650	базальт оливин-порфировый
15.19	-44.99	4100	4500	4300	серпентинит (50%) габброид (50%)
15.11	-44.83	4090	4600	4345	перидотит серпентинизированный брекчия осадочная серпентинитовая, базальт, стекло, базальт
15.11	-44.69	4300	4450	4375	базальт, стекло
15.16	-44.82	4100	5075	4587.5	базальт, стекло, габбро, пироксенит, перидотит, амфиболит, хлорит- амфиболитовый сланец, метасоматит
15.19	-44.95	4550	4700	4625	ультраосновная порода

Таблица 8

“Разрез” южного борта трога Зеленого Мыса между 45 и 46° з.д.

широта град.	долгота град.	глубина, мин., м	глубина макс., м	глубина сред., м	ПОРОДА
15.06	-45.27	2050	2380	2215	перидотит
15.14	-45.10	2465	2870	2667.5	гипербазит
15.03	-45.28	2700	2750	2725	гиалокластит измененный
15.18	-45.24	2600	2970	2785	гипербазит
15.16	-45.16	3200	3500	3350	гипербазит, серпентинит (90%), габброид (10%)
15.22	-45.24	4100	4500	4300	гипербазит, перидотит серпентинизированный, брекчия осадочная серпентинитовая, метасоматит
15.32	-45.77	4566	4657	4611.5	гипербазит (60%), базальт (10–15%), габбро (10–15%), метасоматит

Таблица 9

“Разрез” южного борта трога Зеленого Мыса между 46 и 47° з.д.

широта град.	долгота град.	глубина, мин., м	глубина макс., м	глубина сред., м	ПОРОДА
15.28	-46.68	2500	2800	2650	серпентинит
15.29	-46.83	3370	3440	3405	перидотит серпентинизированный, габброид, базальт
15.32	-46.76	3400	3860	3630	перидотит серпентинизированный
15.33	-46.72	3700	3980	3840	ультраосновные породы серпентинизированные, брекчия осадочная серпентинитовая
15.34	-46.71	4300	4600	4450	базальт, стекло

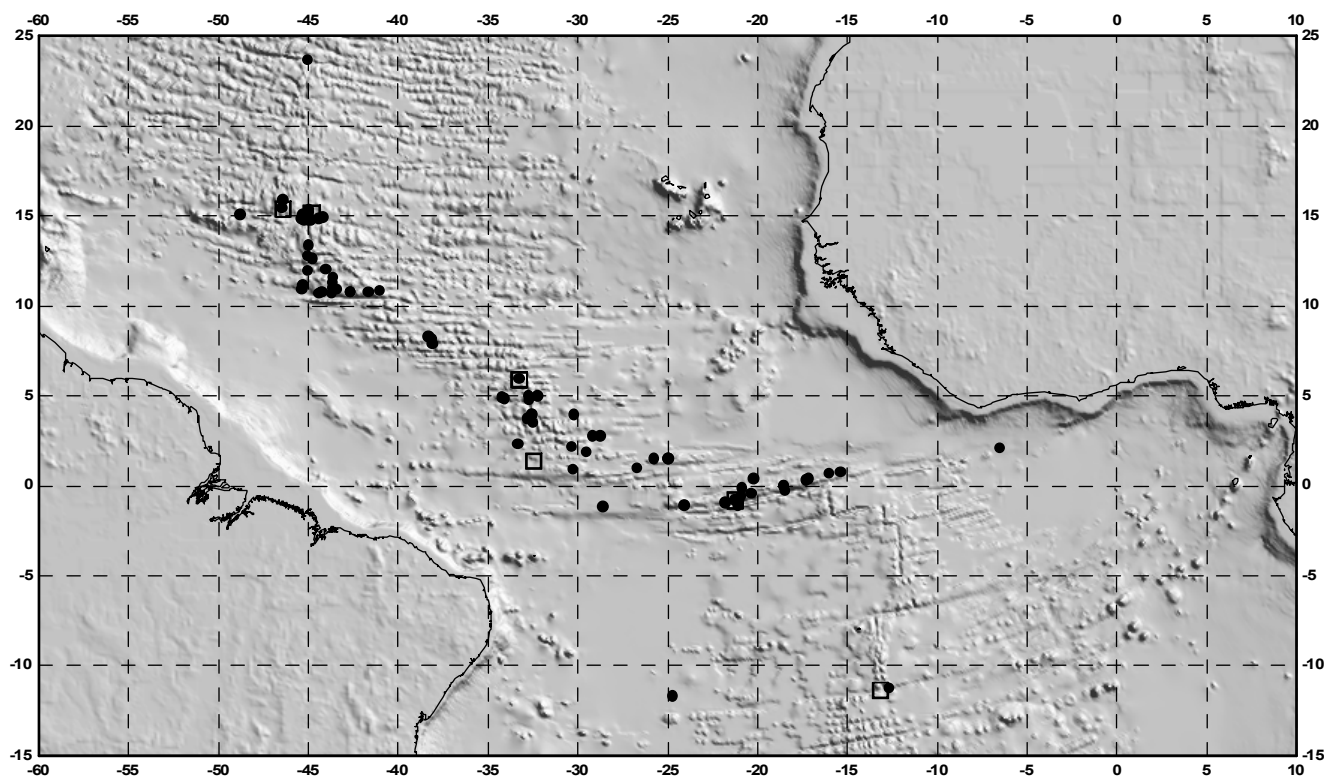


Рис. 4.13. Карта распределения брекчий (точки) и сланцев (квадраты) в Центральной Атлантике

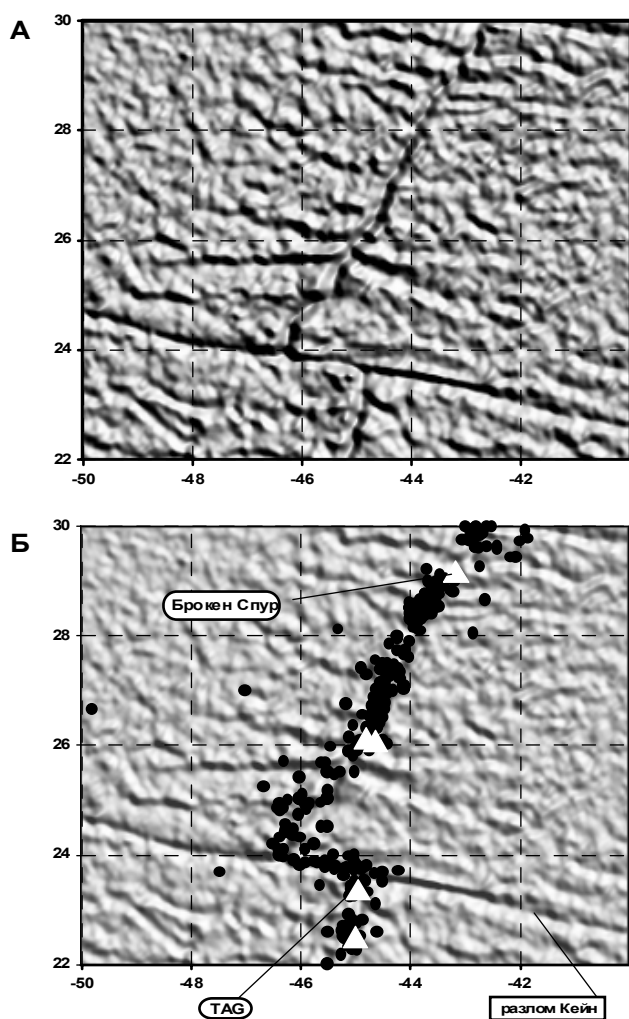


Рис. 4.14. Карта гравитационных аномалий (а) и эпицентры землетрясений (б) рифтовой зоны к северу от разлома Кейн, составленная по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997). Треугольники – активные гидротермальные поля

че, чем в северном сегменте и не достигает 3200 м. Считается, что скорость спрединга в восточном направлении составляет 13 мм/год, в западном – 14 мм/год (Hussenoeder et al., 1997).

Севернее располагается т.н. район TAG (см. рис. 4.14). В 1982 г. здесь были проведены (Karson, Rona, 1990) детальные исследования с глубоководной камерой ANGUS и подлодкой “Элвин”. В самой узкой части рифтовой долины имеет ширину в 8–10 км и глубину 3600 м. К северу и югу дно становится более широким и опускается до 4000 м. Восточная стенка более высокая и крутая чем западная. Дно рифтовой долины состоит из нескольких вулканических хребтов параллельных СХ. Осадочный чехол имеет минимальную мощность в неовулканической зоне, ширина которой не превышает 1 км. Более древние базальты перекрыты маломощными осадками. Долина пересекается хребтом широтного простирания над которым возвышаются небольшие вулканические холмы, наиболее восточный из которых

увенчен активным гидротермальным проявлением, открытым в 1985 г. По разным независимым данным получается, что гидротермальная деятельность происходила после формирования экструзии древних лав ($2,5-5,0 \times 10^4$ лет). Западная стенка рифтовой долины состоит из нескольких уступов разломного происхождения высотой от 50 до 200 м. Их террасовидные поверхности покрыты осадками и наклонены на запад под углами $5-10^\circ$. Драгировки и данные подводного фотографирования свидетельствуют о том, что здесь обнажены только пиллоу-базальты. Восточная стенка имеет высоту до 1500 м, крутизну до 20° и разбита разломами, которые образуют уступы, высотой от 10–20 до 150 м. Значительная часть склона перекрыта осыпями, которые иногда цементируются пелагическими оозами.

В самом общем плане в рифтовой долине выявлено два основных простирания – меридиональное и широтное. Крутые склоны 20° имеют высоту от менее 100 до 300 м. Они перекрыты осыпями, протяженностью до 100 м. Размеры обломков изменяются от первых до нескольких десятков метров. Поверхности сместителей разломов и сильно тектонизированные базальты местами выходят на поверхность из-под осыпей.

Поперечные уступы имеют высоту менее 20 м, резко обрывают отдельные лавовые потоки, имеющими падение $10-20^\circ$ к востоку. Пиллоу-базальты прорваны в отдельных местах дайками, которые либо вертикальны, либо падают к западу под углами $60-80^\circ$ (т.е. в сторону оси СХ). Вертикальные дайки не установлены там, где есть наклонные. Поперечные уступы интерпретируются как результат косо го смещения разломов (“oblique-slip transfer faults”). По всей видимости, так же как и в континентальных рифтах, они свидетельствуют о многообразии разрывной тектоники в пределах океанического рифта. Здесь существуют движения между отдельными блоками – сдвиги, вертикальные смещения, вращение, которые сопровождаются внутренними деформациями соседних блоков.

Рифтовая долина севернее разлома Зеленого Мыса и до $15^\circ 55'$ с.ш. (Строение..., 1989) имеет субмеридиональное простирание (рис.4.15). Рифтовые горы к западу и востоку от нее образуют гряды, с глубинами вершин от 2300 до 2500 м. На $15^\circ 52'$ с.ш. в рифтовая долина перегораживается поперечным поднятием – порогом (глубина 3400 м) имеющим высоту до 700 м. Средняя глубина рифтовой долины составляет 4300 м, достигая в некоторых местах 4600 м. Она не выходит непосредственно к желобу разлома, а отделена от нижней части склона узким гребнем высотой около 100 м.

Активная часть разлома Зеленого Мыса, протяженностью в 210 км, имеет один глубокий, сложно построенный трог (Строение..., 1989). Напротив рифтовых долин располагаются нодальные впадины с глубинами более 5200 м. Максимальная глубина (5309 м) отмечена в восточной впадине. Характерной чертой

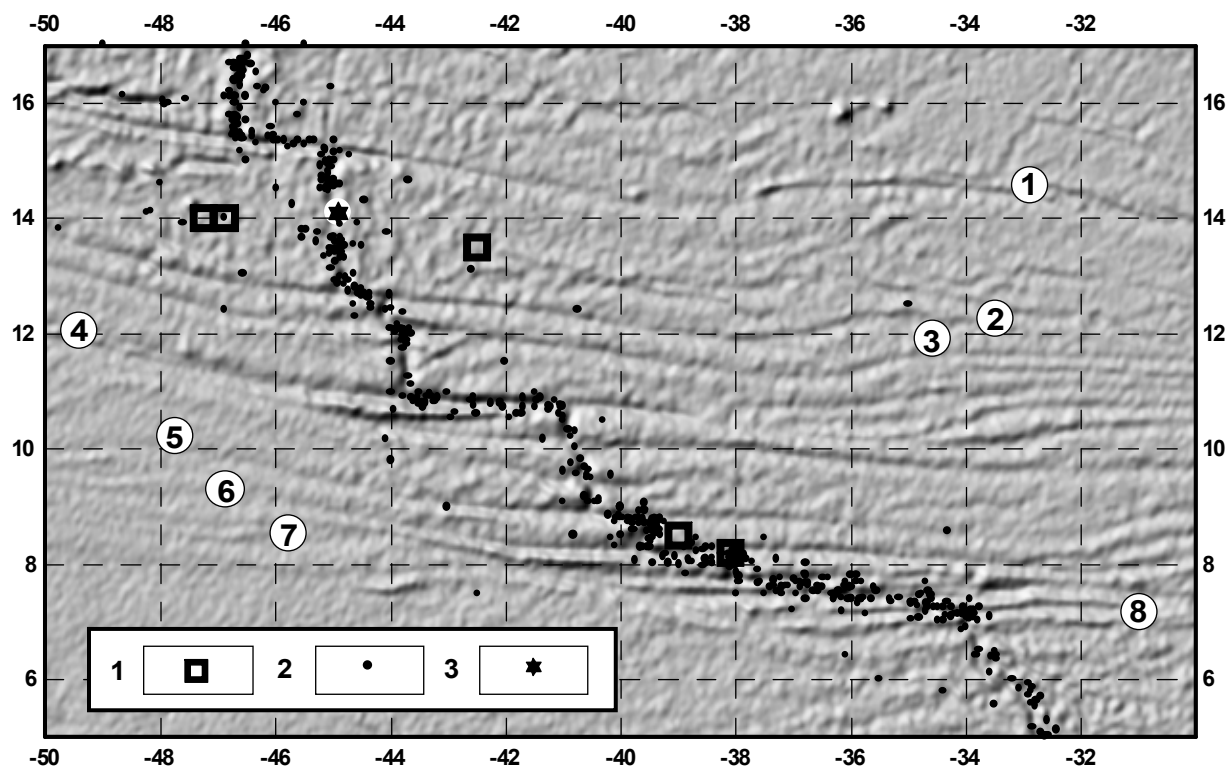


Рис. 4.15. Альтиметрическая карта Срединно-Атлантического хребта между 17 и 5° с.ш. (Sandwell, Smith, 1997). 1, 2 – эпицентры землетрясений: 1 – глубокофокусные, 2 – прочие; 3 – гидротермальные поля

желоба на востоке активной части разлома Зеленого Мыса (примерно до 45°05' з.д.) является его расчленение на отдельные впадины протяженностью до 32 км. Они разделены неглубокими седловинами с высотой до 50 м. Возможно, что подобное расположение впадин целесообразно обозначить термином “анфилада впадин”. Каждая более восточная из них смещена к югу, а в целом они образуют цепь азимутом 95°, которое и принимается за простираение разлома и используется при моделировании. Глубины депрессий увеличиваются с запада на восток до 5000 м. В активной части разлома располагается медианный хребет с высотой до 1450 м. Он протягивается от южного борта желоба к северному с которым соединяется в районе 45°05' з.д.

Область стыка рифтовой зоны и разлома Зеленого Мыса была исследована в нескольких рейсах, включая работу с ППА (Пушаровский и др., 1987; Стренин..., 1989; Геологические..., 1991; Cannat, Casey, 1995; Перфильев и др., 1996). 100% покрытие поднятия позволило построить Г.В. Агаповой (является организатором съемки) батиметрическую карту с сечением рельефа через 50 м (рис.4.16 а).

Анализ, проведенный автором показал, что в пределах отснятой площади устанавливаются следующие геоморфологические элементы (рис.4.16 б): на севере – дно разломного трога с нодальной впадиной; южный склон трога (северный склон углового поднятия); рифтовая долина со склонами; угловое поднятие и область океанического дна, расположенная западнее рифта.

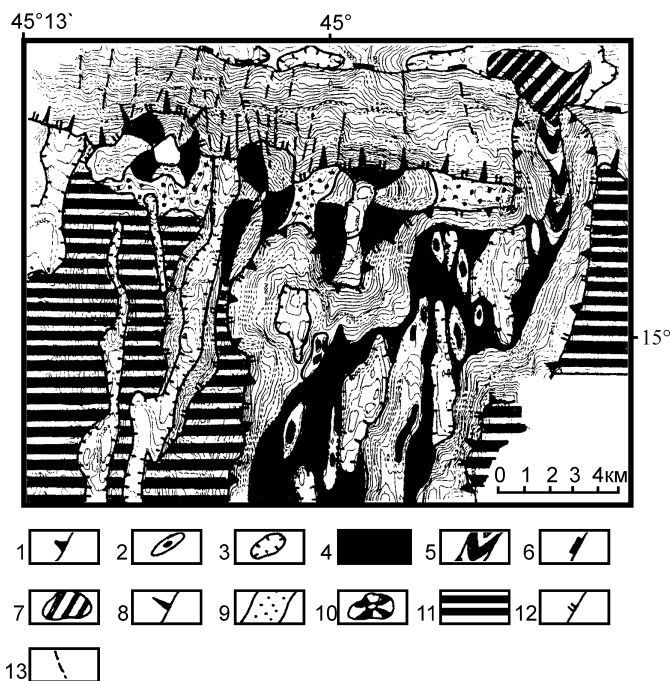


Рис. 4.16. Геоморфолого-тектоническая схема области стыка рифтовой зоны и разлома Зеленого Мыса (батиметрическая карта составлена Г.В. Агаповой). 1–4 рифтовая долина: 1 – граница, 2 – хребты, 3 – впадины, 4 – дно; 5 – область перехода от рифтовой долины к трансформному разлому; 6 – граница дна желоба трансформного разлома; 7 – нодальная впадина; 8 – верхняя граница склона желоба разлома; 9 – вершинная поверхность углового поднятия; 10 – крупные вершины; 11 – плечи рифта; 12 – верхняя граница крутых склонов; 13 – разломы

Дно рифтовой долины имеет ширину от 3 км ($14^{\circ}05'$ с.ш.) до 2,5 км ($15^{\circ}02'$ с.ш.). Она соединяется с нодалной впадиной проходом длиной 2,3 км и шириной примерно 300 м, дно которого слагается свежими базальтами. Перепад глубин составляет от 4000 м (средняя глубина дна в рифтовой долине) до 5000 (верхняя кромка нодалной впадины). Дно рифтовой долины состоит из ряда поднятий и впадин субмеридионального простирания, т.е. несогласно с основным простиранием рифта – $34-40^{\circ}$ и несогласно с простиранием “прохода” рифт–нодалная впадина. Третьим элементом строения дна являются относительно выровненные участки дна. Поднятия имеют различные размеры. Наиболее крупный хребет ($44^{\circ}56' - 44^{\circ}58'$ з.д.) имеет протяженность более 3,5 км при максимальной ширине 1,2 км и высоту порядка 500 м. Другие хребты протягиваются на расстояние менее одного километра при ширине 200–300 м. Во многих местах установлены и более мелкие поднятия. Впадины имеют протяженность от 300 до 1000 м, их дно располагается на 200–300 м глубже чем средняя глубина рифтовой долины. Внутри впадин располагаются мелкие поднятия, уступы и протяженные образования. Для понимания происхождения указанных форм рельефа привлечем данные по другим рифтовым долинам, где проводились исследования (например, Allerton et al., 1995) не только при помощи многолучевого эхолота, но и с применением подводного робота TOBI. По аналогии со строением рифта севернее разлома Кейн (Kong et al., 1994) можно предполагать, что протяженные хребты представляют собой неовулканические зоны, а изометричные мелкие поднятия – моновулканы различного размера. Относительно выровненные участки дна непосредственно к северу от разлома Кейн, как правило тектонизированы (Allerton et al., 1995) – разбиты разломами и трещинами разной ориентации. Существенным отличием рассматриваемого участка является отчетливое эшелонирование структур дна рифтовой долины в восточном направлении, что отчетливо видно на батиметрических картах построенных Агаповой Г.В. и Турко Н.Н.

В районе $14^{\circ}40'$ с.ш. и $45^{\circ}01'$ з.д., на западе рифтовой долины, располагается ответвление (см. рис.4.16), которое в плане представляет собой депрессию, шириной около 800 м. Она ограничена крутыми склонами, которые слагаются в основном гипербазитами (Перфильев и др., 1996). От основной части ответвление отделено рядом мелких поднятий. Дно депрессии (глубины 3700–3800 м) имеет неровный рельеф и здесь были подняты базальты (Геологические ..., 1991). На продолжении находится седловина, разделяющая поднятие на восточную и западную части. Севернее, в пределах склона, протягивается ложбина субмеридионального простирания. Можно предполагать, что здесь располагается недоразвитая ветвь рифтовой системы, которая не получила дальнейшего развития, но оказала влияние на строение углового поднятия. Вполне вероятно, что эво-

люции рифта помешал подъем гипербазитового массива, протянувшегося вдоль южного склона трога Зеленого Мыса. Можно предположить, что при подъеме таких образований происходит их продвижение вдоль разлома, что и вызвало отклонение основного рифта в восточном направлении. В свою очередь это привело к эшелонированности последнего.

Склоны основного “ствола” рифта и ответвления имеют высоту от 500 до 1500 м и слагаются в основном гипербазитами (Перфильев и др., 1996). По аналогии с другими рифтами можно предполагать, что они террасированы крутопадающими разломами, наклоненными к его оси. На востоке углового поднятия установлен (Cannat, Casey, 1995) крупный срыв, который рассматривается как часть крупной тектонической зоны срыва (“detachment fault”).

Угловое поднятие имеет глубину восточной вершины несколько менее 2500 м. Она возвышается над дном разломного трога на 2000 м, нодалной впадины – на 2800 м и рифтовой долины – 1500 м. От вершины углового поднятия в восточном направлении протягивается невысокий вал, почти полностью перегораживающий рифт. На его гребне выявлены два небольших изометричных холма, вулканического происхождения (наблюдения с подводного аппарата Л.В.Дмитриева, устное сообщение, а также данные драгировок), высотой до 100 м.

Вершина горы слагается базальтами ниже которых располагаются серпентинизированные гарцбургиты, дуниты и верлиты с маломощными дайками и жилами габбро (Cannat, Casey, 1995). Гипербазиты были деформированы вблизи солидуса и имеют верхнемантийное происхождение. На юго-восточном склоне поднятия обнажены фрагменты кумулятивной серии (Перфильев и др., 1996). Западная вершина также слагается гипербазитами (Cannat, Casey, 1995). Западнее ее, вдоль $45^{\circ}04'$ з.д., от трога разлома до южной границы карты протягивается долина, шириной 1500 м, с крутыми бортами. Судя по данным альтиметрии, она протягивается на юг, соединяясь с основным “стволом” рифта в районе $14^{\circ}35'$ с.ш. По всей видимости, это еще одна палеорифтовая долина.

Рифтовая долина со смещением сегментов прослеживается на юг примерно до $14^{\circ}45'$ с.ш. (рис.4.17). Южнее она протягивается субмеридионально до $13^{\circ}45'$ с.ш., разделяясь порогами на отдельные отрезки длиной до нескольких миль, глубины в которых меняются от 4100 м до 3000 м. В целом, для гребневой зоны САХ между разломами Зеленого Мыса и Меркурий сегментация хорошо устанавливается как для рифтовых гор, так и для рифтовой долины. До $13^{\circ}40'$ с.ш. восточнее и западнее рифтовой долины хорошо прослеживаются гряды с минимальными глубинами до 2000 м. (см. рис. 4.17). Южнее линейность пропадает и вплоть до разлома Марафон расположены группы гор и изометричных впадин. Между $13^{\circ}40'$ и $13^{\circ}45'$ с.ш. рифтовая долина изгибается к востоку, одновременно расширяясь

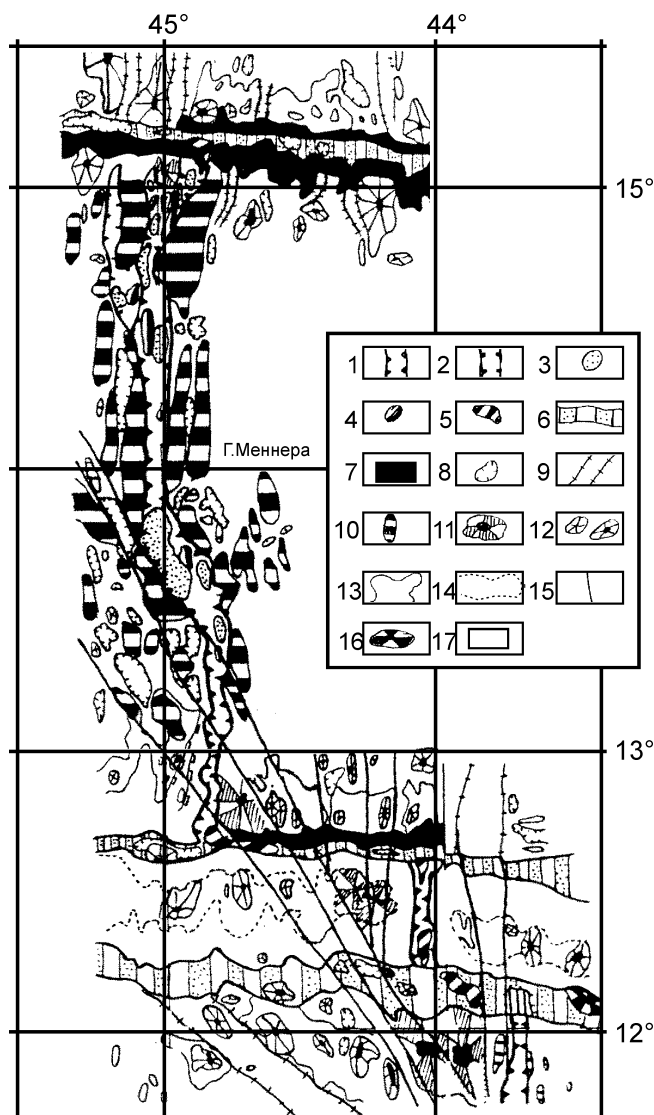


Рис. 4.17. Геоморфолого-тектоническая схема сегмента осевой части САХ Зеленого Мыса–Марафон (батиметрическая карта составлена Н.Н.Турко). 1–4 – рифтовая долина: 1 – современная, 2 – древняя, 3 – впадины, 4 – хребты; 5 – нодальная впадина; 6 – наиболее глубокие части трансформных разломов; 7 – крутые склоны; 8 – впадины; 9 – протяженные депрессии; 10 – рифтовые горы; 11 – угловые поднятия; 12 – подводные горы; 13 – приразломные поднятия; 14 – вершинная поверхность межразломных хребтов; 15 – разломы; 16 – медианный хребет

и углубляясь. Ее генеральное простирание становится северо-западным. По уменьшению высоты рифтовых гор и увеличению глубин в долинах здесь выделяется зона относительных понижений. Между 13°30' и 13° с.ш. рифтовая долина постепенно сужается и имеет ряд искривлений. Глубины увеличиваются в южном направлении от 3800 до 4800 м. На 12°50' с.ш. рифтовая долина перегорожена порогом с глубинами менее 3900 м. Южнее, в сторону нодальной впадины

разлома Марафон, глубины увеличиваются до 4800 м и более.

Активная часть разлома Марафон располагается на 13° с.ш., состыковываясь с рифтовой долиной на 44°50' з.д. Нодальная впадина с глубинами свыше 5000 м смещена к востоку от пересечения с рифтовой долиной. Угловое поднятие (Разницын и др., 1991) с крутыми ступенчатыми склонами (гора Ферсмана) имеет минимальную глубину 1600 м. Нижняя часть горы (глубины более 3800 м) сложена сильно измененными и тектонизированными базальтами и долеритами, которые пронизаны жилками кальцита, кварца, эпидота, а их поверхность покрыта зеркалами скольжения. С этого же уровня была поднята одна драга с гипербазитами. В базальтах отмечается сульфидизация прожилкового вкрапленного типов, в долеритах – полиметаллическая минерализация. Верхняя – представляет собой остроконечную двухвершинную гору с глубинами до 1600 м, которая слагается свежими базальтами. В целом, гора Ферсмана, представляет собой вулкан центрального типа, сформированного на измененном и тектонизированном базит-гипербазитовом блоке.

Дно желоба активной части разлома Марафон к югу от углового поднятия представляет собой две отдельные депрессии с глубинами 4600–5000 м, разделенные узким гребнем. Северный склон желоба восточнее углового поднятия ступенчатый и осложнен узкими грядами и ложбинами субмеридионального простирания. Две гряды протягиваются до нижней части склона и выдаются в пределы желоба в виде порогов, ограничивая участок с глубинами свыше 4600 м. Восточный порог обрывается на 44°07' з.д. уступом высотой около 200 м. Этот уступ совпадает по простиранию с западным бортом рифтовой долины между разломами Марафон и Меркурий. Другой уступ, высотой до 600 м, отделяющий восточную “пассивную” часть разлома Марафон, прослеживается от восточного борта рифтовой долины. На участке желоба, ограниченном этими уступами, ось максимальных глубин (4800–4900 м) смещена к югу, а нодальная впадина вытянута в сторону рифтовой долины. Зона разлома Марафон в пределах “активной части” лишена осадочного чехла и представляет собой депрессии акустического фундамента с относительно крутыми склонами. На северном склоне трого разлома осадки методом НСП также не устанавливаются.

Рифтовая долина южнее разлома Марафон, пересекает межразломный хребет вдоль 44° з.д. (см. рис. 4.17). На 12°30' с.ш. она осложнена поперечным порогом с глубинами менее 4700 м. К северу и к югу от него дно погружается к желобам разломов Марафон и Меркурий, достигая 4900 и 5000 м соответственно. Восточный борт рифтовой долины представлен двумя уступами, верхний из которых прослеживается, как говорилось выше, через желоб разлома Марафон в пределы северного хребта по 44° з.д.

Хребет между желобами Марафон и Меркурий имеет ширину около 40 км. К западу от рифтовой долины на $44^{\circ}05'$ з.д. его северный склон более крутой, чем южный, восточнее – асимметрия меняется на обратную. Глубины вершин хребта уменьшается к рифтовой долине от 3300 м до 2700 м на западе и от 2700 до 2400 м на востоке. На относительной ровной поверхности хребта расположены отдельные холмы и горы, наибольшая из которых (глубины менее 1700 м) находится восточнее рифтовой долины. В центральной части хребта, между $44^{\circ}50'$ и $43^{\circ}30'$ з.д., осадки отсутствуют.

На $44^{\circ}30'$ з.д. хребет пересечен зоной понижений северо–северо–западного простирания. В северном направлении на ее продолжении расположена зона поперечных поднятий в желобе разлома Марафон, а также депрессии, расположенные восточнее горы Ферсмана и, наконец, область изгиба рифтовой долины между $13^{\circ}40'$ и $13^{\circ}45'$ с.ш. В южном направлении на продолжении описанной зоны располагается ряд аномальных зон в желобе разлома Меркурий (см. ниже). Можно предполагать, что формирование вышеописанных аномальных форм рельефа связано с разломной зоной.

Разлом Меркурий можно отнести к классу, так называемых “разломов с малым смещением”. К “активной” части его относятся две сопряженные нодальные впадины, северная из которых имеет субмеридиональное простирание. Она смещена в пределы рифтовой долины и от ее борта через желоб разлома на $44^{\circ}06'$ з.д. прослеживается субмеридиональный уступ высотой около 300 м. Более южная впадина с глубинами до 4700 м имеет северо–западное простирание.

Южный борт желоба в активной части разлома образуют две подводные горы с глубинами менее 2000 м, разделенные глубокой депрессией. С востока они ограничены двумя рифтовыми грядами, обрамляющими рифтовую долину. Амплитуда рельефа над западной грядой составляет около 2600 м, над восточной – до 3200 м. Глубина рифтовой долины изменяется от 3700 до 3800 м и возрастает к югу до 4200 м. В желобе разлома Меркурий, глубиной в 3800–3900 м, напротив рифтовой долины, расположено поднятие с высотой в 200 м. Возможно, что его образование связано с проградацией рифтовой зоны.

К западу от описанных нодальных впадин, уже в “пассивной части” разлома, южный борт желоба образован эшелонированными поднятиями запад–северо–западного простирания. Желоб между $44^{\circ}28'$ з.д. и $44^{\circ}08'$ з.д. представляет собой полосу сложно расчлененного рельефа шириной около 30 км с глубинами 3300–4000 м.

Активная часть разлома Вима протягивается вдоль 11° с.ш. на 320 км (Heezen et al., 1964). В рельефе ей соответствует глубокий (до 5100 м) трог с пологим дном и крутыми стенками, шириной в 15–20 км. Глубоководным бурением и сейсмическими работами (Kastens et al., 1986) установлено, что трог заполнен турбидита-

ми позднеэоценового (плейстоценового) возраста, происхождение которых связывают с терригенным материалом, выносимым рекой Амазонкой. Мощность осадков уменьшается от более чем 1,5 км на западе до почти полного исчезновения на востоке. В осадках установлена узкая зона нарушений, связывающая восточную и западную области сочленения рифтовых зон и разлома. Расчеты скоростей спрединга (Cande et al., 1988) (1,2–1,6 см/год) позволяют предполагать возраст коры в районе активной части от 26 до 20 млн.лет.

В западной части трога кора имеет мощность 4–5 км (Ludwig, Rabinowitz, 1980; Detrick et al., 1982; Londen et al., 1986) и характеризуется пониженными скоростями, что интерпретируется как результат тектонизации пород и их гидротермальной переработки. Из этого делается вывод о том, что западный отрезок “активной части” не компенсирован и по расчетам должен быть, по крайней мере, на 1 км глубже. Сейсмические и гравиметрические профили (Potts et al., 1986; Londen et al., 1986; Prince, Forsyth, 1988) показывают, что кора имеет минимальную мощность под трогом.

Поперечный хребет разлома Вима прослежен (например Bonatti et al., 1993) от $45^{\circ}15'$ з.д. до 42° з.д. (350 км). С ним связаны аномально малые глубины (менее 600 м на $44^{\circ}30'$ з.д.), которые входят в противоречие с кривыми глубина/возраст. Наименее погруженная часть (менее 500 м) располагается западнее активной части разлома Вима. Геофизические данные, драгировки и изучение с подводных аппаратов показывают, что он представляет собой поднятый и наклоненный блок “материнской” океанической коры (Prinz et al., 1976; Bonatti et al., 1980; Honnorez et al., 1984; Londen et al., 1986; Auzende et al., 1990; Cannet et al., 1991). Это было подтверждено прямыми наблюдениями с подводного пилотируемого аппарата “Наутилус” на $42^{\circ}45'$ з.д., где был изучен разрез мантийных перидотитов (около 1 км), габбро (около 500 м), дайковый комплекс (1 км) и пиллоу лавы базальтов (Auzende et al., 1990). Палеонтологические и изотопные данные по драгированным с глубин около 600 м рифовым известнякам показывают, что они находились у поверхности моря около 3 млн лет назад (средний плиоцен) и быстро опустились в современное положение со скоростью 0,3 мм/год. (Honnorez et al., 1975; Bonatti, Crane, 1982). Породы основания карбонатной платформы (1000 м) имеют возраст около 14 млн лет (Bonatti et al., 1993) (средний миоцен). Анализ этих данных и моделирование на компьютере показало, что наклоненный блок океанической коры испытал сложную историю – он претерпел эрозию, ряд вертикальных движений разного знака и, наконец, был погружен на современную глубину (Bonatti et al., 1993). Сравнение данных погружений подводных аппаратов и результатов драгировок показывает, что последние, при их значительном количестве, отражают основную закономерность строения океанической коры – “от гипербазитов к базальтам”. Вместе с тем, драгировки пока-

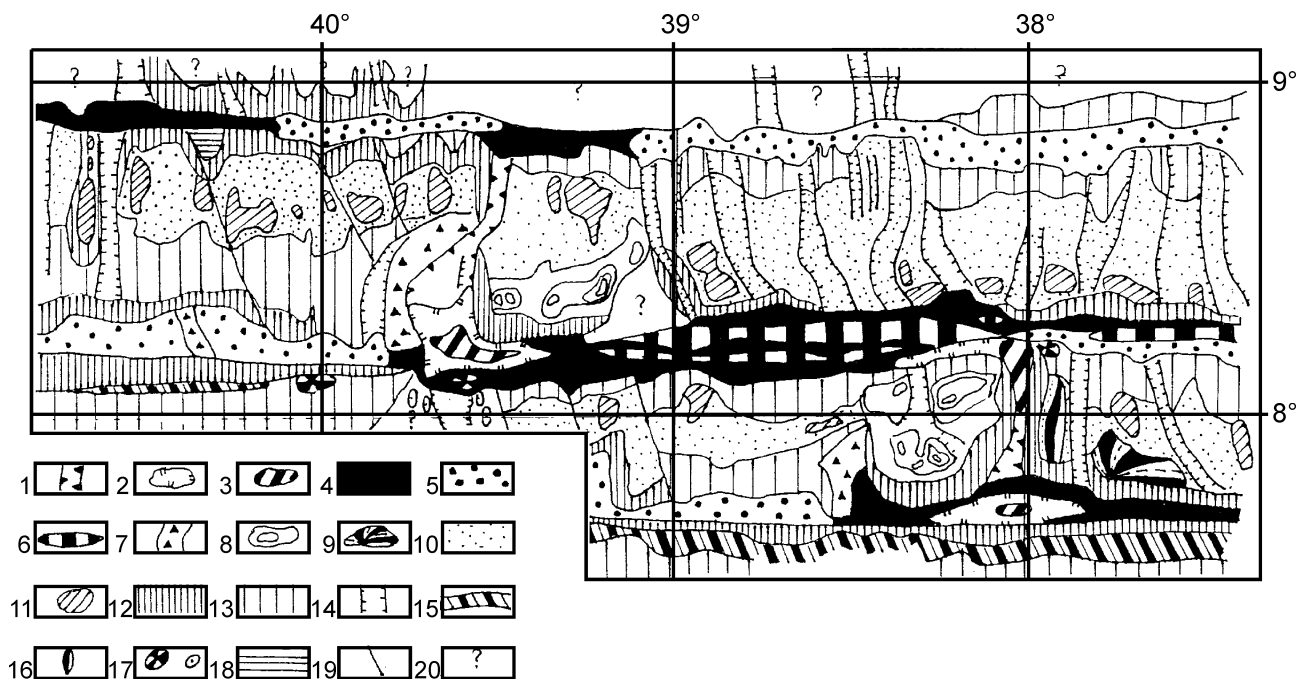


Рис. 4.18. Геоморфолого-тектоническая схема сегмента осевой части САХ Архангельского–Долдрам (батиметрическая карта составлена Н.Н. Турко). 1 – рифтовая долина; 2–3 нодальная впадина: 2 – внешняя граница, 3 – наиболее погруженная часть; 4–5 дно желоба разломов: 4 – без осадочного чехла, 5 – с осадочным чехлом; 6 – медианные хребты, впадина; 7 – структуры поперечные по отношению к разломам неясного происхождения; 8 – возвышенности в пределах угловых поднятий; 9 – гора Пейве; 10 – вершинная поверхность межразломных хребтов; 11 – поднятия; 12–13 склоны: 12 – крутые, 13 – пологие; 14 – протяженные депрессии; 15 – вершинные поверхности поперечных хребтов; 16 – хребет в пределах рифтовой зоны; 17 – подводные горы; 18 – “подвешенные” осадки; 19 – разломы; 20 – области неясного происхождения

зывает, что распределение пород не является столь закономерным. И если находки в нижних частях склона можно объяснить, например, гравитационными процессами (“коллювий”), то нахождение габбро под гипербазитами, при их отсутствии выше, требует привлечения каких-то иных процессов.

К югу от разлома Вима детальных съемок между 11° и 9° с.ш. не проводилось. По мелкомасштабным картам здесь выделяется протяженная рифтовая зона с незначительным смещением по разлому на 10° с.ш. (см.рис. 4.15).

Рифтовая зона севернее разлома Архангельского (рис.4.18) на 40°20′ з.д. была выявлена (Строение зоны ...1991) только по данным магнитометрии, которая позволила установить “рифтовую аномалию”, не совпадающую с хорошо проявленной в рельефе субмеридиональной депрессией на 40°30′ з.д. Положение зоны было подтверждено находками свежих базальтов, поднятыми при драгировках. Глубина рифтовой зоны увеличивается с севера на юг от 3500 до 4600 м. С юга она не имеет прямого выхода к желобу разлома Архангельского и ограничена крутым уступом высотой около 1000 м. К западу и к востоку от нее рельеф представляет собой ряд субмеридиональных островершинных гряд шириной от 5 до 10 км и высотой до 700 м. Осадочный чехол развит за пределами полосы 38°50′ – 39°30′ з.д.

Зона разлома Архангельского (Строение зоны ...1991) пересекает САХ на 8°50′ с.ш. Дно желоба представлено анфиладой впадин в акустическом фундаменте протяженностью в 3–4,5 км и с максимальными глубинами до 5200 м. Они отделены друг от друга седловинами шириной до 1,5 км. Как правило, депрессии расположены напротив впадин субмеридионального простираения на северном борту желоба. Отметим, что максимальные глубины были зафиксированы не напротив рифтовой долины (последняя не прослеживается до дна желоба), а западнее.

Активная часть разлома Архангельского между 40°20′ и 39°30′ з.д. представляет собой желоб с различной морфологией западной и восточной его частей (см. рис. 4.18). На западе он имеет V-образный профиль, восточнее 40° з.д. – дно плоское, шириной 3–6 км и глубиной свыше 4200 м. Поверхность дна разделена на отдельные участки отрогами как северного, так и южного хребтов.

На востоке активной части развит осадочный чехол мощностью до 400 м, который выполняет прогиб акустического фундамента. Осадочный чехол, по характеру волнового поля, делится на ряд сейсмотолщ, из которых более молодая (мощность около 150 м) залегает горизонтально, с угловым несогласием на второй сейсмотолще мощностью до 200 м. Последняя имеет в ос-

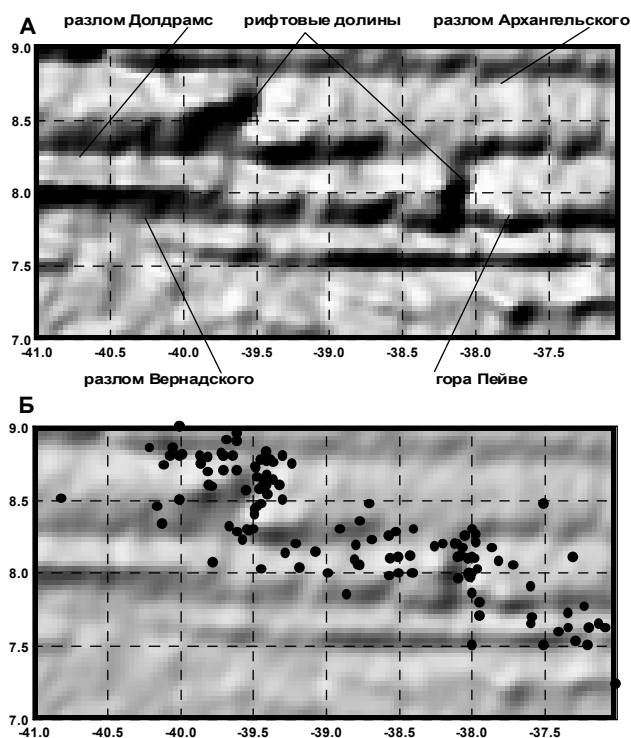


Рис. 4.19. Карта гравитационных аномалий (а) и положение эпицентров землетрясений (б) между разломами Архангельского и Вернадского, составленная по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997)

новном южное падение и лежит на толще с массивной слоистостью, мощностью до 150 м. Характер приращения осадков к боргам желоба свидетельствует о продолжительном воздымании его северного борта. Северные склоны желоба ступенчатые и расчленены широкими ложбинами. У подножия южного склона, в пределах всей активной части разлома, прослеживаются цепочки субширотно ориентированных гребней. Одним из таких гребней от оси желоба отгорожена восточная нодальная впадина на $39^{\circ}30'$ з.д. Около него по сейсморазрезу устанавливаются современные дислокаций в желобе, что может свидетельствовать либо о недавнем возникновении, либо об активизации поднятия.

Рифтовая долина между разломами Архангельского и Долдрамс (Строение ... 1991; Пушаровский и др. 1992) состоит из двух сегментов (см. рис. 4.18, 4.19), разделенных на $8^{\circ}30'$ с.ш. поперечным порогом, глубина поверхности которого достигает 3800 м. Северный сегмент протягивается вдоль $39^{\circ}30'$ с.ш. Дно рифтовой долины здесь имеет ширину до 4 км, ее западный борт, осложненный уступами, выше восточного. Южнее порога ось рифтовой долины смещена к западу и проходит примерно по $39^{\circ}34'$ з.д. Глубины в рифтовой долине увеличиваются в сторону желобов разломов до 4200 м на севере и 5000 м и более на юге.

К западу от рифта расположен асимметричный межразломный хребет, который имеет крутой северный

склон и более пологий южный. Вершинная поверхность выровнена и разбита на отдельные блоки, занимающие разные уровни. Высота ограничивающих уступов достигает 200–250 м. Ширина вершинной поверхности увеличивается в западном направлении от 10 до 30 км с одновременным увеличением глубины от 2500 до 3500 м. Осадочный чехол в пределах межразломного хребта развит в основном на его западе. Ближе к рифтовой долине он представлен осадками мощностью порядка 100 м, заполняющими отдельные понижения акустического фундамента. При удалении от рифтовой долины осадки перекрывают поверхности плосковершинных гряд и представлены известняками мощностью около 100 м. Над выровненной вершинной поверхностью возвышаются отдельные пики и горы, количество которых увеличивается при приближении к рифтовой долине. Минимальные отметки достигают 2000 м.

К востоку от рифтовой долины межразломный хребет шириной до 45 км также имеет асимметричное строение, однако с более крутым южным склоном. Последний представляет собой крутой уступ, у края которого, на вершинной поверхности хребта, находятся отдельные горы с глубинами до 2500–2700 м. Вершинная поверхность хребта выровнена и лежит на глубинах 3100–3300 м. На $38^{\circ}36'$ и $38^{\circ}23'$ з.д. она пересекается ложбинами шириной 3–4,5 км с плоским дном и крутыми склонами высотой 200–400 м, иногда обрамленные узкими грядами. Эти гряды протягиваются в виде выступов склона в пределы северного желоба, на $8^{\circ}50'$ с.ш. Межразломный хребет восточнее 39° з.д. перекрыт осадочным чехлом мощностью до 400 м, который располагается в отдельных депрессиях акустического фундамента.

Можно предположить, что восточнее углового поднятия, вышеупомянутые формы рельефа были сформированы благодаря оперяющим разломам, возникновение которых было обусловлено при сдвиговых движениях по трансформе. При этом деформации полностью разрушили хребет между разломами Долдрамс и Архангельского. Если это предположение верно, то можно допускать, что в подобных ситуациях движения по одному трансформному разлому могут вызывать деформации далеко за его пределами.

Активная часть зоны разлома Долдрамс (см. рис. 4.18 и 4.19) пересекает САХ вдоль $8^{\circ}10'$ с.ш. На стыке разлома с северным сегментом рифта ($39^{\circ}20'$ з.д.), к востоку от нодальной впадины, по дну желоба протягивается гребень с глубинами около 3500 м. Вдоль своего простирания он разделен седловинами, глубины в которых достигают 4000 м. Эти седловины соответствуют глубоким депрессиям северо-северо-западного простирания на северном борту желоба. Глубина дна желоба в западной части полигона (до $38^{\circ}52'$ з.д.) выше 4300 м, к востоку глубины увеличиваются до 4600 м. Восточнее $38^{\circ}33'$ з.д. глубина желоба резко уменьшается, в его продольном профиле отмечается уступ вы-

сотой до 500 м. Почти все дно желоба занято двумя гребнями с минимальными глубинами 3200–3300 м. К востоку разделяющая их ложбина выклинивается, и они сливаются в единое поднятие.

Представляется, что активная часть разлома Долдрамс имеет наиболее сложное строение из всех описанных ранее разломов. Видимо, здесь, помимо сдвиговых движений, происходят процессы растяжения, которые были благоприятны для подъема экструзивных и протрузивных образований, слагающих ныне мидианные хребты.

Рифтовая долина между разломами Долдрамс и Вернадского протягивается по 38° з.д. (см. рис. 4.18 и 4.19). Севернее 8° с.ш. ее глубины увеличиваются от 4100 до 4600 м. На дне, расположенном на средних глубинах порядка 4000 м, на $7^\circ 50'$ с.ш., находится поднятие высотой до 200 м и шириной до 1,5 км. Борты рифтовой долины крутые, западный выше восточного. Вдоль восточного борта протягивается субмеридиональное поднятие с минимальной глубиной 2250 м, сложенное серпентинитами (см. рис. 4.18).

Межразломный хребет к западу от рифтовой долины возвышается над дном желоба разлома Долдрамс на 1700 м. На его склоне, обращенном к желобу, протягиваются гребни, параллельные последнему. Вершинная поверхность хребта узкая, шириной 3–4,5 км, лежит на глубинах 2900–3000 м. На $38^\circ 28' - 30'$ з.д. она отделена седловиной от углового поднятия у южного сегмента рифтовой долины. Угловое поднятие состоит из двух частей. Восточная, более широкая (до 15 км), имеет в плане изометричные очертания; западная протягивается в виде узкого гребня, который является продолжением межразломного хребта. К востоку от рифтовой долины, за упомянутым выше субмеридиональным поднятием, межразломный хребет имеет асимметричное строение, поднимаясь с севера на юг рядом широких ступеней с глубинами 3200–3500 м. Его поверхность расчленена ложбинами северо-восточного простирания. Вдоль южного края хребта, вдоль разлома Вернадского, протягивается поднятие, наиболее высокой частью которого является гора Пейве (Пушаровский и др., 1988; Кебезинская и др., 1990). Проведенные драгировки показали, что здесь развиты базальты, (20%), габбро (50%), в том числе пижонитовое, ультраосновные породы (30%) и диориты. С вершины горы были подняты окатанные валуны габброидов с дисквационными корками. Последние были обнаружены также в осадках. Можно с большой степенью уверенности говорить о том, что эта часть океанической коры была вблизи уровня моря или даже возвышалась над ней, а затем погрузилась на глубину около 900 м.

Разлом Вернадского пересекает гребневую часть САХ на $7^\circ 40'$ с.ш. (см. рис. 4.18 и 4.19). Плоское дно желоба с глубинами свыше 4300–4800 м образовано поверхностью осадков мощностью до 500 м. На $38^\circ 31' - 36'$ з.д. через дно желоба протягивается гряда с плу-

бинами над ней около 3900 м. Ее западный борт образует крутой уступ высотой 700 м над дном желоба. Восточный склон гряды ограничивает глубокую депрессию, протягивающуюся через хребет к северу и отделяющую угловое поднятие. Восточнее $38^\circ 10'$ дно желоба приобретает V-образный профиль и переходит в дно нодальной впадины шириной около 3 км, вытянутой вдоль его простирания. Глубина в нодальной впадине достигает 6000 м. Восточнее глубины уменьшаются до 4700 м. К востоку от $37^\circ 20'$ разлом Вернадского не изучался.

Между разломами Вернадского и $7^\circ 10'N$ расположен плохо изученный район, в пределах которого, судя по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997) и карте ГЕБКО (Digital..., 1997) расположены узкие желоба и поперечные хребты. Один из хребтов, непосредственно к югу от разлома Вернадского имеет ширину до 20–25 км и высоту 1200–1300 м (см. рис. 4.15 и 4.19).

Срединно-Атлантический хребет между разломами $7^\circ 10'N$ и Сан-Паулу имеет иное строение (Удинцев и др., 1996; Equatorial..., 1996), чем более северные регионы. Этот сегмент (рис. 4.20) расположен примерно на 500 м выше чем многие другие отрезки хребта. В его пределах выделяют узкий рифтогенный хребет и обширные плато (Удинцев, 1987).

Южнее зоны разлома $7^\circ 10'N$, между 6 и 5° с.ш., детальные исследования МЭ не проводились. По данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997) и карте ГЕБКО (Digital..., 1997), рифтовая долина севернее $5^\circ 10'$ с.ш. имеет северо-западное простирание, которое южнее изменяется на субмеридиональное, с незначительным смещением на $4^\circ 40'$ с.ш.

К северу от разлома Страхова рифтовая долина (Кольцова, Голод, 1995; Удинцев и др., 1995; Equatorial..., 1996), протягивается примерно вдоль $32^\circ 30'$ з.д., имея северо-северо-западное простирание (рис. 4.20). Ее дно располагается на средней глубине в 3800 м. Ширина долины изменяется от 4 до 10 км. Внутри нее, располагается анфилада переуглубленных (свыше 4400 м) впадин. Их количество и размеры возрастают в южном направлении. Рифтовая долина с востока и запада обрамлена рифтовыми горами, шириной до 20 км. Они образуют симметричные массивы, с глубинами до 2 км, разделенные пониженными участками дна, глубины в которых составляют 2800–3000 м.

Разлом Страхова (Агапова, 1993) протягивается вдоль 4° с.ш. и смещает гребень хребта почти на 60 км (см. рис. 4.20). Его активная часть выражена в рельефе протяженной депрессией со средней глубиной около 4000 м, в которой располагается анфилада более мелких впадин, в которых глубины дна достигают 4800 м. Осадочные тела (Кольцова, Голод, 1995) имеют среднюю мощность в 100–150 м и располагаются на уступах склонов и в депрессиях. Максимальные глубины в желобе разлома Страхова (5348 и 5318 м) установлены

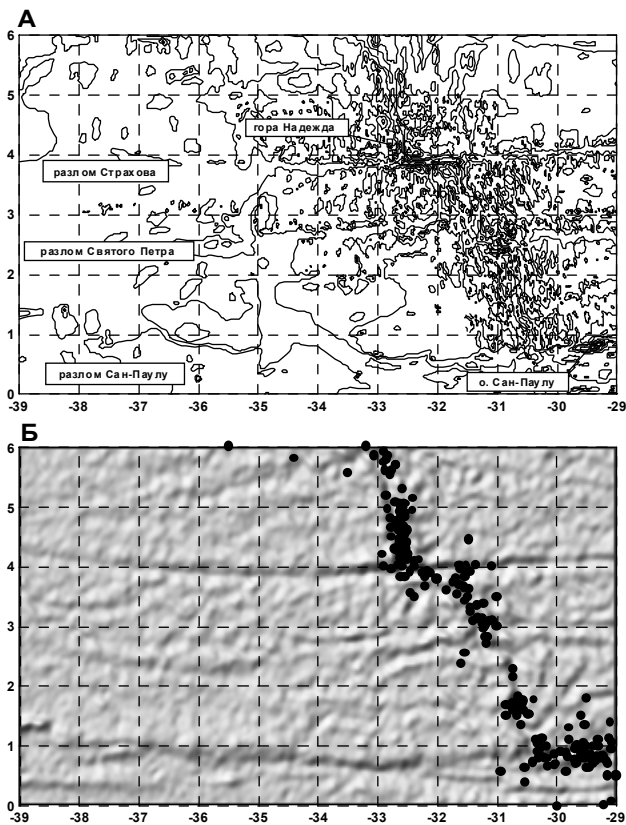


Рис. 4.20. Батиметрическая карта (Digital..., 1997) (а) и карта гравитационных аномалий, совмещенная с эпицентрами землетрясений (б) на Срединно-Атлантический хребет между разломами Сьерра-Леоне и Сан-Паулу (Sandwell, Smith, 1997)

в нодальных впадинах, в которых осадки отсутствуют. Желоб ограничен протяженными поднятиями, вершины которых расположены на глубинах менее 1600 м. Минимальная глубина (854 м) отмечена на горе Надежда (см. рис. 4.20), расположенной вблизи пересечения разлома и северного отрезка рифтовой долины.

Рифтовая долина южнее разлома Страхова также имеет северо-северо-западное простирание и прослеживается непрерывно примерно по $31^{\circ}20'$ з.д. на расстояние более чем 120 миль (южнее съемки многолучевым эхолотом не проводились). В районе $2^{\circ}40'$ с.ш. долина изгибается к востоку, смещаясь более чем на 30 км. Средние глубины в ней составляют 3800 м, ширина изменяется от 5 до 15 км. Рифтовая долина обрамляется протяженными хребтами рифтовых гор, шириной от 3 до 20 км, которые в районе $2^{\circ}40'$ с.ш. осложнены зонами относительных понижений (3400 м). На пририфтовых поднятиях изредка встречаются небольшие по площади (5–10 кв.км) осадочные тела мощностью до 100 м. Основная же масса осадочных тел связана с субмеридионально ориентированными депрессиями рифтогенного хребта, где осадочный чехол достигает мощности 250 м.

В районе $2^{\circ}40'$ с.ш. разлома располагаются два субпараллельных трога, которые получили название – раз-

лом Св.Петра. Он представляет собой сложно построенную область, которая имеет большие отличия в строении рельефа (Кольцова, Голод, 1995; Удинцев и др., 1996; Equatorial..., 1996), гравиметрических полей (Sandwell, Smith, 1997) и развития землетрясений от прилегающих с севера и юга участков САХ (рис. 4.21). Основным интерес представляют взаимоотношения рифтовой долины и поперечных нарушений, которые мы и рассмотрим более подробно. Северный трог хорошо прослеживается в рельефе и по увеличенным (до 700 м) мощностям осадков. При приближении к рифтовой зоне разлом изгибается к северу, но в гребневой зоне хребта не прослеживается. Восточнее оси хребта соотношение трога и рифта аналогично. Желоб северного разлома прослеживается на восток почти до поднятия Сьерра-Леоне. Второй, более южный разлом пересекает осевую часть САХ на $2^{\circ}30'$ с.ш. К сожалению, из-за поломки эхолота, трог не был закартирован. По данным однолучевого эхолотирования рифтовая долина резко изменяет простирание на субширотное (устное сообщение Г.В.Агаповой и Equatorial..., 1996). Вдоль ее южного борта протягивается субширотный хребет. Приведенные данные свидетельствуют о том, что поперечные нарушения могут не пересекать рифтовую зону. На этом вопросе мы остановимся позже.

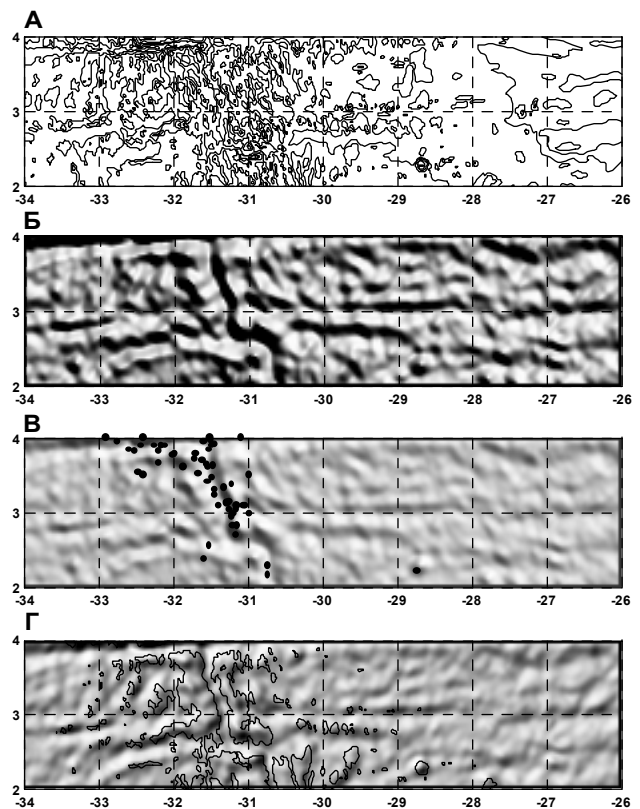


Рис. 4.21. Строение Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Св. Петра. А – батиметрическая карта (Digital..., 1997); Б – гравиметрическая карта по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997); В – то же с эпицентрами землетрясений; Г – то же с изобатой 3000 м

Разлом Сан-Паулу (Удинцев, Агапова, 1991; Агапова, 1994) (см. рис. 4.20) состоит из четырех депрессий с протяженностью активных частей с севера на юг, соответственно в 315, 150, 90 и 56 км и шириной порядка 45–60 км. Глубины дна в депрессиях увеличиваются с севера на юг от 3700 до 4200 м. На востоке активной части разлом имеет асимметричное строение. Северный борт обрамлен высоким приразломным хребтом, на котором расположен остров Сан-Паулу и несколько крупных гор (например – гора Белоусова), глубины над вершинами которых менее 1000 м.

Скалы Сан-Паулу (см. рис. 4.20) неоднократно описывались в литературе, начиная с рейса “Бигль” (Дарвина, 1909) (см. главу 2). Они сложены шпинеливыми перидотитовыми и клинопироксен–плагиоклазовыми милонитами (Gorini, 1981; Bonatti, 1990). Сланцеватость пород имеет падение к востоку под углами от 60 до 70° и субмеридиональное простирание. Определение абсолютного возраста (K/Ar метод) дало неожиданно древние цифры – 835 млн лет (Gorini, 1981). Предполагается, что основные термальные события происходили 155 млн лет назад (Bonatti, 1990). Тонкая геохимия шпинели позволила доказать, что породы могут быть отнесены к субконтинентальной мантии (Bonatti, 1990). Сходные породы были подняты и при драгировках в прилегающих районах (Denisova, 1996).

Разлом Романш был изучен (см рис. 4.20, 4.22 и рис. 4.23) в результате исследований многих экспедиций (Heezen et al., 1964; Gorini, 1981; Bonatti, Chermak et al., 1979; Belderson et al., 1984; Searle et al., 1993; Honnorez et al., 1991; Bonte et al., 1982; Monti, Mercier, 1991; Bonatti et al., 1991; работы в 13, 16 и 18 рейсах НИС “Академик Николай Страхов”). Разлом Романш выражен в рельефе глубокими долинами и хребтами, имеющими субширотное простирание в его западной части, которое меняется на восток-северо-восточное восточнее 21° з.д. Протяженность его “активной части”, превышает 900 км.

Область западного сочленения разлома Романш и рифтовой долиной была закартирована многолучевым эхолотом Simrad в 1996 г. во время итало–русской экспедиции на НИС “Геленджик”. На район располо-

женный между экватором и 1°50′ ю.ш. и 25°40′ – 19°30′ з.д., сотрудником Института Морской геологии (Болнья, Италия) Марко Лиджи, были построены цветные батиметрическая карта и карта подсвеченного рельефа (источник освещения – 315°) в масштабе 1 : 750 000. На этой картографической базе автором были составлены, по просьбе профессора Э.Бонатти, структурные карты, которые позволили установить следующие особенности строения района (рис.4.24).

Рифтовая зона располагается между 24°30′ и 24°40′ з.д., имея ширину 18 км. В сторону экватора, на протяжении 80 км долина сужается до 13 км. Ее простирание между 1°00′ ю.ш. и 0°40′ ю.ш. – 350°. Севернее – 355°. В области изменения простирания на западе пририфтовых гор располагается понижение рельефа. На 0°40′ ю.ш. дно долины имеет меньшие глубины. Здесь располагается широтное поднятие, которое пересекается тремя меридиональными хребтами с протяженностью от 11 до 23 км. Минимальные глубины находятся на 0°35′ ю.ш. Наиболее углубленные части рифтовой долины имеют сложное строение. В центральной части располагается осевое поднятие шириной в 5–6 км, которое, очевидно, соответствует неовулканической зоне. В нескольких местах оно смещается левыми сдвигами на расстояние 500–700 м. Сдвиги прослеживаются и за пределами рифтовой долины. С севера и до 0°10′ ю.ш. прослеживается сходный хребет. Можно предполагать, что в закартированной части рифтовой долины имеется перекрытие (overlapping) срединговых центров.

Рифтовая долина ограничена протяженными хребтами шириной от 7 до 15 км. На склонах обращенных к оси рифтовой долины располагаются уступы, возникшие, очевидно, в результате наклона отдельных блоков. На юге, на 1°00′ ю.ш., рифтовая долина частично перегораживается западным замыканием структур древнего разлома, которые были выделены ранее как палео-Романш (Перфильев и др., 1994).

Восточнее рифтовой зоны располагается область шириной в 20–25 км. Она характеризуется рядом протяженных (10–40 км) хребтов, образующих эшелоноподобные образования. Восточная граница области проходит по западным замыканиям косоориентированных

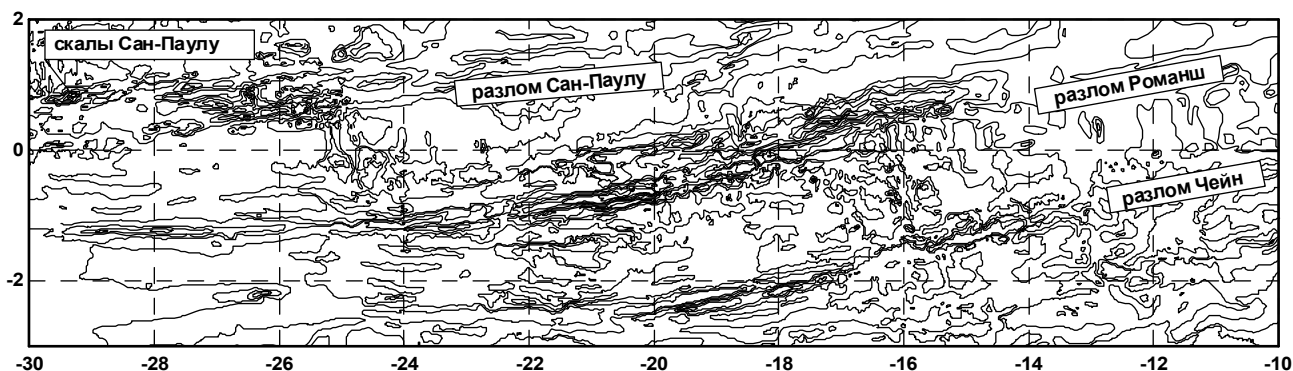


Рис. 4.22. Батиметрическая карта (Digital..., 1997) Срединно-Атлантического хребта между разломами Сан-Паулу и Романш

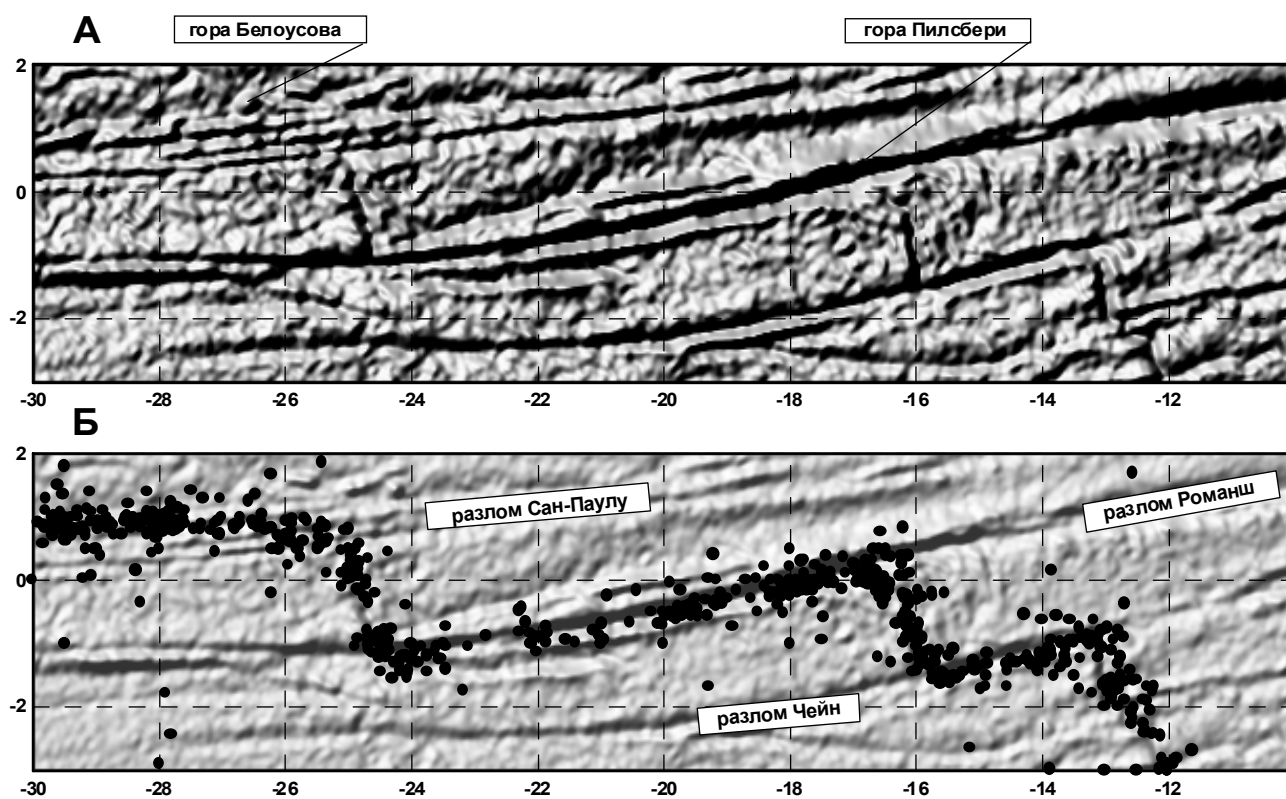


Рис. 4.23. Карта гравитационных аномалий (А) и эпицентров землетрясений (Б) Срединно-Атлантического хребта между разломами Сан-Паулу, Романш и Чейн (Sandwell, Smith, 1995)



Рис. 4.24. Структурная схема западной части разлома Романш. 1, 2 – структуры: 1 – рифтовой зоны, 2 – палео-Романш; 3 – области аккумуляции осадков; 4 – крупные разломы; 5 – простирания хребтов; 6 – разломы; 7 – области резких обрывов простираний

впадин. Западнее рифтовой зоны располагается область иного строения. Здесь закартированы узкие (2–3 км), протяженные хребты, образующие единый массив. Для него характерен небольшой разворот в районе $0^{\circ}40'$ с.ш. – $0^{\circ}45'$ с.ш. с простирания 350 – 355° на 340 – 345° . В плане массив имеет ромбообразную форму, что подчеркивается уменьшением протяженности хребтов к западной границе схемы (см. рис. 4.24). Во многих местах намечается система сколов с простиранием $CB25^{\circ}$, которые аналогичны сдвигам в рифтовой долине. Очевидно, что они также представляют собой левые сдвиги с амплитудами в первые сотни метров. Основная часть сколов развита в полосе, шириной до 50 км той же ориентировки. Западнее описанного массива располагается эшелон хребтов с шириной в 15–25 км и с общим простиранием около 30° . Хребты имеют меридиональное простирание, с небольшими смещениями и искривлениями в зоне сколов.

По данным итало-российских исследований, активная часть разлома Романш меняет свое простирание с восток–северо–восточного на субширотное (см. рис. 4.22 и рис. 4.23). В области изменения простираний на $20^{\circ}30'$ з.д. глубина дна желоба увеличивается к востоку от 6500 м до 6900 м. Между $19^{\circ}30'$ и 20° с.ш. дно желоба имеет ширину от 12 до 22 км и представляет собой ряд депрессий, разделенных медианными хребтами, количество которых меняется по простиранию. Желоб имеет V-образный профиль и лишь западнее есть небольшой участок плоского дна шириной около 1,5 км. Относительная высота желоба достигает 4600 м.

Центральный медианный хребет, по данным французской батиметрической карты (Monti, Mercier, 1991), прослеживается к востоку до $18^{\circ}55'$ з.д., а северный, на этом же отрезке, приключается к склону. Восточнее описанного участка с медианными хребтами желоб представляет собой единую депрессию. В пределах последней и находятся максимальные глубины (“Vema Deep”), отмеченные в разломе Романш.

Севернее желоба Романш находится ступень шириной до 15 км (Bonatti et al., 1996b). На ее выровненной поверхности, лежащей на глубинах 3900–4000 м, протягиваются эшелонированные субширотные хребты длиной от 10 до 20 миль и высотой до 700 м. В целом для описанной части разлома характерны две системы морфоструктур: субширотной на севере и восток–северо–восточной – в южной части.

На востоке активной части Романш, до исследований 13-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”, предполагалось, что рифтовая долина в районе 0 – $0^{\circ}30'$ ю.ш. и $16^{\circ}13'$ – $17^{\circ}10'$ з.д. либо прослеживается по экватору к области максимальных глубин на 17° з.д. (Searle et al., 1993), либо, после широтного изгиба, находит продолжение в виде депрессии на $16^{\circ}45'$ з.д. (Gogini, 1981). Последние данные позволили установить, что рифтовая долина не имеет связи с активной частью разлома (см. рис. 4.23) и пред-

ставляют собой область диффузного сочленения (Bonatti et al., 1996a).

Вершина северного поперечного хребта (см. рис. 4.23) лежит на глубинах 870–900 м. Она складывается по результатам драгировок известняками, которые, по сейсмическим данным, образуют карбонатную платформу (Ефимов и др., 1996; Bonatti et al., 1991; Gasperini et al., 1997). Хребет асимметричен, с более пологим северным склоном, расчлененным поперечными ложбинами (Searle et al., 1993).

Приведенные выше данные по строению САХ между экваториальной областью и 25° с.ш. показывают его большую неоднородность. Рифтовая зона хорошо выражена, но ее строение может отличаться от места к месту. Устанавливаются разные соотношения между рифтовыми долинами и зонами разломов. Более подробно к основным закономерностям строения хребта мы обратимся ниже.

4.4. Сегментация Срединно-Атлантического хребта

Применение новых технических средств показало, что продольная гетерогенность Мировой рифтовой системы проявляется не только в существовании отрезков, протяженностью в тысячи километров, но и на более “высоких” уровнях, которые известны как сегменты 2, 3, 4 и т.д. порядков (например: Bonatti, 1986; Macdonald et al., 1993 а б, и др.).

В центральной части Атлантического океана на основании данных о рельефе гребневой части САХ автором было предложено выделение (Мазарович, 1993) нескольких крупных сегментов (тектонических зон). Привлечение к решению этой проблемы альтиметрических данных позволяет уточнить общую картину, а также внести некоторые изменения

Сегмент 1-го порядка Зеленого Мыса–Марафон отличается хорошо выраженной протяженной рифтовой долиной и по этой характеристике он близок к районному, расположенным севернее разлома Зеленого Мыса. В осевой части хребта рифтовые горы образуют протяженные гряды, которые прерываются между $13^{\circ}40'$ и $13^{\circ}45'$ с.ш. В этом районе расположен изгиб рифтовой долины. Дно рифтовой долины располагается на глубинах до 4300 м. По геохимическим данным (Bonatti et al., 1993) севернее изгиба встречаются наиболее диплетированные перидотиты, а также наиболее обогащенные базальты.

Сегмент 1-го порядка Марафон– $7^{\circ}10'N$ характеризуется двоякой системой разломов Марафон–Меркурий и разломом Вима, а также полиразломной системой Архангельского, Долдрамс, Вернадского и $7^{\circ}10'N$. Здесь рифтовые долины имеют меньшую протяженность. Гребневая зона САХ не имеет линейных рифтовых гор. Рифтовая зона располагается на глубинах до 4000 м. Расстояние между разломами (по гребню САХ)

изменяется от 30 до 80 миль (55–145 км). В целом, для этого отрезка САХ характерно максимальное разуплотнение ниже подошвы литосферы под гребнем САХ, который здесь наиболее погружен в пределах Северной и Центральной Атлантики (Суетнова, Федорова, 1990). В блоке преобладают базальты типа ТОР-2 (Дмитриев и др., 1990) и он хорошо выделяется на альтиметрических картах.

Сегмент 1-го порядка 7°10'N – Сан-Паулу был хорошо охарактеризован (Тимофеев и др., 1992; Equatorial ..., 1996). Он резко отличается по особенностям рельефа как от более северных, так и более южных районов. Рифтовая область отличается значительной протяженностью. Рифтогенный хребет шириной всего 90–120 км ограничен зонами краевых дислокаций, за которыми простираются выположенные фланговые плато. Рифтовые долины протяженные, с глубинами 3800–4000 м.

Сегмент 1-го порядка Сан-Паулу – Романш соответствует полосе с наиболее значительными смещениями по разломам. Помимо этого, сами разломы представляют собой сложные и возможно разновозрастные в разных своих частях морфоструктуры.

Таким образом, Срединно-Атлантический хребет в пределах центральной зоны разделен на сегменты с различным структурным планом. Ниже будет показано, что эта же сегментация прослеживается далеко за его пределы.

4.5. Структурная неоднородность Срединно-Атлантического хребта. Взаимоотношения структур Срединно-Атлантического хребта и поперечных нарушений

В настоящем разделе мы остановимся на особенностях строения САХ в пределах Центральной Атлантики и попытаемся показать его морфоструктурную неоднородность.

Поднятия, поперечные к простираанию рифтовой долины (внутририфтовые пороги) известны во всех сегментах осевой части САХ между 16 и 6° с.ш. (15°52', 12°30', 8°30' с.ш. и другие), и их описания приводились выше. В самом общем виде они представляют собой поднятия с высотами от 200 до 800 м и минимальными глубинами в рифтовой долине. К северу и югу от них глубины дна долины увеличиваются. В ряде участков САХ с поперечными порогами связаны изменения простирааний рифтовой долины. Можно полагать, что формирование этих морфоструктур связано с разрывной тектоникой.

Эшелонированность рифтовой области не является характерным для приэкваториальной Атлантики, хотя это явление описано в ряде районов Мирового океана (Abelson, Agnon, 1997). Как было показано выше, она установлена непосредственно к югу от разлома Зеленого Мыса (см. рис.4.16). Здесь, на фоне общего разво-

рота простираания рифтовой зоны с субмеридионального на северо-восточное, проявляется смещение внутририфтовых депрессий и разделяющих хребтов при приближении к разлому Зеленого Мыса в восточном направлении. Сегмент САХ с эшелонированным размещением морфоструктур внутри рифтовой долины протягивается на расстояние порядка 50 км.

Впадины с аномальными глубинами известны в некоторых сегментах рифтовой зоны. Они представляют собой ряд глубоких участков дна, которые отделены друг от друга относительно менее глубокими зонами. Подобные “анфилады впадин” известны между разломами Зеленого Мыса и Марафон и 7°10'N – Сан-Паулу. Рифтовая долина севернее разлома, судя по опубликованным материалам (Equatorial ..., 1996) Страхова имеет среднюю глубину в 3800 м. Днища переуглубленных впадин располагаются на глубинах порядка 4400 м. Их число и размеры, как отмечалось выше, возрастают в южном направлении. Сходная ситуация существует и южнее разлома Страхова.

Важным вопросом для понимания возникновения структур центральной части Атлантического океана представляется характер взаимоотношений структур Срединно-Атлантического хребта и поперечных к ним океанских структур – трансформных разломов и разрывов (“discontinuity”). Основными элементами областей сочленения (стыков) трансформных разломов и рифтовых долин являются, как известно, поднятия внутреннего угла (угловые поднятия) и нодальные впадины.

Угловые поднятия Центральной Атлантики представляют собой наиболее крупные поднятия в пределах гребневой части хребта. В большинстве случаев они образуют крупные пики с минимальными глубинами в пределах хребта или иногда формируют обширные топографические поднятия (Severighaus, Macdonald, 1988). Анализ этих морфоструктур показывает значительные различия в их геологическом строении.

Угловое поднятие на востоке разлома Зеленого Мыса (Н1С_Е_СV) (Строение..., 1989; Геологические..., 1991; Cannat, Casey, 1995; Перфильев и др., 1996) возвышается над дном разломного трога на 2000 м, нодальной впадины – на 2800 м и рифтовой долины – 1500 м. Вершина горы слагается базальтами ниже которых располагаются серпентинизированные гарцбургиты, дуниты и верлиты с маломощными дайками и жилами габбро (Cannat, Casey, 1995). Угловое поднятие (Н1С_W_MAR, – гора Ферсмана) в разломе Марафон (Разницин и др., 1991), как было показано выше, состоит из двух частей. Нижняя (глубины более 3800 м) сложена измененными и тектонизированными базальтами типа MORB, долеритами и гипербазитами. Верхняя – слагается свежими базальтами.

Восточное угловое поднятие зоны разлома Долдрам (Н1С_Е_DLD) не представляет собой классическое угловое поднятие (см. рис.4.18). Восточная часть имеет в плане изометричные очертания и здесь возвы-

шается три вершины. Драгировки в 6 и 9-ом рейсах НИС “Академик Николай Страхов”, в 28-ом “Академик Вернадский” (Шнюков и др., 1989) и “Пиллсбери” (Bonatti et al., 1971) принесли серпентинизированные и (или) амфиболитизированные перидотиты, гарцбургиты и лерцолиты, серпентинит, тремолит-тальковые породы, в разной степени измененные габбро, долериты, родингиты, брекчии с обломками всех всех типов пород. С запада примыкает протяженный хребет. Резко иное строение имеет западное угловое поднятие зоны разлома Долдрамс (НИС_W_DLD). Оно представляет массив с крутыми западными и южными склонами. Проведенные драгировки на НИС “Академик Николай Страхов” (6-ой рейс) и “Кейн (рейс К9) (Фох, Ордуке, 1973) показали, что здесь залегают габброиды и в разной степени измененные базальты.

Угловое поднятие на востоке активной части разлома Кейн (Auzende et al., 1993), сложено на глубинах от 6000 до 2200 м массивными и расщепленными габбро. Они перекрыты потоками массивных и пиллоулав и прорваны долеритовыми дайками, выходящими на поверхность выше изобаты 2500 м и имеющими углы падения от 50 до 70°. Поднятие НИС_E_KN нарушено разломами с углами падения от 25 до 50°, которые имеют субширотные или северо-западные простирания. Параллельно трансформе развиваются сдвиговые деформации. На западном продолжении массива через каждые 20 км располагаются субмеридиональные долины, возникновение которых рассматривается как реакция на подъем.

На восточном фланге разлома Хейс (Силантьев и др., 1995) в строении углового поднятия (НИС_E_HA) преобладают разнообразные габброиды (микрогаббро, изотропное габбро, пегматоидное габбро и габбро-анортозиты), долериты, литокластические брекчии содержат обломки этих же пород в милонитизированных габброидах. На западе активной части угловое поднятие НИС_W_HA сложено амфиболитами и метагипербазитами, которые претерпели интенсивные тектонические дислокации – будинаж, сланцеватость. Отмечены и зеркала скольжения. Авторы предполагают, что в нормальный разрез океанической коры внедрялись габброиды верхних уровней в условиях стрессовых деформаций. Общий подъем, который оценивается на востоке в 6 км, а на западе в 12 км, произошел на фоне низкотемпературного метаморфизма.

Приведенные примеры показывают, что угловые поднятия слагаются различными комплексами пород, претерпевшими в разной мере деформации и метаморфические процессы. Эти морфоструктуры имеют различные рельеф и размеры, могут отстоять от оси рифтовой долины на разные расстояния. В ряде мест можно утверждать, что формирование угловых поднятий происходило не одноактно, а в течение, как минимум, двух фаз.

Нодальные впадины Центральной Атлантики образуют не менее 8 типов (Мазарович, Турко, 1994) (рис.4.25). Простейший по своему строению тип, представляет собой (рис.4.25 а) относительно неглубокие (200–400 м) понижения океанского дна на пересечении рифтовой долины и небольших трансформных разломов. Он установлен в районе FAMOUS (Choukroune et al., 1978; Международный..., 1989–1990). Здесь нодальные впадины расположены на глубинах около 1600 м и имеют максимальную ширину до 10 км. Они могут быть вытянуты в сторону рифта на расстояние до 20 км или иметь изометричные очертания. 2 тип (рис.4.25 б) представляет впадины, тесно сопряженные с “поднятиями внутреннего угла” Они имеют в плане форму, близкую к треугольнику, одна из сторон которого вытянута по направлению “активной части” трансформного разлома (например – NB_STR_W, NB_SP_W, NB_OC_E, NB_CV_E). В деталях эти образования могут отличаться друг от друга, но, однако, имеют близкую глубину (> 5000 м, обычно 5000–5200 м), крутой склон, сопряженный с угловым поднятием, и протяженность по максимальному удлинению до 20–30 км. Их наиболее глубокие части расположены напротив рифтовой долины. Ряд впадин (например – NB_DLD_W, NB_STR_W) (рис.4.25 в) сходен с вышеописанными, но имеет более

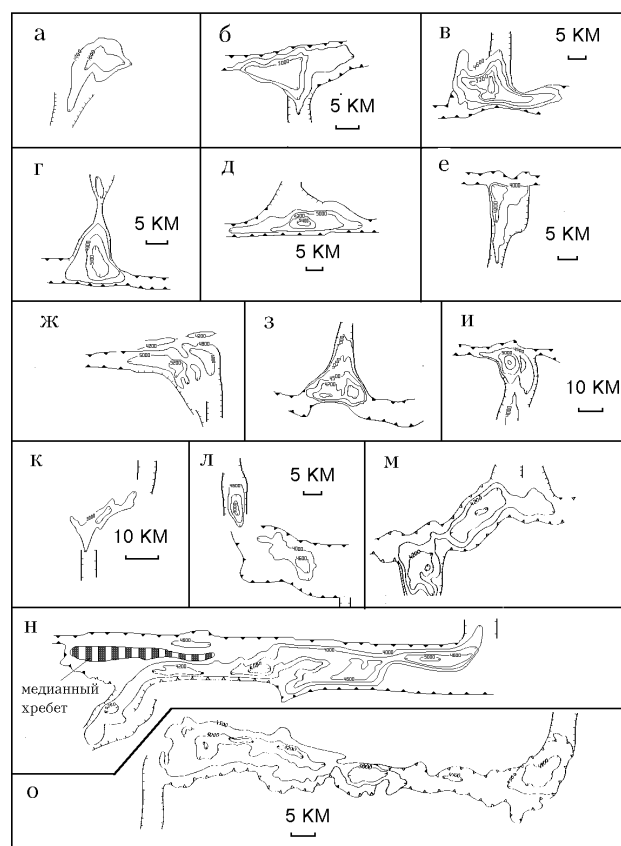


Рис. 4.25. Нодальные впадины Атлантического океана (Мазарович, Турко, 1994). 1 – склоны желобов разломов; 2 – изобаты, м; 3 – рифтовая долина; 4 – медианный хребет

сложную форму и может вдвое превышать их по размерам. Глубины достигают 5500 м. 3 тип (рис. 4.25 г) установлен в разломе Зеленого Мыса, в котором впадина (NB_CV_W) напоминает в плане равнобедренный треугольник (по изобате 4500 м), основание которого вытянуто на 15 км вдоль разлома, а вершина проникает на 20–25 км в рифтовую долину. Внутри “треугольника” расположена депрессия, которая вытянута в сторону рифта и имеет глубину более 5100 м. 4 тип (рис. 4.25 д) имеет отчетливое удлинение вдоль разлома и установлен в разломах Сан-Паулу, Вернадского и Марафон (например – NB_SP_W, NB_VER_W, NB_MAR_W). Протяженность впадины может достигать 50–60 км, при ширине в 10–15 км. К этому же типу тяготеют NB_VIM_W и NB_AR_W. Впадины могут не соединяться с рифтовой долиной, отделяясь от нее крутым склоном. Глубина во впадинах подобного типа может достигать 6000 м (NB_VER_W). 5 тип (рис. 4.25 е) впадин вытянут в сторону рифтовой долины и закартирован в разломах Марафон и Долдрамс (NB_MAR_E, NB_DLD_E) на 20–30 км при ширине до 5–10 км. Их глубина достигает 5500 м (NB_DLD_E). Нодальные впадины 1–5 типов могут быть объединены в класс простых, которому можно противопоставить класс сложных, объединяющий объекты в зонах океанского дна с глубинами более 4500–5000 м. Последние образуют сложно построенные депрессии, в которых можно видеть несколько впадин, разделенных поднятиями разнообразной формы.

6 тип (рис. 4.25 ж, з, и) описан в разломах Вима и Кейн (например, – NB_VIM_E, NB_KN_E, NB_KN_W) (Международный... 1989–1990 и др.). Для него характерна неовулканическая зона, пересекающая в нодальную впадину. Глубины достигают 6000 м. 7 тип (рис. 4.25 к, л, м) объединяет протяженные (до 30–40 км) депрессии, которые соединяют рифтовые долины под некоторым углом и могут образовывать как единую протяженную депрессию (разлом Курчатова – Searle, 1979) так и сложно построенную область (разломы: 33°30' ю.ш., Меркурий). Они существуют, как правило, в так называемых “разломах с малым смещением”. Глубины в таких впадинах изменяются от 3500 до 4500 км, их ширина может достигать 10–15 км. Подобного типа соединение двух рифтов было изучено также в районе острова Буве – нарушении Мошеш (см. ниже). 8 тип (рис. 4.25 н о) установлен в разломах Рио Гранде, Кокс и Атлантис (Fox et al., 1991; Purdy, et al., 1990). Это протяженные (от десятков до многих десятков км) зоны сигмоидной формы, которые совпадают с “активными частями” трансформных разломов. Они отличаются весьма прихотливым сочетанием хребтов, поднятий и депрессий, простираение хребтов может как совпадать, так и не совпадать с простираением впадин (например, в разломе Кокс). Ширина зон изменяется от 10 до 70 км.

Рассмотренные примеры позволяют полагать, что происхождение многих нодальных впадин связано со

сложными и продолжительными процессами в океанической коре. Например, пересечение уже сформированной впадины зоной молодого вулканизма свидетельствует о двух, как минимум, этапах развития, а наличие горизонтально залегающего осадочного чехла – о фазе относительного покоя в развитии депрессии после ее образования. На это же указывают и исследования, проведенные в разломе Вима, которые показали, что осадочный чехол, мощностью до 1000 м в нодальной впадине NB_VIM_W нарушен разломами (Bowen, White, 1986), которые, судя по фрагментам профилей, располагаются на продолжении простираения рифтовой долины.

Выделенные типы нодальных впадин могли бы представлять собой единый эволюционный ряд – от более простого (тип 1) к сложному (тип 8), который позволяет проследить эволюцию спредингового центра во времени, начиная от нулевого смещения. Однако этому противоречит существование протяженных депрессий, которые фиксируются за пределами районов с нулевым смещением (например на 2°40' с.ш., в районе, расположенном между разломами Зеленого Мыса и Марафон, севернее разлома Кейн).

Вторым вариантом развития впадин могли бы быть “укороченные” эволюционные ряды (например тип 1–3). В этом случае необходимо признать разнообразие условий развития спрединговых центров, которые, по неясным пока причинам, могут формировать совершенно различные зоны стыка между трансформными разломами и рифтовыми долинами. Вопрос еще более усложняется, если мы включим в рассмотрение области стыка без нодальных впадин, а также активные части разломов с глубокими впадинами, расположенными на значительном удалении от рифтовых долин.

Формирование нодальных впадин может быть также связано с быстро изменяющимся тектоническим режимом в областях стыка рифтовых долин и разломов. В этом случае можно ставить вопрос о независимости растяжения в рифтах и сдвиговых перемещений в активных частях разломов, которые последовательно сменяют друг друга во времени. При таком режиме могло бы происходить удлинение нодальных впадин в сторону активизированной тектонической структуры. Наконец, нодальные впадины могли формироваться в течение длительного времени под влиянием многочисленных факторов (включая термическую контракцию, возможные сдвиговые перемещения вдоль рифтовых зон), которые могли изменяться в зависимости от геологических условий конкретных участков океанического дна. В этом случае мы предполагаем, что каждый тип нодальных впадин отражает особый, только ему присущий, региональный геодинамический режим.

Помимо классических случаев сочленения рифтовой долины с трансформными разломами при котором имеется их определенная структурная связь, существуют ситуации, которые представляются аномальными.

Наиболее четким примером является области на востоке и западе разлома Романш. Рифтовая долина в области западного сочленения разлома Романш, между $24^{\circ}30'$ – $24^{\circ}40'$ з.д., частично перегораживается западным замыканием структур палео–Романш. Рифтовая долина в районе 0° – $0^{\circ}30'$ ю.ш. и $16^{\circ}13'$ – $17^{\circ}10'$ з.д. (Bonatti et al. 1996) не имеет четкого соединения с активной частью разлома Романш. Приведенные данные показывают, что активная часть разлома Романш “отключена” от срединной системы.

Тектоническая ситуация в районах стыка разрывов (“discontinuity”) и рифтовых долин изучена не достаточно. Для понимания требуется комплексный анализ данных как в пределах осевой зоны САХ, так и за ее пределами. Рассмотрим несколько примеров из разных частей Атлантического океана.

Одним из признаков существования разрывов (“discontinuity”) является изменения простираций рифтовых долин (Collette et al., 1979). Между 25° с.ш. и $15^{\circ}00'$ ю.ш. такие явления известны во многих сегментах осевой части хребта. Они, как правило, совпадают с областями изменения морфологии рифтовых гор. Такие явления установлены между $13^{\circ}40'$ и $13^{\circ}45'$ с.ш., на $8^{\circ}30'$ с.ш., а также в районе $2^{\circ}40'$ с.ш. (разлом Св.Петра).

В районе $2^{\circ}40'$ с.ш. долина изгибается к востоку, смещаясь более чем на 30 км. Именно к этому месту подходит южный трог разлома Св.Петра. Выше было показано, что рифтовая долина имеет признаки как трансформного разлома, так и собственно рифта. Подобная ситуация была описана автором также в отчете 18-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” юго-восточнее острова Буве (Южная Атлантика) в разломе Мошеш (Мазарович и др., 1995). Он представляет собой широкую депрессию дна с относительным перепадом глубин до 1400 м (рис. 4.26). Осадки имеют мощности до 400 м. На альтиметрической карте разлом проявляется гравитационными минимумами и протягивается на незначительное (относительно протяженности разломов Буве, Ильяс Оркадос и Шака) расстояние за пределы осевой части Африкано–Антарктического хребта. Депрессия представляет собой две субширотные полосы пониженного рельефа, которые протягиваются на расстоянии до 30 км. Каждая из полос распадается на ряд впадин, которые разделены хребтом высотой от 400 до 600 м. Он мог возникнуть в результате трещинных излияний и представляет собой, крупный вулканический хребет с тремя вулканическими аппаратами центрального типа. Хребет перекрыт осадочным чехлом с мощностью менее 100 м. В районе $4^{\circ}40'$ – $4^{\circ}50'$ в.д. установлены разломы северо–западного простирания, которые пересекают все описанные морфоструктуры. По направлению к о.Буве впадины переходят в протяженные депрессии, которые пересекают склон трога Мошеш и продолжают в сторону рифтовой зоны. Здесь можно предполагать существование подводных вулканических

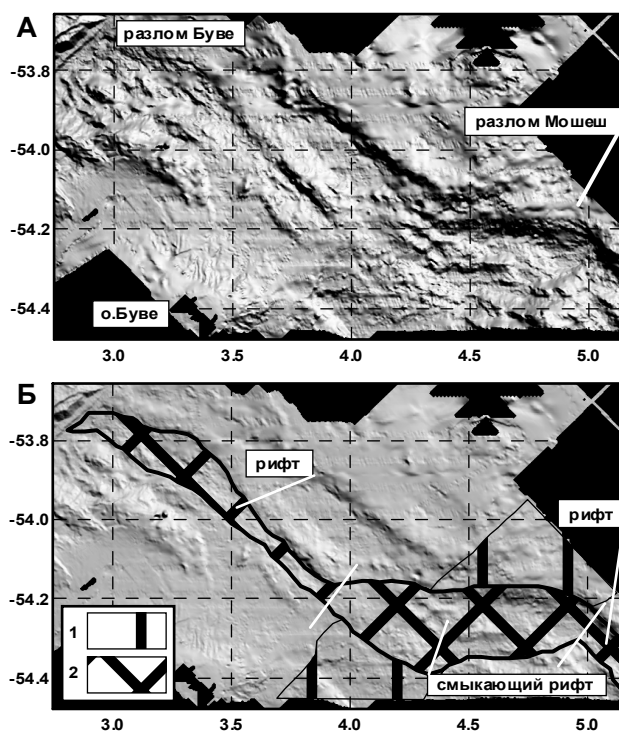


Рис. 4.26. Рельеф района к северо-востоку от о.Буве. А – положение основных объектов; Б – соотношение разлома Мошеш (1) и рифтовой зоны (2). Данные многолучевого эхолота ECHOS-625 (18-ый рейс НИС “Академик Николай Страхов”). Грид рассчитан М.Лиджи

аппаратов изометричной формы. В гравитационном поле (редукция Фая) морфоструктурному комплексу нарушения Мошеш соответствуют аномалии до -30 мгал. Модельные построения (устное сообщение Бульчев А.В., Гилод Д.А.) позволяют предполагать подъем мантийного вещества с плотностями $3,2$ г/куб. см более чем на один километр. Такая же картина характерна для разлома Буве и рифтовой зоны. В магнитном поле район выделяется интенсивными (до 500 гамм) положительными линейными аномалиями, которые прослеживаются как в рифте, так и в юго-западной части разлома Мошеш. В целом, по своему строению разлом Мошеш близок к классу сложных нодальных впадин (см.рис.4.25 н о), вместе с тем, плавная сопряженность простираций его морфоструктур с сегментами рифтовой зоны позволяет относить его к рифтовой зоне.

Таким образом, разлом Мошеш имеет признаки рифта, разломной зоны и нодальной впадины. В силу этих обстоятельств он может рассматриваться как структура особого рода – смыкающийся рифт. Под этим термином подразумевается рифтоподобная структура соединяющая два смещенных (на первые десятки км) сегмента рифтовой системы. С геодинамической точки зрения смыкающийся рифт может быть назван трансформирующим. Аналогами подобного рода структур, с определенными оговорками могут быть названы сложные нодаль-

ные впадины (Мазарович, Турко, 1994) в разломе Курчатова (см. рис. 4.25 к), система нодальных впадин Меркурий–Марафон (см. рис. 4.25 л), и некоторые разломы в Южной Атлантике. Вернемся к проблемам приэкваториальной Атлантики.

Северный трог разлома Св.Петра, как было показано ранее, не пересекает рифтовую зону. Аналогичная ситуация встречается также к северу от разлома Зеленого Мыса, где западнее рифтовой зоны располагается трог Ройял (рис.4.27). По данным МЭ (съемка на НИС “Академик Борис Петров”) и спутниковой альтиметрии он замыкается не доходя до рифтовых гор.

Помимо указанных районов, искривления рифтовой долины устанавливаются по данным спутниковой альтиметрии между 19–18° с.ш., 9–11° с.ш. и 15–17° ю.ш. В подавляющем большинстве случаев они совпадают с областями, к которым подходят трог, прослеживаемые на различные расстояния (260 км – 9°30' с.ш., 975 км – 19° с.ш., 2000 км – 11° с.ш.). Отмечаются две ситуации. При первой трог пересекает хребет не изменяя своего простирания (или почти не изменяя). При второй – простирание изменяется или согласно (20° с.ш.) или не согласно (21° с.ш.). На 9°50' с.ш., трог разлома Шарко смещается в районе рифтовой долины на расстояние порядка 10 км. Наконец весьма сложный в плане вид рифтовая долина приобретает южнее разлома Вознесения (рис.4.28), где с рифтом сочленяются два поперечных разрыва.

Данные МЭ и спутниковой альтиметрии показывают, что существует два принципиально разных взаимоотношения рифтовых зон и поперечных нарушений. Первый проявлен в виде хорошо известных и описанных выше закономерностей строения стыков рифт – трансформный разлом. Во втором случае трог не доходит до рифтовой зоны, они могут в плане изгибаться и подходить к осевой части САХ под разными углами. Подобная картина могла возникать при “отмирании” разломов. Просматривается два варианта объяснения. Первый предполагает существование древнего структурного плана, который оказывает активное воздействие на развитие рифта. Второй может быть связан со слиянием двух или более сегментов, разделенных трансформными разломами с небольшими смещениями (рис.4.29). При этом незначительные по протяженности активные части трансформных разломов при продвижении рифта преобразуются в рифтовую зону. Тем самым намечается эволюционный ряд (см.рис.4.29): трансформный разлом с малым смещением переходит в систему сопряженных впадин типа Меркурий или Курчатова, а затем происходит развитие смыкающего рифта типа Мошеш или Св.Петр. Принципиально сходное преположение о возможности перехода трансформных зон в рифтовые и обратно, на примере Аденского рифта, высказывалось ранее (Казьмин, 1978). После таких структурных перестроек начинает наращаться новая океаническая кора, при формировании которой

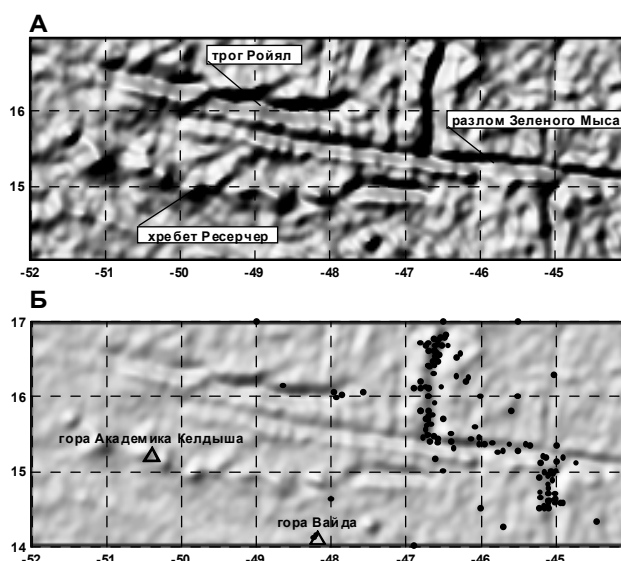


Рис.4.27. Соотношение трог Ройял и рифтовой зоны. А – гравиметрическое поле по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997); Б – положение эпицентров землетрясений и подводных гор с названиями

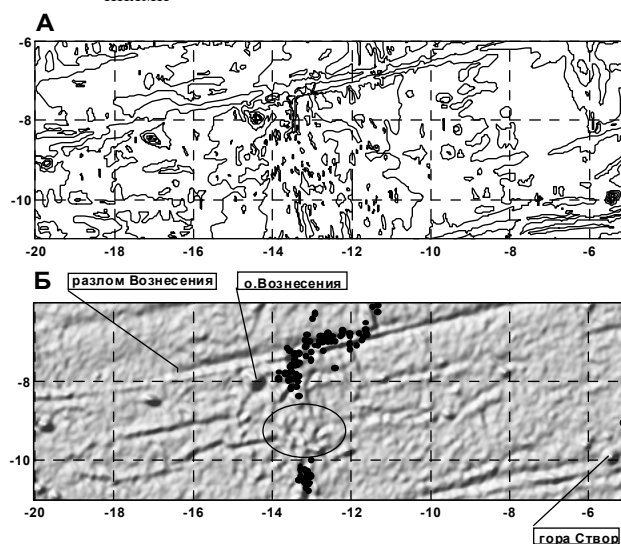


Рис. 4.28. Строение САХ к югу от разлома Вознесения. А – рельеф (Digital..., 1997); Б – гравитационное поле по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997). Эллипсом ограничен район, перспективный для обнаружения активных гидротермальных полей

отмершие пассивные части отодвигаются от оси спрединга. Искривления трогов указывают направление продвижения рифта. Основные описанные в главе соотношения рифт/разлом показаны на схеме (рис.4.30).

4.6. Тектоническое положение гидротермальных полей на Срединно-Атлантическом хребте

Высокотемпературные гидротермальные источники были открыты в конце семидесятых годов. В настоя-

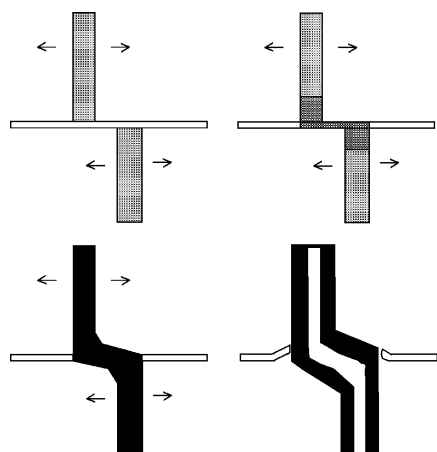


Рис. 4.29. Модель формирования разрыва

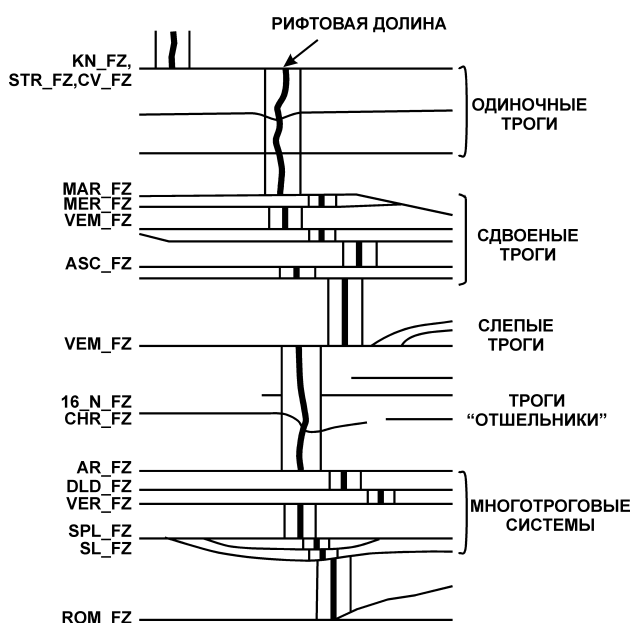


Рис. 4.30. Соотношение рифт–разломы. Индексы разломов: MAR_FZ – Марафон, MER_FZ – Меркурий, VEM_FZ – Вима, KN_FZ – Кейн, STR_FZ – Страхова, CV_FZ – Зеленого Мыса, ASC_FZ – Вознесения, 16N_FZ – 16-го градуса с.ш., CHR_FZ – Шарко, AR_FZ – Архангельского, DLD_FZ – Долдрамс, VER_FZ – Вернадского, SPL_FZ – Сан-Паулу, SL_FZ – Сьерра-Леоне

щий момент в Мировом океане изучено с разной степенью детальности свыше 100 гидротермальных активных и реликтовых полей (Rona, Scott, 1993).

Региональные исследования (Рона, 1986, Rona, Scott, 1993 и др.) показали, что большинство гидротермальных рудопроявлений расположено в пределах неовулканических зон рифтов в Срединно–Атлантическом хребте (ТАГ, Снейк Пит и Брокен Спур) и тяготеют к вулканическим сводам в их пределах. Отмечено, что активные гидротермальные источники чаще всего приурочены к зонам тектонических нарушений. Известна ситуация, когда активное гидротермальное поле (“Ло-

гачев”) располагается на поверхности краевого уступа рифтовой долины, сложенного серпентинизированными ультраосновными породами (Богданов и др., 1995). Такое положение плохо вписывается в существующую схему циркуляционных гидротермальных систем срединных хребтов.

Для понимания тектонической позиции, гидротермальные поля были нанесены (Мазарович, Соколов, 1998) на карту гравитационных аномалий, составленную по спутниковым данным (Sandwell, Smith, 1997), и их положение было сопоставлено с положением эпицентров землетрясений (1937–1997 гг.). Информация о землетрясениях была получена по Интернету из каталога National Earthquake Information Center (USA). Результат этих сопоставлений показал следующее.

Недавно открытое в районе 14°45′ с.ш. поле “Логачев” (Богданов и др., 1995) располагается в сегменте Срединно–Атлантического хребта между разломами Зеленого Мыса и Марафон. Анализ альтиметрических данных (см.рис. 4.15, 4.27 и рис. 4.31) совмещенных с положением эпицентров землетрясений показал, что именно здесь располагается район отсутствия сейсми-

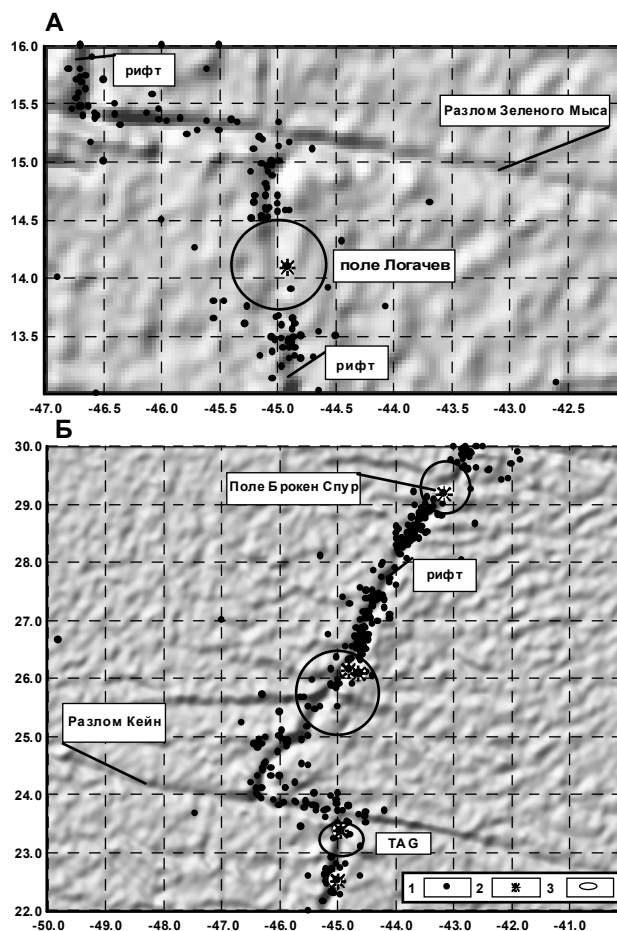


Рис. 4.31. Положение гидротермальных полей и эпицентров землетрясений в районах разломов Зеленого Мыса (А) и Кейн (Б). 1 – эпицентры землетрясений; 2 – гидротермальные поля; 3 – асейсмичные области

ческой активности. Сюда же трассируется зона протяженных гравитационных аномалий (в рельефе – желоб), которые прослеживаются на многие сотни км к востоку и западу от оси хребта. С этим же линеamentом связаны три (из пяти) известных глубокофокусных землетрясений в осевой части Атлантического океана с глубинами эпицентров соответственно в 60, 60 и 51 км и с магнитудами 6, 7.3 и 4.7.

Гидротермальные поля ТАГ, Снейк Пит и Брокен Спур (рис.4.31 б) также располагаются или в асейсмичных зонах, или вблизи от них. К районам их расположения примыкают протяженные депрессии дна (разломы). Глубокофокусные землетрясения в районе разлома Кейн не установлены. В пределах поля ТАГ гидротермальные постройки образовались либо на поверхности интенсивно раздробленного фундамента, либо в пределах осыпи, сложенной обломками вулканитов (Лисицин и др., 1990). Известные гидротермальные плюмы (Лукашин и др., 1997) также попадают в асейсмичную зону.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что гидротермальные поля тяготеют к относительно стабильным частям рифтовых зон, которые по всей видимости наиболее благоприятны для устойчивой циркуляции гидротерм в условиях спрединга с низкими скоростями. Такие области располагаются в областях разрывов (“discontinuity”).

Общая схема образования гидротермальных растворов хорошо известна и сводится к следующему. В пределах рифтов океанская вода проникает в кору по системе открытых трещин (гьяров) и в результате ее взаимодействия с породами океанской коры и магматическими очагами нагревается до близкритических температур (более 400°C). После этого обогащенные разными элементами рудообразующие гидротермальные растворы поднимаются к поверхности, где в районах

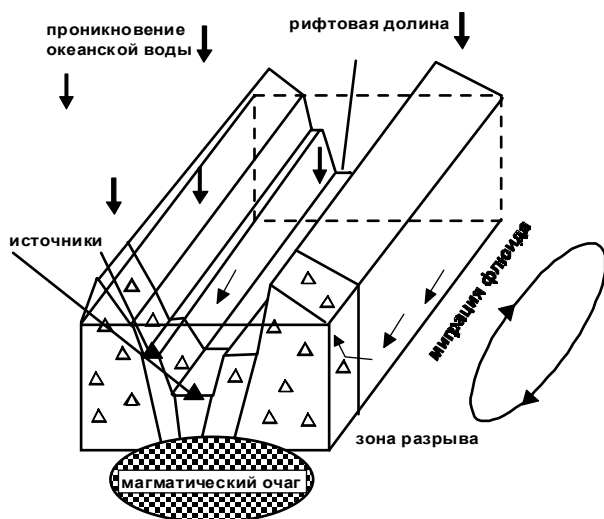


Рис. 4.32. Идеализированная схема миграции рудоносных флюидов параллельно простиранию рифтовой долины с разгрузкой в зонах разрывов. Объяснения в тексте

их разгрузки установлены “черные курильщики” и другие полиметаллические рудопроявления (Лисицин и др., 1990; Рона, 1986; Karson, Rona, 1990 и др.). Установленное нами тектоническое положение гидротермальных полей может внести в существующие модели ряд изменений.

Открытые трещины в пределах рифтовой зоны ориентированы субпараллельно ее простиранию. Логично предположить, что миграция растворов будет осуществляться не поперек рифта, как это принято, а в направлениях с наилучшими условиями проницаемости (рис.4.32), т.е. вдоль простирания рифта (аналогично трещинным коллекторам в нефтяных резервуарах). Возможно, что это движение происходит в сторону наиболее приподнятых частей рифтовой долины. Очаги гидротермальной разгрузки в этом случае должны располагаться в наиболее стабильных частях, где существуют благоприятные условия для долговременной (до десятков тысяч лет) устойчивой циркуляции гидротермальных растворов. Такие восходящие “струи” и располагаются в выявленных нами областях с нулевой или пониженной сейсмичностью. Разрывы (“discontinuity”), видимо представляют собой районы с повышенным количеством брекчий, или, иными словами, повышенной открытой пористостью и проницаемостью. Таким образом, основная циркуляция океанической воды и превращение ее в рудообразующие растворы происходит вдоль простирания рифтовых зон с последующей разгрузкой в относительно стабильных областях.

Анализ расположения эпицентров землетрясений в Срединно-Атлантическом хребте между 30° с.ш. и 15° ю.ш. показывает, что в указанных пределах имеется ряд районов (южнее разлома Вознесения и ряд других) с пониженной сейсмичностью или ее отсутствием (см. рис.4.28), которые совпадают с областями разрывов. Можно предполагать, что это наиболее перспективные районы для открытия гидротермальных полей.

4.7. Синтез

1. Срединно-океанический хребет Центральной Атлантики, на основании обработки нескольких сотен драгировок с каменным материалом, карт многолучевого эхолотирования и спутниковой альтиметрии, представляется гетерогенным образованием, включающим разнообразные морфоструктуры, сложенные в различной мере измененными и метаморфизованными гипербазитами, габбро, базальтами, которые могут находиться на различных глубинных уровнях в разных соотношениях. В ходе эволюции САХ намечается быстрая смена геодинамических условий, что проявляется в многообразии типов угловых поднятий, медианных и поперечных хребтов и нодальных впадин.

2. Рифтовая зона приэкваториальной Атлантики имеет прямолинейные и искривленные в плане долины, симметричного или асимметричного профиля.

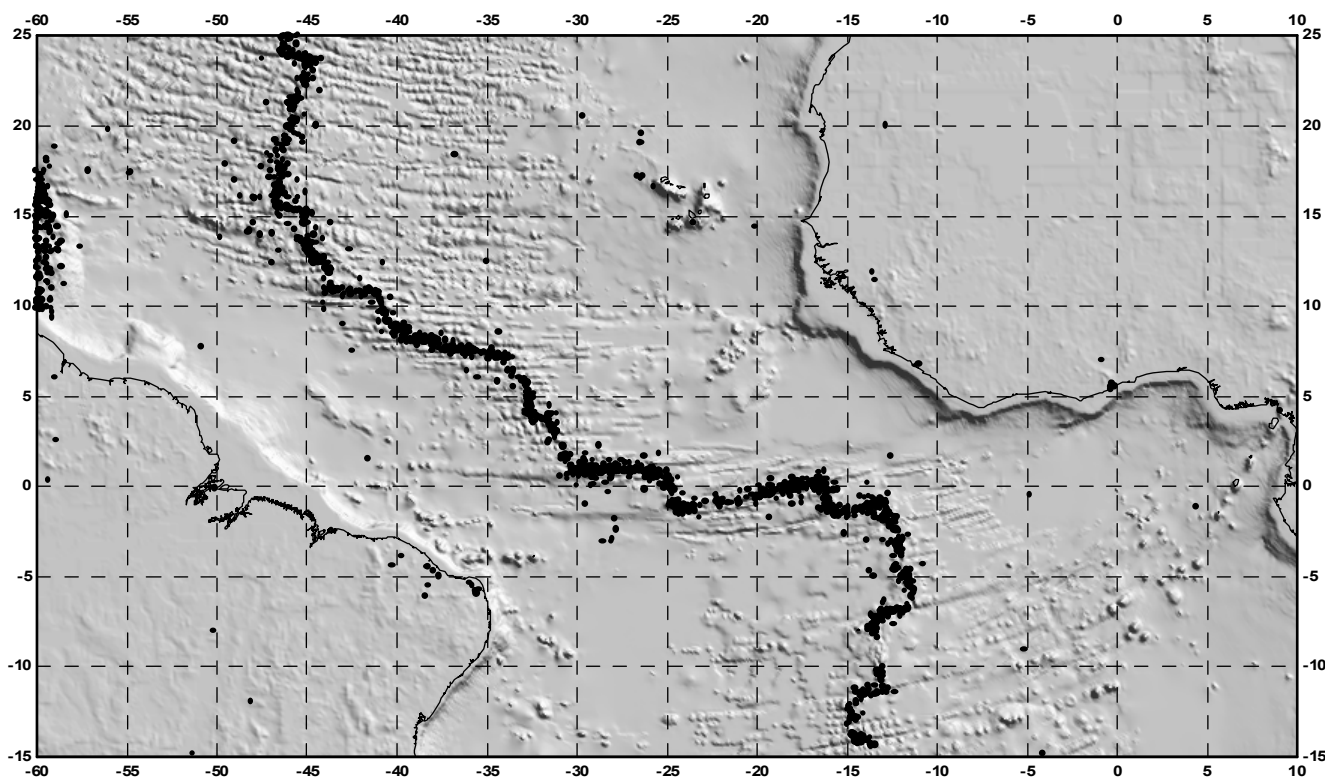


Рис. 4.33. Эпицентры землетрясений Срединно-Атлантического хребта между 25° с.ш. и 15° ю.ш.

Эшелонированность встречается редко. На тектонизированном дне долины могут располагаться впадины, вулканические аппараты центрального или трещинного типа, современные и палеогидротермальные системы. Продольные поднятия (неовулканические зоны) рифтовых долин представлены экструзиями и потоками базальтов, образующими вулканические структуры разной конфигурации. Удлиненные объекты могут располагаться параллельно или под некоторыми углами по отношению к бортам рифтовых долин. Последние представляют собой системы наклоненных блоков, которые в той или иной мере разбиты разрывными нарушениями. В ряде сегментов рифтовых зон установлены выходы гипербазитов, габбро и метаморфизованных пород. Рифтовая долина в каждом сегменте перегаживается поперечными порогами. Можно предполагать, что в осевой зоне САХ сохранились остатки палеорифтовых долин, которые представляют собой протяженные депрессии, которые либо отходят от «основного ствола рифта» либо не имеют с ним видимых контактов. Строение гребневой части САХ осложняется в ряде мест вулканическими сооружениями центрального типа, которые могут представлять собой или полностью сформированные океанические острова (Вознесения, Буве) или подводные вулканические горы. Стро-

ение рифтовой зоны нарушается разломами ориентированными под некоторыми углами к простиранию рифта. Вдоль осевой части САХ заметно изменяется сейсмичность, которая не проявляется в виде непрерывного пояса, а развита дискретно (рис.4.33). В ряде мест за 50 лет наблюдений не было зафиксировано ни одного землетрясения с магнитудой 4 или более. Такие районы пространственно совпадают с зонами разрывов (“discontinuity”).

3. Данные МЭ и спутниковой альтиметрии показывают, что существует два принципиально разных взаимоотношения рифтовых зон и поперечных нарушений. Первый проявлен в виде хорошо известных и описанных выше закономерностей строения стыков рифт – трансформный разлом. В одних случаях они могут быть связаны через нодальные впадины. В других нодальные впадины могут отсутствовать. В разломе Романш активная часть разлома не имеет отчетливой связи с рифтовыми зонами. В ряде мест (например, разломы Вима, Меркурий) можно предполагать проградацию (продвижение) рифта. Во втором случае трог не доходят до рифтовой зоны, они могут в плане изгибаться и подходить к осевой части САХ под разными углами. Подобная картина могла возникать при “отмирании” разломов.

ГЛАВА 5. СТРУКТУРА ПАССИВНЫХ ЧАСТЕЙ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ

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

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

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

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

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

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

5.1. Основные черты строения пассивных частей трансформных разломов центральной Атлантики

Анализ разнообразного картографического материала, включая данные спутниковой альтиметрии

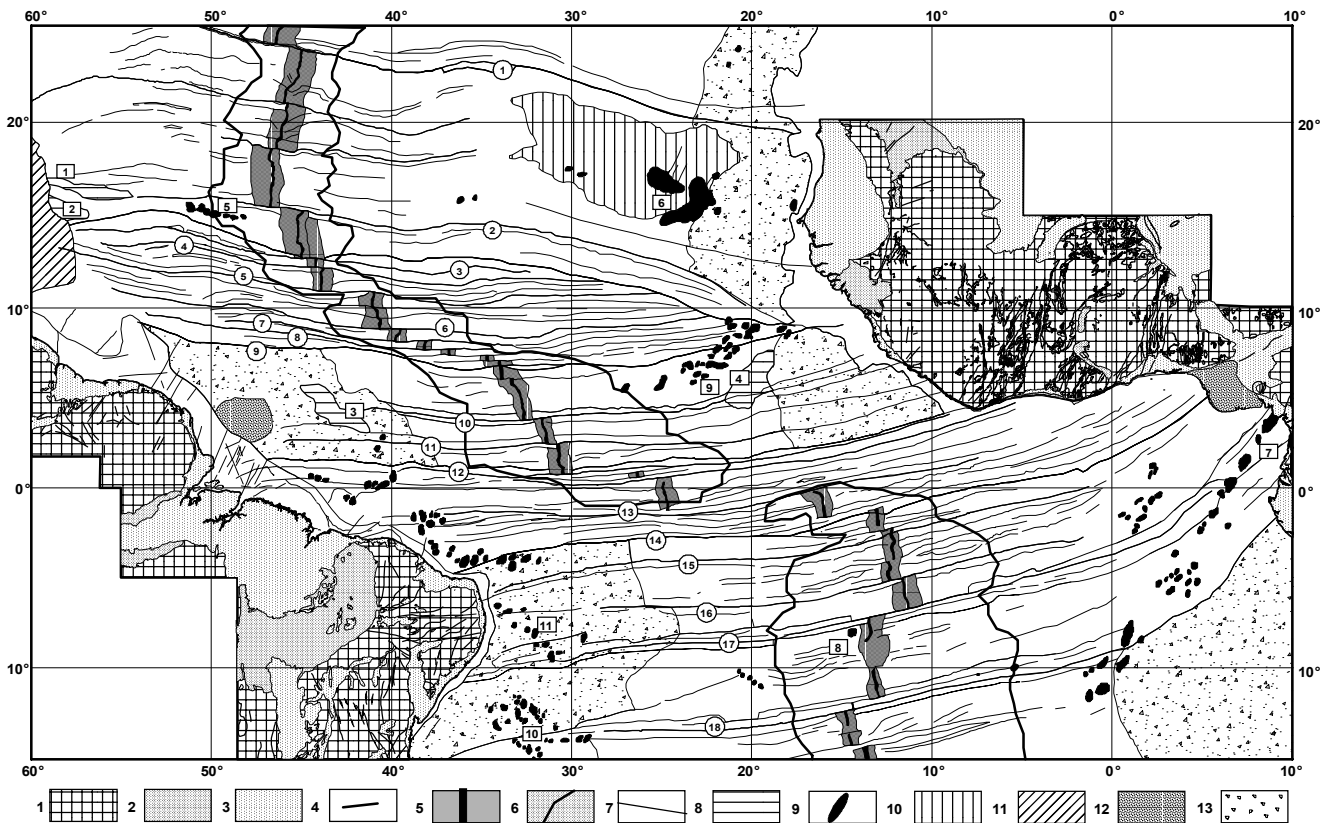


Рис. 5.1. Карта разломных структур Центральной Атлантики (черно-белый вариант, упрощено). Проекция – Меркатор. Эллипсоид – WGS-84. 1–4 – континентальная кора: 1 – выступы кристаллического фундамента нерасчлененные (в Африке включают и мавританиды); 2,3 – наложенные впадины: 2 – палеозойские, 3 – мезозойские-кайнозойские;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

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

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

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

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

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

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

Таблица 10

Основные характеристики разломов Центральной Атлантики

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

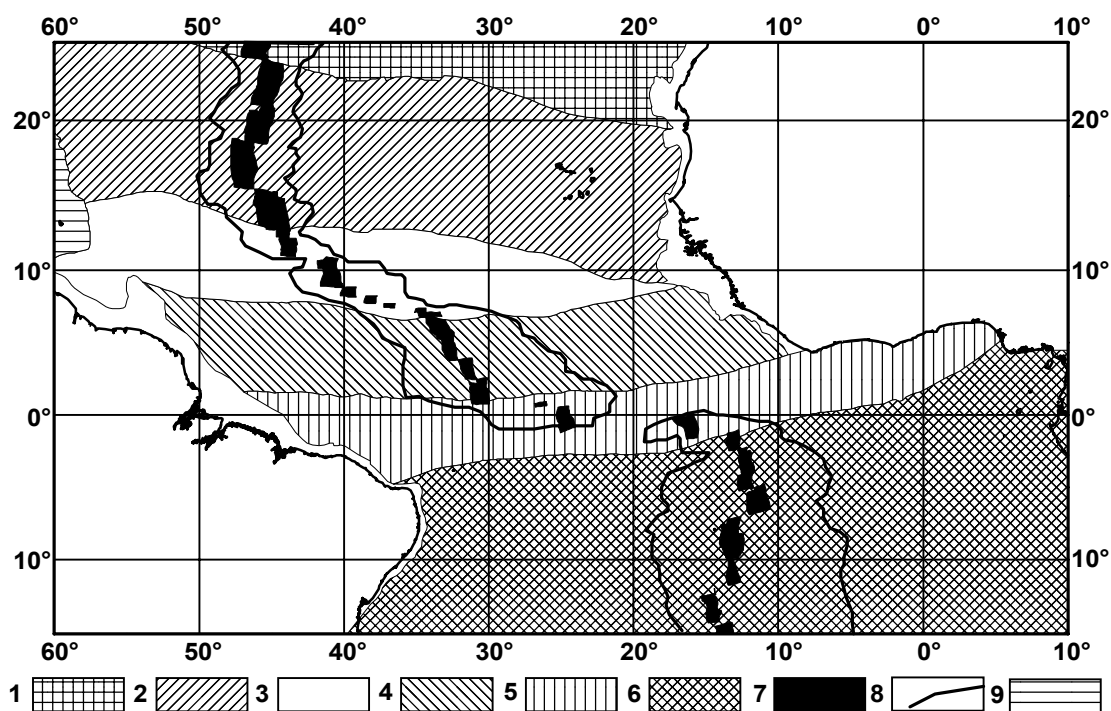


Рис. 5.2. Трансатлантические зоны: 1 – Атлантик–Кейн; 2 – Кейн–Зеленого Мыса; 3 – Зеленого Мыса–Сьерра-Леоне; 4 – Сьерра-Леоне–Сан-Паулу; 5 – Сан-Паулу–Чейн; 6 – Чейн–Вознесения и Вознесения–Кардно, объединенные; 7 – рифтовая зона; 8 – наиболее приподнятые части Срединно-Атлантического хребта; 9 – Барбадосская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

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

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

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

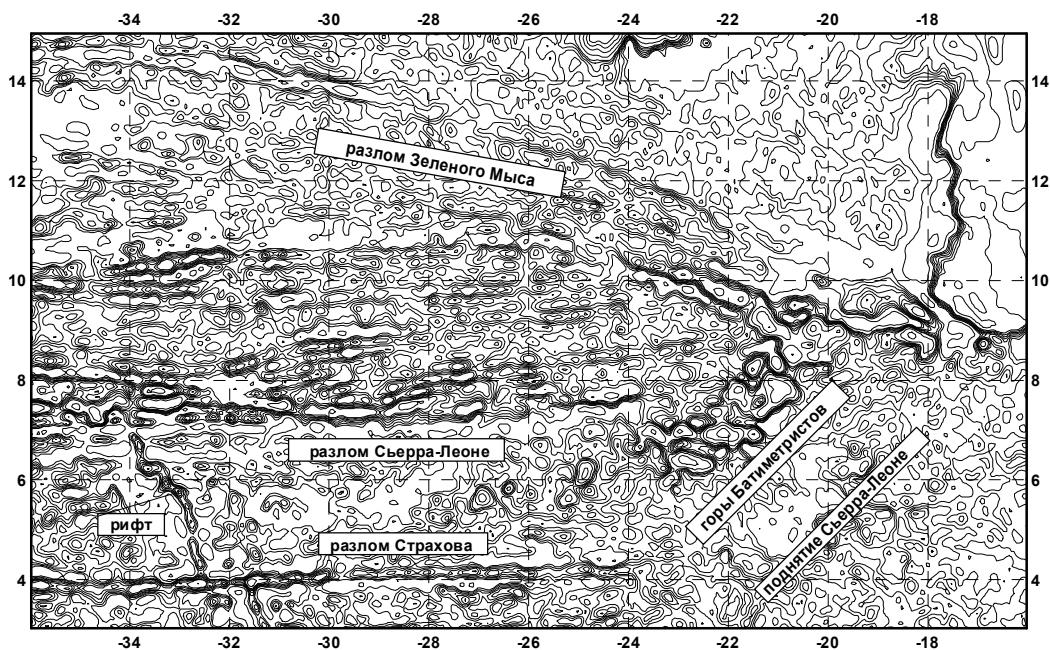


Рис. 5.3. Карта гравитационных аномалий района конвергенции пассивных частей разломов северо-западнее поднятия Сьерра-Леоне, составленная по данным спутниковой альтиметрии (по данным Sandwell, Smith, 1997)

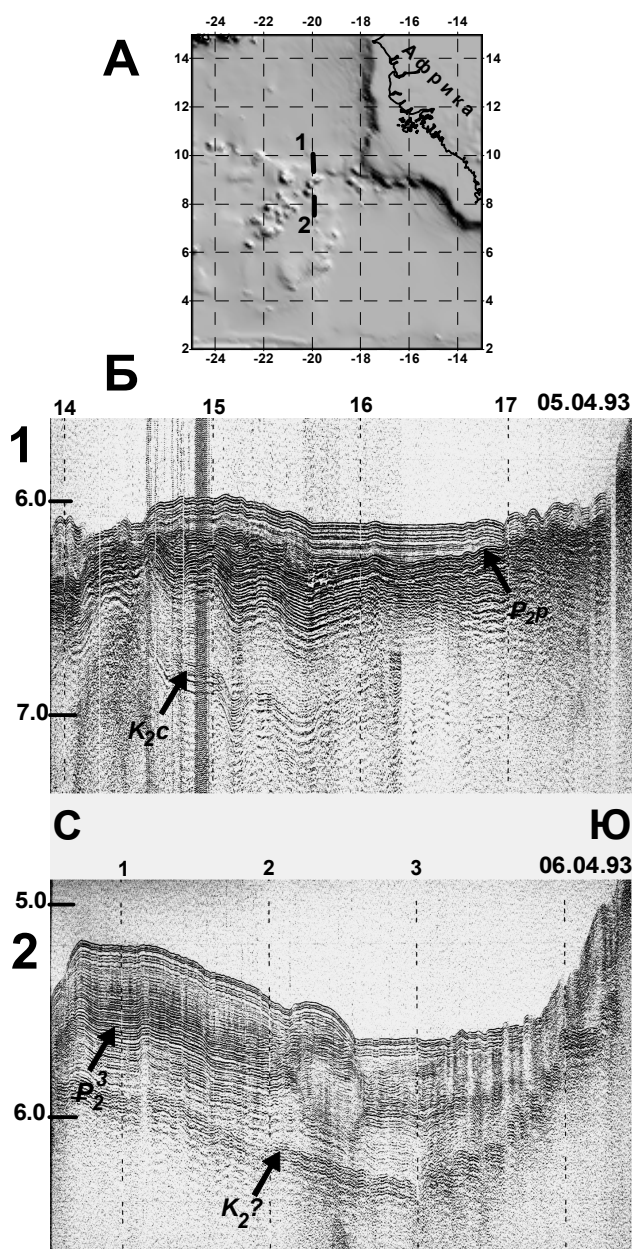


Рис. 5.4. Деформации осадочного чехла в районе поднятия Сьерра-Леоне (Мазарович и др., 1997). А – положение профилей НСП 16-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”; Б – профили НСП: 1 – севернее поднятия, 2 – южнее поднятия

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

5.3. Примеры строения флангов трансформных разломов

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

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

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

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

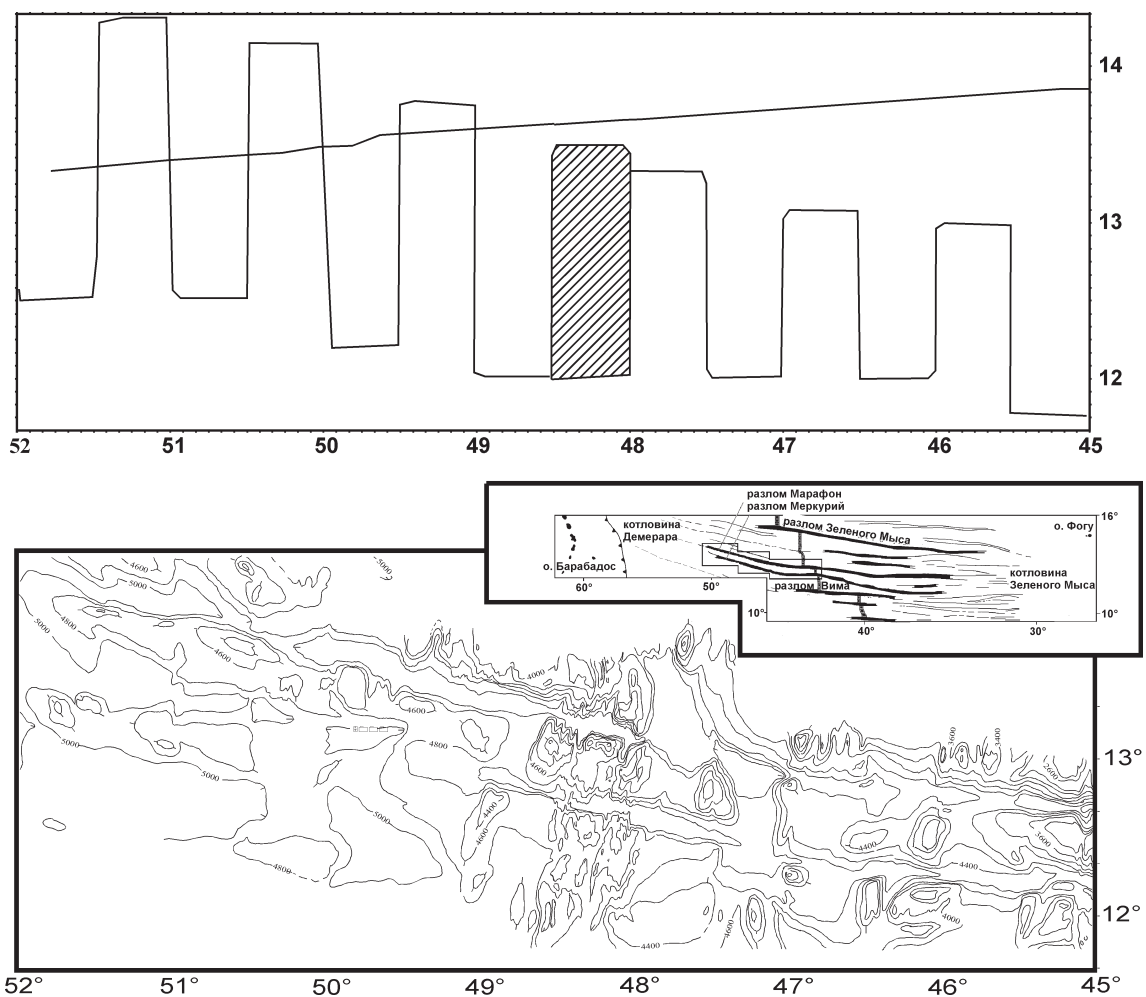


Рис. 5.5. Строение западных флангов разломов Марафон и Меркурий по данным многолучевого эхолотирования в 9-ом рейсе НИС “Академик Николай Страхов”. А – галсы судна и полигон (заштриховано); Б – рельеф (карта составлена Н.Н. Турко). На врезке – схема расположения основных разломов приэкваториальной части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

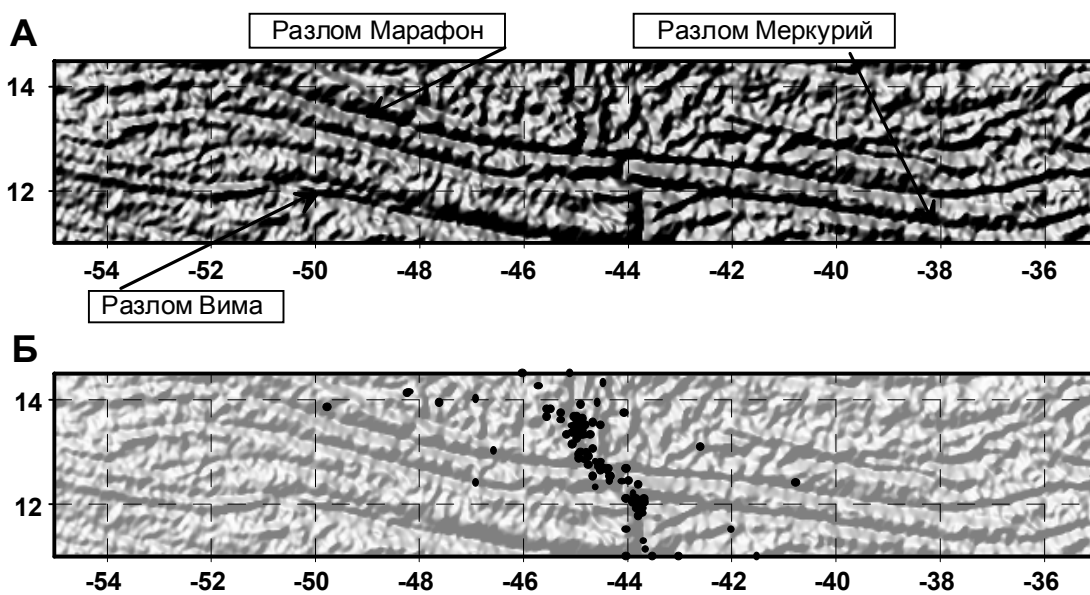


Рис. 5.6. Карта гравитационных аномалий, построенная по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997) между $14^{\circ}30'$ и 11° с.ш. (А), то же с эпицентрами землетрясений (Б)

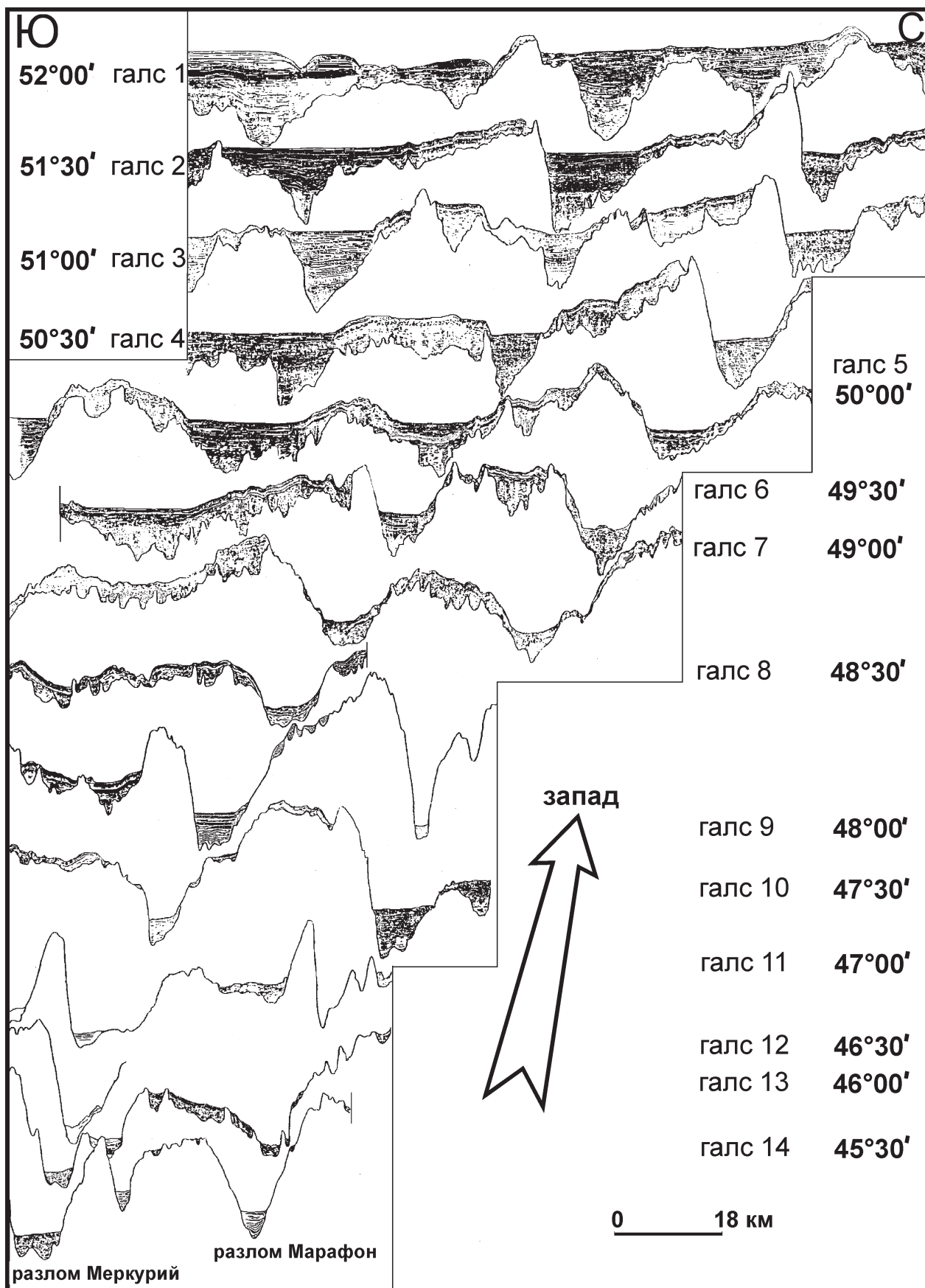


Рис. 5.7. Распределение осадочного чехла в разломах Марафон и Меркурий. Составлено А.В. Кольцовой при участии автора

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

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

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

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

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

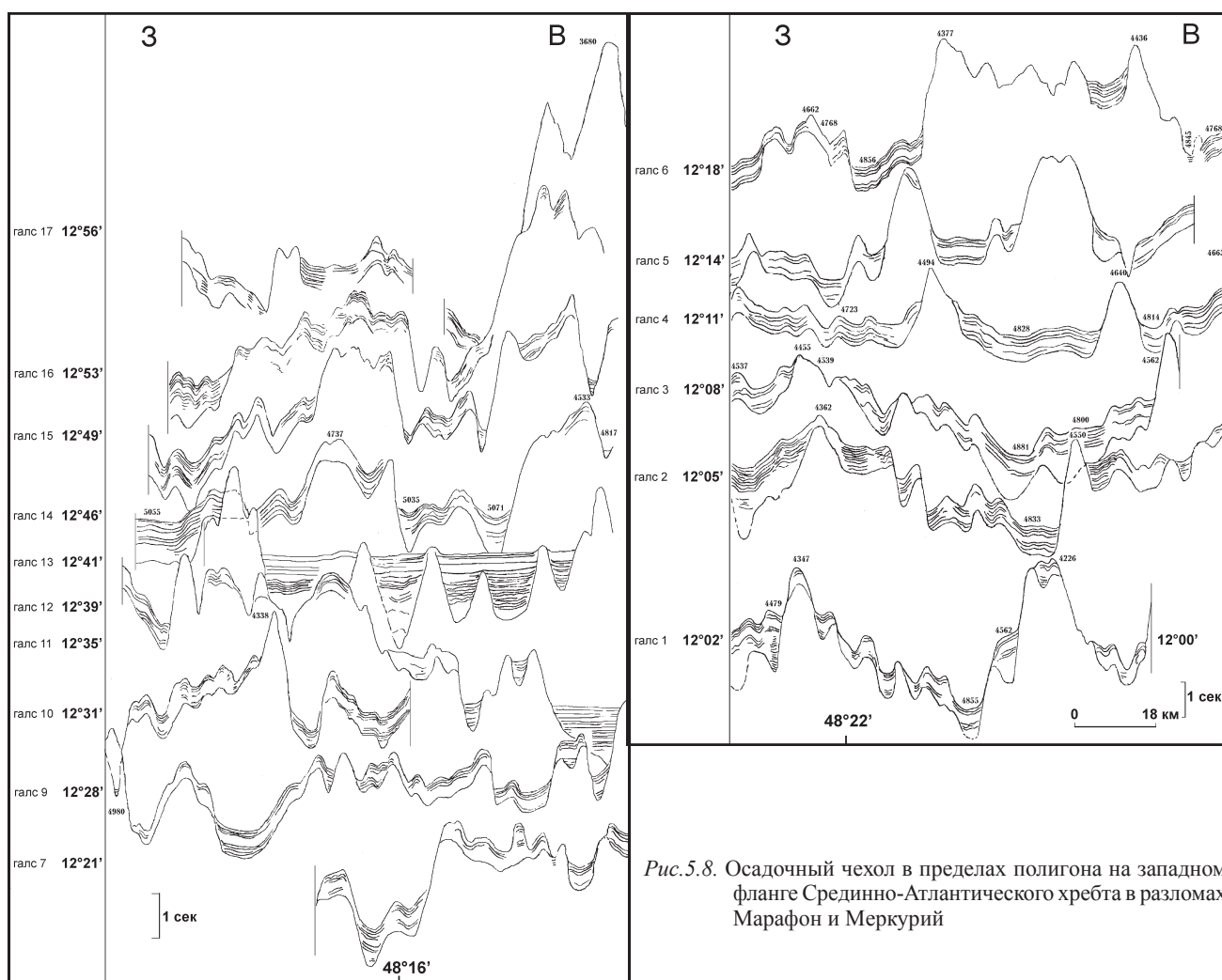


Рис.5.8. Осадочный чехол в пределах полигона на западном фланге Срединно-Атлантического хребта в разломах Марафон и Меркурий

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

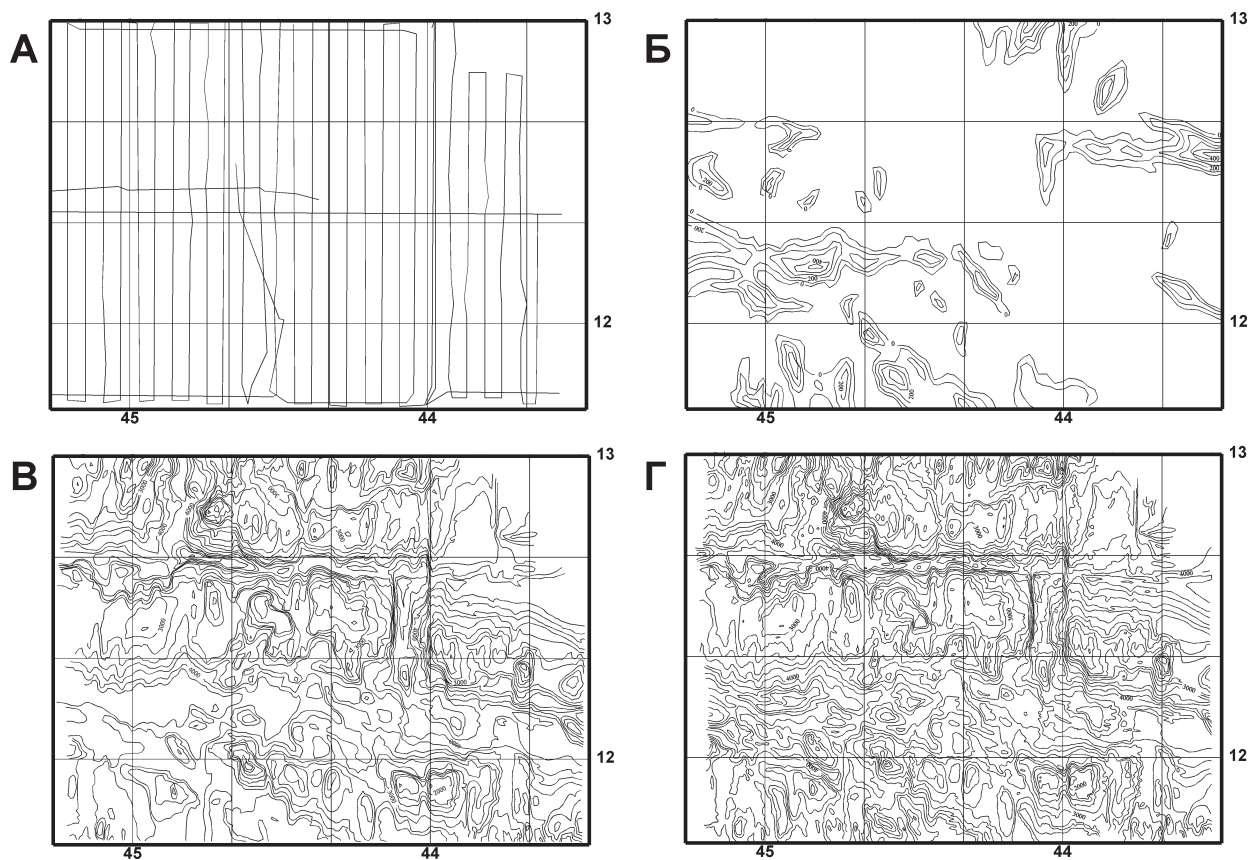


Рис. 5.9. Рельеф, осадочный чехол и рельеф акустического фундамента в пределах полигона на западном фланге Срединно-Атлантического хребта в разломах Марафон и Меркурий. А – галсы; Б – мощность осадочного чехла (карта составлена А.В. Кольцовой); В – рельеф (карта составлена Н.Н. Турко); Г – рельеф акустического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

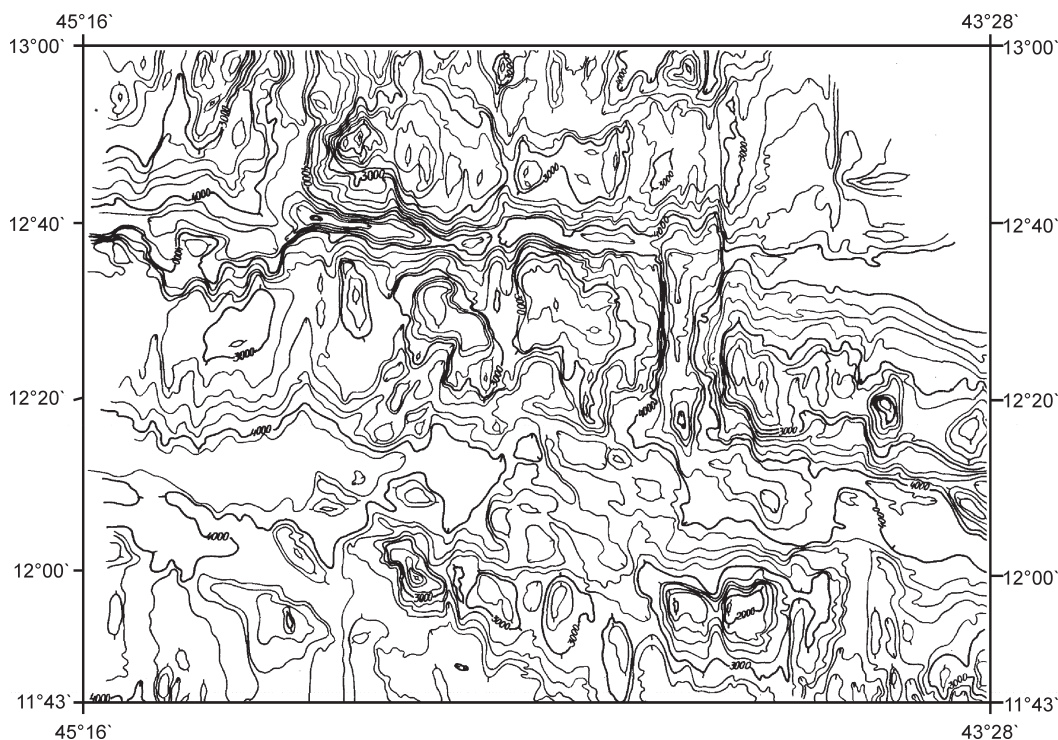


Рис. 5.10. Рельеф дна в пределах полигона в осевой части Срединно-Атлантического хребта в районе разломов Марафон и Меркурий (карта составлена Н.Н. Турко)

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

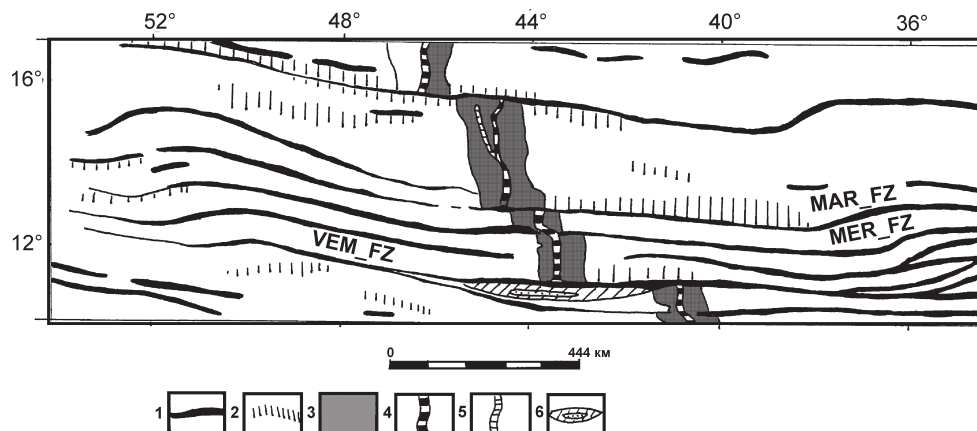


Рис.5.11. Схема строения разломных зон между 16 и 11° с.ш. по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1995) и геологических исследований. 1 – трого; 2 – хребты; 3 – рифтовая зона; 4 – рифтовая долина; 5 – палео-рифтовая долина; 6 – поперечный хребет разлома Вима с карбонатной платформой. Индексы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

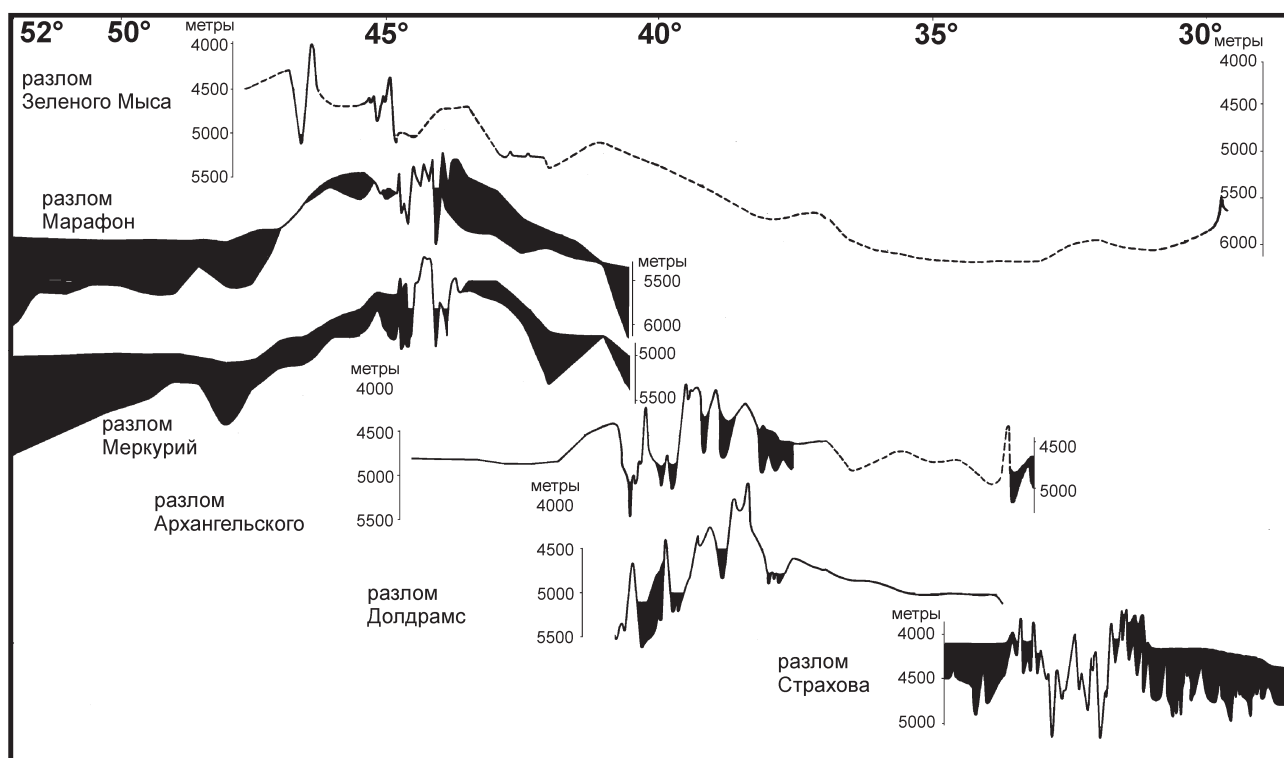


Рис. 5.12. Продольные профили вдоль разломов Зеленого Мыса (составлены Н.Н. Турко), Марафон, Меркурий, (Мазарович, Турко, 1992), Архангельского, Долдрамс (составлен Н.Н. Турко) и Страхова (составлен А.В. Кольцовой). Черный цвет – осадочный чехол

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

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

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

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

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

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

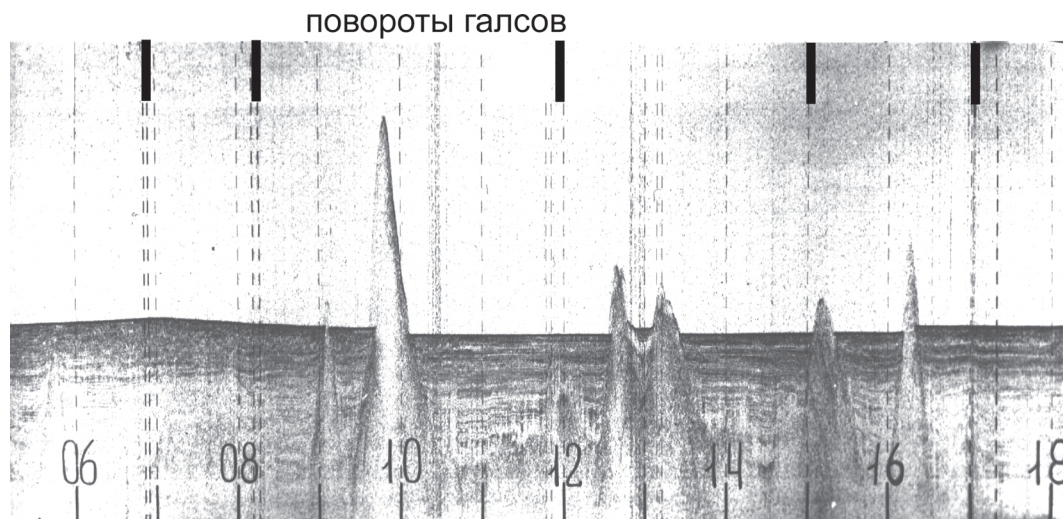


Рис. 5.13. Строение осадочного чехла в западной части разлома Долдрамс по данным НСП (Строение..., 1991). 1–3 – сейсмические разрезы: 1 – вдоль $44^{\circ}00'$; 2 – вдоль $44^{\circ}15'$ з.д. (север справа); 3 – вдоль $44^{\circ}30'$ з.д.

Более подробная характеристика этих объектов будет приведена ниже.

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

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

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

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

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

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

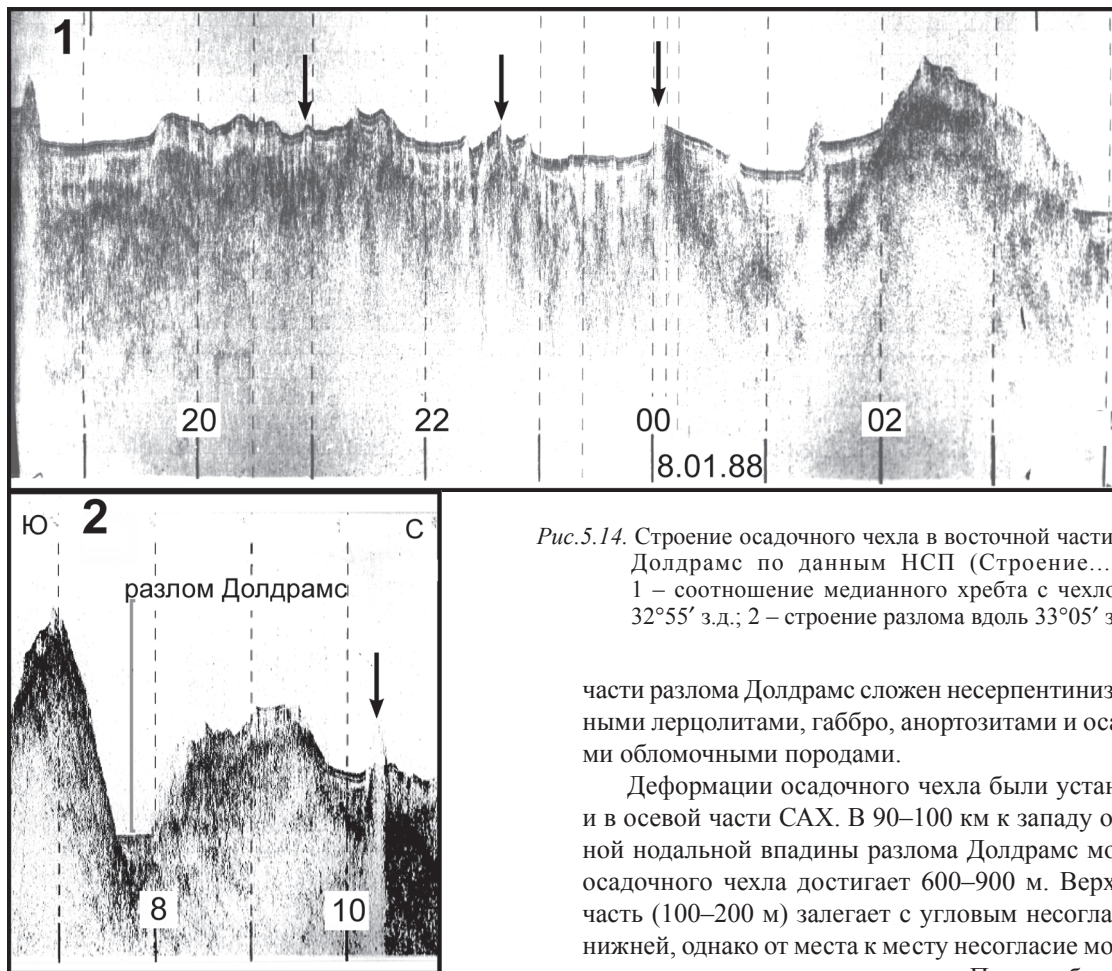


Рис. 5.14. Строение осадочного чехла в восточной части разлома Долдрамс по данным НСП (Строение..., 1991). 1 – соотношение медианного хребта с чехлом вдоль $32^{\circ}55'$ з.д.; 2 – строение разлома вдоль $33^{\circ}05'$ з.д.

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

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

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

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

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

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

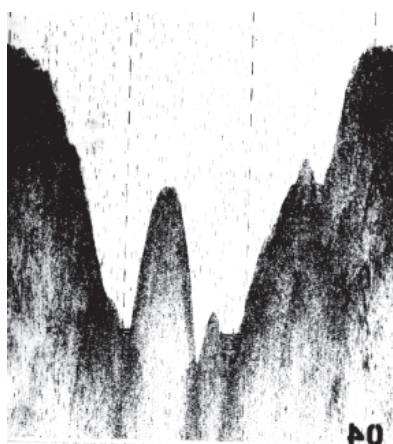


Рис. 5.15. Медианные хребты

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

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

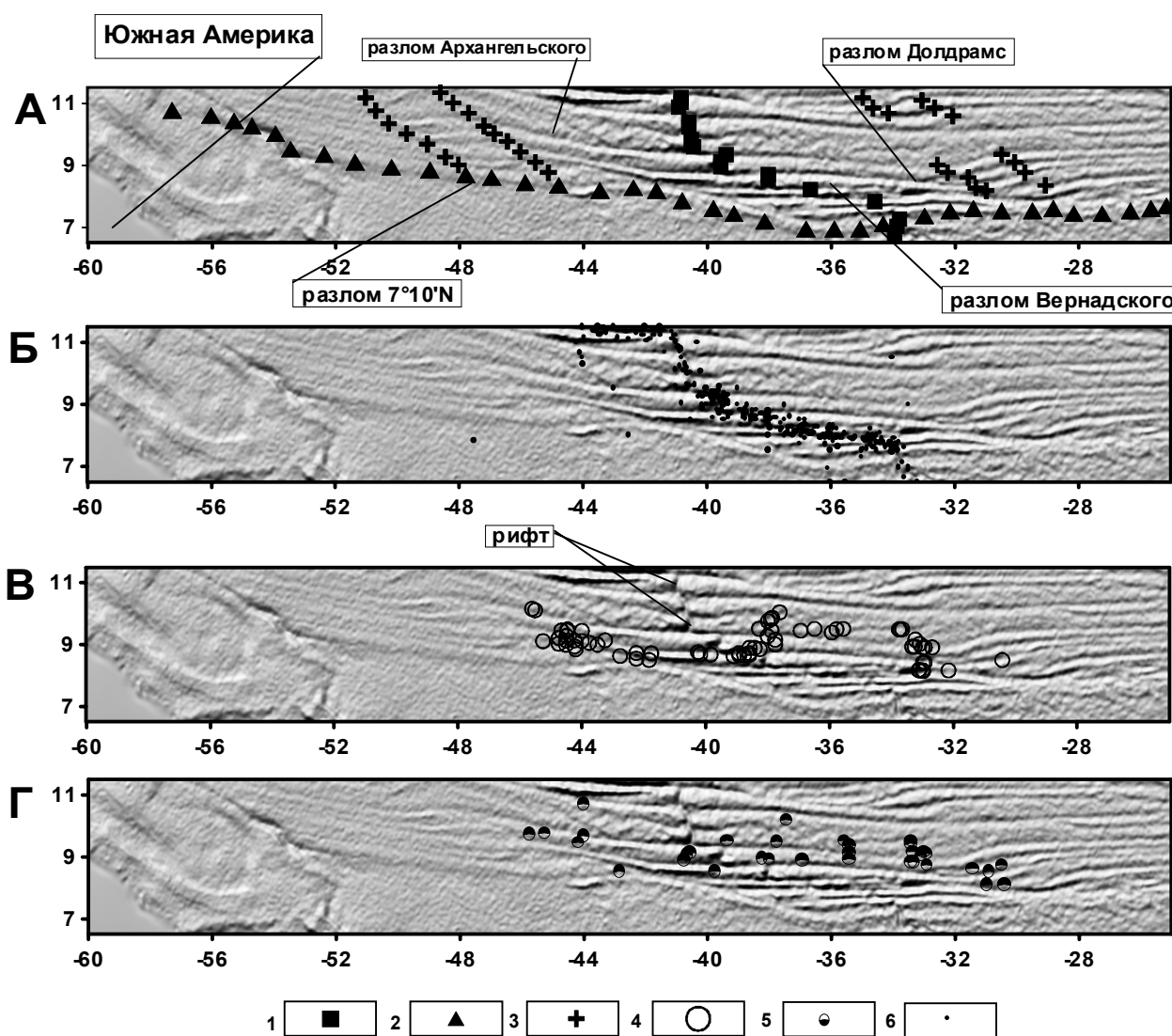


Рис. 5.16. Распределение диапировых структур, зон деформированных осадков и эпицентров землетрясений на район разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского (Мазарович, Соколов, 1997), и их соотношение с данными альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997). А – расположение основных структур; Б – положение эпицентров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

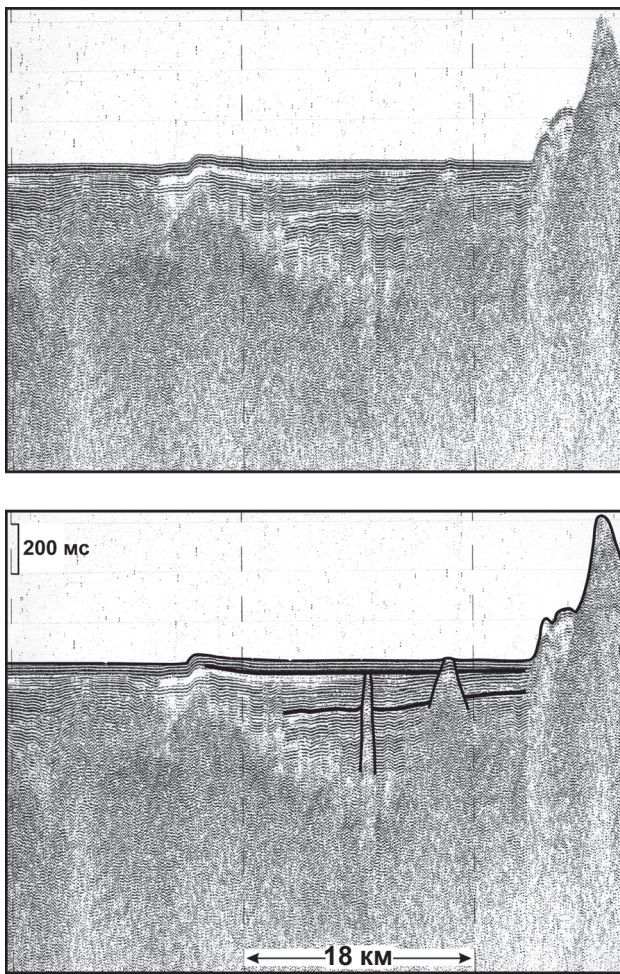


Рис. 5.17. Многократное внедрение пород акустического фундамента в осадочную толщу в районе разломов Марафон и Меркурий и влияние этих процессов на формирование рельефа (9-й рейс НИС “Академик Николай Страхов”; профиль НСП)

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

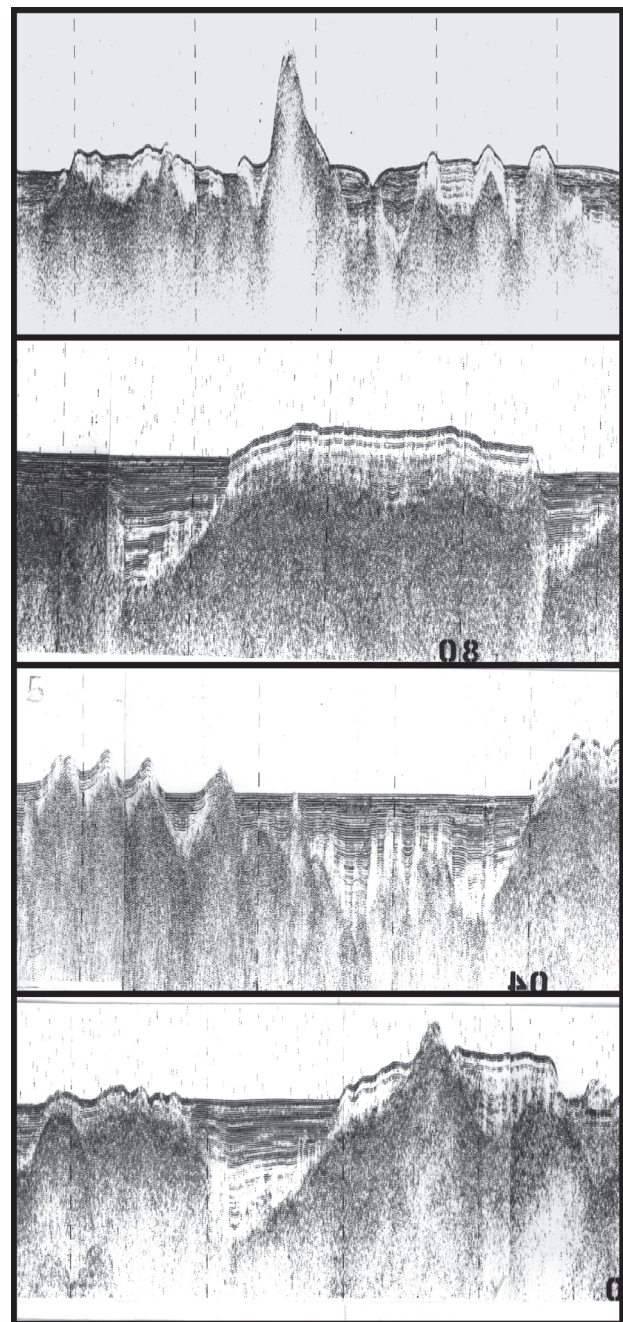


Рис. 5.18. Примеры деформаций осадочного чехла в Центральной Атлантике между 13° и 7° с.ш. (пояснения в тексте)

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

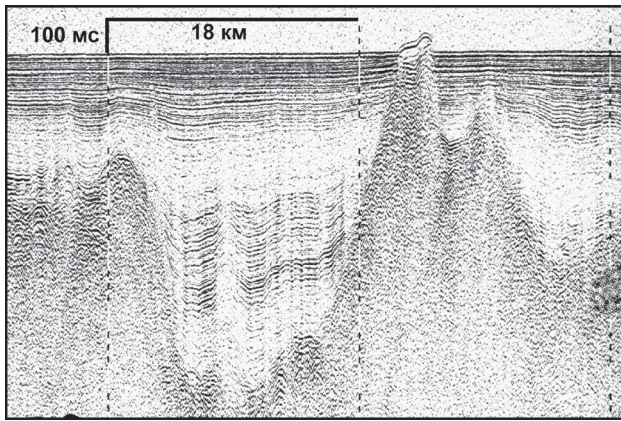


Рис. 5.19. Формирование рельефа при подъеме диапира в Ангольской котловине (пассивная часть разлома Хотспер)

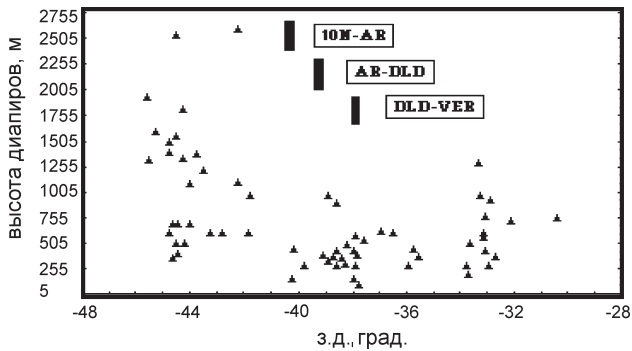


Рис. 5.20. Высоты структур протыкания (черные треугольники) и их положение относительно осей спрединга (черные прямоугольники). Сегменты рифта между разломами: 10N_AR – Десятого градуса и Архангельского, Архангельского и Долдрамс, Долдрамс и Вернадского

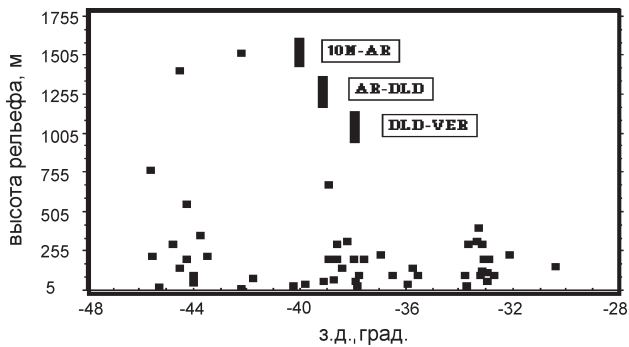


Рис. 5.21. Высоты рельефа, сформированного при подъеме структур протыкания (черные квадраты) и их положение относительно осей спрединга (черные прямоугольники). Сегменты рифта между разломами: 10N_AR – Десятого градуса и Архангельского, Архангельского и Долдрамс, Долдрамс и Вернадского

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

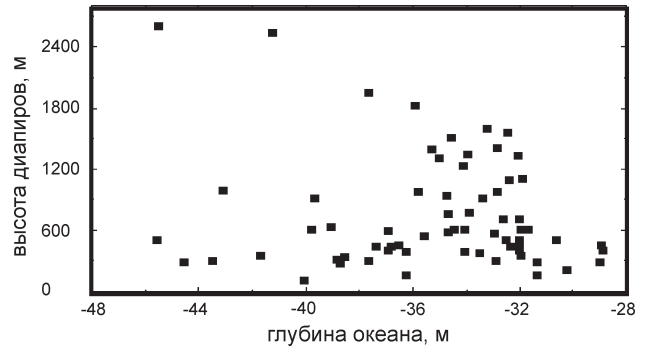


Рис. 5.22. Зависимость высоты структур протыкания от глубины дна океана по данным статистической обработки

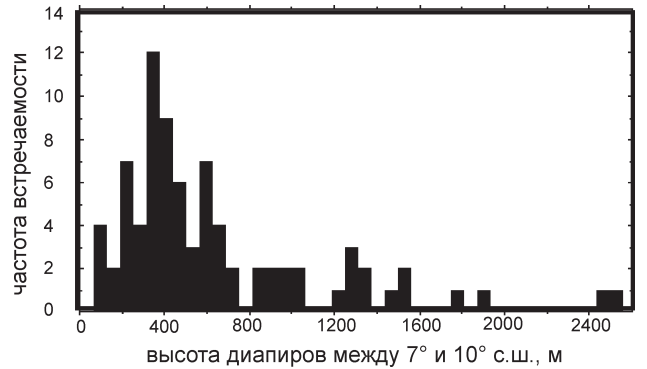


Рис. 5.23. Наиболее часто встречаемые высоты диапиров по данным статистической обработки

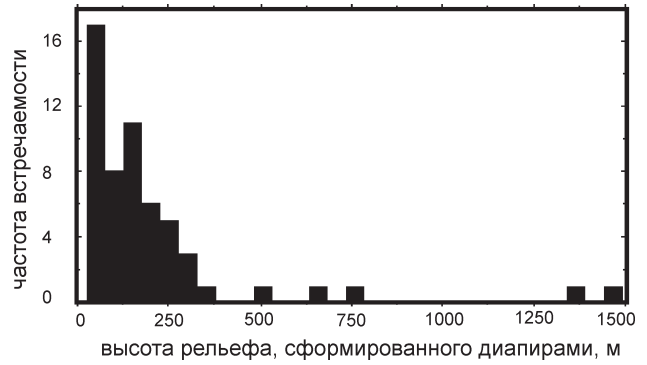


Рис. 5.24. Наиболее часто встречаемые высоты рельефа, сформированного при подъеме структур протыкания по данным статистической обработки

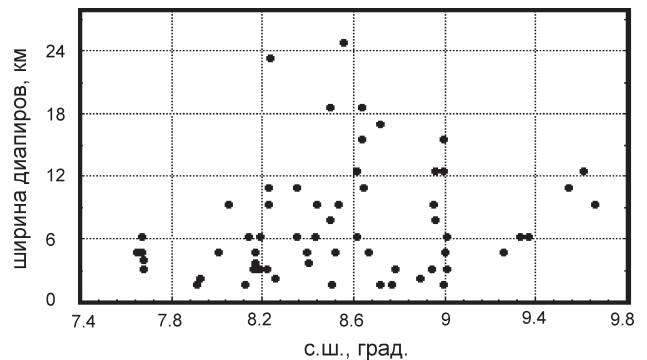


Рис. 5.25. Зависимость размаха структур протыкания от широты по данным статистической обработки

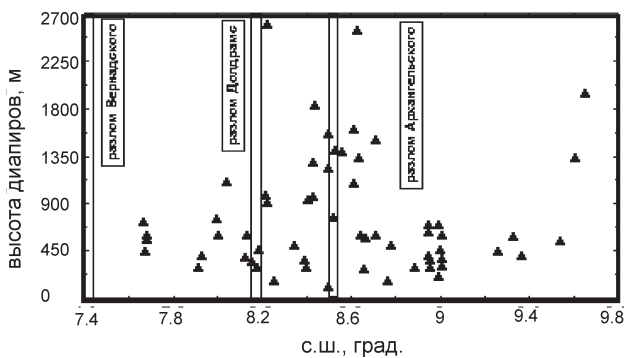


Рис. 5.26. Высоты структур протыкания и их положение относительно разломных зон

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

Таким образом, в районе разломов Архангельского –Вернадского существуют положительные вертикальные движения со значительными амплитудами. При этом могут подниматься как сравнительно незначительные по масштабу (первые километры) участки, так и протяженные (сотни километров) блоки океанической коры. Их подъемы вызывают и (или) вызывали деформации осадочного чехла. Отсутствие скважин бурения вблизи района исследований не позволяет точно определить время формирования вышеописанных объектов. Судя по редким землетрясениям, часть структур формируется в настоящий момент, однако основная часть была сформирована в плейстоцен-четвертичное время, о чем свидетельствуют нарушения горизонтального залегания самых верхних горизонтов осадочного чехла. Сходные с вышеописанными структуры были описаны также в ряде районов на северо-востоке Индийского океана (Пилипенко, 1995, 1997).

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

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

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

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

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

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

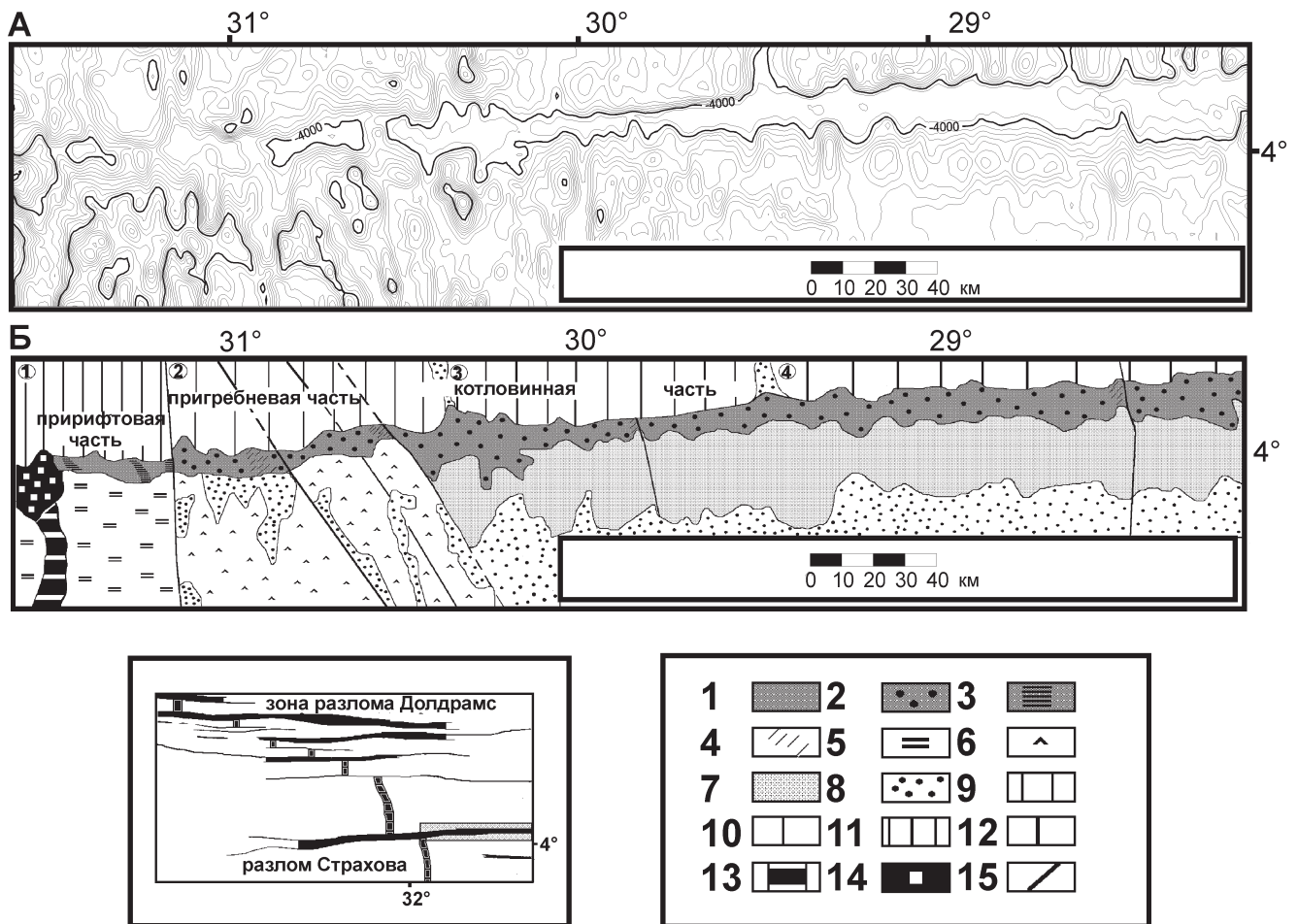


Рис. 5.27. Строение восточного фланга разлома Страхова. А – батиметрическая карта восточной части разлома Страхова, изобаты через 100 м; Б – схема геоморфологического районирования восточной части разлома Страхова с элементами тектоники (Мазарович и др., 1996). 1–3 – приразломная впадина: 1 – со спорадически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

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

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

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

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

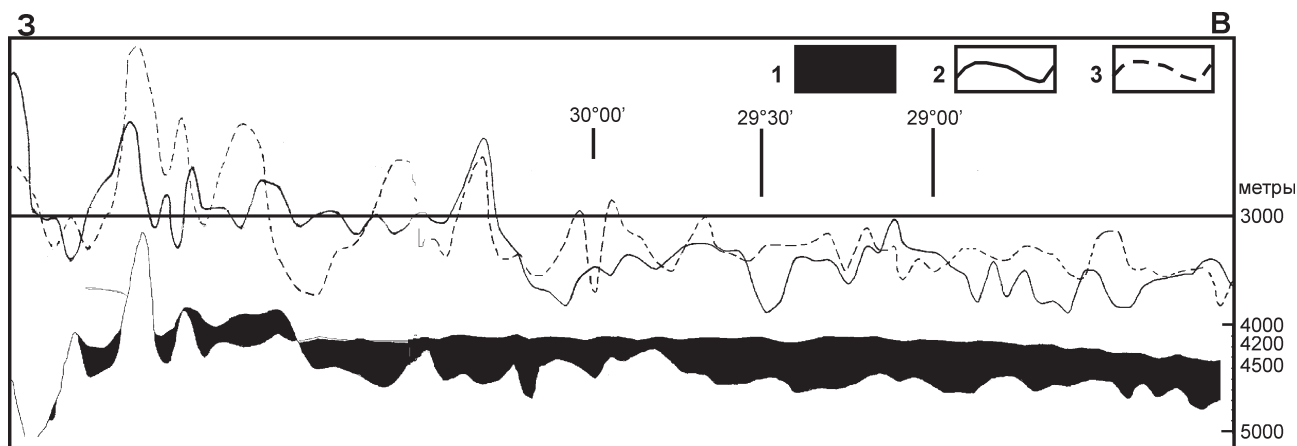


Рис. 5.28. Продольные профили вдоль разлома Страхова и прилегающих частей океанического дна (местоположение профилей указано в тексте) (Мазарович и др., 1996). 1 – осадочный чехол; 2–3 – рельеф вдоль бортов разлома: 2 – северного, 3 – южного

5.4. Некоторые особенности морфоструктуры океанических разломов

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

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

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

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

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

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

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

Таблица 11

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

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

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

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

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

Таблица 12

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

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

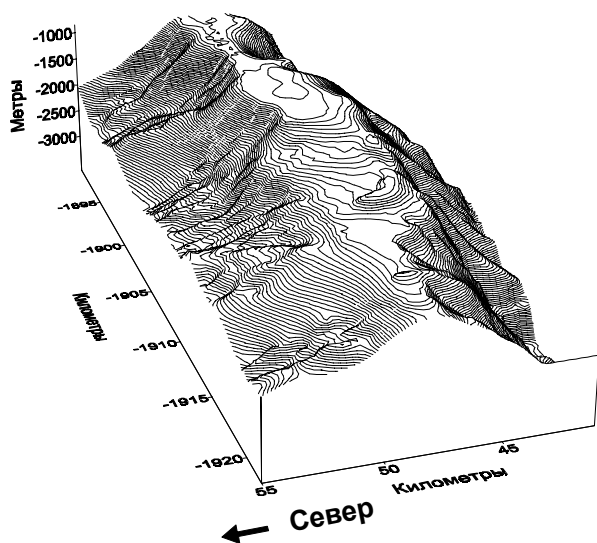


Рис. 5.29. Поперечный хребет разлома Романш (Ефимов и др. 1996)

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Таблица 13

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

5.5. Синтез

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

1. Протяженность разломов приэкваториальной Атлантики различна и изменяется от 4410 до 700 км. Пассивные части составляют в них от 80 до 95% от общей длины разлома. У большинства разломов западные фланги более протяженные, что может свидетельствовать об асимметричном спрединге. Средняя ширина разломных зон, включая приразломные хребты, составляет около 65 км. С учетом того, что разломы оказывают охлаждающий эффект, можно предположить, что около трети океанической литосферы приэкваториальной Атлантики имеет относительно более холодную температуру и здесь кровля мантии находится в наиболее высоком положении.

2. В плане “пассивные части” разломов образуют сложный рисунок – они могут расходиться, сближаться, вплоть до образования азимутального несогласия. Картина осложняется изменениями простираений более высокого порядка. Пассивные части трансформных разломов в ходе эволюции океанической коры испытывают не только прогрессивное опускание по мере их удаления от оси спрединга, но и более сложные деформации обусловленными верти-

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

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

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

логии. Впадины могут быть заполненными или незаполненными осадочными породами.

5. В районе разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского существуют положительные вертикальные движения со значительными амплитудами. При этом могут подниматься как сравнительно незначительные по масштабу (первые километры) участки, так и протяженные (сотни километров) блоки океанической коры. Их подъемы вызывают и (или) вызывали деформации осадочного чехла. Кроме этого, сходные деформации были вызваны движениями по зонам смятия. Отсутствие скважин бурения вблизи района исследований не позволяет точно определить время формирования вышеописанных объектов. Судя по редким землетрясениям, часть структур формируется в настоящий момент, однако основная часть была сформирована раньше, в плейстоцен-четвертичное время.

6. Восточнее и западнее оси спрединга приэкваториальной Атлантики существуют две субпараллельные зоны смятия осадков и изломов простираний трансформных разломов. Общая конфигурация этих зон и характер нарушений позволяет предполагать существование соответствующих областей сдвиговых деформаций. Судя по тому, что с этими зонами не связаны современные эпицентры землетрясений можно предполагать, что они имели возраст формирования до начала сейсмологических исследований.

ГЛАВА 6. СТРУКТУРЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ И ПОДВОДНЫХ ГОР ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

В предыдущей главе было показано, что океаническая кора Центральной Атлантики претерпела в ряде регионов преобразования на значительных расстояниях от оси спрединга под действием тектонических деформаций постспредингового возраста. Помимо этого преобразования происходили и под действием магматических или тектоно-магматических процессов, которые сформировали вулканические сооружения различного возраста и масштаба или привели к внедрению интрузивных или субинтрузивных образований. Задачей настоящей главы представляется описание структуры основных центров магматизма в Центральной Атлантике и около Северо-Западной Африки, а также выявление основных закономерностей их размещения и эволюции.

Вблизи северо-западной Африки и северо-востока Южной Америки, в пределах континентального подножья, склона и шельфа, располагаются (рис. 6.1, 6.2) группы вулканических островов и подводных гор. В восточной части Атлантического океана, между 34° с.ш. и 15°05' ю.ш., это архипелаги островов (таблица 14) Мадейра, Канарский, Зеленого Мыса, а также отдельные острова – Аннобон (Пагалу), Бийого (Macías Nguema Biyogo) (ранее – Фернандо-По), Принсипи и Сан-Томе, объединяемые геологами в т.н. Камерунскую линию. В западной части Атлантического океана, у побережья Бразилии, располагается остров Фернандо ди Норонья. Изучение этих сооружений имеет важное значение для понимания эволюции переходных зон пассивного типа между континентом и океаном. Более того, реконструкция истории раскрытия Атлантического океана и его структуры невозможна без определения общих закономерностей размещения, строения и этапов формирования областей с магматизмом (рис. 6.3), которые занимают различное тектонической положение относительно океанских разломов, оси спрединга и переходных зон.

Вещественный состав пород островов, особенности их геохимии и петрологии описаны с разной степенью детальности в многочисленных монографиях и статьях. В меньшей степени изучены структура островов и ее эволюция, закономерности их размещения, и время формирования. Именно этому аспекту геологии вулканических сооружений и будет посвящена настоящая глава.

В основу главы положены результаты, полученные экспедицией Геологического института РАН на Островах Зеленого Мыса, в составе которой автор работал три полевых сезона (Тектоника ..., 1990) и литературные источники. При написании настоящего раздела автором широко использовались материалы упомянутой монографии.

6.1. Острова Зеленого Мыса и магматизм прилегающих районов

Острова Зеленого Мыса (см. рис. 6.1, 6.4, 6.5, см. табл. 14) (Тектоника ..., 1990) расположены в пределах обширного поднятия оконтуренного изобатой 4500 м и по особенностям геологического строения разделяются на две части – восточную и западную. Восточная часть архипелага (острова Сал, Боавишта и Маю) расположена на субмеридиональном подводном хребте. Западная часть состоит из двух цепей – северной (Санту-Антан – Сан-Николау) и южной – (Брава – Сантьягу).

Центральная часть **острова Маю** (рис. 6.6) представляет собой слабохолмистую котловину с высотами до 80 м, окруженную горами с высотами до 294 м на западе и 437 м (гора Пенозо) на севере. На западе расположена обширная равнина с относительными превышениями над уровнем моря в 20–30 м, которая рассечена рядом сухих водотоков с глубиной вреза до 5 м. В восточной и южной частях острова котловина обрамляется плато калькаренитов с высотами поверхности до 110 м. На северо-востоке острова возвышается гора Санта-Антонио (252 м). Вдоль западного побережья протягивается полоса песчаных пляжей, которые на юге сменяются морскими террасами, а затем обрывистыми берегами клифового типа, занимающими все восточное побережье.

Вскрытое основание о-ва Маю представлено (Stillman, et al., 1982; Robertson, Bemoulli, 1982; Тектоника ..., 1990) верхнеюрскими толеитовыми пиллоулавами, гиалокластитами, туфами, с невыдержанными прослоями и линзами кремнистых или кремнисто-карбонатных пород, выполняющими пространство между подушками лав (комплекс Баталью). Вверх по разрезу отмечается увеличение количества карбонатных пород и смена лав гиалокластитами.

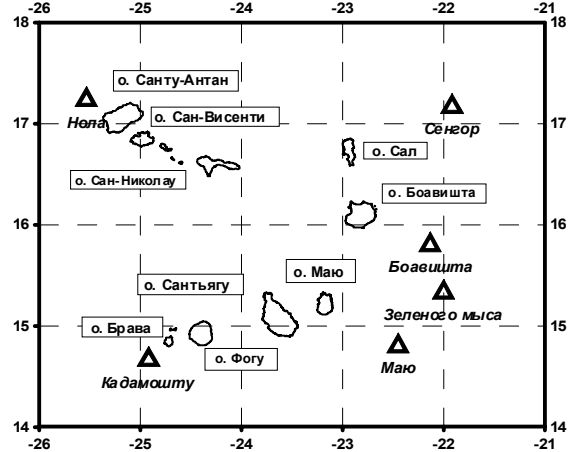
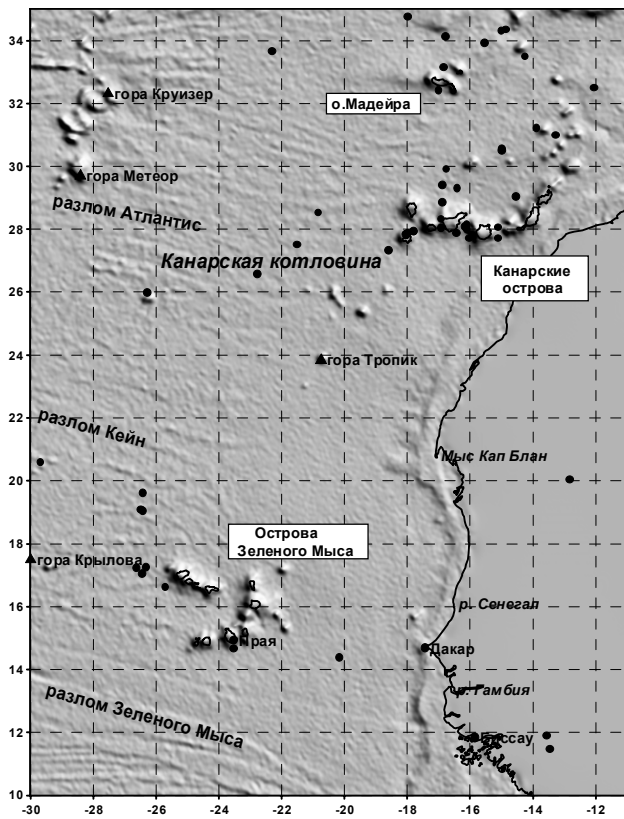
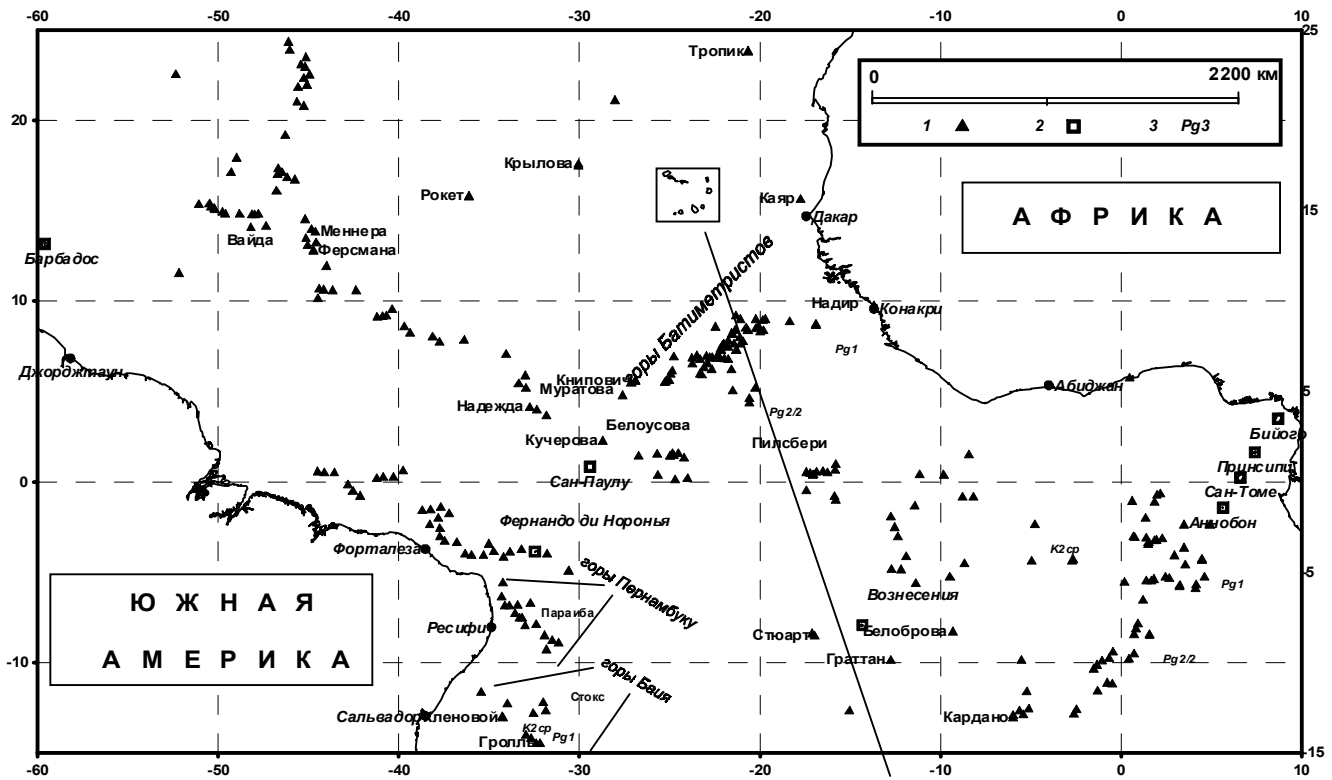


Рис. 6.1. Положение и названия основных подводных гор и островов в Центральной Атлантике. На врезке показан архипелаг Островов Зеленого Мыса и прилегающие подводные горы. 1 – подводные горы; 2 – острова; 3 – возраст драгированных пород

Рис. 6.2. Карта гравитационных аномалий Восточной Атлантики, между 40° с.ш. и экватором, составленная по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997) и положение эпицентров землетрясений (черные кружки)

Выше располагается нижний осадочный комплекс состоящий из двух толщ – Морро (300–350 м) и Корквейжо (100–150 м). В основании верхнеюрско–неокомской толщи Морро на западе острова прослеживается пачка известняков, окрашенных в красные тона с включениями окисленных сульфидов. Она интерпретировалась (Robertson, Bernoulli, 1982) как базальный горизонт первого слоя мезозойской океанической коры. Толща образована пелитоморфными и тонкокристаллическими светлоокрашенными плитчатыми известняками (фото 6.7) с радиолариями, фораминиферами, аптихами, белемнитами и аммонитами. Для толщи Мор-

Таблица 14

Основные характеристики крупнейших вулканических островов Центральной Атлантики

Остров	Широта, град	Долгота, град	Площадь, кв.км	Высота, м	Высота над дном, м	Подъем в квартере, м	Древнейший магматизм, млн лет	Последнее извержение, год	Ссылка
Боавишта	16.12	-23.17	620	620	3400	150			Mitchell-Thome, 1976
Брава	14.83	-25.25	64	976	5000	235	5		Mitchell-Thome, 1976
Фогу	14.92	-24.62	476	2829	7000	114		1995	Mitchell-Thome, 1976
Ильеу-Бранку	16.67	-25.30	3	327	2800				Mitchell-Thome, 1976
Ильеу-Гранди	14.97	-24.07	2	96	4300	52			Mitchell-Thome, 1976
Маю	15.25	-23.67	269	436	3400	265	99.8		Mitchell-Thome, 1976
Сал	16.75	-22.93	216	164	3400	105			Mitchell-Thome, 1976
Санту-Антан	17.08	-25.75	779	406	5000	4			Mitchell-Thome, 1976
Сан-Николау	16.62	-24.75	343	1979	4300	250			Mitchell-Thome, 1976
Сан-Висенти	16.83	-25.00	227	1304	3300	70			Mitchell-Thome, 1976
Санта-Лузия	16.75	-24.62	135	774	2900	52			Mitchell-Thome, 1976
Сантьягу	15.83	-23.67	991	395	4800	168			Mitchell-Thome, 1976
Фуэртевентура	28.50	-14.00	1731/1946	860	3800		48		Hoerne et al., 1991; Le Bas et al., 1986
Гран Канария	27.92	-15.58	1376	1950	5500	28	14.5		Hoerne et al., 1991
Иерро	27.95	-17.93	227	1521	5500		3.05	1793?	Abdel-Monem et al., 1972; Carracedo, 1994
Гомера	28.18	-17.37	378	1484	5000		12.7		Hausen, 1969; Feraud et al., 1981
Ла Пальма	28.75	-17.83	728	2424	5800		3.5	1971	Hausen, 1969; Feraud et al., 1981
Лансароте	29.00	-13.67	741	682	2300		15.5	1824	Coello et al., 1992
Тенериф	28.33	-16.67	2058/1946	3718	7200		15.68	1909	Ancochea et al., 1990; Abdel-Monem et al., 1972; Carracedo, 1994;
Фернадо ди Норонья	-3.83	-32.42	16.9	320	4300	60-70	21.9		Baker, 1973; Weaver, 1990; Garlach et al., 1987
Дисерташ	32.52	-16.52	13						Ferreira, 1985
Мадейра	32.63	-16.92	728	1861		100-400	1.81		Ferreira, 1985; Feraud et al., 1981 1981
Порто Санто	33.75	-16.42	69			350	13.1		Ferreira, 1985; Feraud et al., 1981
Аннобон	-1.43	5.63		655	5000		19.2	1898	Cornen, Maury, 1980; Piper, Richardson, 1972
Вознесения	-7.97	-14.39	93	859	4000		4.5		Baker, 1973; Harris et al., 1983
Принципи	1.63	7.40	114	948	4000		30.6		Baker, 1973; Dunlop, Fitton, 1989; Piper, Richardson, 1972
Сан-Томе	0.24	6.59		2024			15.7		Piper, Richardson, 1972; Grunau et al., 1975

ро в целом, и особенно для ее средней части, характерны кремнистые конкреции. Переход к толще Корквейжо происходит на коротком интервале, и характеризуется появлением прослоев мергелей.

Апт-альбская толща Корквейжо (рис. 6.8) представлена тонко переслаивающимися пестроокрашенными мергелями, глинистыми известняками и сланцами с фораминиферами. К кровле толщи появляются прослой тонкоплитчатых темно-серых и черных аргиллитов с повышенным содержанием органического вещества (“черных сланцев”).

Альб – сеноманская толща Коруджа (фото 6.9) обнажена на севере и северо-востоке острова, где с несогласием надстраивает нижний осадочный комплекс. Она складывается чередующимися пачками туфоалевролитов, туфопесчаников, туфогравелитов, мергелей и известняков. Вверх по разрезу, после размыва, их сменяют грубообломочные вулканогенные породы – туфы, агломераты, туфоконгломераты, которые формировались в наземных условиях. Среди обломков обнаружены пироксениты, якупирангиты, мелилиты, щелочные базаль-

ты, базальты, нефелиниты, являющиеся фрагментами древнего интрузивного комплекса (см. ниже).

Эффузивно-агломератово-интрузивный комплекс развит в центральной части о-ва Маю. Геологические данные свидетельствуют о его неоднородности и длительности формирования. Это подтверждают и разбросы, от 8 до 20 млн лет, абсолютного возраста (Mitchell et al., 1983).

Его составной частью является выделенный ранее центральный интрузивный массив (Serralheiro, 1970), или центральный эруптивный комплекс (Robertson, Bernoulli, 1982). Он состоит из щелочных пироксенитов, ийолитов, эссекситов, сиенитов, монцонитов с порфировидными или порфировыми структурами. Эти породы слагают субвертикальные и пластовые тела мощностью от 1 до 30–50 м, имеющие, как правило, горячие контакты. Во многих телах наблюдается расслоенность, обусловленная чередованием меланократовых и лейкократовых разностей. Наряду с субвертикальными и пластовыми телами здесь же встречаются крупнокристаллические пироксениты, якупирангиты с неясными ус-

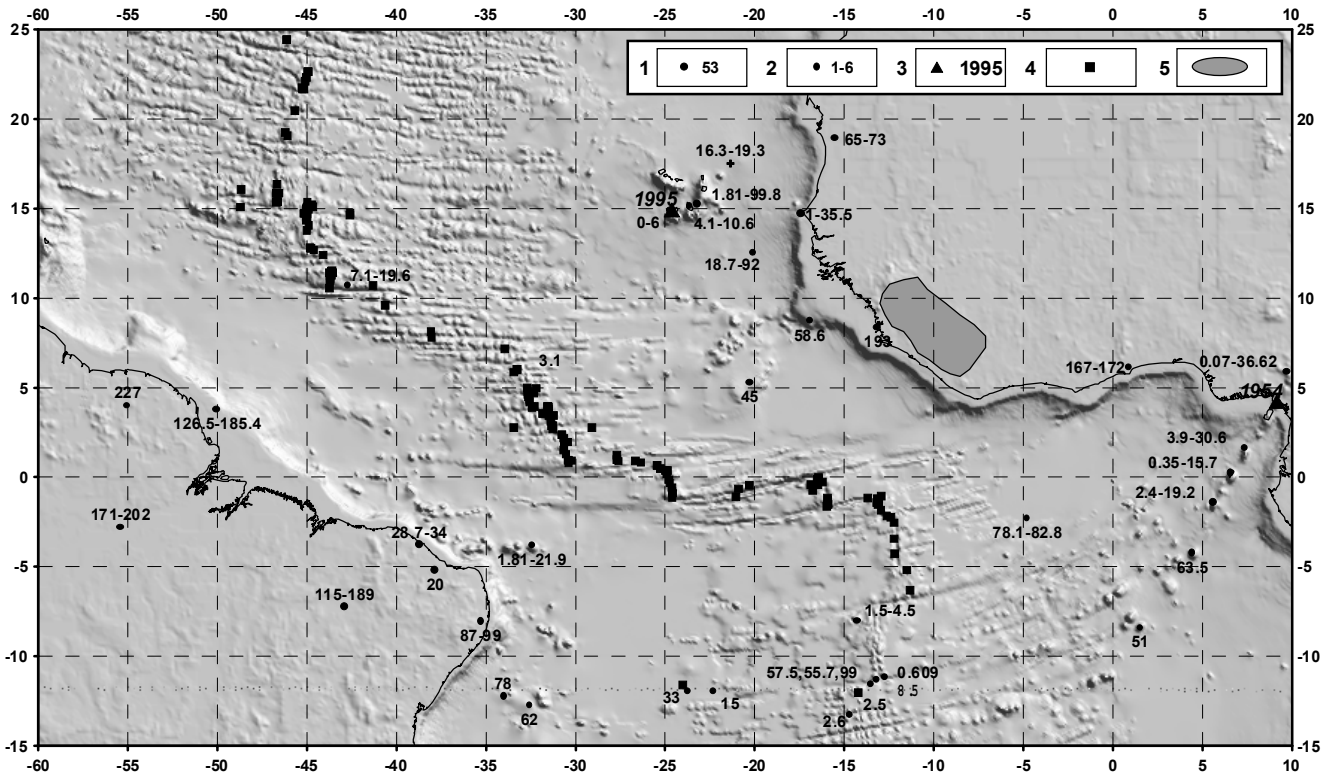


Рис. 6.3. Магматизм Центральной Атлантики (распространение и абсолютные возраста). 1, 2 – точки опробования на абсолютные возраста: 1 – единичные определения, 2 – максимальный и минимальный возраст; 3 – вулканы с историческими извержениями и год последнего, 4 – базальты со свежим стеклом, 5 – условное положение района раннемезозойского силлового магматизма в Западной Африке

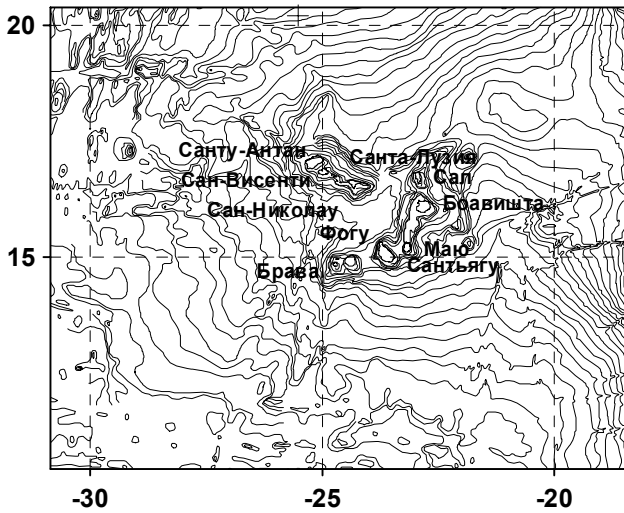


Рис. 6.4. Рельеф в районе Островов Зеленого Мыса (Digital..., 1997)

ловиями залегания. Они интенсивно тектонизированы и по составу не всегда отличимы от дайковых тел. Возможно, что это фрагменты более древнего плутонического массива, обломки которого встречены в толще Коруджа. Наконец, в пределах центрального комплекса и по его периферии развиты жильные тела, силлы (рис.6.10) и рои даек, напоминающие “sheet-dike complex”, карбонатитоидов, карбонатитов и, в основном, лампрофиров. Во многих местах интенсивность

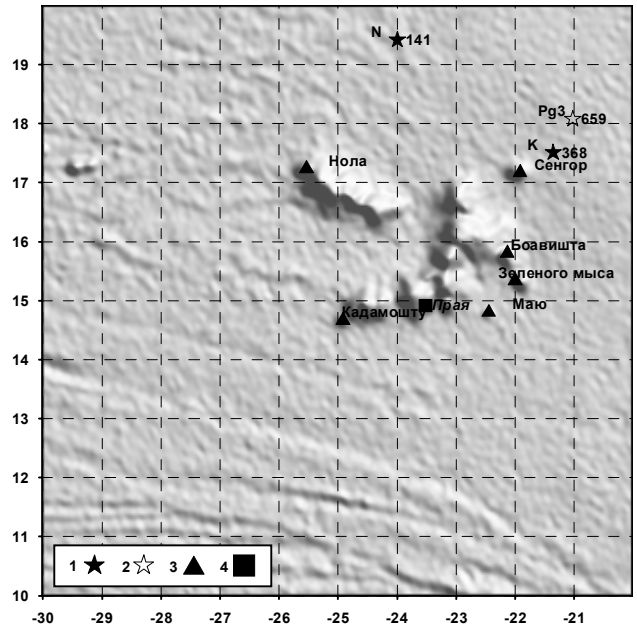


Рис. 6.5. Карта гравитационных аномалий, составленная по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997), положение скважин DSDP и ODP в районе Островов Зеленого Мыса и подводных гор с собственными наименованиями. 1 – скважины DSDP, вскрывшие интрузивные образования; 2 – скважина ODP; справа – номер скважины, слева сверху – возраст древнейших осадков на забое; 3 – подводные горы; 4 - положение столицы Республики Кабо Верде на о. Сантьягу – г. Прая

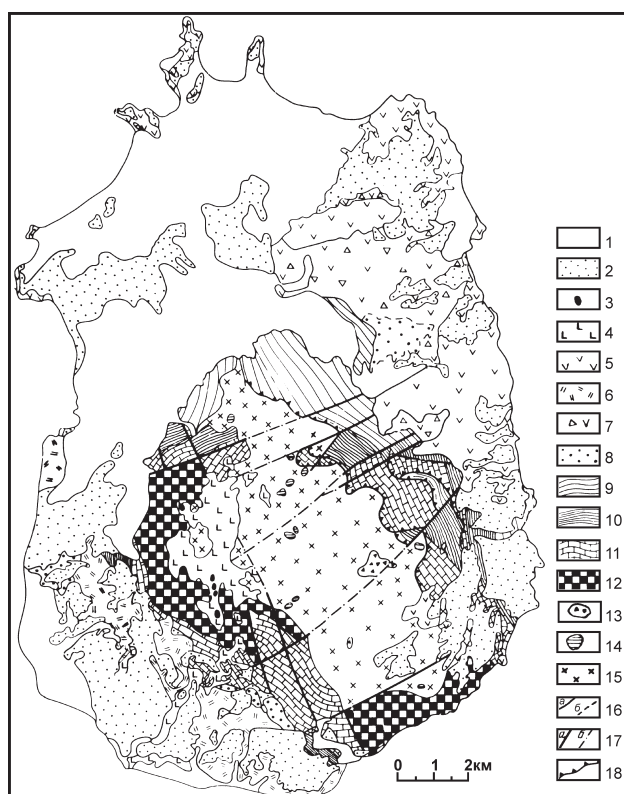


Рис. 6.6. Геологическая схема острова Маю (Тектоника..., 1990). 1,2 – плейстоцен–голоцен: 1 – голоцен (пески, калькарениты, галечники морского, золотого и пролювиально-аллювиального происхождения), 2 – плейстоцен (комплекс калькаренитов); 3–8 – неоген (эффузивный агломератовый комплекс): 3 – штоки нефелинитов, 4 – толща Педра Мальяда (лавы мелилитового состава), 5 – толща Пенозо (лавы фельдшпатоидно-пикритового состава), 6 – толща Казас Вельяс (лавы фельдшпатоидных пикритов, агломераты), 7 – агломераты, 8 – толща Педро Ваш (конгломераты, гравелиты, туфопесчаники); 9–12 – верхняя юра–верхний мел (комплекс основания), толщи: 9 – Коружа (туфы, туфопесчаники, линзы и прослои известняков и мергелей, грубообломочные образования), 10 – Корквейжо (сланцы, глинистые и глинисто-мергелистые известняки, мергели), 11 – Морро (известняки пелитоморфные с кремнистыми конкрециями), 12 – Баталью (пиллоу-лавы, гиалокластиты, линзы известняков, горизонт гематитизированных известняков); 13 – эруптивные брекчии; 14 – сиениты; 15 – пироксениты, габбро, эссекситы; 16 – границы: а – геологические, б – фациальные; 17,18 – тектонические нарушения: 17 – крутопадающие: а – установленные, б – предполагаемые; 18 – надвиги

их внедрения достигает 80–100% от объема вмещающих пород.

Вулканы комплекса представлены фельдшпатоидными пикритовыми, меланефелинитовыми лавами, потоками мелилитовых нефелинитов, мелаанальцимитов а также соответствующими им агломератами, туфоагломератами (известными ранее как формации Казас Вельяс, Пенозо, Педра Малада (мелилиты, мелилитовые нефелиниты в южной части острова) и Педро Ваш (Robertson, Bernoulli, 1982).



Рис. 6.7. Пелитоморфные и тонкокristаллические светлоокрашенные плитчатые известняки комплекса Морро (о.Маю, г. Монте Бранко). Черные “пласты” – силлы базальтоидов. Фото автора

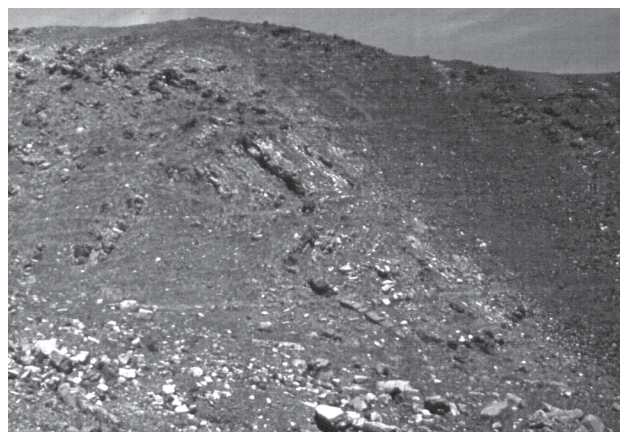


Рис. 6.8. Деформированные, тонко переслаивающиеся пестроокрашенные мергели, глинистые известняки аптальской толщи Корквейжо (о.Маю). Фото автора

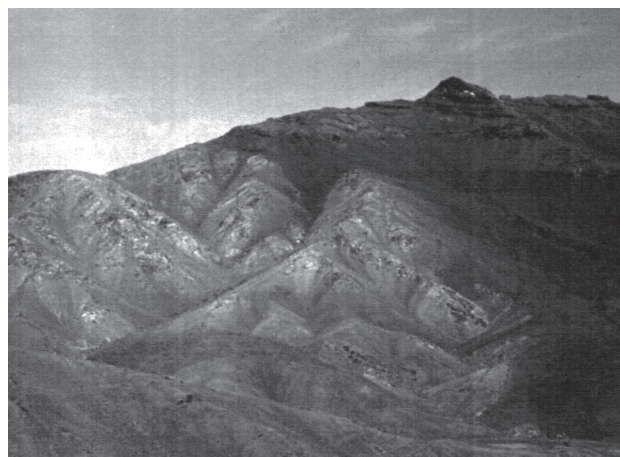


Рис. 6.9. Пачки туфоалевролитов, туфопесчаников, туфогравелитов, мергелей и известняков (альб–сеноманская толща Коруджа). Перекрыты с несогласием потоками базальтоидов (о.Маю). Фото автора



Рис. 6.10. Силлы в интрузивном массиве (о.Маю). Фото автора

Верхний эффузивный комплекс обнажен на западе острова на гряде, протягивающейся от вершины горы Баталью в район г. Вилла де Маю. Он представлен потоками мелилитовых нефелинитов (аналогичен ранее выделенной (Stillman, Fumes et al., 1982) толще Педра Малада) мощностью до 50 м. Около города установлено до пяти потоков мощностью до 10 м каждый. Как правило, верхняя часть потоков (до 3 м) имеет минда-лекаменное строение. Центр излияния, видимо, находился на горе Баталью, на которой располагается нект с хорошо выраженной столбчатой отдельностью. Верхний осадочный комплекс слагается калькаренидами, в основании которых прослеживается горизонт конгломератов с общей мощностью до 5 м.

Остров Маю представляет собой антиформу (Мазарович, Рихтер, 1986) северо-северо-западного простирания, несогласно перекрытую моноклинальными пакетами вулканитов и горизонтами калькаренидов. Западное крыло антиформы слагается пиллоу-лавами толщи Баталью, известняками Морро, а также породами толщи Корквейжо. Выше указанный комплекс пород смят в складки разных порядков и морфологии. На юго-западе острова закартирована синклиальная складка с размахом крыльев до 500–600 м, восточное крыло которой прорвано эссекитами и лайками центрального интрузивного комплекса. Ядро слагается известняками Морро с углами падения 30–50°. Центриклинальное замыкание поднято по разломам северо-восточного простирания и осложнено сбросами северо-западного простирания. Описываемая структура сопряжена с антиклиналью того же (северо-западного) простирания, размах крыльев которой достигает 1500–2000 м. Восточное крыло и часть ядра либо прорваны породами центрального интрузивного комплекса, либо перекрыты моноклинально залегающими лавами. Ядро антиклинали слагается пиллоу-лавами и гиалокластитам позднейшего возраста, а также дайками. Углы падения пород изменяются от 30° до 60°. Пиллоу-лавы сильно милонитизированы и брекчированы, что уже отмечалось в литературе (Stillman et al., 1982). Дайко-

вые рои также тектонизированы в разной степени и разбиты многочисленными пологими разломами. Западное крыло складки слагается известняками Морро, терригенно-карбонатными породами Корквейжо. Как показывает изучение этих образований в районе р. Рибейра де Морро, здесь широко распространена дисгармоничная складчатость. Наименее подвержены складчатости толстоплитчатые известняки, которые слагают в верховьях долины Рибейра да Морро моноклираль, осложненную разломами, зонами брекчирования и дайками, падающую на запад под углами 70–80°. В отдельных местах установлены пологие коробчатые складки с углами падения крыльев 5–35°. Южнее тонкоплитчатые известняки смяты в изоклиральные, прямые, запрокинутые и лежащие складки разных амплитуд. Размах крыльев составляет от 2–3 до 15 м. Отметим общее запрокидывание структур к запад-юго-западу.

В терригенно-карбонатных породах в долине р. Рибейра да Морро тип складчатости близок к вышеописанному. Здесь выявлены изоклиральные складки с размахом крыльев 5–15 м. Видимая высота складок достигает 3 м. Углы падения крыльев 50–75°. Они осложнены зонами трещиноватости, разломами и дайками. В тех случаях, когда в толще увеличивается количество известняковых прослоев, складки исчезают. Общее погружение шарниров складок к северу, под углами 30–35°.

Интрузивный “массив” тектонизирован, разбит системами разрывных нарушений, среди которых различаются падающие к востоку взброса-надвиги, параллельные надвигам восточного крыла антиформы Маю, а также сдвиги с амплитудой до первых сотен метров. Он пронизан многочисленными дайками и силлами (фото 6.10) более молодого возраста северо-северо-западного простирания, которые затушевывают первичное строение интрузивного массива и осложняют изучение его прототектоники.

Северо-восточное крыло антиформы Маю слагается в основном толщами Морро, Корквейжо, а также Коруджа. Пиллоу-лавы Баталью известны только на северо-восточном склоне горы Бранко (Stillman, Fumes et al., 1982). Все эти породы образуют систему чешуйчато-надвиговых структур, неоднородных по строению вдоль своего простирания. В отличие от западного крыла антиформы складки здесь отсутствуют, за исключением небольших и локальных складок, развитых в пределах толщи Корквейжо. В районе горы Бранко на тектонизированные породы центрального интрузивного комплекса надвинуты известняки толщи Морро с падениями 20–45°. Они тектонически перекрываются терригенно-карбонатно-кремнистыми породами толщи Корквейжо и вновь, по тектоническому контакту, известняками Морро. Характерной чертой строения структуры является постепенное увеличение углов падения пород от зоны главного надвига в северо-восточном направлении. На северо-восточном склоне горы Бранко эта закономерность нарушается, так как здесь отмечена не-

большая пластина известняков, разбитая на отдельные блоки. В ряде мест восточного крыла антиформы отмечается внедрение пластовых силлов пикритовых базальтов мощностью до 3 м в зоны тектонических срывов. Кроме того, в строении чешуйчато-надвиговой структуры широко распространены более древние силлы и тектонизированные дайки. Сопоставление деформаций этих пород и известняков позволяет предполагать, что основное перемещение осуществлялось по силловым образованиям, которые полностью брекчированы и милонитизированы в отличие от известняков, ведущих себя как пластичное тело (см. фото 6.10). Чешуйчато-надвиговые структуры не слагают отдельные районы на северо-востоке о-ва Маю, а представляют собой сложно построенный пояс протяженностью до 7–8 км, пересекающий весь остров и осложненный левыми сдвигами и малоамплитудными сбросами северо-восточного простирания.

Антиформа Маю несогласно перекрыта пологозалегающими (до 10–15°) разно-наклоненными пакетами лав (районы гор Пенозо, Баталью) толща Казас Вельяс, Пенозо и Педра Малада, агломератами того же состава, а также более молодыми калькаренидами. Последние слагают высоко поднятые (до 110 м) над уровнем моря субгоризонтальные или слабо наклоненные (до 5°) поверхности, свидетельствующие о подъеме о-ва Маю в новейшее время (рис. 6.11).



Рис. 6.11. Вертикальные движения Островов Зеленого Мыса. Калькаренидовое плато на о.Маю. Фото автора

Большая часть **острова Боавишта** (рис. 6.12) представляет собой пенеппенизированную поверхность с высотами до 120 м, над которой возвышаются отдельные изолированные останцы с высотами 85–378 м. В восточной части острова расположена цепь невысоких гор с максимальными отметками до 390 м (гора Эштансия). Остров обрамлен морскими террасами с высотами до 130 м.

Наиболее древними породами (Serralhelro et al., 1974) занимающими центральную часть острова, являются конгломераты, агломераты фонолитов, сиенитов,



Рис. 6.12. Геологическая схема острова Боавишта (Тектоника..., 1990). 1 – аллювиально-пролювиальные и эоловые отложения; 2 – калькарениды высоких морских террас; 3 – пирокластические конусы; 4–9 – комплексы: 4 – Шао де Кальета, 5 – Пико Форкадо, 6 – Касадор, 7 – Фундо де Фитейрос, 8 – Монте Пассаррао, 9 – древний эруптивный

нефелиновых сиенитов древнего эруптивного комплекса. Стратиграфически выше помещается комплекс Монте Пассаррао, сложенный фонолитовыми брекчиями и игнимбритами. В районе горы Святого Антонио (рис. 6.13), он залегает моноклинально (СВ 50°, угол 45°) и представлен лавами, туфами и брекчиями фонолитов. Породы комплексов Мойте Пассаррао и Пика Форкадо падают к центру острова, что может свидетельствовать о его крупной просадке, связанной с формированием системы концентрических разломов.

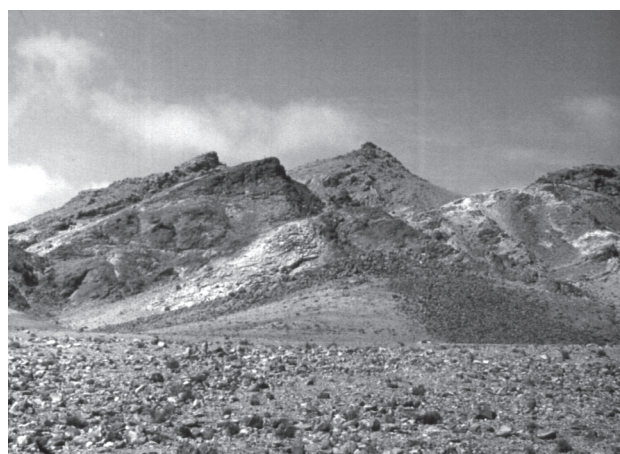


Рис. 6.13. Комплекс Монте Пассаррао, сложенный фонолитовыми брекчиями и игнимбритами (о.Боавишта, район горы Святого Антонио). Фото автора

На востоке острова расположены субазральные и субаквальные базитовые и пирокробазальтовые лавы комплекса Фундо да Фигейрос. Они перекрыты брекчиями и игнимбритами фонолитов формации Касадор и комплексом Пика Форкадо, который объединяет пики, дайки, туфы, игнимбриты фонолитов. В районе горы Роша Эштансия комплекс слагается экструзией фонолитов. Она представлена автобрекчиями, потоками лав со столбчатой отдельностью или флюидалностью, в которых иногда обнаруживаются ксенолиты сиенитов и оливковых пород. По периферии острова широко развиты оливковые щелочные базальтовые лавы комплекса Шао де Кальета. Магматическая деятельность на о.Боавишта завершилась формированием четырех пирокластических конусов базальтов. В четвертичное время происходило накопление калькаренитов и морских конгломератов, формирование дюн, аллювиальных и пролювиальных отложений.

На западе о.Боавишта расположена зона крупных разломов северо-восточного простирания с общей шириной до 2 км. Судя по калькаренитовым горизонтам, эта часть острова испытывала опускания, которые в новейшее время сменились неравномерным подъемом, в результате которого калькарениты были подняты на высоты 40–130 м над уровнем океана.

Для **острова Сал** (рис. 6.14) характерен денудационный тип рельефа. Лишь в его северной части расположены хорошо сохранившиеся вулканические постройки Монте-Гранде (407 м), Роха да Салина (299 м) и Лешти (263 м). От пос. Эспаргон до юго-восточного берега протягивается субгоризонтальное плато, сложенное калькаренитами (50–60 м над уровнем моря). Восточнее располагается зона холмистого рельефа, северная часть которой характеризуется перистым рисунком гидросети с глубиной вреза до 2–4 м. Здесь развиты широкие (десятки метров) водоразделы с крутыми (до 20–30° и более) склонами, которые разделяют долины временных водотоков. Эта часть острова слагается интрузивным комплексом. Южнее доминирует субмеридиональная гидросеть, развивающаяся по зонам дробления. Юго-западная часть острова также представляет собой зону пологих холмов незакономерной ориентировки, разделенных системой субширотных долин временных водотоков. Здесь же имеется несколько небольших плато, сложенных калькаренитами. Вдоль юго-западного берега на расстоянии 3 км протягивается куэста (Сьерра Негра), наклоненная на северо-запад. Южная часть острова закрыта барханными грядами северо-восточного простирания. Нижний эффузивный комплекс Мурдейра имеет сложное строение, и его стратиграфия не ясна поскольку район распространения рассечен многочисленными дайками и силлами и слагающие его породы встречаются только в скринах. Весьма вероятно, что в состав комплекса включены толщи, сформированные на различных этапах (возможно, с большим разрывом во времени).

Пиллоу-лавы и гиалокластиты, как представляется, являются древнейшими породами острова, претерпевшими зеленокаменное изменение. В них встречаются включения и линзы пелитоморфных серых известняков, содержащих фораминиферы *Hedbergella* и *Globigerinelloides* (определения В.А. Крашенинникова) (Тектоника ..., 1990), указывающие на альбский или сеноманский возраст. Эта толща по внешнему виду напоми-

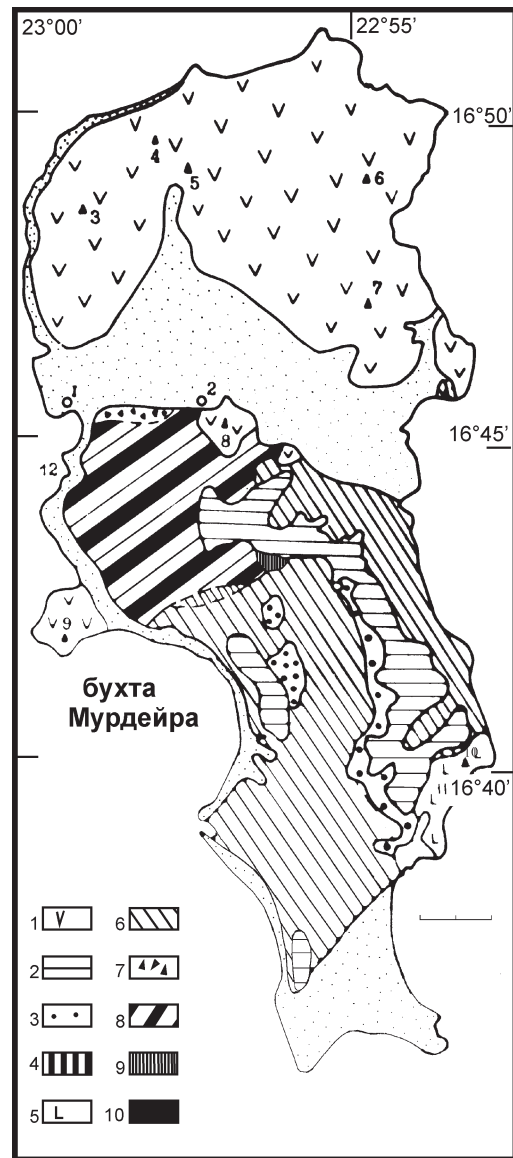


Рис. 6.14. Геологическая схема острова Сал (Тектоника..., 1990). 1–9 – комплексы: 1 – неовулканический, 2, 3 – калькаренитовый: 2 – калькарениты, 3 – конгломераты; 4 – экструзивный; 5 – верхний эффузивный; 6–8 агломератово-эффузивно-интрузивный: 6 – лавы базальтов, 7 – агломераты, 8 – габбро, сиениты; 9 – нижний эффузивный; 10 – новейшие отложения (пролювиальные, эоловые и пр.). Цифрами на схеме обозначены: 1, 2 – поселки: Пальмейра, 2 – Эспаргон; 3–10 – горы: 3 – Лесте, 4 – Ассукар, 5 – Филью, 6 – Гранде, 7 – Роша де Салина, 8 – Куррал, 9 – Рабо де Хунко, 10 – Вермелью да Сьерра Негра; 11 – гряда Сьерра Негра; 12 – бухта Фонтана

нает толщи Баталья и Морро на о-ве Маю. На севере она граничит с массивом габбро–эссекситов, которые в равной степени пронизаны многочисленными дайками и жилами лампрофиров. Преобладающее простирание крутопадающих даек 20° . Рои пологих даек и жил ориентированы 290 и $20\text{--}30^\circ$, с углами падения соответственно $40\text{--}50$ и $20\text{--}40^\circ$.

Агломератово-эффузивно-интрузивный комплекс сложен гетерогенными по составу, уровням формирования и возрасту породами, которые не всегда можно закартировать и выяснить их взаимоотношения. Толща базанитов, субщелочных оливиновых базальтов, мелилитовых нефелинитов представляет собой потоки массивных и пиллоу-лав, агломератов и гиалокластитов с прожилками красных яшмовидных пород, видимо, гидротермального происхождения. Агломераты установлены только к югу от интрузивного массива и приурочены главным образом к низам толщи. На юго-западе острова толща прорвана лампрофировыми дайками (60° , угол $40\text{--}50^\circ$ и $130\text{--}140^\circ$ угол 50°), которые иногда осложнены кливажом (260° , угол 60°). Первая система даек, кроме того, смешается малоамплитудными сдвигами. Эта толща является вмещающей для габбро–сиенитового интрузивного массива.

Интрузивный массив Фонтана сложен пироксенитами, эссекситами, габбро, габбро–сиенитами, сиенитами, которые внедрялись в разное время и слагается породами, сформировавшимися на разной глубине. Часть массива, представленная крупнозернистыми породами, имеет грубо расслоенное строение. В нижних частях распространены меланократовые разности, а сиениты слагают его апикальные части. В массиве развита полосчатость, которая имеет субвертикальное залегание и преимущественно простирание 30° и крутым падением к западу. Краевые части массива сложены габбро–сиенитами, которые имеют порфиroidную или мелкозернистую структуру. Сиениты слагают апикальные части массива и образуют небольшие изометричные рвущие тела среди габбро и, следовательно, являются наиболее поздними образованиями интрузивного массива. Контакты массива с вмещающими породами наблюдались на его южной и северной оконечностях. На южном эндоконтакте крупнопорфировые габбро–сиениты прорываются силлами сиенитов, которые распространяются также и во вмещающие образования. Сиенитовые жильные тела имеют здесь преимущественно субширотное простирание и падают на север под массив габбро–сиенитов. Изредка встречаются субмеридиональные тела сиенитов, пересекающие как тело массива, так и вмещающие его породы. Протяженность сиенитовых тел составляет первые метры, реже десятки метров. В целом кровля массива полого погружается к югу. Северный контакт пород массива с вмещающим нижним комплексом полого погружается к северу и пропитан силла-

ми лампрофиров. В скринах между силлами встречаются ороговикованные пятнистые анкармиты.

Дайки лампрофиров мощностью более $0,2$ м имеют порфиroidное, иногда пегматоидное сложение. Преимущественное простирание жильных тел в южной и центральной частях массива $140\text{--}150^\circ$, падения часто пологие. Вблизи северного погружения получила развитие более молодая генерация секущих даек того же состава, простирающаяся в северо-восточных румбах ($20\text{--}60^\circ$). Юго-восточнее пос. Эспаргон отдельные рои даек имеют простирание $100\text{--}110^\circ$. От южной части острова к северной происходит разворот дайковых роев с субмеридионального простирания на северо-восточное. На юго-востоке и востоке массив прорывается субвулканическим телом фонолитов и перекрывается лавовым потоком фонолитового состава и более молодой толщей калькаренитов.

Верхний эффузивный комплекс Сьерра Негра развит только на востоке острова. Видимо, к концу миоцена древний цоколь острова, образованный нижним эффузивным и агломератово-эффузивно-интрузивным комплексами, был абрадирован и по нему стала развиваться кора выветривания, местами сохранившаяся до наших дней. Позже этот древний цоколь был перекрыт, по крайней мере в восточной части острова, пикробазальтовыми лавами и сопровождающими их пирокластитами с общей мощностью до $150\text{--}200$ м. Большую роль в его строении играют пиллоу-лавы и палагонитовые туфы, указывающие на подводное происхождение по крайней мере части толщи. Потоки прорваны дайками того же состава северо-западного и меридионального простираний. Породы падают к северо-западу, более круто в основании обрывов ($25\text{--}30^\circ$) и более полого у верхней бровки ($7\text{--}10^\circ$). Верхним потоком щелочных пикритов сложена квестообразная поверхность водораздела, который западнее, достигая отметок $50\text{--}55$ м над уровнем моря, погружается под калькарениты.

Экструзивный комплекс объединяет лавобрекчии карбонатитоидов и фонолитов, которые обнажены южнее аэропорта им. Амилкара Кабрала. Здесь обнажены пиллоу-лавы карбонатитоидов с подушками неправильной формы размером до 1 м. В межподушечном пространстве встречены красные яшмовидные породы. С пиллоу-лавами ассоциируют гиалокластиты того же состава. Все эти породы вскрываются в небольших скринах между дайками серых карбонатитоидов и лампрофиров (простирание 40 , 340 , 10°). Карбонатитоиды прорываются лавобрекчией фонолитов и карбонатитов, развитых по периферии экструзивного купола фонолитов. Лавобрекчии маркируют собой жерловую фацию экструзии, которая состоит из нескольких лавовых потоков фонолитов суммарной мощностью в $5\text{--}10$ м.

Калькаренитовый комплекс слагает обширное плато, аналогичное описанному выше на о. Маю (см. фото 6.11) перекрывающее все выше описанные образова-

ния. Максимальные высоты, на которые подняты калькаренины, известны на севере и востоке острова (чуть больше 60 м), минимальные – на западе (не более 40 м). Соответственно изменяется и мощность отложений – на севере и востоке до 15 м, на западе 1,5–3 м. На западе острова в основании калькаренинов прослеживается прерывистый горизонт конгломератов с хорошо окатанными гальками (диаметр до 0,1–0,2 м) подстилающих пород, и прежде зеленых фonoлитов. Восточнее пос. Эспаргон и бухты Мурдейра из калькаренинов были собраны остатки *Conns* sp., *Parella*? sp. (определены С.В. Поповым, А.А. Соловьевым, О.Д. Амитровым) (Тектоника ..., 1990), существовавших с эоцена по миоцен включительно.

Неовулканический комплекс Гранде развит главным образом в северной части острова. Он сложен продуктами извержений крупных центрально-трещинных вулканов Лесте, Гранда, Роха да Салина, Кагаррал, Раба да Хунко. В составе изверженных пород присутствуют лавы карбонатитоидов и их туфов, щелочных пикритов и пикробазальтами. Южнее расположены конические вулканические постройки До Куррал и До Карвао с отметками 108 и 81 м, которые слагаются фonoлитами, нефелинитами и сопутствующими им пирокластическими породами. К неовулканическому комплексу относятся также неки мелилитсодержащих гаюиновых нефелинитов (горы Ассукар и Филоу на севере острова, изометричная гора у разреза Сьерра Негра).

Остров Сан-Висенти (рис. 6.15) расположен в группе Наветренных островов. Его центральная часть (рис. 6.16) представляет собой котловину с полого холмистыми формами рельефа. Здесь сосредоточены выходы габбро–сиенитового интрузивного массива, вскрыты многочисленные подводящие каналы эруптивных аппаратов, эффузивные и пирокластические образования. Центральная котловина окружена высокими куэстами (рис. 6.17), сложенными слоистыми толщами эффузивных и пирокластических образований, пронизанных силлами и дайковыми роями. Куэсты переходят через зоны холмистого рельефа в центральную котловину и периклинально погружаются в сторону океана, вдоль побережья которого протягивается прерывистая полоса обрывов. Система долин северо-западного и северо-восточного простираний несколько усложняет эту картину.

Основание острова представлено, по всей видимости, толеитовыми пиллоу-лавами базальтов Жулида неизвестного возраста, которые установлены в скринах между дайками и силлами лампрофиров.

Интрузивы Минделу по всей видимости прорывает вышеописанный комплекс представлены крупнозернистыми пироксенитами, оливиновыми габбро, габбро-сиенитами, нефелиновыми сиенитами. Массив имеет в современной структуре тектонические контакты, и лишь на юго-западе он перекрыт дресвяником и туфоконгломератами, в которых широко представлены обломки

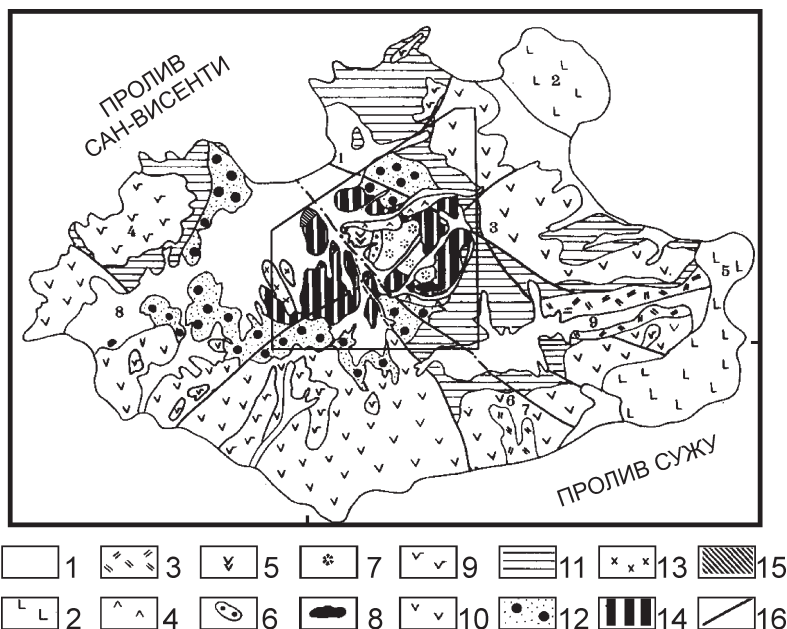


Рис. 6.15. Геологическая схема острова Сан-Висенти (Тектоника..., 1990). 1 – новейшие отложения (пронивально-коллювиальные, эоловые); 2–15 – комплексы: 2 – неовулканический Саламанса (субщелочные оливиновые базальты), 3 – агломератовый (Шао де Мадейрал); 4–8 – эффузивно-экструзивный: 4 – потоки пикритов, 5 – потоки и туфы карбонатитов, 6 – субвулканические тела карбонатитоидов, 7 – массив субвулканических тел лампрофиров, 8 – фonoлит; 9–11 – интрузивно-эффузивный – стратифицированные образования: 9 – субщелочные оливиновые базальты, 10 – фельдшпатоидные пикриты, 11 – субщелочные оливиновые базальты; 12 – агломератовый; 13, 14 – интрузивный: 13 – сиениты, 14 – габбро; 15 – эффузивный; 16 – разломы. Оконтурено местоположение рис. 6.10. Цифрами на схеме обозначены: 1 – г. Минделу, 2–7 – горы: 2 – Саламанса, 3 – Верде, 4 – Фатейша, 5 – Калья, 6 – Мадейрал, 7 – Квемада; 8, 9 – реки: 8 – Шао де Сан Педро, 9 – Шао де Мадейрал.

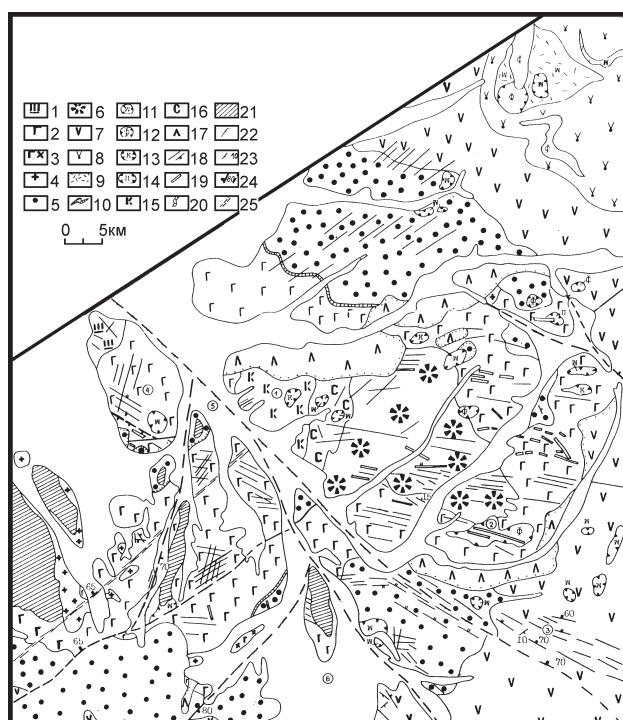


Рис. 6.16. Геологическая схема центральной части острова Сан-Висенти (Тектоника..., 1990). Положение см. рис. 6.15. 1–17 комплексы: 1 – эффузивный (толеитовые базальты); 2–4 – интрузивный: 2 – габбро, 3 – габбро-сиениты, 4 – сиениты; 5–6 – эффузивно-агломератовый: 5 – агломератовые туфы, 6 – массив субвулканических тел лампрофирового состава; 7–10 – эффузивный: 7 – щелочные оливиновые базальты, 8 – оливиновые меланефелиниты и фельдшпатоидные пикриты, 9–10 – вулканические постройки второго порядка: 9 – меланефелинитов, 10 – фонолитов; 11–17 – эффузивно-экструзивный: 11–14 – жерловые образования и экструзии: 11 – нефелинитов, 12 – фонолитов, 13 – щелочные оливиновые базальты, 14 – фельдшпатоидных пикритов; 15 – потоки и туфы карбонатитов; 16 – субвулканические тела карбонатитоидов; 17 – потоки фельдшпатоидных пикритов; 18–19 – отдельные дайки и дайковые рои (бергштрихи указывают направления падения): 18 – лампрофиры, субщелочные оливиновые базальты, меланефелиниты, пикриты, фонолиты, 19 – карбонатиты; 20–21 – силлы нефелинитов: 20 – не отпрепарированные эрозией, 21 – отпрепарированные; 22 – границы несогласные; 23 – элементы залегания, градусы; 24 – разломные зоны и падение сместителя; 25 – зоны трещиноватости. Цифры в кружках: 1–4 – горы: 1 – Тарафеш, 2 – Кавалу, 3 – Круш де Мадейрал, 4 – Жулида; 5, 6 – реки: 5 – Жулиао, 6 – Куррал де Сан Жоао

пород данного комплекса. Для пород массива характерна субгоризонтальная расслоенность, выраженная в приуроченности к нижним его частям меланократовых разностей, а к верхним лейкократовых (нефелиновые сиениты и сиениты). Мощностью отдельных “слоев” 2–6 м. Статистически преобладают северо-западные простирания вертикальной полосчатости под азимутом 300–320°, значительно реже встречаются северо-восточные – под азимутом 60°. Габбро-сиенитовый массив прорван



Рис. 6.17. Эффузивные постройки Островов Зеленого Мыса. Комплекс Сан-Висенти. Лавовые толщи главной стратовулканической постройки острова. (о. Сан-Висенти, г. Монте Верде). Фото автора

многочисленными дайками и силлами лампрофиров и карбонатитоидов, причем на отдаленных участках породы массива присутствуют лишь в виде небольших скринов.

Эффузивно-агломератовый комплекс распространен как в пределах центральной депрессии острова, так и по ее периферии. Он слагает основание разреза стратовулкана о-ва Сан-Висенти. В его составе выделены толща агломератовых туфов, субвулканические и жерловые образования. Первая представлена массивными агломератовыми туфами, осадочной брекчией и лавами субщелочных базальтов (100–150 м). Слоистость проявляется лишь вблизи жерловин, а также в верхних частях разреза, в которых присутствуют потоки лав базальтов. Агломератовые туфы и осадочные брекчии стратиграфически несогласно залегают на породах интрузивно-го массива со слоем дресвяника в основании. Агломераты и осадочная брекчия содержат крупные глыбы и слабоокатанные валуны габброидов, габбро-сиенитов и сиенитов размером до 1,5 м и выполняют неровности расчлененного палеорельефа. Агломератовая толща, как и интрузивный массив, прорвана многочисленными дайками, силлами и штоками лампрофиров, карбонатитоидов, карбонатитов, реже базальтов и оливиновых нефелинитов. Эти тела зачастую образуют такую густую сеть, что сами агломераты сохраняются лишь в редких скринах.

Интрузивно-эффузивный комплекс Сан-Висенти состоит из субвулканических, гипабиссальных, жерловых и стратифицированных образований. Последние слагают мощную (300–500 м) толщу главной стратовулканической постройки острова (см. рис. 6.17). В строении толщи можно выделить три части: нижнюю – преимущественно субщелочных оливиновых базальтов, среднюю – фельдшпатоидных пикритов, оливиновых меланефелинитов и верхнюю – субщелочных оливиновых базальтов. Субщелочные оливиновые базаль-

ты, оливиновые меланефелиниты, чередующиеся с агломератовыми туфами, слагают основную часть разреза. На различных участках в его строении возможно выделение нескольких пачек, не выдержанных по простирацию. Общая мощность стратифицированных пород комплекса Сан-Висенти составляет 500–600 м. Нижние части разреза прорваны дайками и силлами лампрофирового, фонолитового, пикробазальтового, меланефелинитового состава, количество которых вверх сокращается.

Агломератовый комплекс Шао де Мадейрал представлен неслоистыми агломератовыми туфами, распространенными на востоке острова. Он сложен несортированными обломками и глыбами (до 1–2 м) всех разновидностей пород рассмотренных выше, которые заключены в туфовый цемент. При этом обломки пород габбро-сиенитового массива встречаются редко. Нижний контакт толщи имеет характер прислонения к склонам куэст вдоль долины р. Шао де Мадейрал. Данное обстоятельство позволяет предполагать, что агломератовый комплекс представляет собой отложения мощной эксплозии, разрушившей главную вулканическую постройку острова и приведшей к формированию его центральной котловины.

Эффузивно-экструзивный комплекс Кавалу представлен дифференцированными по составу эффузивными, экструзивными, жерловыми и субвулканическими образованиями, более молодыми, чем главная постройка острова. Они распространены на юго-востоке острова и в центральной котловине. Система подводных каналов для эффузивов данного комплекса сосредоточена в полосе северо-западного простираения и связана с разломными зонами того же простираения. Щелочные породы дифференцированной серии, в частности, слагают локальную постройку в центральной части острова (гора Тарафеш). В ее строении участвуют фельдшпатоидные пикриты, оливиновые меланефелиниты, фонолиты, карбонатиты. Геологические соотношения позволяют также предполагать почти одновременное поступление магм карбонатитового и фонолитового составов. Они имеют общие жерловины, прорывают одни и те же части разреза. Однако, в целом карбонатитовый магматизм проявлен несколько позже фонолитового. В частности, на горе Кавалу, дайки и штоки карбонатитов прорывают экструзию и дайки фонолитового состава.

В центральной части острова Сан-Висенти расположена крупная (площадь 2–2,5 кв. км) карбонатитовая экструзия, которая сложена желтыми сливными мрамороподобными карбонатитами с многочисленными крупными кристаллами пироксена, магнетита и флогопита. Краевые части экструзии сложены лавобрекчией карбонатитов, а апикальные – тонкофлюидальными разностями карбонатитов, которые образуют маломощные и непротяженные лавовые потоки.

Система подводных каналов для пикритовых потоков расположена вдоль разлома северо-западного про-

стираения, проходящего в основании склона горы Верде. Потоки слагаются лавобрекчиями, мелкопорфировыми, афировыми, миндалекаменными пикритами и имеют длину 4–5 км при мощности до 10 м. Они обтекают локальные вулканические постройки центральной котловины, вложены в долины и частично прорезаны современными водотоками.

Неовулканический комплекс Саламанса (рис. 6.18.) слагается шлаковыми конусами диаметром до 400 м и высотой 60–170 м, с которыми связаны лавовые потоки субшлейфовых оливиновых базальтов.

Современные осадочные отложения острова представлены калькаренитами и золовыми дюнами высотой до 10 м. По сухим долинам распространены пролювиально-делювиальные отложения, максимальная мощность которых на блюдается в верховьях р. Куррал де Сан Жоао. Здесь на неровный рельеф, развитый по выветрелым лавам эффузивно-агломератовой толщи, налегают песчаники, несортированные конгломераты с гальками пород комплекса Сан-Висенти мощностью до 4,5 м.

Остров Сан-Висенти, как уже говорилось выше, представляет собой остатки крупной полистадийной стратовулканической постройки центрального типа, строение которой осложнено разломами северо-восточного и северо-западного простираений, а также разновозрастными паразитическими вулканами. В целом можно говорить о вулcano-тектонической брахиантиформе, крылья которой (до 10–15°) слагаются породами комплекса Сан-Висенти, а ядро, структура которого усложнена образованиями комплекса Кавалу – более древними породами.

Через весь остров протягивается система разломов северо-западного простираения (СЗ 310°), которая разбивает его на ряд блоков и совпадает с простираением всего поднятия Санту-Антан – Сан-Николау. Она контролирует основные геоморфологические элементы острова (северо-восточные куэсты, их отроги, основные долины, перевалы и т.п.) и разделяет различные геоло-



Рис. 6.18. Неовулканический комплекс Островов Зеленого Мыса. Молодые шлаковые конусы района Саламанса (север о.Сан-Висенти). Фото автора

гические образования. Наиболее крупный разлом Мадейрал, протягивается вдоль долины р. Жулиао на юго-восток, к горному массиву (горы Мадейры, 674 м; Св. Лузии, 697 м; Квемада, 671 м). В центральной части острова он расположен между отрогами северо-восточных куэст с высотами, постепенно понижающимися с 250 до 200–100 м, и зоной низких пологовершинных гряд с максимальными высотами отдельных останцовых вершин до 186 м. Только к северо-востоку от разлома развиты потоки и тела карбонатитов, карбонатитоидов, пикритов и крупные штоки фонолитов. Габбро-сиениты и эффузивно-агломератовый комплекс расположены преимущественно к юго-западу от разлома. В зоне разлома породы габбро-сиенитового комплекса и эффузивно-агломератовой толщи интенсивно катаклазированы, карбонатизированы и насыщены роями даек и силлов. Дайки имеют крутое залегание, группируются в рои и в ряде мест слагают до 80–100% объема вмещающих пород, которые иногда полностью отсутствуют. К этой же зоне приурочены поля дайково-силловых переплетений, в которых постоянно наблюдаются взаимопереходы даек и силлов. Наибольшее количество даек и силлов пронизывает нижние комплексы Жулида и Минделу. В более высоких частях разреза количество даек и силлов постепенно сокращается, а всю толщу эффузивов главной вулканической постройки острова пронизывают лишь отдельные дайки или серии даек. Отмечаются дайки и силлы субщелочных базальтов, пикритов, фонолитов, карбонатитов, карбонатитоидов, нефелинитов. Однако главную массу даек составляют лампрофиры, не имеющие эффузивных аналогов, и породы, близкие к потокам комплекса Сан-Висенти. В зоне фонолитовый массив горы Кавалу, вытянут в том же направлении (СЗ 310°) и разбит сбlijженными разрывными зонами (СВ 40°, угол 70°) мощностью по 5–6 м каждая, в которые внедрялись тела карбонатитов. Все это свидетельствует о сильной тектонической подвижности района на всех этапах становления и развития вулканической структуры острова. Судя по устойчивому падению даек (СВ 70°, угол 70–80°) сместитель разлома Мадейрал имеет такие же элементы залегания. Общая ширина зоны изменяется от первых сотен до 1500–1600 м.

Близкое простирание имеет разлом, протягивающийся из района мыса Палья Карга в северо-западном направлении по долине р. Куррал де Сан Жоао. К нему приурочены зоны трещиноватости, осложняющие залегание пород эффузивно-агломератовой толщи, жерловины и вытянутые интрузии меланефелинитов (55°, угол 65°) протяженностью 150–300 м при мощности 1–3 м, а также повышенные мощности (до 4,5 м) новейших отложений.

Разлом Верде, проходящий вдоль юго-западных отрогов одноименной горы, представляет собой взброс, по которому произошел подъем северо-восточной части острова, имеющей максимальные отметки в релье-

фе (гора Верпе, 714 м). Падение сместителя СВ 30–40°, угол 45–50°, мощность зоны дробления около 60 м. В пределах зоны разлома широко развиты зеркала скольжения и многочисленные трещины (СВ 30–40°, угол 45–50° и СЗ 290°, угол 50°). С ней пространственно связаны излияния пикритовых лав. Такое же простирание имеют разломы, к которым приурочены береговые обрывы на северо-востоке и юго-западе острова.

Северо-восточная система разломов имеет меньшую протяженность, она, как правило, амагматична, и ее простирание совпадает с простиранием проливов между островами. Наиболее крупное нарушение проходит вдоль долины р. Сан Педро, в бортах которой установлены зоны (СЗ 300°, угол 70°) расслаивания и катаклаза, зеркала скольжения по породам эффузивного комплекса. Здесь же, в районе мыса Машадо и северо-восточное, имеется большое количество даек лампрофиров (СЗ 340°, угол 70–80°) с протяженностью до 1200 м. Глины трения с обломками вмещающих эффузивных пород есть и на противоположном борту долины. В этом же месте установлены шток и пластовое тело фонолитов, переходящее в крутопадающую интрузию со столбчатой отдельностью.

Юго-восточнее разлома Педро субпараллельно ему проходит ряд зон трещиноватости (СЗ 340°, угол 65–70°) по габбро-сиенитам и агломератам, а также разрывное нарушение (СЗ 340°, угол 65°), по которому граничат вышеуказанные образования. Севернее горы Топе де Кайша, развиты дайки того же простирания. Возможно, что этот разлом пересекает разломы Мадейрал и Жоао и проходит по северо-западным отрогам горы Верде. На острове имеется также ряд более мелких нарушений и зон трещиноватости.

Судя по элементам залегания, в западной части о-ва Сан-Висенти имеется серия крутопадающих (до 70°) сбросов северо-восточного простирания, по которому эта часть островной постройки ступенчато опускается в сторону глубоководного пролива Сан-Висенти. Об этом свидетельствуют, в частности, понижение рельефа и выходы только самых высоких горизонтов толщи Сан-Висенти в район горы Фатейша.

Важной особенностью острова является увеличение степени тектонизации вулканогенных пород главной постройки к основанию. Можно предположить, что дробление пород происходило при гравитационном разваливании острова и проскальзывании отдельных блоков.

Остров Сан-Николау (рис. 6.19, 6.20) по особенностям рельефа он может быть разделен на три геоморфологические провинции – западную, центральную и восточную. Западная провинция соответствует резко расчлененному горному массиву, центральная – субширотной гряде куэст, осложненных молодыми вулканическими конусами, восточная – сложно построенной системе куэст высотой до 700 м, поверхности которых наклонены на юг.

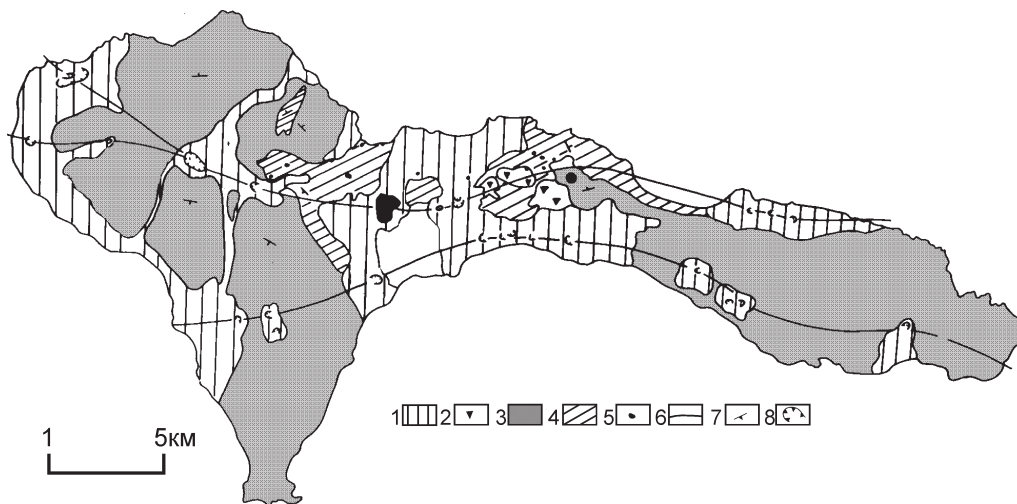


Рис. 6.19. Тектоническая схема острова Сан-Николау. 1–4 – комплексы: 1 – нервулканический, 2 – пирокластическо-эффузивный, 3 – эффузивный, 4 – основания; 5 – жерловые фации и интрузии; 6 – зоны проницаемости; 7 – элементы залегания; 8 – кратеры

Видимое основание о-ва Сан-Николау (рис.6.21) слагается эффузивно-пирокластическим комплексом Рибейра Брава, состоящим из туфовой и туфо-агломератовой толщ. Первая сложена темно- и зеленовато-желтыми туфоагломератами с обломками (2–3 до 10 см) крупнокристаллических пироксенитов, эффузивов щелочно-пикритового и авгититового состава, оливин-пироксенитовых меланефелинитов, пепловыми туфами серого, светло-серого, желтого или темно-желтого цвета с известняками в ерхней части. В ряде мест

отмечается тонкая линзовидная слоистость и потоки фельдшпатоидных пикритовых лав (мощностью до 2 м), линзы туфоагломератов с обломками (до 1 м) эффузивов щелочно-пикритового, авгититового, фонолитового составов. В одном из прослоев известняков (Vebiano, Soares, 1952) были обнаружены моллюски среднего эоцена (лютет?), в другом – формы, часть из которых была датирована эоценом, а часть – сеноном. В последующем Р. Митчелл–Томм (Mitchell–Thome, 1976) поставил под сомнение меловой возраст этих



Рис. 6.20. Тектоническая схема центральной части острова Сан-Николау (Тектоника..., 1990). 1 – аллювиально-коллювиально-пролювиальные галечники, валунники; 2 – оливиновые базальты и туфы; 3 – лавы, агломераты оливиновых базальтов; 4 – шлако-лавовые конусы; 5 – поток горы Матиаш; 6 – агломераты, лавы пикритов; 7 – поток оливиновых базальтов горы Биссау; 8 – поток горы Прегиса де Кампо; 9, 10 – туфы, формировавшиеся в разных вулканических аппаратах; 11 – калькарениты; 12 – тонкослоистые коричневые туфы; 13, 14 – комплекс Вермелью: 13 – лавы, 14 – туфы; 15 – комплекс Десерто; 16, 17 – туфоагломерато-лавовая толща с пачками: 16 – нижней, 17 – верхней; 18 – древние туфы, туфоагломераты; 19 – находки ксенолитов интрузивных пород; 20 – известняки; 21 – осадочный комплекс; 22 – жерловые фации; 23 – фонолиты; 24 – геологические границы: а – согласные, б – несогласные; 25 – элементы залегания, градусусы; 26 – дайки и их падения, градусусы; 27 – кратеры. Стрелками показано направление движения лавовых потоков

пород. Толща перекрыта с угловым вулканическим несогласием туфоагломератово-лавовой толщей. Общая мощность – около 200 м.

Туфоагломератово-лавовая толща хорошо обнажена в долине р. Квемада и в районе горы Шао де Марсел. На западе нижняя пачка представлена агломератовыми туфами темно-зеленого цвета с бомбами авгититового состава размером 0,1–1 м и более. Мощность до 50 м. На востоке пачка слагается мелкообломочными туфами темно-серого цвета, агломератовыми туфами, потоком мелаанальцитимитов. Общая мощность 40–45 м. Верхняя пачка с вулканическим несогласием перекрывает нижнюю. Она включает мелафельдшпатоидные зеленовато-желтые агломераты с лавовыми линзами мощностью 0,2–0,6 м, протяженностью до 4–5 м. В пределах комплекса основания развиты дайки лампрофирового, мелафельдшпатоидного, фonoлитового составов, образующие два роя субширотного простиранья.



Рис. 6.21. Видимое основание о-ва Сан-Николау (эффузивно-пирокластический комплекс Рибейра Брва, состоящий из туфовой и туфо-агломератовой толщ. Светлое – дайки. Перекрыт молодым поток по реке Брва). Фото автора

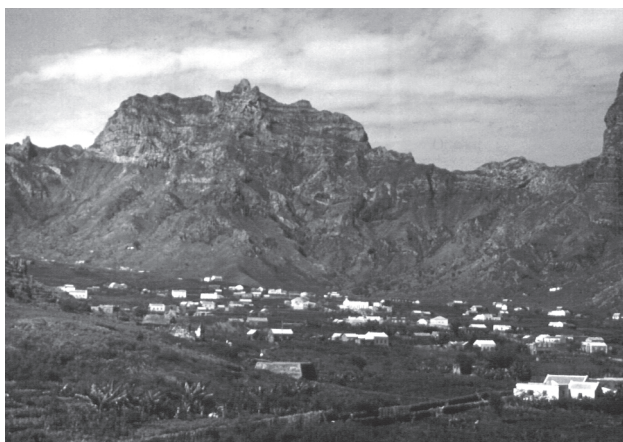


Рис. 6.22. Эффузивные постройки Островов Зеленого Мыса. Комплекс Десерто (о. Сан-Николау). Поселок расположен на кровле потоков неовулканического комплекса Гордо. Фото автора

Пирокластическо-эффузивный комплекс Десерто (рис. 6.22.) был сформирован после эрозионного перерыва, во время которого произошло внедрение дайковых роев авгититового, лампрофирового и фonoлитового составов. Он широко развит на западе острова, а также слагает ряд крупных куэст на его востоке. В обоих районах породы пирокластическо-эффузивного комплекса залегают несогласно на более древних образованиях. Нижняя толща комплекса представлена лавовыми потоками базанитов с агломератами в основании, мощностью до 5–6 м каждый. Общая мощность лавовой толщи 100–250 м. Верхняя, пирокластическо-эффузивная толща слагается красновато-бурыми туфами, агломератами, лавами меланефелинитов и субщелочных базальтов. Общая мощность толщи 100–115 м. Общая мощность комплекса – 190–360 м. На последних этапах формирования комплекса Десерто происходило активное внедрение даек и экструзий фonoлитов и авгититов.

Эффузивный комплекс Вермелью слагает ряд куэст в центральной части острова, а также над г. Рибейра Брва. Нижняя толща представлена чередованием лавовых потоков, оливиновых меланефелинитов, фельдшпатоидных пикритов мощностью 1–1,5 м, каждый, со шлаками и лавобрекчиями. Общая мощность 20 м. Выше располагается толща, сложенная чередованием маломощных (0,3–0,5 м) потоков того же состава со шлаколавами. Общая мощность толщи 12–15 м, а комплекса 12–35 м. Эффузивный комплекс залегают субгоризонтально с вулканическим несогласием на комплексе Десерто. Оба комплекса прорваны экструзиями фonoлитов, образующими субвертикальные тела площадью до 0,2–0,3 кв. км в центральной части острова.

Наиболее высокие части разреза о-ва Сан-Николау слагаются неовулканическим комплексом Гордо (рис. 6.23., 6.24). Он представлен лавами, лаваагломератами, туфами и, в меньшей степени, осадочными образованиями. Формирование комплекса началось с излияния на неровную поверхность палеорельефа обширного потока фельдшпатоидных пикритов с плагиоклазом, установленных на равнине р. Кампо де Прегиса и в верховьях р. Лодейра Вермелью. Стратиграфически выше потока на выступах палеорельефа залегают среднезернистые кавернозные калькарениты, мощностью от 1 до 10 м. Калькарениты несогласно перекрыты линзовидно-слоистыми туфами, коллювиально-пролювиальными отложениями и перемытыми туфами. Последние формировались синхронно с пикритовыми туфами горы Биссау, которые представлены тонкими, реже грубыми литокластическими лапиллиевыми туфами коричневого, желтовато-красного и черного цвета. Среди туфов встречаются блоки пикритов диаметром до 20–30 см. Мощность туфов изменяется от 200–300 м до полного выклинивания.

Стратиграфически выше залегают (рис. 6.25) поток, вытекавший с северного склона горы Биссау,

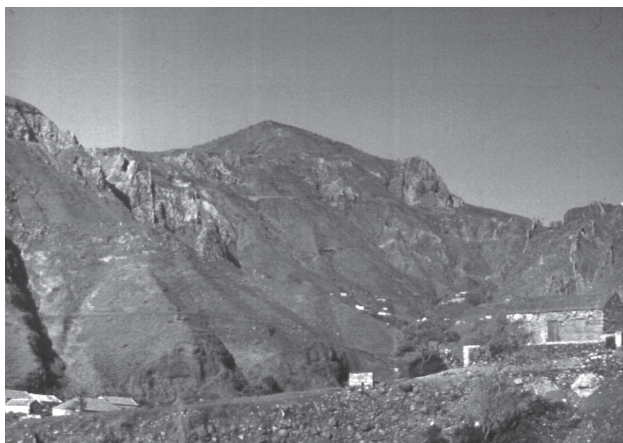


Рис. 6.23. Неовулканический комплекс Островов Зеленого Мыса. Эродированный стратовулкан, строение которого осложняется прорывающими крутопадщими дайками лампрофиров, фонолитовыми субвулканическими интрузиями и экструзиями. Наиболее высокая вершина – вулкан Гордо с потоками неовулканического комплекса Монте Гордо. Фото автора

который представляет собой неправильное чередование субщелочных оливиновых базальтов с агломератами, резко выклинивающимися по простиранию. Мощность 12–15 м. Он перекрыт потоком субмери-



Рис. 6.24. Неовулканический комплекс Островов Зеленого Мыса. Каньон в лавах Монте Гордо. (о. Сан-Николау). Фото автора

дионального простирания того же состава и строения, но вытекавшим из вулканической постройки горы Матиаш. Мощность потока 10–12 м. В районе горы Матиаш верхи потока перекрыты толщей тонких лапиллиевых туфов, аналогичных туфам горы Биссау (фото.6.14). Мощность 50–100 м.

Верхние части неовулканического комплекса слагаются туфами, шлаками, бомбовыми туфами и реже лавами пикритового состава, образованными различными вулканическими аппаратами. В частности, западнее горы Биссау обнажены грубые, слабо сцементированные агломераты мощностью 10 м с отдельными потоками пористых лав, которые перекрыты шлаками фельдшпатоидных пикритов с редкими линзовидными телами агломератов. Общая мощность 25–30 м.

Юго- и северо-восточная части острова, а также район горы Гордо слагаются тонкими и лапиллиевыми туфами, потоками фельдшпатоидных лав пикритов. Одновременно с ними формировались шлаки, бомбовые туфы и маломощные (первые метры) потоки аналогичного состава в центральной части закартированной территории.

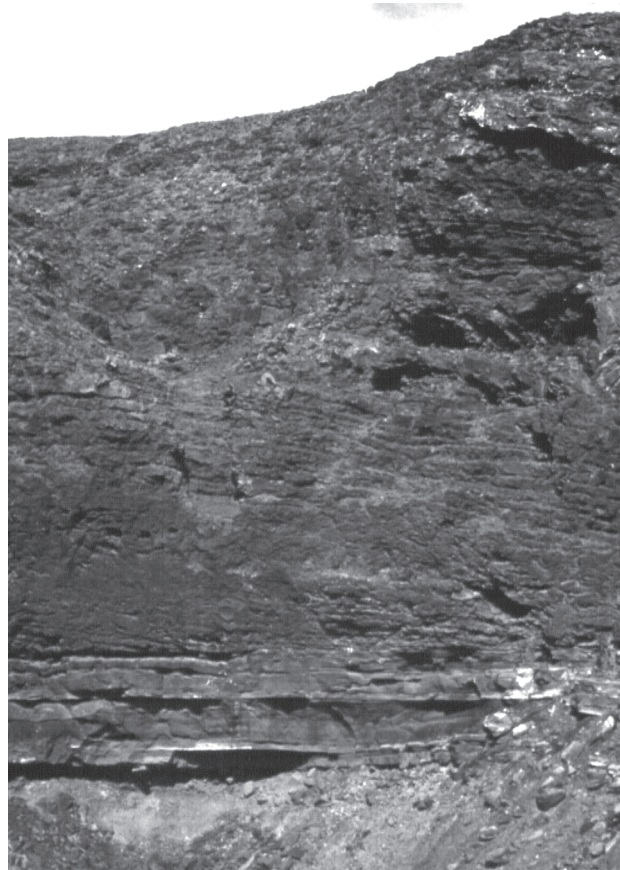


Рис. 6.25. Неовулканический комплекс Островов Зеленого Мыса. Поток, вытекавший с северного склона горы Биссау, который представляет собой неправильное чередование субщелочных оливиновых базальтов с агломератами (о. Сан-Николау). Фото автора

Остров Сан-Николау представляется куполообразной структурой субширотного простириания. Ее ядро слагается породами комплекса Рибейра Брава. Структура основания осложняется роями даек субширотного простириания. Первый из них, имеющий ширину 250–300 м, хорошо прослеживается в долинах рек Рибейра Брава и Реканто. Дайки имеют простириания 270, 290 или 310°. Падения к северу, под углами 60–70°. Местами они сильно сближаются, полностью замещая вмещающую породу. Второй рой, в устье р. Брава, аналогичен первому. На востоке центральной части острова дайки образуют несколько систем: 30–60°, угол 40°, 0–10° и 320°.

Комплекс Десерто слагает изометричный горный массив с диаметром основания до 10–12 км. Здесь находятся наиболее высокие вершины о-ва Сан-Николау – 1312 и 1062 м. Причем первая, гора Гордо, слагается неовулканическим комплексом. Для массива характерны каньонообразные, радиально расходящиеся от его центра долины с относительными превышениями до 300 м. Наиболее узкие днища долин приурочены к верховьям временных водотоков, ближе к устью долины расширяются, достигая ширины 100–200 м. В долинах развит крупно- и гигантоглибовый несортированный валунник, занимающий всю долину. Склоны, сложенные пирокластическо-эффузивным комплексом, часто имеют ступенчатый облик, который обусловлен либо отдельными мощными потоками лав, либо их пакетами. Породы рассматриваемого комплекса образуют многочисленные останцы рельефа, перевалы обычно слагаются туфами. В останцах отчетливо прослеживается периклинальное залегание пород с углами падения до 15°. Рельеф осложняется отпрепарированными дайковыми стенками. К океану массив резко обрывается. Он представляет собой эродированный стратовулкан, строение которого осложняется прорывающими крутопадающими дайками лампрофиров, фonoлитовыми субвулканическими интрузиями и экструзиями.

Структура неовулканического комплекса обусловлена широким развитием моногенных лавовых аппаратов центрального типа, шлаковыми (и шлаколавовыми) конусами, приуроченными к двум зонам проницаемости. На юге острова хорошо устанавливается цепь шлаковых и шлаколавовых конусов усеченной формы. Постройки высотой 180–340 м сливаются со своими основаниями и, очевидно, маркируют зону проницаемости субширотного простириания, продолжение которой намечается по ряду мелких моногенных лавовых конусов на южных отрогах горы Биссау и далее, несколько отклоняясь, продолжается к юго-западу через вулканы Калодейра де Арегиса (250 м), Дежолато (600 м). Характерно, что большинство кратеров открыто к северу. Этот факт, а также общая форма зоны в плане могут свидетельствовать о том, что безамплитудный разлом не является вертикальным, а имеет наклон к югу.

Северная зона проницаемости фиксируется цепью шлаковых конусов высотой 100–150 м на северо-востоке острова и далее, очевидно, прослеживается рядом моногенных лавовых конусов в центре закартированной территории. Здесь расположен кратер с пологим дном и центральной горкой. Диаметр кратера до 200 м. Он, вместе с небольшим кратером, дающим протяженный лавовый поток, осложняет западный склон горы Биссау (614 м) (рис. 6.26). В южной части горы расположен кратер, стенки которого слагаются в основном гиалокластикой, бомбами, небольшими и маломощными потоками, брекчиями. Далее зона прослеживается к западу через лавовые конусы гор Гордо (1312 м) и Прая Бранка (436 м). Вулканическая постройка горы Гордо дает ряд радиальных потоков лав, вложенных в долины. В районе горы Рибейра Брава потоки образуют ряд лавопадов, обтекающих останцы рельефа. На западе острова, в районе Прая Бранка, есть несколько усеченных шлаколавовых конусов с диаметром основания до 500–1000 м. Направление зон проницаемости совпадает как с общим направлением острова, так и с направлением гряды Наветренных островов, а также с простирианием дайковых роев. На острове есть и другие шлаколавовые конусы с высотами до 20 м, прямо не связанные с описанными зонами проницаемости.



Рис. 6.26. Неовулканический комплекс Островов Зеленого Мыса. Туфы постройки Биссау. (о. Сан-Николау). Фото автора

Остров Санту-Антан отделен от острова Сан-Висенти узким глубоководным (до 1000 м) проливом который, видимо, связан с разломной зоной северо-восточного простириания. Остров Санту-Антан вытянут в северо-восточном направлении, и в его рельефе, судя по опубликованным картам (Teixeira, Barbosa, 1958), отчетливо выделяются два крупных горных массива – горы Кораа (1979 м) и гор Коваада Фунда (1509 м) – Консейсао (1474 м), разделенных седловиной с высотой чуть больше 1000 м. Массивы во многих местах ограничены уступами, высота которых в седловине достигает 500 м. Последняя представляет собой широкую

(до 4 км) сложно построенную зону понижений рельефа северо-западного простирания, вдоль оси которой расположен узкий (500–600 м) и протяженный (4500 м) блок, ограниченный крутыми обрывами с высотой до 500 м. Общий вид этого района позволяет сделать предположение, что его структура представляет собой грабен с центральным горстом, который находится на простирании разломов Наветренной цепи островов. Два вышеупомянутых массива соответствуют полифазным вулканическим аппаратам с множеством паразитических кратеров, неков, экстрезии.

Остров Сантьягу (рис. 6.27, см. рис.6.4) вытянут в северо-западном направлении и находится на одном подводном поднятии с островами Маю, Боавишта и Сал. Однако по расчлененности рельефа он близок к другим островам западной группы. В рельефе острова отчетливо выделяются два горных массива, окруженные плато и разделенные субширотной депрессией. Южный горный массив Пику Антонио (около 120 кв. км) с максимальной высотой 1392 м вытянут (по изогипсе 500 м) с восток-юго-востока на запад-северо-запад почти на 20 км. Высоты свыше 1000 м сосредоточены в узком (500 м) протяженном (до 5 км) хребте, вытянутом по азимуту 330–340°, который является составной частью главного водораздела. Северный массив Малагуэта (около 60 км по изогипсе 500 м) имеет в плане крестоподобную форму. Максимальные отметки рельефа (800–1063 м) сосредоточены в субширотном хреб-

те, который ограничен с юга крутым обрывом. Горные массивы острова Сантьягу отличаются сложным расчлененным вулканическим рельефом с крутыми, нередко ступенчатыми склонами, останцами и глубокими каньонами. Массивы разделены субширотной депрессией. Примерно в центре острова имеется хребет северо-западного простирания с тремя конусами высотой 450–470 м. Остальная часть острова представляет собой субгоризонтальные либо наклоненные в сторону океана плато с высотами до 400 м изрезанными каньонами, и над их поверхностью возвышаются современные вулканические конусы либо неки или многочисленные экстрезии.

Ниже приводятся, с разной степенью детальности, описания геологии выделенных блоков (с севера на юг): Таррафал, Малагуэта, Санта Катарина, Пику Антонио и Прая.

Блок Таррафал (см.рис.6.27, рис.6.28). Кремнисто-карбонатно-вулканогенный комплекс мезозойского возраста распространен на востоке района, в долине р. Ангра, и представлен главным образом пиллоу-лавами (рис. 6.29) толеитовых базальтов, местами переслаивающихся с маломощными прослоями темно-серых и красных кремней и известняков. На севере и востоке участка они перекрываются кайнозойскими туфами и лавовыми потоками меланефелинитов и пикритов, на западе прорваны карбонатитовым массивом, на юге – нефелинитами. Комплекс обнажен в виде полосы северо-северо западного простирания, протяженностью около 500 м и шириной в 200–300 м. Породы наклонены на юго-восток под углом 60–70°. Общая мощность 290–320 м.

Интрузивный комплекс в исследованном районе не образует самостоятельного массива, но его породы встречены в образованиях вулканогенно-осадочного комплекса в виде обломков или ксенолитов в дайках и субвулканических телах. Они представлены пироксенитами, биотитовыми пироксенитами, габбро-амфиболитами, сиенитами, ийолитами.

Вулканогенно-осадочно-интрузивный комплекс состоит из двух толщ – нижней (осадочно-вулканогенной) и верхней (пирокластической) – и даек. Первая толща сложена (снизу вверх) – туфоконгломератовой и осадочно-туфогенной пачками. В районе мыса Просел она ложится с несогласием на тонкослоистые пепловые туфы желтого и зеленовато-желтого цвета (30°, угол 25°), которые являются либо составной частью толщи, либо более древним образованием. Туфоконгломератовая пачка, изученная по западным отрогам горы Грациоза, сложена агломератовыми туфами, туфоконгломератами, туфогравелитами, туфами и потоками лав авгититов. Видимая мощность нижней пачки около 80 м. Осадочно-туфогенная пачка осадочно-вулканогенной толщи на северо-западе Таррафала, южнее мыса Морею, согласно залегают на туфоконгломератовой и слагается туфоалевролитами, туфопесчаниками с обломками авгититов,

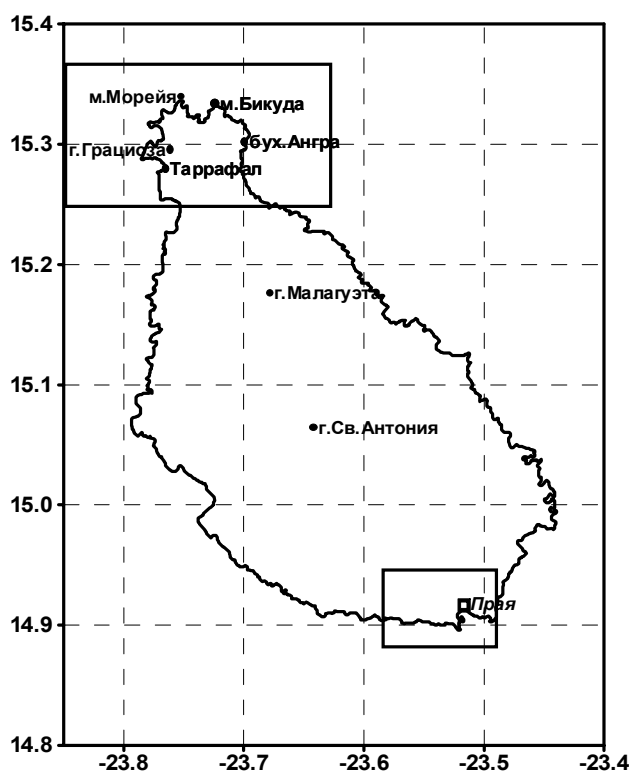


Рис. 6.27. Основные районы работ экспедиции Геологического института РАН на о. Сантьягу и некоторые названия, которые встречаются в тексте

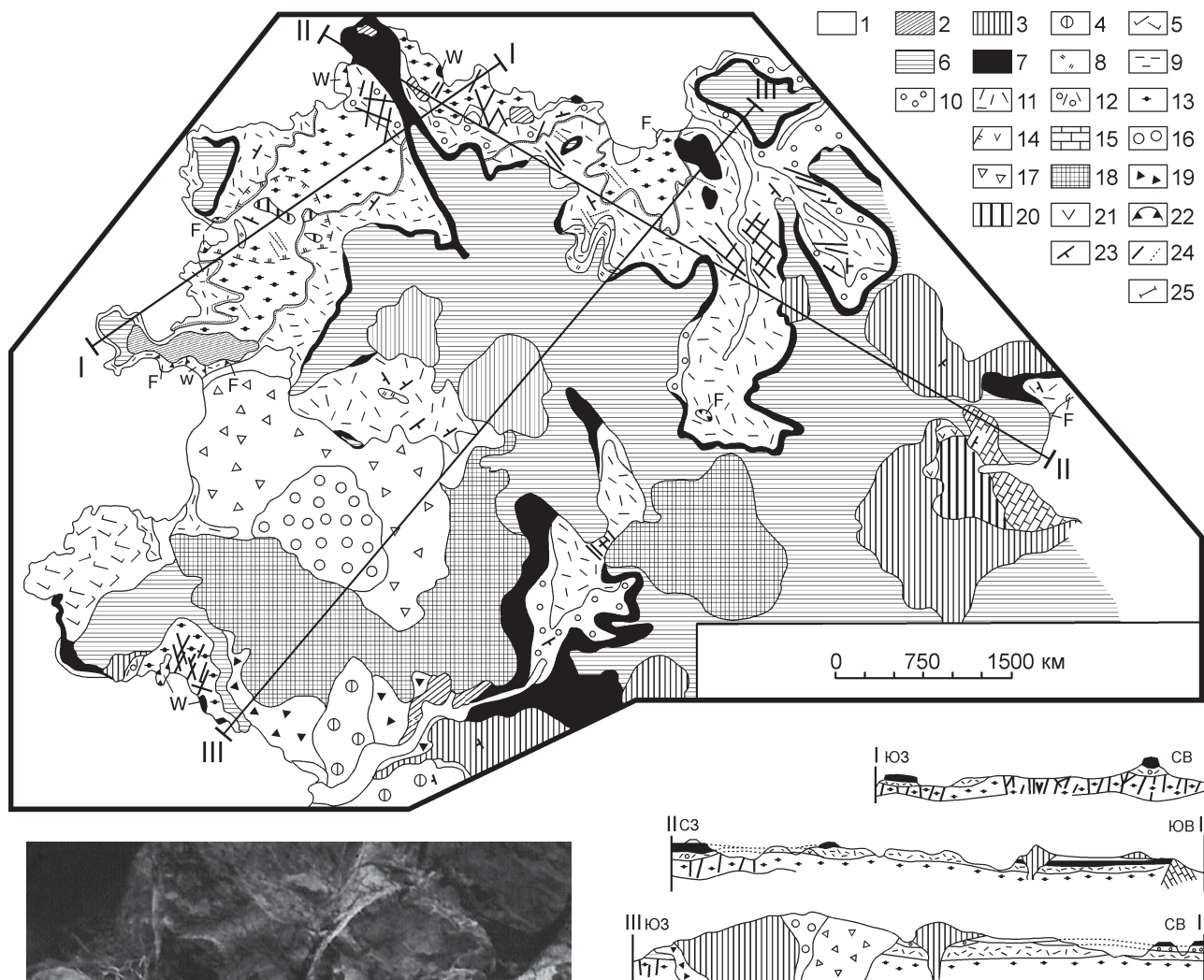


Рис. 6.29. Пиллоу-лавы позднеюрского возраста (аналог комплекса Баталью на о. Маю) в районе бухты Ангра (северная часть о.Сантьягу). Фото А.В.Рихтера

Рис. 6.28. Геологическая схема северной части острова Сантьягу (района поселка Таррафал) (Тектоника..., 1990). 1 – пролювий, делювий; 2 – калькарениты (верхний и нижний комплексы нерасчлененные); 4–9 фonoлитовый комплекс: 4 – лавы, 5 – туфы, 6 – экструзии фазы II, 7 – брекчии фазы II, 8 – экструзии фазы I, 9 – брекчии фазы I; 10, 11 – осадочно-эффузивный комплекс с толщами: 10 – осадочной, 11 – лавовой; 12, 13 – интрузивный комплекс: 12 – карбонатиты, 13 – карбонатитоиды; 14–18 – эффузивно-осадочный комплекс с толщами: 14 – пирокластической, 15–18 – осадочно-туфогенной: 15 – туфоагломераты, 16 – осадочно-туфогенные породы, 17 – туфы, 18 – конгломераты; 19 – комплекс основания – кремнисто-карбонатно-вулканогенный комплекс; 20 – дайки: а – карбонатитовые, б – иного состава; 21 – туфы карбонатитов: а – на карте, б – на профиле; 22 – жерловые фации: F – фonoлитовые, W – муджиеритовые; 23 – элементы залегания; 24 – геологические границы: а – согласные, б – несогласные; 25 – линии профилей. Цифрами на схеме обозначены: 1–5 – мысы: Понта Прета, 2 – Фезенда, 3 – Морейя, 4 – Прозола, 5 – Бикуда; 6, 7 – горы: 6 – Грациоза, 7 – Кошта; 8–11 – долины рек: ; 8 – Фонтао, 9 – Фезенда, 10 – Лабрао, 11 – Ангра

пироксенитов и габбро (размером от 1 до 7 см). Мощность пачки около 40 м.

Пирокластическая толща (50–100 м), в отличие от нижележащей, распространена повсеместно и сложена серией вулканокластических линз, дискордантно залегающих одна на другой. Она с азимутальным и угловым несогласием и конгломератами в основании залегает на отложениях нижней осадочно-вулканогенной толщ и слагается конгломератами, агломератовыми и пепловыми туфами.

Разрезы осадочно-вулканогенной и пирокластической толщ прорваны дайками авгититового, лампрофирового состава. Юго-восточнее мыса Прета образуют три основных роя (простираение 40–50, реже 80°) шириной 50–100 м каждый, разделенные бездайковыми пространствами (200–250 м). Внутри роя дайки протяженностью от 10 до 20–30 м распределены, неравномерно, образуя либо сгущения, либо изолированные тела. Отмечаются случаи ветвления даек, а так же внедрения одной дайки в другую с зонами закалки. В целом характерны субвертикальные падения, которые могут сменяться запад-северо-западными под углами 65–80°. Основное простираение роев осложняется системой субвертикальных даек юго-восточного простираения (140–180°) того же состава. Мощность даек меняется от 0,2–0,3 до 3–4 м. Рои даек авгититов, лампрофиров прорываются отдельными дайками фонолитового состава близкого простираения. На северо-западе района (мыс Морера, гора Вермелью) древние дайки хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. Рои имеют простираение 70–100 и 340–360°. Мощность отдельных даек изменяется от 1–2 до 5–6 м. Южнее горы Вермелью отмечается их тектонизация. На севере района (мыс Прозой) дайки авгититов, лампрофиров имеют простираения 10, реже 40°, восточнее – угол 5 и 340°, а юго-восточнее – 40 и 300°.

Разновозрастные жерловые образования, тесно связанные с дайковыми сериями (мыс Фезенда, южнее горы Вермелью, залив Медранью и др.), широко развиты в пределах закартированной территории. Примером строения могут послужить жерловые фации, установленные на юге мыса Фезенда. Здесь они слагают вулканический аппарат, в жерле которого установлены породы различного состава, отвечающего составу пород в эффузивно-осадочно-пирокластическом комплексе. Кроме того, здесь обнаружены и полнокристаллические породы, вынесенные с более глубоких горизонтов. Размер вулканических аппаратов неправильной в плане формы от десятков до 200–300 м. В устье р. Фезенда обнажено вертикальное тело, заполненное несортированным обломочным материалом авгититового состава. Размер обломков в магматической брекчии достигает 0,3–0,5 и даже 10 м в поперечном разрезе. Эти тела прорывают грубо сортированную вулканогенную пачку авгититового состава. В свою очередь, вертикальное тело прорвано дайками и силлами фоно-

литов и меланефелинитов. Наряду со сложными по набору, пород и строению вулканическими аппаратами в районе Таррафал широко развиты жерла, выполненные породами одного состава. Так, в бухте р. Ангра обнажены мелаанальцитмиты, слагающие штокообразное тело диаметром около 100 м. Породы брекчированы, в них проявлена вертикальная флюиальность, подчеркиваемая расположением пор и миндалин, присутствуют ксенолиты карбонатитов, туфопесчаников и фонолитов. Сходные аппараты формируют и карбонатиты. Восточнее горы Вермелью в поле развития туфов и лав карбонатитов выходят на поверхность магматические брекчии карбонатитов, слагающие трубку взрыва диаметром около 50 м. Размер обломков от нескольких сантиметров до 10–15 см. Брекчия прорвана дайкой массивного карбонатита, которая не выходит за ее пределы. В этом же поле вскрыта трубка взрыва диаметром 5–15 м, выполненная тонко раздробленным карбонатитовым веществом.

На более глубоком уровне выходят субвулканические тела, в которых брекчированы уже и полнокристаллические породы. Так, в верховьях р. Ангра обнажено гипабиссальное тело фельдшпатоидных габбро с биотитом, брекчированных и содержащих ксенолиты крупно- и гагантозернистых пород, оно, в свою очередь, прорвано многочисленными дайками карбонатитов, карбонатитоидов и фонолитов.

Осадочно-эффузивный комплекс состоит из двух толщ – нижней морской осадочной (калькаренитовой) и верхней – лавовой щелочно-пикритового состава. Нижняя толща мощностью от нуля до первых метров в центральных частях района и до 30–40 м по периферии. Она с угловым несогласием и конгломератами в основании залегает на доплиоценовых отложениях и представлена валунниками, калькаренитами и известковистыми песчаниками с мощностью до 7 м. Выше залегают потоки фельдшпатоидных пикритов, в основании которых находятся лавобрекчии. Лавовая толща распространена повсеместно и представлена четырьмя-семью потоками мощностью от 4 до 10 м каждый. Верхний части потоков представлены пористыми ожелезненными разностями, подошва – лавобрекчиями. В потоках развита столбчатая отдельность, перпендикулярная потоку, реже отмечено веерообразное расхождение столбов. Иногда в основании потоков устанавливаются линзообразные горизонты (мощностью до 1,5 м) плохо скатанных, несортированных конгломератов с размером обломков до 1 м. Обломки угловаты, заключены в песчаники с карбонатным цементом и сложены обломками пикритов.

Нижний калькаренитовый комплекс на западе Таррафала слагает две выклинивающиеся к востоку и по простираению линзы мощностью 2–3 м, которые залегают на щелочно-пикритовых лавовых потоках и перекрываются потоками щелочно-пикритовых лав. В калькаренитах присутствуют отдельные шаровые подушки

пикритов, угловатые глыбы туфов и песчаников доплиценовых образований.

Эффузивно-экструзивный комплекс слагается зелеными и желтовато-зелеными слоистыми туфами фонолитового и мелафонолитового состава с отдельными обломками эффузивных пород кайнозойских комплексов. Туфы вложены в рельеф и залегают на пикритовых потоках. Они полого наклонены на северо-запад под углами 5–15° или залегают горизонтально. Мощность туфов около 50–70 м.

Гора Грациоза (рис 6.30) и окружающие ее вершины слагают реликты полифазной экструзивной постройки анортотоклазитов. На горе выделяется несколько уступов с высотами до 100 м, маркирующих последовательно поступававшие к поверхности порции лавы. Уступы



Рис. 6.30. Столбчатая отдельность на юго-западе полифазной экструзивной постройки анортотоклазитов горы Грациоза (север о.Сантьягу) Фото автора

наклонены к центру горы. У основания горы наблюдаются брекчии. К югу от горы Грациоза развит поток фонолитов, перекрывающий брекчии основания экструзии. Здесь же наблюдается чередование проявлений фонолитового и базальтоидного вулканизма. На брекчию экструзии, перекрытую калькаренитами, ложится поток щелочного базальта мощностью до 4 м. Базальт, в свою очередь, перекрывается слоистыми туфами со слабоокатанными зёрнами, туфами мелафонолита, обогащенного слюдой, пироксеном, а на туфах с вулканическим несогласием залегают мощный (15–20 м) поток фонолитового состава.

Верхний калькаренитовый комплекс представлен калькаренитами, слагающими два уровня морских террас (рис. 6.31). Наиболее молодые залегают на высоте 18–20 м над уровнем моря. Более высокий (древний) уровень террас находится на высоте 35 м.

Неовулканический комплекс в районе пос. Таррафал представлен вулканическими конусами (Монте Ковало, Монте Кашта и др.), несогласно залегающими на всех более древних образованиях. Конусы имеют в плане более или менее изометричные очертания, а их абсолютная высота не превышает 400 м. Они слагаются



Рис. 6.31. Вертикальные движения Островов Зеленого Мыса. Верхний калькаренитовый комплекс в округе Таррафал. Молодые террасы на высоте 18–20 м над уровнем моря. Фото автора

шлаками, бомбами и потоками оливиновых меланефелинитов или пикробазальтов.

Пользуясь опубликованными географическими (Teixeira, Barbosa, 1958) и геологическими (Serralheiro, 1966) картами, можно предполагать, что блок Таррафал ограничен с юга субширотным разломом, проходящим по линии север бухты Шао Бом – д. Лапа Кашорро. Здесь расположена широкая седловина, над которой возвышаются неовулканическая постройка горы Ковало (281 м) и другие, более мелкие сооружения. Кроме этого, судя по карте остаточных гравитационных аномалий (Amaral, 1964), здесь происходит изменение гравитационных полей от $-(5 \div 10)$ до $+(5 \div 15)$ мГал. В этом же (субширотном) направлении вытянута и экструзия фонолитов горы Грациоза. Судя по данным С. Алвеша и др. (Alves et al., 1979), отличается и геологическое строение к северу и югу от этой линии. Выделяемый нами разлом можно назвать Южно-Таррафальским.

Блок Малагуэта, судя по геологическим картам, сложен эффузивно-осадочным комплексом мощностью до 1000 м, который прорван фонолитовыми экструзиями или перекрыт пирокластикой того же состава. Эти образования, видимо, синхронны экструзии Грациоза. Кроме того, на западе блока имеется ряд построек неовулканического комплекса. Южным ограничением блока служит разлом Малагуэта, проходящий вдоль крутого эскарпа рельефа одноименного горного массива, максимальные высотные отметки которого (более 800–1000 м) также вытянуты в субширотном направлении. Южнее и севернее этой линии резко отличаются остаточные аномалии гравитационного поля: севернее $(0 \div 5)$ мГал, южнее относительно резко повышается до $+(10 \div 20)$ мГал (Amaral., 1964). Блок Санта Катарина обладает в основном денудационным типом рельефа. Здесь обнажен широкий спектр образований, наиболее древние из которых представлены карбонатитами, габбро и пироксенитами массива Рибейра де Барко и вмещающими их агломератами. Карбонатиты Рибейра де

Барко представляют собой наклонное (азимут падения 240° , угол 70°) тело мощностью до 50 м. Отчетливо проявлена псевдослоистость, а в эндоконтакте и псевдофлюидальность. В породе присутствуют ксенолиты габбро, биотитов, порфиринов, авгетитов. В составе породы наряду с кальцитом отмечается биотит, в меньшей степени – анортотлаз, апатит, титаномагнетит. Определение абсолютного возраста (Bernard–Griffiths et al., 1975) К–Аг-методом показало, что карбонатиты Рибейра де Барко были сформированы в позднем миоцене ($8,5 \pm 0,7$ млн лет назад).

Большую площадь на востоке блока занимают породы комплекса Фламенгос, который, как считается (Silva et al., 1979 (1980)), формировался синхронно с комплексом Педро Ваш на о-ве Маю. Он представлен конгломератами, агломератами, брекчиями и пирокластикой, по составу соответствующими лимбургитам, базанитам и анкарарамитам. Однако образования, закартированные тем же комплексом в других местах острова и посещавшиеся экспедицией ГИН РАН, во многих местах соответствовали жерловым фациям низов разреза Таррафальского блока. Разрез блока наращивается эффузивно-осадочным, а выше – неовулканическим комплексом, в который целесообразно объединить пирокластические и лавовые покровы фельдшпатоидных пикритов, меланефелинитов, оливиновых меланефелинитов и базанитоидов формации Ассомеда (Silva et al., 1979 (1980); Serralhelro, 1976) и пирокластические конусы гор Вермелью и Тиро.

Блок Санта Катарина, по-видимому, ограничен разломом, расположенным по линии, соединяющей север бухты Святой Клары и мыса Кароа, и который может быть назван разломом Святой Клары. Здесь происходит резкое изменение простираний рельефа массива Пику Антонио, на западе и востоке расположены соответствующие долины рек (Ангра, Никое). По этой линии намечаются изменения гравитационных аномалий и к ней приурочены зоны интенсивной эксплозивной деятельности, выраженные проявлениями туфобрекчий базальтов и фонолитов, связанных с эффузивно-осадочным комплексом.

Блок Пику Антонио сложен породами (Amaral, 1964; Alves, 1979; Silva et al., 1979 (1980)) формаций СА, Фламенгос и Оргаос, которые соответствуют изученным нами в блоке Таррафал разным толщам комплекса Таррафал (Фламенгос – туфо-конгломератовой, Оргаос – осадочно-туфогенной). Основная часть блока сложена эффузивно-осадочным комплексом, мощность которого достигает 1000 м и более. Вопрос о южном ограничении блока решается неоднозначно.

Блок Прая. Наиболее древними образованиями южной части острова Сантьягу, в районе г. Прая (рис. 6.32), является интрузивный комплекс. Он представлен крупнозернистыми пироксенитами, амфиболитами, сиенитами, встречающимися в виде ксенолитов в осадочно-вулканогенной толще и более молодых интрузивных

образованиях гипабиссального уровня эффузивно-интрузивного комплекса.

Эффузивно-интрузивный комплекс подразделяется (снизу вверх) на три толщи разного состава – эффузивно-терригенную (авгитит–анкарарамиты), вулканогенно-осадочную (карбонатит–фонолиты) и эффузивно-гиалокластитовую (авгитит–анкарарамиты). Кроме того, с комплексом тесно связаны субвулканические и жерловые образования авгититов, нефелинитов, фонолитов и карбонатитов, карбонатитоидов и лампрофиров, а также гипабиссальные тела и дайки.

Субвулканические и жерловые образования авгититов, карбонатитов и фонолитов формировались одновременно с базальтовыми толщами в два этапа: в первый – субвулканическая и жерловая фации, с которыми была связана вулканогенно-осадочная толща, во второй – аналогичные фации, но сформированные после эффузивно-гиалокластитовой толщи. Субвулканические образования первого этапа представлены карбонатит-фонолитовой интрузией, основная часть которой вскрыта к северу от Прайского разлома. Площадь ее превышает 30 кв.км, при этом фонолиты слагают более 90% ее объема. В западной и юго-западной частях интрузии широко распространены магматические брекчии фонолитового состава, соответствующие эродированным эруптивным центрам. Карбонатиты являются относительно более поздними образованиями. Они прорывают фонолиты, слагая небольшой (1,5 кв. км) эруптивный центр в зоне Прайского разлома. Повторно магматизм фонолитового состава появился и после отложения эффузивно-гиалокластитовой толщи. Фонолиты слагают небольшие по размеру субвулканические тела – неки и реже небольшие (20–50 м в поперечнике) эруптивные центры. Фонолиты прорывают все рассмотренные выше образования и перекрываются эффузивным комплексом.

Гипабиссальный массив (1 кв.км) сложного строения расположен в зоне Прайского разлома, в 1,2–2 км к северо-западу от г. Прая. Юго-западный и северо-восточный края массива срезаны разломами северо-западного простирания. С северо-запада массив граничит с прорывающими его карбонатитами, нефелинитами, а с юго-востока – с фонолитами. Породы, вмещающие массив, с достоверностью не обнаружены. Массив сложен оливиновыми габбро, габбро-сиенитами, ийолитами, уртами, турмитами, нефелиновыми сиенитами, карбонатитами и карбонатитоидами. С востока и юга массив обрамлен зонами развития даек и силлов. Эти тела образуют сплошной узел, вблизи которого не сохранилось вмещающих пород. Преобладающие простирания субвулканических тел – азимуты простирания 300° и 40° , у пологопадающих тел – азимут падения 220° , угол 40° . Мощность от десятков сантиметров до 1 м. Самыми молодыми в массиве являются тонкозернистые карбонатитоиды и карбонатиты.



Рис. 6.32. Геологическая схема района города Прая (южная часть острова Сантьягу) (Тектоника..., 1990). 1 – аллювиально-пролювиальные отложения; 2 – неовулканический комплекс; 3–8 – эффузивный комплекс: 3 – эффузивная толща нефелинитового состава верхнего подкомплекса с наземными (а) и морскими (б) фациями: 3 – IV серия потоков, 4 – III серия потоков, 5 – II серия потоков, 6 – I серия потоков; 7 – осадочная толща, 8 – нижний подкомплекс – эффузивы щелочно-пикритового состава; 9 – фонолиты (штоки, жерловины); 10–12 – осадочно-вулканогенный комплекс с толщами: 10 – эффузивно-гиалокластитовой, 11 – вулканогенно-осадочной (а – жерловые фации, б – вулканогенно-осадочная часть), 12 – эффузивно-осадочной (а) с нижним агломератовой пачкой (б); 13 – фонолиты; 14 – интрузивный комплекс; 15 – дайки: (а – фонолитов, б – базанитов); 16 – Прайский разлом; 17 – жерловые фации – эффузивы щелочно-пикритового состава; 18 – элементы залегания, градусы; 19 – геологические границы: а – согласные, б – несогласные; 20 – линия профиля

Эффузивный комплекс в районе г. Прая состоит из разновозрастных покровов эффузивов, осадочной толщи и жерлово-субвулканических образований. Нижняя эффузивная толща имеет щелочно-пикритовый состав. Ей соответствуют жерловые образования. Щелочные пикриты слагают вулканические центры, один из которых расположен в зоне Прайского разлома, а второй — на северо-востоке острова. Жерловины окружены сохранившимися от размыва реликтами крупных вулканических построек центрального типа, которые образуют куэстообразные, наиболее приподнятые в рельефе возвышенности. Они сложены эффузивной толщей, которая имеет периклинальное залегание щелочно-пикритовых и нефелинитовых лавовых потоков, обрамляющих жерловины. Максимальная мощность отдельных потоков достигает 50 м. Стратиграфическое положение пород комплекса определяется залеганием эффузивной толщи на карбонатит-фонолитовом массиве, прерыванием щелочно-пикритовой жерловиной вулканогенно-осадочных толщ авгититового, анкармитового составов и перекрытием рассмотренных образований пикритового состава лавовыми потоками нефелинитов.

Осадочная толща (до 5–7 м) сложена калькаренистыми песчаниками, которые образуют к востоку от г. Прая линзовидное тело, выклинивающееся к северу.

Верхняя эффузивная толща (30–60 м) слагает основную часть территории в районе г. Прая, образуя бронирующую поверхность лавового плато, полого погружающегося к югу, в сторону океана. Лавовые потоки обтекали возвышенности, образованные пикритами, последовательно выполняя отрицательные участки палеорельефа. Установлено несколько покровов средней мощностью до 8–15 м каждый, разделенных прослоями и линзами валунника, конгломератов, шлаков и гиалокластитов. Фельдшпатоидные пикриты, оливиновые меланефелиниты, меланефелиниты, щелочные оливиновые базальты, тефриты и нефелиниты чередуются в разрезе. Они изливались из разных вулканических центров диаметром 0,2–0,7 км. В составе покровов выделяются наземные и морские образования. Последние распознаются по залеганию лавовых потоков на гиалокластитах и морских, калькаренитах, как, например, на юго-востоке района, и по шаровой отдельности в потоках, которая обычно проявлена вблизи современного побережья, а также в районе долин рек Сафенде и Фонда, где прежде, видимо, существовал морской залив.

Неовулканический комплекс представлен в пределах района двумя шлаковыми конусами — Вермелью и Вакаш. Превышение первого над лавовым плато нефелинитов составляет 100 м, второго — 180 м. Шлаки и лавы представлены трахибазальтами.

В строении района г. Прая (см. рис. 6.32) выделяется брахиантиклиналь, которая несогласно перекрыта пологозалегающими лавовыми плато или шлаковыми конусами. Брахиантиклиналь вскрыта в эрозионном окне и разделена зоной Прайского разлома на две час-

ти. Юго-западная часть сложена эффузивно-терригенной и эффузивно-гиалокластитовой толщами, образующими моноклинал с падением на юго-запад под углами 10–40°. Углы падения толщ увеличиваются к океану, причем наиболее резко это происходит в пределах флексуры запад-северо-западного простирания, расположенной косо по отношению к Прайскому разлому и отстоящей от него на расстоянии 1–2 км к юго-западу. С зоной флексуры связаны небольшие жерловины фонолитов, пикритов и нефелинитов, а также современный шлаковый конус. В северо-восточной части брахиантиклинали отсутствует эффузивно-гиалокластитовая толща, и здесь расположены крупный субвулканический фонолитовый массив и рой даек. Карбонатит-фонолитовый массив обрамлен по периферии вмещающей его эффузивно-терригенной толщей, а в юго-западной части срезан Прайским разломом. Не исключено, что юго-западная часть относительно опущена по Прайскому разлому. Становление массива происходило одновременно с накоплением в поверхностных условиях эффузивно-терригенных отложений и с общим воздыманием района, что отражена в изменении фаций эффузивно-терригенной толщи к более мелководным вверх по разрезу. Таким образом, формирование брахиантиклинали мы связываем со становлением карбонатит-фонолитовой субвулканической интрузии. Присутствие галек фонолитов в эффузивно-гиалокластитовой толще и отсутствие разновозрастных ей образований к северо-востоку от зоны Прайского разлома, в северо-восточной части антиклинали, указывают от то, что там существовали островное поднятие (“фонолитовый остров”) и область эрозии. Эффузивно-гиалокластитовая толща же накапливалась на подводном склоне возникшего поднятия.

Дайковый рой расположен вдоль зоны Прайского разлома и генетически с ним связан. Ширина наиболее насыщенной дайками зоны около 2 км. Рой имеет северо-западное простирание, и, судя по составу даек, его формирование было длительным. Устойчивые падения даек в северо-восточных румбах под углами 30–70° позволяют считать, что и весь рой в целом имеет такое же залегание, маркирует собой тектоническую зону северо-восточного падения, крайним юго-западным выражением которой является Прайский разлом. Наблюдения над характером строения даек и силлов показали, что раскрытие трещин и мгновенное их заполнение магматическим расплавом перемежались с этапами сжатия, что фиксируется по смещению более ранних даек вдоль мелких срывов, которые затем частично залечивались новыми порциями магматического расплава или пересекались новой системой трещин растяжения, опять же заполнявшихся расплавом с образованием новой генерации даек и силлов.

Прайский разлом представляет собой взбросо-надвиг северо-восточной части брахиантиклинали на юго-западную. С зоной разлома связаны жерловины карбо-

натитов, фонолитовые магматические брекчии, маркирующие эксплозивные центры, а также более молодая жерловина пикритов. Здесь же присутствует тектонический блок наиболее древних образований – фрагмент габбро-сиенитового массива. Собственно Прайский разлом обособился как самостоятельная структура на заключительной стадии формирования древнего структурного плана. На это указывают факты локального срезания дайкового роя Прайским разломом при общей их параллельности.

Современная структура района определяется сочетанием лавового плато с вулканическими постройками. В целом лавовое плато полого (10–15°) погружается в сторону океана, “обтекая” брахиантиклиналь и выступающие в рельефе фрагменты разрушенных аппаратов центрального типа щелочно-пикритового состава. Формирование современного структурного плана происходило поэтапно и было связано первоначально с возникновением пикритовых вулканических построек, а затем и собственно лавового плато. Над поверхностью последнего возвышаются остатки более древних вулканических аппаратов, фрагменты более ранних структур древнего плана и современные шлаковые конусы. Формирование всех перечисленных частных структур современного плана происходило на фоне постепенного воздымания всего острова. Средняя амплитуда поднятия составляет 30–40 м вдоль побережья. В северных частях района она была больше.

Остров Фогу представляет собой вершину вулканической постройки с кальдерой диаметром около 8 км. Атрио кальдеры находится на высоте 1600 м. На восточном обрамлении кальдеры имеется вулканический конус Пику (рис. 6.33) с высотой 2829 м над уровнем моря (самая высокая отметка архипелага), с кратером диаметром около 500 м и глубиной в 180 м. Современный конус сложен лавовыми потоками. Пирокластический материал встречается в отдельных периферических вулканических конусах. Молодые лавовые потоки в основном относятся к типу а–а, однако



Рис. 6.33. Неовулканический комплекс Островов Зеленого Мыса. Действующий вулкан о. Фогу. Фото автора

изредка встречаются потоки со структурой пахое–хое, в особенности внутри кальдеры. Четвертичные посткальдерные щелочные породы представлены нефелинитами, пикритами, базанитами и анкарамитами. Редко отмечаются продукты дифференциации высокомагнезиальных первичных магм, среди которых встречены тефриты и фонолиты.

Со времени первых португальских поселений (1500 г.) до середины XVIII в. вулкан Фогу был постоянно действующим, однако впоследствии активность Фогу прекратилась и позже отмечались непродолжительные извержения лавовых потоков из центрального кратера в восточном направлении. Отдельные извержения зафиксированы в 1785, 1799, 1847, 1852, 1857 и 1951 (июнь–август) годах (Mitchell–Thome, 1976). Многие из которых сопровождались сильными взрывами. После извержений обычно отмечалась фумарольная активность.

Последняя эруптивная активность на о. Фогу началась 2 апреля 1995 г. (Smithsonian ..., 1995a, 1995b). Извержению предшествовали сейсмические толчки, после которых была образована трещина, протяженностью в 200 м, на юго-западном склоне Пику. К 18 мая лавовым потоком было покрыто более 4 кв. км, скорость движения которого достигала 5–6 м/сек при температуре пород в 1026° С. Отмечались выбросы газов и отдельные взрывы

Остров Брава (Machado et al., 1967) представляет собой крупную вулканическую постройку. Она состоит из фонолитовых туфами, туфобрекчиями, пемзой, пеплами с радиометрическим возрастом (К–Аг метод) $5 \pm 0,1$ млн лет (Bernard–Griffiths et al., 1975). На востоке известны интрузии нефелиновых сиенитов, ийолитов и карбонатитов, на западе присутствуют палагонитизированные пиллоу–лавы нефелинитового состава $2,40 \pm 0,1$ млн лет (Bernard–Griffiths et al., 1975).

Центры вулканической активности проявления известны и за пределами наземной части архипелага **Островов Зеленого Мыса**, в акватории, которые осложнили строение западно-африканского прогиба. Одна из крупнейших, – гора Каяр, расположена на континентальном склоне Сенегала (Uchupi et al., 1976; Bellion, Cravola, 1991) в 60 км к северо-западу от Дакара. Она имеет диаметр основания в 15 км и возвышается над дном более чем на 1500 м. Судя по деформациям осадочного чехла, возраст подъема горы – доплиоценовый и скорее всего миоценовый. Восточнее архипелага Островов Зеленого Мыса сосредоточено большое количество подводных гор (Сеньор, Боавишта, Кабо-Верде, Маю, Жоал и др.), вершины которых расположены на глубинах от 80 до 1500 м. (General..., 1982; Geology..., 1982). Их происхождение скорее всего обусловлено вулканической деятельностью, протекавшей синхронно с внедрением силлов или несколько позже. Работы, проведенные на горе Сеньор, которая расположена в 50 км к северо-востоку от о-ва Сал, показали

(Дибнер и др., 1984), что ее подножие лежит на глубине 3500 м, а вершина – на 302 м. По данным НСП все слои осадочного чехла прорываются породами акустического фундамента. Это привело к выводу о том, что гора представляет собой басмолит. К миоценовым интрузиям (Wissman, 1982) были отнесены образования хребта Бафоулабе, вытянутого вдоль 16° с.ш. и ряд диапировых структур, известных в районе бурения скважины DSDP 368. Последняя вскрыла силлы оливиновых диабазов с возрастом 19 млн лет. Сопоставление разреза скважины с данными НСП позволило интерпретировать многочисленные диапировые структуры и ряд отражающих площадок как внедрения магматических расплавов (штоки, силлы), которые и сформировали куполовидное поднятие – плато Зеленого Мыса. Проявления магматизма известны и в районе скважины 138 (Hayes et al., 1972), в которой были пробурены два силла или потока базальтов щелочного типа мощностью в 0,5 м и 50 м на глубинах 434 и 437 м соответственно.

К северу от Островов Зеленого Мыса располагается регион с широким развитием диапировых структур протыкания (“*piegment structures*”) (Hayes et al., 1972). Исследования в 9 рейсе НИС “Кейн” и 14-ом “Гломар Челленджер” показали, что здесь развита хорошо стратифицированная толща горизонтальных осадков, которые прорываются изолированными образованиями, имеющими диаметр от 2 до 4 км в диаметре, высоту до 0,1 сек и углы наклона до 30° . Вблизи этих тел осадки приподняты и нарушены. Структуры протыкания здесь не отражены в рельефе и лишь иногда связаны с невысокими (80–100 м) холмами. По сейсмическим данным они имеют “корни” в акустическом фундаменте. Бурение скважины DSDP 141 на холме высотой в 40 м и диаметром в 3 км показало, что верхние 295 м разреза слагаются глинами песками ниже которых обнаружены сильно измененные щелочные базальты, которые представляют собой смесь сюзюрита, пренита, хлорита и серпентина (в жилах). Поднятие дна в районе скважины на 400 м происходило со скоростью 8 см/год с начала плиоцена. Сходные диапиры (Hayes et al., 1972) были обнаружены в 350 км к востоку от скважины 140 и к западу от 139. Недавно аналогичные образования были описаны (Пилипенко, 1995, 1997) в Индийском океане. Автор этих работ пришел к выводу, что диапиры “имеют отношение к трещинным образованиям, возникшим в результате заполнения магматическим расплавом и флюидами ослабленных полостей, связанных с нарушениями сплошности пород” (Пилипенко, 1997, с. 512).

Западнее Островов Зеленого Мыса две подводные горы (Крылова и Безымянная–640) были изучены во время первого рейса НИС “Академик Николай Страхов” (Вулканические..., 1989). Первая из них представляет собой изометричную вулканическую постройку центрального типа в пределах абиссальной котловины. Ее основание расположено на глубинах 4600–4700 м, вершина – 1270 м. Она слагается щелочными оливин-ба-

зальтовыми сериями – потоками базальтов, гиалокластитами, как правило сильно измененными гидротермальными процессами. С горы были подняты осадочные породы средне-позднеолигоценного и маастрихтского возрастов. Безымянная–640 имеет удлинение в субмеридиональном направлении. Она представляет собой экструзию массивных базальтов, перекрытыми железомарганцевыми, фосфатными породами и известняками верхов раннего эоцена и позднего олигоцена.

Со всеми вышеперечисленными районами развития подводных гор или внедрения силлов связаны гравитационные положительные аномалии, которые хорошо выделяются на альтиметрических картах. В это же поле попадает и гора Кейн (Lowrie et al., 1978). Это дает основание полагать, что обширный (1275 x 525 км) регион с положительными гравитационными аномалиями между разломами Кейн и Зеленого Мыса отражает районы развития щелочного магматизма разного типа с общей площадью около 670 000 кв.км (для сравнения – территория Франции – 551 000 кв.км).

На склоне Гвинейской континентальной окраины установлено несколько вулканических аппаратов разного размера (Rossi et al., 1992; Benhelil et al., 1995). Наиболее крупный из них – гора Надир – имеет высоту 2400 м и диаметр 16 км. Поверхность (840 м) горы эродирована. Шесть мелких конусов, высотой до 250 м диаметром в первые км располагаются в средней части склона на глубинах около 2500 м. На глубинах 1320–2920 м вулкан слагается крупнопорфировыми базальтами и трахитами. Присутствие в основной массе авгита, плагиоклаза показывает на родство с лампрофировой серий. помимо этого обнаружены гальки муджиеритов или трахитов, а также полигенетические брекчии, который содержат как вышеуказанные породы, так и базальтовую пироклазику и ультраосновные компоненты. Базальты обогащены (более чем в 100 раз по отношению к хондриту) редкоземельными элементами и близки к аналогичным породам базального комплекса о.Фуртевентура и Островов Зеленого Мыса. Радиологический возраст (Bertrand et al., 1993) пород – $58,6 \pm 0,5$ млн лет (раний палеоген). Предполагают опускание горы при активизации Гвинейской зоны разломов в пост-эоценовое время минимум на 900 м.

В северной части поднятия Сьерра-Леоне развиты (Jones et al, 1991) многочисленные подводные горы (горы Батиметристов). Судя по данным альтиметрии они протягиваются от Гвинейского разлома в юго-западном направлении почти до разлома Страхова. Одна из гор – гора Уитни (Краузе), располагается на севере группы и состоит из четырех поднятий с общим центром в районе $8^\circ 42'$ с.ш., $20^\circ 07'$ з.д. Вершины расположены на глубинах 1100, 514 и 892 м. С северо-восточной горы с глубины 1400–1430 м были подняты лампрофиры и брекчии, которые составляли до 80% объема драги. По данным К–Аг анализа они имеют возраст 53,3–55,4 млн лет. Из брекчий были определены также фораминифе-

ры раннеэоценового возраста (субзона P8b, мегахрон 24). Породы сходного состава обнаружены из формации Казас Вельяс на о. Маю, на о. Аннобон, Фернандо ди Норонья, на Бермудском поднятии и на банке Горриндж (Jones et al, 1991).

В пределах возвышенности Сьерра-Леоне (Харин, 1988) подводные горы слагаются трахиандезитами, туфами трахитов и туфоконгломератами (Гора Нефрит), базальтами и туфами с толстыми корками фосфатисто-железо-марганцевых корок (горы Энэн) с возрастом от 36 до 43 млн. лет. Вершины гор располагаются на глубинах от 200 до 1250 м.

Приведенные выше данные показывают, что восточная часть Центральной Атлантики представляла собой в течение кайнозойского времени регион с активными тектоническими и магматическими процессами, которые изменяли структуру океанической коры и переходной зоны к Африканскому континенту.

6.2. Строение центров магматической активности около Западной Африки и Южной Америки

Рассмотрим строение других магматогенных структур центральной части Атлантического океана или регионов примыкающих к ней. При этом основное внимание будет, также как и для Островов Зеленого Мыса, уделяться проблемам структурной эволюции. Описание вулканических островов и гор будет дано с разной степенью детальности по литературным данным. Основные характеристики вулканических островов сведены в таблице (см. таблица 14).

Под Камерунской линией (рис. 6.34) понимается цепь островов и подводных гор на востоке Гвинейского залива, а также ряд вулканических структур в пределах Камеруна.

Остров Аннобон представляет собой эродированную поверхность стратовулкана с высотой над дном океана порядка 5000 м, который был заложен на океанической коре (Piper, Richardson, 1972; Cornen, Maury, 1980; Liotard et. al., 1982). Его видимое основание слагается палагонитовыми брекчиями, которые содержат фенокристы и мегакристы клинопироксена и оливина. Они прорваны субвертикальными дайками анкармитовых базанитов. С эрозионным несогласием нижний комплекс перекрывается потоками базанитовых потоков, нижний из которых имеет возраст 18,4 млн лет. Они прорваны дайками с возрастом 5,35 млн лет. На последних стадиях происходило формирование тристанитовых и трахитовых куполов, с которыми связаны молодые потоки и пирокластика, наиболее крупный из которых – Пику де Фуегу (Pico de Fuego) имеет хорошо выраженный конус с кратером и его породы содержат многочисленные глубинные нодулы.

Основание **острова Принсипи** (Piper, Richardson, 1972; Fitton, Hughes, 1977; Dunlop, Fitton, 1989) слага-

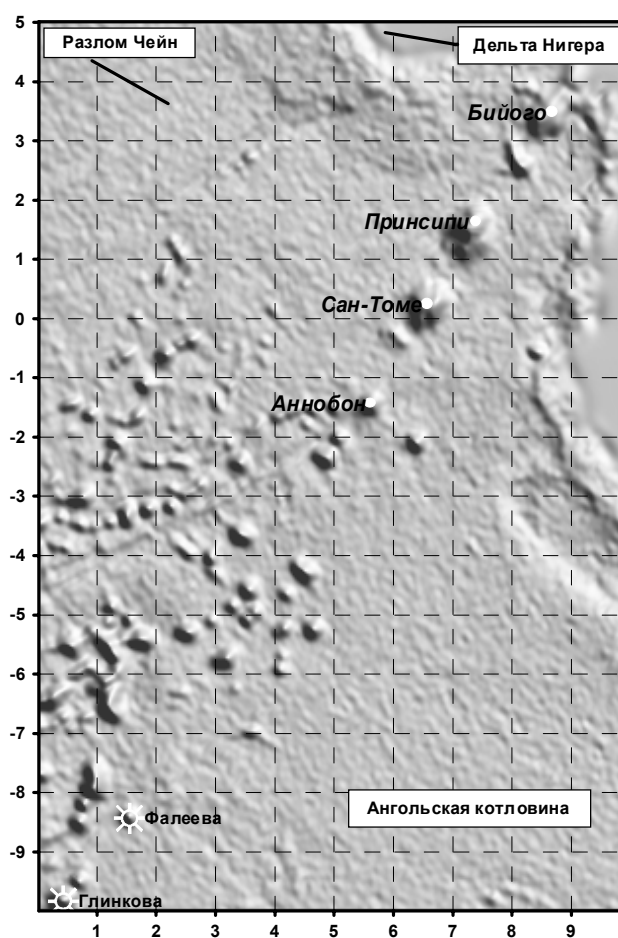


Рис. 6.34. Расположение вулканических гор и островов в районе Гвинейского залива (Камерунская линия) по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997). Курсив – острова. Прямой шрифт – подводные горы с утвержденными ЮНЕСКО названиями

ется палагонитовыми брекчиями с возрастом $30,6 \pm 2,1$ млн лет, содержащими блоки свежих толеитовых базальтов и сформированными в подводных условиях. Наиболее древние субаэральные образования (“серия древних лав”) представлены субгоризонтальными потоками базальтов и гавайитов, прорванных многочисленными дайками сходного состава. В основном на севере острова они перекрыты лавами нефелинитов и базанитов (“серия молодых лав”), которые дайками не прорываются. Все образования прорваны куполами фонолитов и тристанитов–трахифонолитов с которыми связаны потоки лав соответствующего состава в центре и на юге острова (Пику де Принсипи – Pico de Principi).

Остров Бийого (Piper, Richardson, 1972) представляет собой три современных вулканических постройки Санта Изобель (Pico de S. Isobel), Биао (Pico Biao) и Сан Карлос (San Carlos). Первая имеет простирание СВ 40° и располагается на шельфе. Здесь известны современные потоки и многочисленные туфовые конусы, маркирующие трещины. Последнее извержение происходи-

ло в 1898 г. на юго-западе постройки. Южные постройки располагаются в пределах континентального склона и слагают субширотную часть острова. В целом остров слагается щелочными оливиновыми базальтами – пикритами, океанитами и анкарамидами.

В континентальной части Камерунской линии располагается система вулканических горстов (DeGuelle et al., 1987), которая отделена от о.Бийого грабенном с мощностью осадочного чехла более чем 3000 м. Наиболее известной вулканической системой является вулкан Камерун (50x25 км), расположенный на докембрийском фундаменте, перекрытом меловыми и четвертичными отложениями. Его формирование началось в позднем миоцене и продолжается до настоящего времени (известно 6 исторических и 10 извержений за последние 100 лет). Горст ограничен осадочными впадинами с общей мощностью осадков до 7000 м. Постройка слагается пикритами, щелочными базальтами, гавайитами и муджиеритами

Обратимся к строению других вулканических островов. Около атлантического побережья Марокко расположен Канарский архипелаг (Schmincke, 1982), который состоит (рис.6.35) из семи главных островов: Лансероте, Фуэртевентура на востоке, Гран Канария, Тенериф и Гомера в центральной части и Ла Пальма и Иерро на западе (см. табл.14). Три острова имеют высоту более 2000 м, а вулкан Пико де Тайде является третьим по величине в Мире после Мауна Кея и Мауна Лоа на Гавайских островах. Архипелаг простирается на 600 км с востока на запад, 100–200 км с севера на юг и отстоит на расстоянии 115 км от побережья Африки. Его общая площадь составляет 7500 кв. км. Объем вул-

канического материала на островах изменяется от 5.3×10^3 куб.км (Иерро) до 23.8×10^3 куб.км (Гран Канария), а общий объем сопоставим с объемом вулканитов Гавайских островов. Сейсмические исследования (Funck et al., 1996) показали, что острова окружены вулканокластическими шлейфами, края которых отстоят от побережья островов на десятки километров (Гран-Канария – 44–72 км). На происхождение Канарских островов нет единой точки зрения (Arana, Ortiz, 1991), хотя наиболее популярной является идея их возникновения в результате действия горячей точки.

Остров Фуэртевентура (Ancochea et al., 1996) совместно с о. Лансероте представляет собой приподнятую часть Восточно-Канарского вулканического хребта. В его строении обычно выделяют Базальный комплекс и Субазральные вулканические серии. Базальный комплекс объединяет меловые осадочные образования, которые прорваны рядами параллельных даек и крупным интрузивным массивом Бетанкура. Всеми авторами он рассматривается как наиболее древняя часть Канарского архипелага, но интерпретации этого этапа весьма различны (фрагмент океанической коры, часть основания для всего архипелага, как субвулканические корни древних извержений). Мезозойские отложения (Ruthe, 1968, Roberson, Bernulli, 1982) разделены на ряд комплексов, нижние из которых состоят из темных глинистых сланцев и мергелей с прослоями песчаников. Выше залегают известняково–мергелистая серия и темные глинистые сланцы с отдельными прослоями красных и серых тонкозернистых плитчатых известняков. Верхняя часть комплекса основания слагается песчаниковой и кремнистой с глинистыми прослоями толщами, а так-

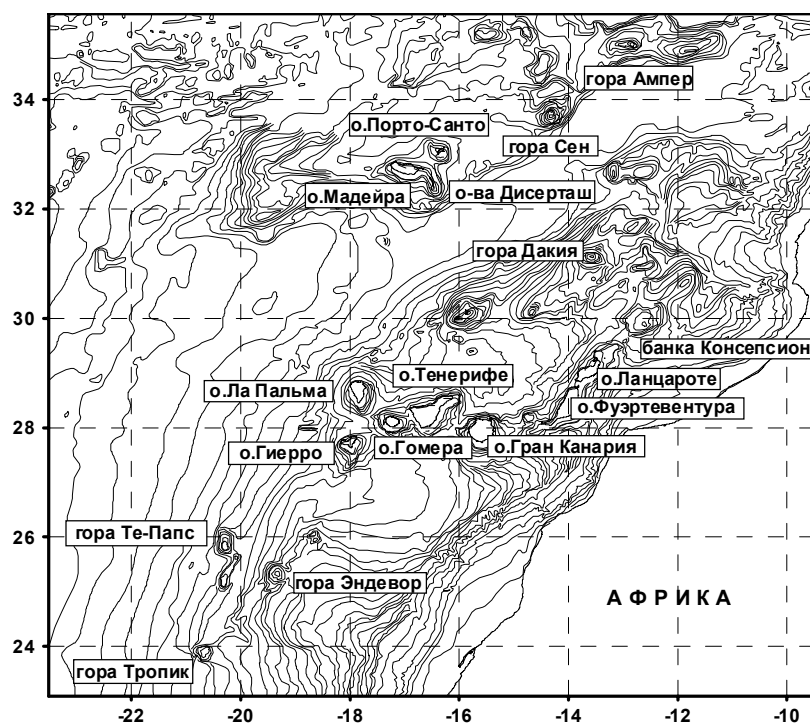


Рис. 6.35. Рельеф в районе Канарских островов (Digital..., 1997)

же известняками с гальками и линзами кремней. Общая мощность описанных пород – 700 м. Они смяты в складку, запрокинутую на север-северо-восток и нарушены разломами.

Интузивный массив Бетанкура (Gastesi, 1970) представляет собой несколько плутонических образований, прорванными дайками базальтоидов и трахитов интенсивность внедрения которых достигает 95%. Основное количество даек сосредоточено в краевых частях массива, в его центре – кольцевые сиенитовые комплексы. Породы массива представлены перидотитами, пироксенитами, верлитами, оливиновыми габбро габбро.

Субаэральные вулканические серии формировались в несколько этапов. В основании располагается Древняя базальтовая серия, которая рассматривается в новейших работах (Ancoshea et al., 1996) как результат развития трех независимых вулканических центров – Северного, Центрального и Южного. Южный аппарат состоит из трех комплексов. Нижний (возраст 20,7–19,3 млн лет) представлен пирокластикой с потоками анкарамитовых лав, которые прорваны дайками. После эрозионного перерыва накапливались туфы трахитов.. Второй комплекс (возраст 17,2–15,4 млн лет) формировался после крупного эрозионного перерыва и представлен субгоризонтальными или полого наклоненными к югу потоками базальтов или трахибазальтов, которые местами переслаиваются брекчиями. Он прорван дайками, но их количество меньше чем в первом. После эрозионного перерыва были сформирована серия (350 м) потоков (возраст 15,2–14,2 млн лет) анкарамитов, оливин–пироксеновых базальтов и, в меньшей степени, трахибазальтов, которые прорваны отдельными дайками. Замеры простираний даек показывают, что они располагаются радиально по отношению к древнему центру извержения.

Развитие Центрального вулкана началось с формирования серии (возраст более 22,5 млн лет) щелочных базальтовых потоков (до 1000 м), которые прорваны многочисленными дайками. Углы падения пород от 20–30° до 40–45°. После эрозионного перерыва формировались шлаки и отдельные потоки базальтов с мало мощными прослоями пирокластики (возраст более 22,5–20 млн лет, общая мощность до 350 м). Углы падения пород от 10–20°. Третий комплекс (возраст 17,5–14,5 млн лет) состоит из базальтовых и трахитовых потоков, мощностью от 200 до 300 м. Наиболее верхний (формация Лос Таблерос) представлен семью потоками щелочных базальтов и трахибазальтов с общей мощностью до 150 м и возрастом более 13,2 млн лет. Формирование Северного центра началось с излияния многочисленных пикритовых потоков, которые сменились потоками щелочных базальтов и трахибазальтов. Все потоки прорваны дайками, но интенсивность их внедрения уменьшалась во времени. Возраст – более 22–15,3 млн лет. Формация Ампуента слагается агломератами с потоками базальтов и прорвана дайковыми роями. Про-

исхождение этих образований обсуждается (лахары, результат эрозии более древних комплексов, конгломераты основания вулканических построек). Возраст – 15,3–14,3 млн лет. Разрез завершается потоками лав плагиоклазовых базальтов с мощностью порядка 300 м. Возраст – 14,3–12,8 млн лет. Оба верхних комплекса прорваны роями даек.

Остров Лансероте (Marinoni, Pasquare, 1994) расположен на одном из поднятых блоков Восточно–Канарского хребта с океанической корой, мощность которой составляет лишь 11 км. Хребет перекрыт осадочным чехлом, мощность которого местами достигает 10 км. К западу от хребта осадочный чехол не нарушен, к востоку установлены многочисленные разрывные нарушения и складки, происхождение которых связывают со становлением соляных диапиров. Северо-восточнее о-ва Лансероте расположена подводное поднятие Консепсион (Conception Bank), представляющая собой тектонический блок, над которым отмечаются сильнейшие положительные магнитные аномалии. Оно поднято с глубины 2000 м до 160 м (Weigel et al., 1978). Считается, что это выступ фундамента аналогичного о-ву Фуэртевентура (Дибнер и др., 1984), при этом однако не исключаются проявления магматической деятельности кайнозойского возраста. Последнее предположение подтверждается анализом (Holik et al., 1991) данных многоканального профилирования и записей донных сейсмографов. Работы проводились в пределах зоны спокойного магнитного поля севернее Канарских островов. Обработка выявила толщу хаотических фаций – UCF (Unit of Chaotic Facies) вероятнее всего магматического происхождения. Ее распространение совпадает с пологим поднятием, южнее 33 с.ш., которое имеет северо-восточное простирание, с глубинами порядка 2000 м и абсолютное превышение над дном прилегающих с севера участков дна на 1000 м. В рельефе установлено несколько подводных гор с глубинами на вершинах менее 1000 м. UCF располагается между хорошо стратифицированными образованиями и ее кровля уверенно устанавливается по дефрагирующей поверхности. Она имеет меридиональное простирание и мощность в центральной части превышает 1000 м. Это образование имеет аномально (по сравнению с нижележащими породами) высокую скорость преломленных волн (4,2 и 3,1 км/с соответственно) и ее возникновение связывают с действием Канарской горячей точки.

Новейшие исследования геологии острова **Лансероте** позволили составить (Marinoni, Pasquare, 1994) детальную схему стратификации его образований. По особенностям разрезов остров был разделен на пять секторов. В трех секторах выделены комплексы доэрозионной стадии (группа Таблеландс) и во всех – постэрозионной. Доэрозионные образования установлены в юго-восточной, восточной и северо-восточной частях острова. Наиболее полно они представлены в юго-восточном секторе, в котором разрез начинается с массив-

ных лав трахитов. Выше формировались образования шлаковых и туфовых конусов, лавы базальтов и конгломераты. Еще выше развиты толщи туфов, пирокластики и лав. Доэрозионные образования были наклонены на угол до 10° к востоку, юго-востоку в предраннеплиоценовое время. Постэрозионные комплексы представлены девятью стратиграфическими подразделениями, которые отлагались на более древних с угловым несогласием. Первые три отвечают фазе щитового вулкана, во время которой формировались потоки базальтов, часто со столбчатой отдельностью и пирокластические образования, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Формирование комплексов фазы шлаковых конусов происходило в течение шести событий, во время которых были сформированы многочисленные шлаковые и туфовые конусы и соответствующие им лавовые потоки. Все породы острова Лансароте претерпели в разной степени хрупкие и полифазные деформации. Установлено, что во времени происходила переориентация полей напряжения.

Остров Гран Канария располагается в центральной части Канарского архипелага. В строении острова выделяют два комплекса, разделенными эрозионным перерывом, продолжительностью порядка 4 млн лет (примерно от 9 до 6 млн лет). Нижний комплекс (стадия щитового вулкана – Shield stage) представлен (Crisp, Spera, 1987) потоками щелочных базальтов, игнимбридами трахитового или риолитового составов (формации Гуигуи (Guigui) и Хогарзалес (Hogarzales)). В верхней части комплекса (формации Моган (Mogan) и Фатага (Fataga)) широко представлены нефелиновые трахифонолитовые пеплы, потоки лав и редкие базанитовые и нефелинитовые дайки, пирокластические потоки и лавы, которые сформировали крупную постройку. Впоследствии на ней была образована кальдера Тахеда (Tejeda) с обрушением до 1000 м. В течение эрозионного интервала формировались конгломераты и фангломераты с отдельными прослоями пемз и, иногда, морскими отложениями в основании (Leitz, Schmincke, 1975).

Первая пост-эрозионная фаза (3,7–4,4 млн лет) началась (Leitz, Schmincke, 1975) в раннем плиоцене и представлена породами группы Рок Нубло (Roque Nublo). Последняя объединяет потоки лав, пирокластических брекчий, интрузивные и экструзивные образования эссекситов, тефритов, базанитов и фонолитовых тефритов (формация Пресо де Хорнос) и куполов гаюиновых фонолитов. После второй эрозионной фазы, 2,7 млн лет назад, началось формирование потоков оливиновых нефелинитов, гаюин-мелилитовых нефелинитов и пирокластиков того же состава. Развитие цикла завершилось в доисторическое время образованием пирокластических конусов базанитового состава.

Остров Ла Пальма (Staudigel, Schmincke, 1984) был заложен на океанической коре с возрастом 160 млн лет. Древнейшие датированные вулканические породы

3–4 млн лет. Вулканическая активность продолжается до настоящего времени – последнее извержение вулкана Тенегуа было на юге острова в 1971 г. На острове (Staudigel, Schmincke, 1984; Ancochea et al., 1994) выделено три основных комплекса. Наиболее древний, Базальтный, формировался в подводных условиях и состоит из бесчисленных мелких интрузий габбро (десятки – сотни метров в диаметре), лейкократового габбро, кумулятивных ультрамафитов, которые прорываются многочисленными дайками базальтов и интрузиями габбро. Возраст пород не имеет однозначных датировок. Здесь были находки миоценовой и плиоценовой фауны, также радиометрические определения возраста с разбросом от 6 до 47 млн лет. Выше эрозионного несогласия располагается Нижняя древняя серия с возрастом от 1,46 до 2 млн лет. Она слагается маломощными потоками оливиновых и плагиоклазовых базальтов, пирокластикой и отдельными прослоями агглюмератов (видимая мощность 450 м) и прорвана многочисленными дайками от северо-северо-восточных до меридиональных простираний. Верхняя серия (возраст – 0,71–0,95 млн лет) формировалась после крупного эрозионного несогласия и сдается многочисленными лавовыми потоками с общей мощностью от 500 до 1000 м. Несколько более молодыми (0,71–0,65 млн лет) представляются лавы, выходы которых (Bejenado massif) располагаются на юге кальдеры Табуриенте (Caldera de Taburiente).

Древнейшими комплексами **острова Мадейра** (Mitchell–Thome, 1976, Abranches, Stortvedt, 1984, Ferreira, 1985) являются преимущественно туфы и вулканические брекчии с лавовыми потоками трахитового состава и сиенитовыми интрузиями, точный возраст которых не установлен. Верхи разреза слагаются щелочно-оливиновыми базальтами позднемиоценового возраста, которые перекрывают древнее основание.

Остров Порто-Санто (Mitchell–Thome, 1976, Feraud et al., 1981) расположен в 45 км к северо-востоку от Мадейры. Он сложен древними трахитовыми сериями и гавайитами, большинство пород которых сформировалось в среднем миоцене между 12,5 и 13,8 млн лет. Время основного подъема региона – 11,2–12,4 млн лет. В четвертичное время морские осадки были подняты на высоту до 350 м над уровнем моря. Подводная гора Жозефин, расположенная в 600 км к север-северо-востоку от Мадейры, слагается лавами с возрастом 8–13 млн лет (Feraud et al., 1981). В целом отмечается, что эпохой наиболее интенсивного магматизма в пределах хребта Мадейра–Торе был средний миоцен.

Древний фундамент островов **Салвеженш** (Dick et al., 1984), расположенных севернее острова Тенерифе (Канарские острова), слагается фонолитами, нефелинитами и вулканическими брекчиями, прорванными дайками базальтового состава. Здесь же были обнаружены известняки олигоценового и ранне-среднемиоценового возраста. Дайки имеют северо-восточные и се-

веро-западные простирания. На последнем этапе развития островов сформировались толщи туфов и лав базанитового состава.

Вулканические постройки известны и около западного побережья Атлантического океана (рис. 6.36).

Архипелаг **Фернандо ди Норонья**, с общей площадью 18,4 кв. км, представляет собой группу островов и скал – Фернандо ди Норонья (16,9 кв. км), Села, Гунета, Мейо и Пата (Baker, 1973, Weaver, 1990). Альтиметрические данные показывают, что они являются частью цепи подводных гор (не менее 10), которые протягиваются вдоль $3^{\circ}50'$ ю.ш до континентального подножья Южной Америки (см. рис. 6.36). На острове Фернандо ди Норонья Ф.Альмейда (Baker, 1973) выделил снизу вверх три основных формации (комплекса): Ремендиос (Remendios), Квишаба (Quixaba) и Сан Жозе (Sao Jose). Наиболее древний состоит из пирокластических пород, прорванными телами высокощелочных базальтов, эссекситов, куполами трахитов, фонолитов и дайками лампрофиров. Туфы содержат ксенолиты нефелиновых сиенитов, роговообманковых габбро и пироксенитов. Лавы в комплексе отсутствуют. Его возраст – 8–11,8 млн лет. Комплекс Квишаба начал формироваться после эрозионного перерыва. Он сложен потоками лав нефелиновых базальтов, которые переслаиваются с туфами и брекчиями и прорваны множественностью даек сходного состава. Возраст комплекса – 1,7–6,64 млн лет (Schulz et al., 1986). Наиболее молодой комплекс Сан Жозе представлен единственным потоком базальтов на севере острова. Западнее островов и подводных гор, на континенте в районе г. Форталеза, известны третичные ($28,7 \pm 2,5$, 34 ± 2 млн лет) некки, купола и дайки фонолитов, трахитов и нефелиновых сиенитов (Schulz et al., 1986).

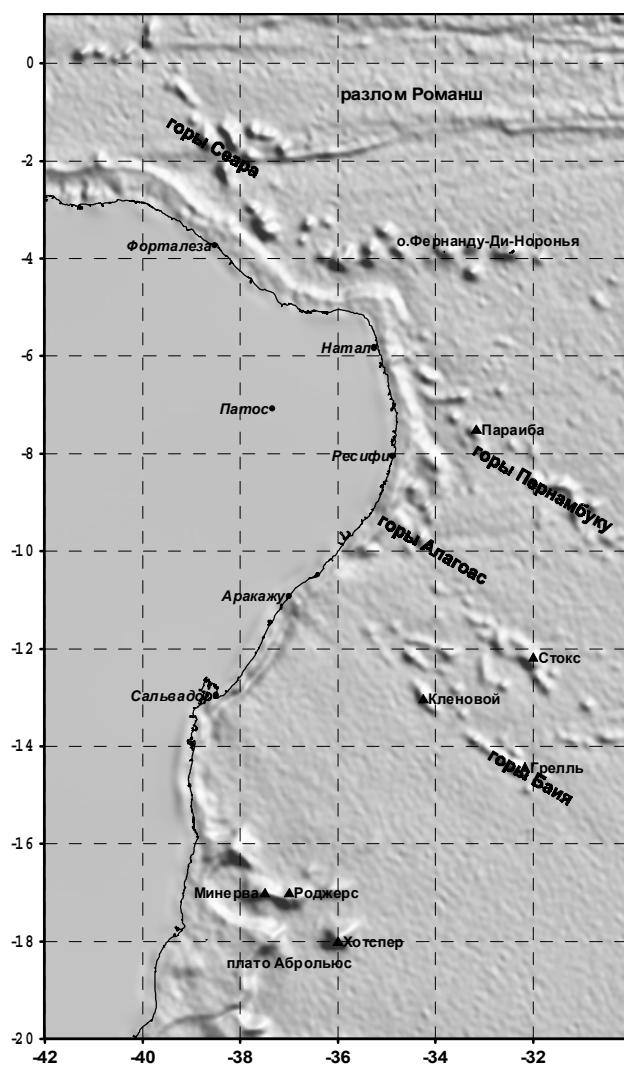


Рис. 6.36. Расположение вулканических гор и островов в районе Южной Америки по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997). Черные треугольники – подводные горы с названиями, утвержденными ЮНЕСКО

Подводные горы **Баия** (Cherkis et al., 1992) располагаются в восточной части Бразильской котловины (см. рис. 6.36) и включают 45 пиков, образующими три субпараллельные цепи, которые разделены глубоководными впадинами, заполненными осадочным чехлом. Северо-восточная цепь объединена общим основанием (3600 м), над которым возвышаются удлиненные в северо-восточном направлении поднятия с пологими склонами и выравненными плоскими вершинами: горы Штокса (Stocks) 1480 м; Грелля (Grilla) – 1860 м и ряд безмянных с глубинами 2160 м и более. В группе есть также горы, которые имеют коническую форму. С одной из них были получены измененные базальты с возрастом 62 ± 4 млн лет. Третья разновидность гор представляет собой удлиненные поднятия, увенчанные несколькими вершинами. Четвертым типом гор являются удлиненные поднятия с одной выравненной вершиной. С одной из них были получены базальты сеноманского возраста. Юго-западная ветвь группы гор (хребет Ферраш) имеет простирание 310° , пересекает западную часть разлома Боде-Верде и представляет собой цепь конических гор, протяженностью более 320 км.

Наконец, проявления магматизма известны и в более южных районах. Например, плато Аброльюс (Fainstein, Milliman, 1979, Fodor et al., 1989) представляет собой краевое плато с неровной поверхностью с общей площадью в 3000 кв.км, расположенное в районе 18° ю.ш.. Северная часть плато обрамлена уступом с высотой в 1200 м, южная – до 2800 м. Установлено, что с краевыми частями плато связаны поднятия акустического фундамента, которые и контролируют осадконакопление. Драгировки на плато показали, что они слагаются как гранитами, так и базальтами докембрийского и раннепалеозойского возраста (547–363 млн лет). В пределах плато известны высокотитанистые базальты, диабазы и верлиты с возрастными 40–50 млн лет. (Fodor et al., 1989), которые по данным бурения переслаиваются с осадками до глубин 3600 м. Их выходы известны также на небольших островах Аброльюс.

6.3. Основные закономерности строения вулканических сооружений центральной части Атлантического океана

Положение зон магмовыведения в структуре Центральной Атлантики. Характерной чертой строения приафриканской части Атлантического океана между широтой Гибралтарского пролива и экватором представляются архипелаги вулканических островов, подводные горы и поднятия океанического дна. Общая площадь островов, или соответственно, областей наземного кайнозойского вулканизма, превышает 12500 кв. км. Вместе с тем, если учитывать районы в океане, в которых установлены силлы, подводные горы, структуры протыкания, а также области с интенсивными гравитационными аномалиями по данным спутниковой альтиметрии, то общая область магмовыведения может быть оценена по крайней мере на порядок больше.

Большинство зон магматической активности располагаются в пределах океанической коры на что указывают полосовые магнитные аномалии мезозойского возраста, отсутствие ксенолитов пород континентального типа, а также признаков контаминации континентального материала по изотопным данным полученным для островов Фуэртевентура (Hoerne, Tilon 1991), Фого и Сан-Висенти (Gerlach et al., 1988). В первом случае отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для комплекса основания изменяется от 0,70319 до 0,70337, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от 0,51274 до 0,51290, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – от 19,54 до 19,85. Во втором случае – для карбонатитов отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изменяется от 0,70312 до 0,70360, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от 0,51297 до 0,51292.

Анализ различного картографического материала показывает, что сооружения, созданные благодаря магматической активности, располагаются на шельфе и континентальном склоне (остров Бийого), континентальном подножьи (восток Канарских островов), на поднятиях в абиссальной котловине (Острова Зеленого Мыса), в пределах Срединно-Атлантического хребта (остров Вознесения). Они могут формировать архипелаги сложной формы (Острова Зеленого Мыса), цепи той или иной ориентировки (горы Новой Англии, Мартин Вас) (Gorini, Bryan, 1976; Gorini, 1981; Duncan, 1984; Ильин, 1976; Энциклопедия..., 1980) и монопостройки или их группы, поверхности которых могут располагаться на различных глубинах или выходить над уровнем моря (Руденко, 1977; Epp, Smoot, 1989 и др.).

Количество подводных гор, по различным данным, в Атлантическом океане составляет от 800 (Epp, Smoot, 1989 и др.) до 2500, из которых с высотой 1000 м и более составляет 1044 (Руденко, 1977). Последним автором указывается, что наибольшее количество гор (569) установлено в глубоководных котловинах. Разница в количестве гор обусловлена различными критериями оценки объектов, в зависимости от задач исследований или практической деятельности. При этом под понятие

“подводная гора” могут попадать объекты не только вулканического происхождения, но и имеющие иной генезис (например угловые поднятия в пределах хребта). Для тектонических задач важным представляется генезис и возраст той или иной горы, о чем имеется мало прямой информации (драгировки, наблюдения с подводных аппаратов, определения возраста фауны или геохронологические данные).

На основании изучения батиметрических карт и данных альтиметрии можно допустить, что между 30° с.ш. и 15° ю.ш., на Срединно-Атлантическом хребте и за его пределами, имеется порядка 400–450 вулканических гор, общие закономерности строения которых будут рассмотрены ниже.

Первая группа гор, с условным названием “зеленомысская”, располагается около побережья Западной Африки между 23 и 14° с.ш., в районе архипелага Островов Зеленого Мыса (см. рис. 6.4, 6.5). Несколько гор известно в краевой части Гвинейского плато и в пределах континентального склона Африки (описание давалось выше). Вторая группа, более южная, горы Батиметристов, располагается северо-западнее поднятия Сьерра-Леоне, в пределах которого также имеются вулканические аппараты. Третья – известна в литературе (Fitton, Dunlop, 1985) под названием “Камерунская линия” (см. рис.6.34). В Гвинейском заливе, развиты многочисленные подводные горы т.н. горы Гвинейского поднятия. Около побережья Южной Америки (см. рис.6.36) располагаются три основных группы подводных гор – горы Баия, горы в районе острова Фернандо ди Норонья и горы Пернамбуку. Количество подводных вулканических гор увеличивается в сторону континентальных блоков.

Проведенная нами статистика глубин оснований 400 подводных гор в указанном выше районе показала, что основания большинства из них (312) располагаются на глубинах 1700–2800 м, т.е. в пределах поднятий океанского дна. На абиссальных глубинах (3300–4800 м) их меньше. Это свидетельствует о том, что формированию групп гор предшествует поднятие крупных участков океанической коры, вероятнее всего, связанное с внедрением дайково-силловых или интрузивных комплексов аналогичным описанным выше для цоколя океанических островов. Распределение высот этих же гор показывает, что большинство из них количество имеет высоты от 600 до 1200 м, в меньшем количестве встречаются сооружения высотой от 1400 до 2000 м. Еще меньше гор с высотами 2000–5000 м. Высота вулканических сооружений выходящими из-под воды, относительно прилегающих участков дна, изменяется от 1900 м (о.Грасиоза, Азорские острова) до 7000 м (о.Фогу, Острова Зеленого Мыса) – 7200 м (о. Тенериф, Канарские острова).

По отношению к пассивным частям трансформных разломов вулканические сооружения в Центральной Атлантике могут занимать различное положение. В од-

них случаях цепи или группы вулканических гор пересекают их под различными углами (горы Пернамбуку, Баия, Камерунская линия) (см. рис. 6.36). Южнее экватора и до 15° ю.ш. западнее САХ они имеют простирания порядка 315–320°, восточнее 40–45°. В других – вулканические сооружения располагаются между крупными разломами и не имеют с ними видимых “контактов”. Они могут формировать сложно построенные группы аппаратов (Острова Зеленого Мыса), отдельные аппараты вблизи рифтовой долины (например – гора Ферсмана) или их цепи (например цепь из пяти подводных гор западнее рифта Вознесения–Боде-Верде).

Вопрос о распространении отдельных вулканических аппаратов за пределами дна рифтовой долины изучен весьма поверхностно. Отрывочные данные показывают, что они существуют. Так, на поперечном хребте разлома Долдрамс в районе 40°30' з.д. расположена, примерно напротив рифтовой долины, изолированная гора изометричной формы, с которой были драгированы афировые и порфиоровые базальты и гиалокластиты. Сам хребет сложен гипербазитами, базальтами и конгломерато-брекчиями.

На флангах хребта известны также отдельные конусообразные горы. Например, во время 7-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”, такое образование, высотой более 2 км, было открыто в 190 км к востоку от рифтовой зоны (рис. 6.37). Здесь, в координатах 2°17'с.ш. и 28°41' з.д., в 1988 г. зафиксировано землетрясение с глубиной очага 10 км и магнитудой 4,7, что может свидетельствовать об относительно молодом возрасте всего сооружения.

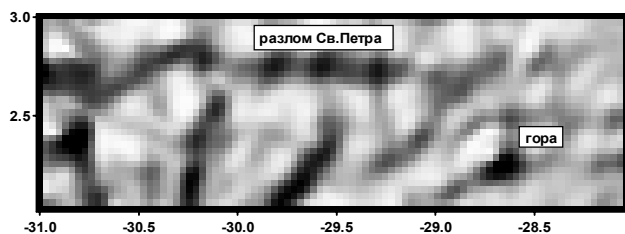


Рис. 6.37. Подводная гора на восточном фланге САХ (Sandwell, Smith, 1997)

Подводные горы вулканического происхождения могут находиться также на поднятиях (хребет Ресерчер) (см. рис. 4.27а) субпараллельных разломным трогам. Здесь была изучена (Живаго и др., 1984) гора Келдыша (название горы официально не утверждено – устное сообщение Г.В. Агаповой) (см. рис. 4.27б), которая представляет собой конус неправильной формы с минимальной отметкой 812 м ниже уровня моря. Относительная высота горы изменяется от 1888 до 2188 м. Склоны слагаются потоками лав базальтов.

В целом, создается впечатление, что формирование зон магматизма вне пределов гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта, связано с вторичными деформациями океанических плит, в которых образуются зоны проницаемости.

За пределами рифтовой зоны известны также и крупные вулканические аппараты центрального типа. Один из них, вулкан – о. Вознесения, (Harris et al., 1982; Harris et al., 1983; Weis, 1983) представляет собой вулканический конус, который возвышается над дном океана на 3500 м. Он располагается (рис. 6.38) в 120 км к западу от оси САХ на магнитной аномалии 4 по одним данным (Harris et al., 1982) и 6, т.е. 7 млн лет (Weis, 1983), по другим. Вершина слагается трахитовым куполом с базальтовыми потоками и шлаковыми конусами. Лавы часто содержат нормативный кварц и (или) гиперстен и представляют собой щелочные (переходные к толеитовым) серии, которые имеют по крайней мере два источника в гетерогенной мантии. На острове встречены базальты обогащенные оливином, гавайты, муджириты, трахиты и комендиты. Они содержат много ксенолитов оливиновых габбро, диоритов, монцодиоритов и гранитов, которые по данным свинцовой изотопии явля-

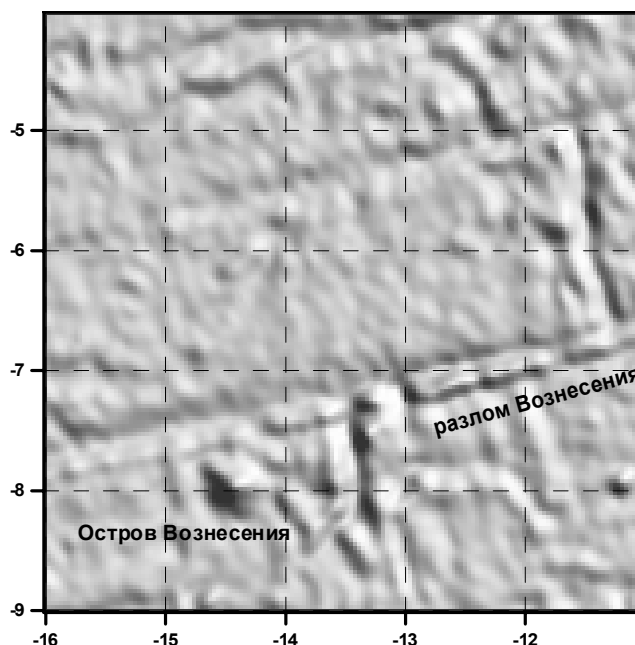


Рис. 6.38. Положение вулканической постройки о. Вознесения по отношению к осевой части САХ (Sandwell, Smith, 1997)

ются плутоническими эквивалентами лав. Гранитные блоки (4,5–3,4 млн лет), которые по изотопным данным, имеют неконтинентальную природу, были захвачены базальтами с возрастом $1,5 \pm 0,2$ млн лет. Крупные вулканы или их группы (Азорские, Св. Елены, Тристан да Кунья, Буве) известны в пределах Срединно-Атлантического хребта и за пределами Центральной Атлантики.

Этапы формирования вулканических островов, подводных гор и иных магматогенных структур. Ранее нами (Мазарович, 1988) высказывалось предположение, что вдоль побережья Западной Африки расположена Зеленомыско-Иберийская область тектоно-магматичес-

кой активизации. В самом общем виде здесь устанавливались позднеэоцен-среднемиоценовая, ранне-среднемиоценовая, раннемиоцен-раннеплиоценовая и миоцен-четвертичная фазы магматизма. Во время первых двух этапов происходило внедрение интрузивных пород и силлово-дайковых комплексов. В меньшей степени формировались эффузивные образования. После этого, в основном с позднемиоценового времени, начали формироваться эффузивные комплексы, образование которых происходило импульсивно вплоть до четвертичного времени. В настоящий момент на ряде островов (например Фого, Тенерифе) существуют действующие вулканы. Г.С.Харин (Харин, 1993) выделил четыре этапа усиления магматизма – триас-раннеюрский, позднеюрский-раннемеловой, позднемеловой-раннепалеогеновый и миоцен-современный. Предполагалось, что эти процессы развиваются в пределах горячих полей.

Для уточнения выявленной ранее картины времени магматических событий в центральной части Атлантического океана и его обрамлении, нами был предпринят новый целенаправленный поиск опубликованных данных о возрасте пород. Работа с литературными источниками (Grunau et al., 1975; Le Bas et al., 1986; Lietz, Schmincke, 1975 и др.) показала, что определение фаз магматизма проводилось для отдельных островов или архипелагов, вместе с тем обобщающего результата для приэкваториальной Атлантики автору найти не удалось. Всего было обнаружено более 3000 определений абсолютного возраста различных пород. Эта информация была введена автором как составная часть геологической базы данных, организованной в Access 2.0. Основная часть данных относится к разным островам и приокеаническим зонам. Меньшее количество сведений удалось собрать по возрасту магматических пород из глубоководный частей океана и периконтинентальных районах Африки.

Отдавая отдавая себе отчет в том, что распределение частоты встречаемости определений радиометрического возраста и фазы магматизма не одно и тоже, автор, вслед за многими исследователями (например – Cahen et al., 1984), допускает что получаемые результаты могут отражать общие закономерности времени формирования магматических серий.

Статистическая обработка (рис.6.39) всех собранных данных, как по восточной, так и по западным частям центральной части Атлантического океана, свидетельствует о постепенном нарастании магматической активности, начиная с альбского времени. Этот процесс распадается на два главных этапа – 25–100 млн лет (поздний олигоцен – альб) и 0–25 млн лет (четвертичный период – граница олигоцена–миоцена). В течение первого этапа магматизм проявлялся дискретно с перерывами по 5–7 млн лет. Незначительное усиление намечается на границах сантона–кампана (80–82 млн лет), мела–палеогена (63 млн лет), а также в позднем олигоцене.

Второй этап начался на границе позднего олигоцена–раннего миоцена (23 млн лет). Он отличается от первого существенным усилением магматических событий, с максимальным всплеском в плиоцен–четвертичное время. На фоне общего усиления активности можно наметить три относительных спада в конце раннего миоцена (около 16 млн лет), в конце позднего миоцена (около 8,5 млн лет) и на рубеже плиоцена и раннего плейстоцена (около 2 млн лет). Магматические явления в неогене имеют основной максимум на рубеже раннего и среднего миоцена миоцене (около 14 млн лет) и менее выраженный в позднем миоцене (около 9 млн лет). Усиление магматической активности наблюдается в миоцен-плиоценовое время (около 5,5–3 млн лет), и в квартере (около 0,5 – 0,6 млн лет).

Сравнение этапов магматической активности на западе Атлантического океана и вдоль Западной Африки (рис.6.40, 6.41) показал, что на раннем, мел-олигоценном, этапе эти процессы протекали интенсивнее в районе западной Атлантики (цепь подводных гор Новая Англия) и на банке Горриндж. Кроме этого, отдельные определения получены с подводных гор Баия и Батиметристов. Таким образом, устанавливается асимметрия на востоке и на западе Атлантического океана. Магматизм, для указанного выше промежутка времени, ассоциируется с формированием подводных гор, расположенных в непосредственной близости от континентальных блоков. В более позднее время магматические события были сосредоточены только в восточной части Центральной Атлантики.

База данных, созданная автором позволила проанализировать время формирования дайковых, эффузивных и интрузивных образований. Анализ данных о времени формирования дайковых комплексов от о. Мадейра до Камерунской линии (рис. 6.42) показывает, что их формирование началось с эоцена и продолжалось до четвертичного времени. Формирование происходило в четыре этапа. Эоцен-олигоценый этап отличается слабым проявлением дайкового магматизма, который разделялся периодами отсутствия активности, продолжительностью до 8–9 млн лет. Он завершился примерно в середине олигоцена (около 30 млн лет) и отделялся от следующего этапа перерывом около 7 млн лет. Ранне-среднемиоценовый этап достиг апогея около 20,4 млн лет и завершился перерывом, продолжительностью около 2 млн лет. Следующий, средне-позднемиоценовый этап характеризовался нарастанием формирования даек с пиком около 10 млн лет, после которого наступил спад и перерыв, продолжительностью около 3 млн лет. Завершающий, плиоцен-четвертичный этап, отличался наибольшей активностью за всю историю. Он начался около 5 млн лет назад с краткого, но исключительно интенсивного внедрения дайковых серий. После которого наступил резкий спад и практическое завершение формирования даек. Данные радиометрических определений подтверждают

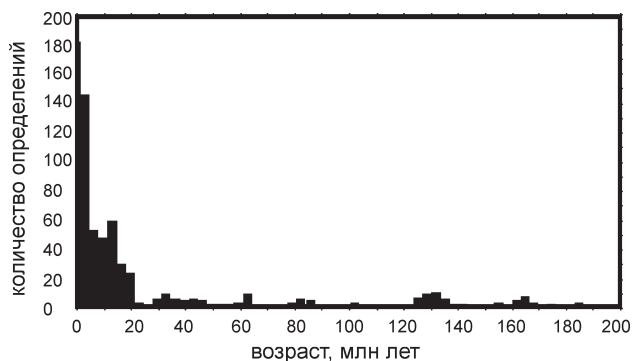


Рис. 6.39. Распределение всех данных об абсолютном возрасте магматических пород (Западная Африка, северо-восток Южной Америки и Центральная Атлантика)

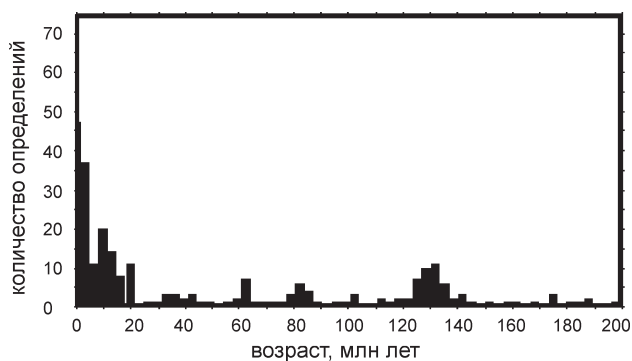


Рис. 6.42. Распределение данных об абсолютном возрасте дайковых комплексов от о. Мадейра до Камерунской линии

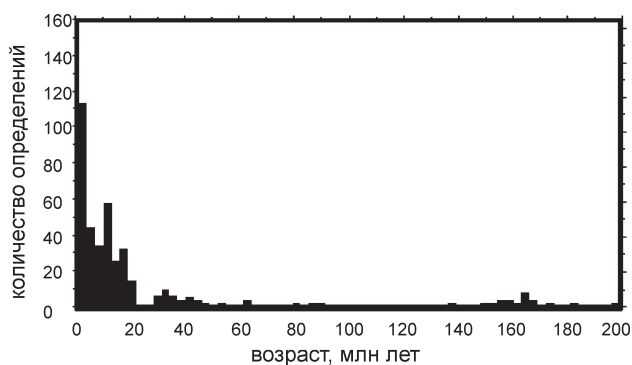


Рис. 6.40. Распределение данных об абсолютном возрасте магматических пород в Западной Африке

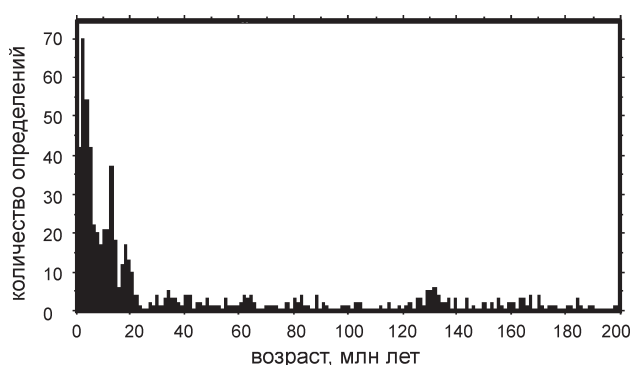


Рис. 6.43. Распределение данных об абсолютном возрасте эффузивных комплексов от о. Мадейра до Камерунской линии

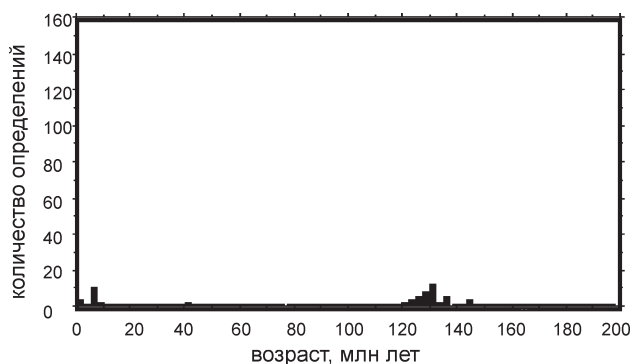


Рис. 6.41. Распределение данных об абсолютном возрасте магматических пород на северо-востоке Южной Америки

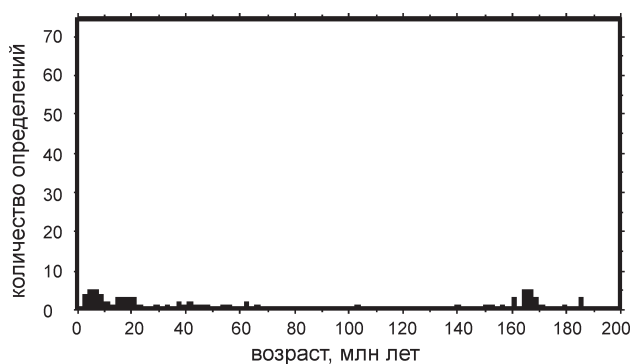


Рис. 6.44. Распределение данных об абсолютном возрасте интрузивных комплексов от о. Мадейра до Камерунской линии

ются и нашими наблюдениями на Островах Зеленого Мыса.

Иная картина, по данным абсолютной геохронологии, рисуется для этапности формирования лавовых комплексов вдоль Западной Африки от Камерунской линии до о. Мадейра (рис.6.43). Они формировались в альб-олигоценый и олигоцен-четвертичный этапы. Основная картина формирования более древнего сходна с вышеописанной для всех проявлений магматизма. Более молодой начался около 24 млн лет назад, на рубеже олигоцена и миоцена

и отличался непрерывными проявлениями вулканизма вплоть до исторического времени. На общем фоне можно выделить этапы его существенного усиления в раннем и среднем миоцене (около 17,5 и 14,2 млн лет соответственно). После спада активности позднем миоцене (8–9 млн лет назад) с плиоцена начался период неравномерного нарастания вулканических явлений с максимумами активности в раннем плиоцене (около 3,27 млн лет) и четвертичное время (около 1,3 млн лет). Формирование лавовых серий продолжается и в историческое время.

Меньше информации имеется для определения этапности формирования интрузивных образований в этом же регионе (рис. 6.44). По данным абсолютной геохронологии основная их часть внедрялась в раннем миоцене между 21 и 18 млн лет. После этого процесс продолжался дескретно вплоть до плиоцена с максимумами в конце позднего миоцена (около 7,7 млн лет) и в раннем плиоцене (около 5,4 млн лет). Единственное маастрихтское определение возраста 70 млн лет было получено с банки Горриндж, расположенной севернее центральной части Атлантического океана. Вместе с тем геологические данные показывают, что внедрение сиенитов происходило еще в позднемиоценовое время, о чем свидетельствуют находки их галек в комплексе Коруджа на острове Маю (Robertson, Bernoulli, 1982) и интрузивного тела севернее г. Дакар, внедрение которого по геологическим данным происходило в маастрихте (Bellion, Crevola, 1991).

Сопоставление этапности формирования дайковых, лавовых и интрузивных серий вдоль Западной Африки показывает, что максимумы активности формирования тех или иных образований как правило не совпадают. Исключение представляет среднемиоценовый этап (14–14,5 млн лет) в течение которого происходили активные эффузивные процессы и внедрение дайковых комплексов.

Основные закономерности строения вулканических островов и подводных гор центральной Атлантики. Вулканические острова Центральной Атлантики и прилегающих регионов сложены фрагментами деформированного докайнозойского основания, интрузивными, эффузивно-агломератовыми и дайково-силловыми комплексами цоколя (палеоподнятия) и вулканическими комплексами островной постройки (рис. 6.45).

Под комплексом основания острова нами понимается совокупность структурно-вещественных ассоциаций, сформированных до начала проявления магматизма, приведшего впоследствии к образованию вулканической постройки. Фрагменты основания обнажены на островах Зеленого Мыса (Маю, Сантьягу, возможно Сал) и на Канарских островах (Фуэртевентура) и слагаются магматическими и осадочными породами юрского или мелового возраста. В указанных местах породы смяты в складки и разбиты разрывными нарушениями.

Под цоколем острова понимается совокупность структурно-вещественных ассоциаций, сформированных до начала широкого проявления эффузивного магматизма. Наиболее полно и обстоятельно они изучались на островах Маю, Сантьягу, Сан-Висенти и Фуэртевентура. В состав цоколя могут входить три комплекса.

1. Интрузивные комплексы цоколя формировались в несколько этапов и могут представлять собой субвертикальные и пластовые тела мощностью от 1 до 30–50 м щелочных пироксенитов, ийолитов, эссекситов, сиенитов, мондонитов. Второй разновидностью являются расслоенные габбро-сиенитовые интрузивы сложен-

ные пироксенитами, эссекситами, габбро, габбро-сиенитами, сиенитами или расслоенные интрузивы представленные крупнозернистыми пироксенитами, верлитами, габбро, оливиновыми габбро, габбро-сиенитами, нефелиновыми сиенитами. Для пород массивов характерна субгоризонтальная расслоенность, выраженная в приуроченности к нижним его частям меланократовых разностей, а к верхним лейкократовых (нефелиновые сиениты и сиениты). Мощность отдельных “слоев” изменяется от 2 до 6 м. Если интрузивные образования не обнажены (север о. Сантьягу, Сан-Николау), то в осадочно-вулканогенных породах или в более молодых интрузивных образованиях гипабиссального уровня встречаются обломки крупнокристаллических пироксенитов, амфиболитов и сиенитов. Общая продолжительность формирования интрузивных образований, судя по данным абсолютного датирования пород о. Фуэртевентура и о. Маю, может составлять от 9 до 13 млн лет.

2. Эффузивно-агломератовый комплекс цоколя представлен конгломератами, агломератами, массивными агломератовыми туфами, осадочной брекчией и лавами субщелочных базальтов. Агломератовые туфы и осадочные брекчии стратиграфически несогласно залегают на породах интрузивных массивов, выполняют неровности расчлененного палеорельефа и содержат крупные глыбы и слабоокатанные валуны размером до первых метров нижележащих образований. Эффузивная часть комплекса может быть представлена потоками массивных и пиллоу-лав базанитов, оливиновых базальтов, мелилитовых нефелинитов, агломератов и гиалокластитов. Аналогами этой части комплекса могут быть палагонитовые брекчии с блоками свежих толеитовых базальтов сформированными в подводных условиях основания острова Принсипи (Piper, Richardson, 1972; Dunlop, Fitton, 1989).

3. Дайково-силловый комплекс цоколя прорывает все вышеописанные образования. Во многих местах интенсивность внедрения даек и силлов лампрофиров, в меньшем количестве карбонатитоидов, карбонатитов реже базальтов и оливиновых нефелинитов, достигает 80–100% объема вмещающих пород.

Формирование цоколя островов происходило на фоне общего подъема океанического дна, благодаря полифазному нагнетанию расплавов с глубин порядка 80–100 км (Тектоника..., 1990). Участок дна претерпевал неоднократные и разноамплитудные опускания и подъемы вплоть до размыва. Во-первых это могло быть связано с неоднократным наполнением и разгрузкой магматических камер. Во-вторых, можно представить, что подъем вулканической постройки происходил с большей скоростью, чем прогрессивное опускание океанического дна по мере отодвигания от зоны спрединга, затем по мере замедления роста постройки она начинала погружаться. Скорее всего было сочетание обоих процессов. Внедрение дайково-силловых тел приводило к консолидации участка коры.

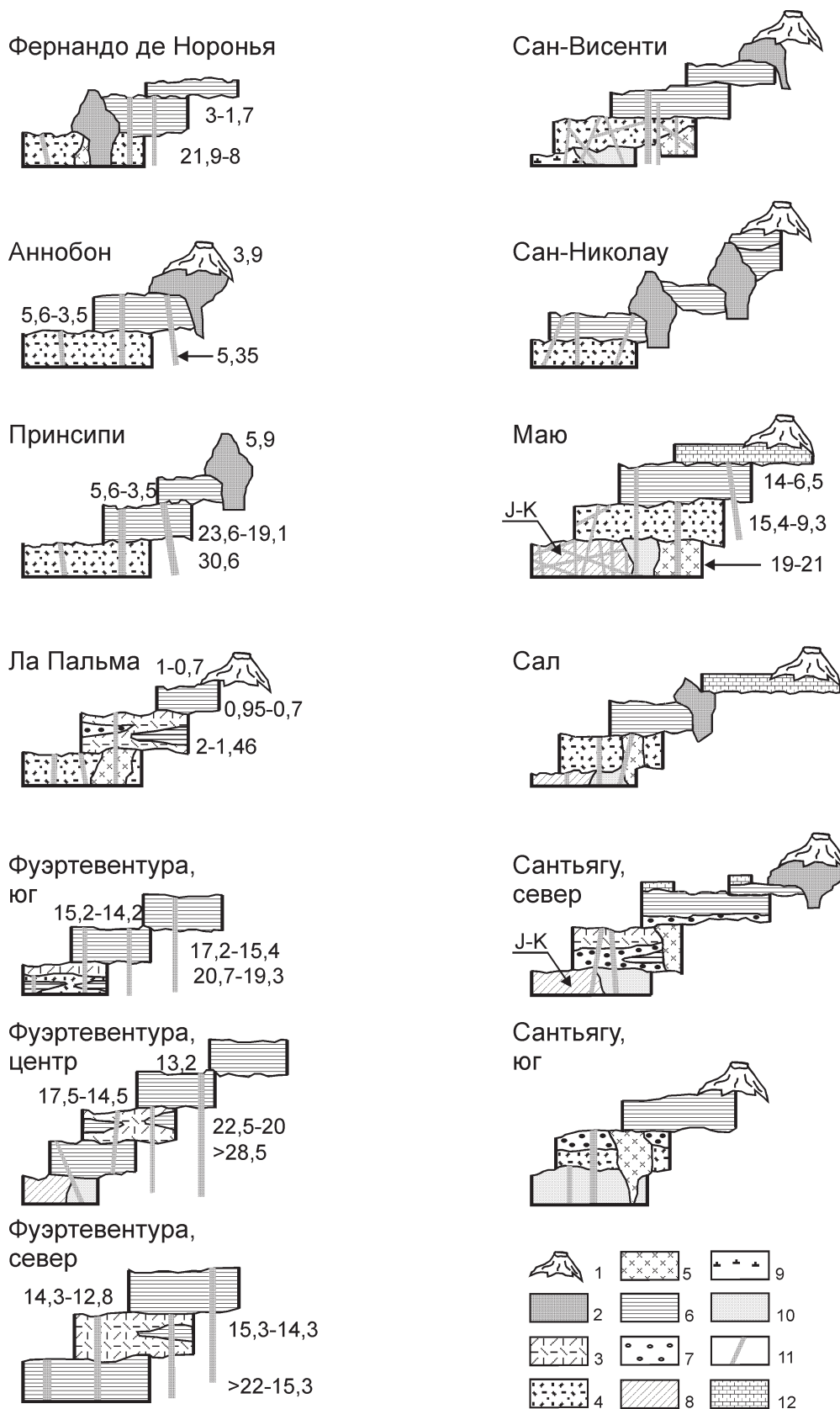


Рис. 6.45. Идеализированные разрезы вулканических островов тропической Атлантики. 1 – шлаковые конусы; 2 – купола, экструзии; 3 – туфы; 4 – агломераты, брекчии; 5 – габбро-сиенитовые интрузии; 6 – лавы; 7 – конгломераты; 8 – мезозойские образования; 9 – базальты основания (?) о.Сан-Висенти; 10 – интрузивные комплексы; 11 – дайки; 12 – калькариниты. Цифры – абсолютный возраст пород, млн лет

Под *вулканическим комплексом острова* понимается совокупность структурно-вещественных ассоциаций, сформированных в субаэральных и аэральных условиях, формирующих систему вулканических построек различного типа.

Образование собственно островной постройки происходило в несколько фаз (например, до девяти на о.Лансароте), при преобладании эффузивной деятельности, которые разделялись перерывами, во время которых происходило частичное или полное разрушение вулканических построек. Идеализированная модель развития вулканических остров показана на рис.6.46 на примере о.Сал.

Причины формирования областей с магматизмом. Наиболее современной точкой зрения на происхождение центров внутриплитного магматизма, к которому относят магматизм большинства островов Атлантического океана, является идея горячей точки или движения плюмов, диаметр которых может достигать 500 км (например O’Connor, le Roex, 1992). “Т.Вильсон и П.Морган предположили, что ... отмершие вулканы, тянувшиеся “хвостами” позади современных активных вулканов, представляют собой следы прохождения литосферных плит над неподвижными горячими точками в мантии Земли. Когда плита проходит над горячей точкой, она как бы зажигательным стеклом проплавляется

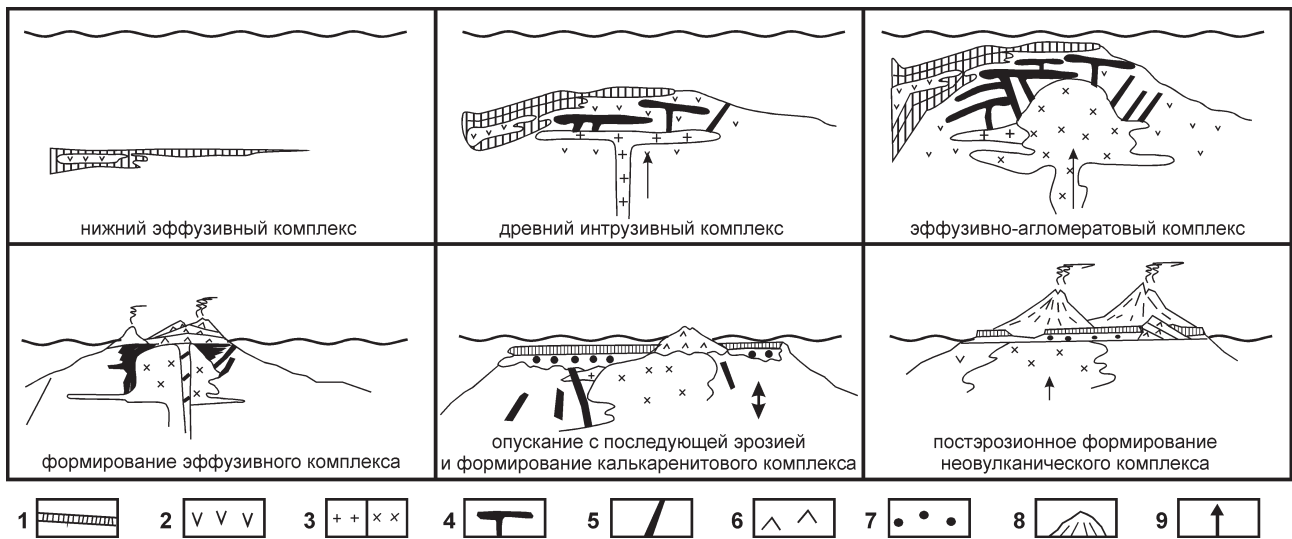


Рис. 6.46. Идеализированная модель развития о. Сал. 1 – осадки основания, 2 – лавы, 3 – интрузивные комплексы разных составов, 4 – силлы, 5 – дайки, 6 – эффузивы, 7 – конгломераты, 8 – шлаковые конусы, 9 – направление движения

снизу, и возникает вулканический очаг, питающий поверхностный вулкан. Когда плита уходит от горячей точки, вулкан перестает быть активным, отмирает и вместе с плитой движется в сторону от горячей точки, наращивая тем самым отмерший вулканический хребет” (Зоненшайн, Кузьмин, 1993, с. 121).

Канарские острова и Острова Зеленого Мыса не представляют собой цепи вулканических аппаратов на единых хребтах (см. рис.6.4 и 6.35). Первый архипелаг расщепляется на две ветви в районе 17° з.д., второй образует цепи Подветренных и Наветренных островов. Кроме этого, в отдельные этапы кайнозоя магматическая активность проявлялась во многих местах и вокруг них. Канарский архипелаг является наиболее изученным объектом для проверки гипотезы “горячей точки” в рассматриваемой части Атлантического океана. Он вытянут по широте примерно на 500 км (Лансароте – 13°40’ з.д., Ла Пальма 17°50’ з.д.). Со всех островов, из разных типов пород получено большое количество определений абсолютного возраста (автору известны более 1500), которое превышает количество данных по Островам Зеленого Мыса (автору известны около 70) и

Камерунской линии (автору известны около 200). На основании этих данных можно проследить существует ли закономерное изменение возраста от долготы, т.е. расстояния до центра спрединга. В связи с тем, что координаты ряда образцов были неопределенными мы привели их к координате центральной точки каждого острова. С учетом небольшого размера островов по отношению к размерам океана, это упрощение не может вносить принципиальных ошибок в модель. Зависимость распределения возраста к долготе показана на рис. 6.47. Хорошо видно, что магматическая активность началась практически одинаково на всех островах с рубежа около 16 млн лет (средний миоцен). Более древние, среднеэоценовые, образования известны только на острове Фуэртевентура. Наиболее молодые, позднемиоцен-плиоцен-четвертичные, комплексы развиты на всех островах. Исторические извержения известны на крайних точках Канарского архипелага (о.Лансароте – 1824 и 1730–1736 гг., о.Ла Пальма – 1949 г.). По данным абсолютной геохронологии и с учетом геологических наблюдений сходная картина просматривается и для района Острова Зеленого Мыса – запад Сенегальской впадины.

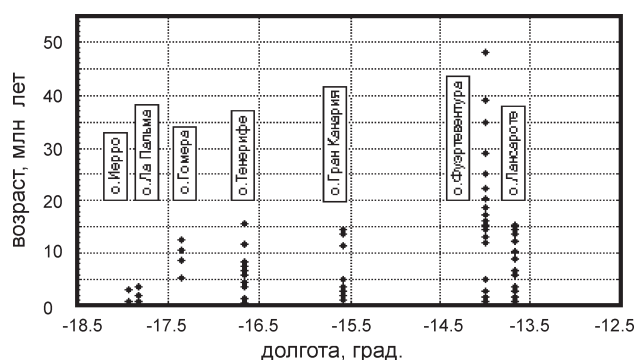


Рис. 6.47. Распределение данных об абсолютном возрасте магматических пород вдоль Канарского архипелага

Ранее нами было отмечено (Мазарович, 1988), что в кайнозой имела асимметрия в распределении магматизма в центральной части Атлантического океана. На западе, как известно, располагается цепь подводных гор Новой Англии (Duncan, 1984), основная часть которых формировалась от апта до сантона и только две – в маастрихте и в позднем эоцене. Магматические процессы были широко развиты вдоль атлантического побережья США и Канады в юрско–меловое время и прекратились в кайнозой (Jansa, Pe-Piper, 1988). Меловые (три датировки – сеноман, сантон и маастрихт) и, в основном, палеоцен–раннеэоценовые, лавы и интрузии формировались на банке Горриндж (Fegaud et al., 1982). Более молодые вулканические процессы здесь не известны. Около Западной Африки, южнее экватора, вулканизм привел к образованию в сантон–кампане ряда вулканических гор, которые ныне входят в Камерунскую линию (O'Connor, le Roex, 1992). В районе поднятия Сьерра-Леоне и на Гвинейском плато имеются данные только о формировании подводных гор в палеоцене–эоцене. (Харин, 1988; Hekinian, 1978). Это обстоятельство позволяет предполагать, что южная граница Зеленомыско–Иберийской области тектоно–магматической активизации проходила в районе котловины Гамбия по восточным флангам либо разлома Зеленого Мыса или, что более вероятно, – Марафон.

Несколько вулканических сооружений были сформированы в кампане и дании около Южной Америки (группа гор Баия) (Cherkis et al., 1992). В дальнейшем кайнозойский вулканизм сосредоточился около Западной Африки и северо-восточной Бразилии (архипелаг Фернандо ди Норонья, район г. Форталеза и во впадине Потигуар).

Представляется, что модель формирования областей кайнозойского магматизма около Северо-Западной Африки должна объяснять формирование протяженной области с одновременным (или почти одновременным) магматизмом, размеры которой могут изменяться на фоне общего растяжения Атлантики. Поиски новой модели образования должны быть свя-

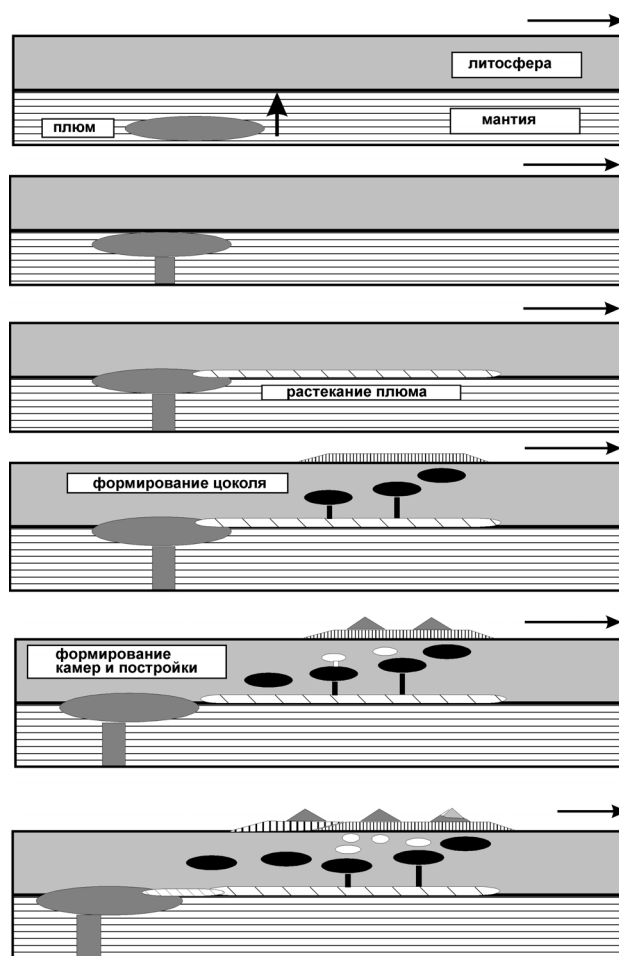


Рис. 6.48. Идеализированная модель развития Канарского архипелага

заны с образованием мобильных разогретых линз в разных частях верхней мантии Атлантического океана, которые периодически подавали расплавы в промежуточные очаги и к поверхности, перемещаясь вместе с литосферой. Идеализированная модель показана на рис.6.48. Мантийный плюм достигает поверхности скольжения литосферы и растекается по направлению ее движения. Над образовавшейся линзой формируется серия магматических камер, благодаря которым происходит образование цоколя островов. По мере эволюции происходит увеличение количества промежуточных камер, вещество из которых, одновременно вдоль всей цепи палео–островов, начинает изливаться, создавая эффузивные постройки.

6.4. Синтез

Обобщая данные об абсолютном возрасте пород, можно наметить следующие закономерности формирования магматических ассоциаций. В течение миоцен–четвертичного времени вдоль Западной Африки устанавливается несколько основных циклов. Формирова-

ние комплексов начиналось с внедрения интрузивных и дайковых серий, иногда нескольких генераций, которые сменялись излияниями лав. Первый такой этап происходил в раннем миоцене, второй – в плиоцене и последний в четвертичное время. Намечается период относительного спокойствия, точнее слабого проявления магматизма, в позднем миоцене, в течение которого преобладали процессы внедрения дайковых комплексов.

Образование Канарского архипелага и Островов Зеленого Мыса не может быть сведено к простому “прожиганию” плиты и требует поиска моделей более приближенных к геологическим данным. На Камерунской линии вдоль ее простирается прогрессивное изменение возраста также отсутствует – т. е. она также не представляет собой след горячей точки (Djomani et al., 1997).

ГЛАВА 7. ВЗАИМООТНОШЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И ОКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Вопрос о соотношении трансформных разломов и структур Западной Африки и Южной Америки неоднократно обсуждался в литературе (Wilson, 1965; Krause, 1966; Francheteau, Le Pichon, 1972; Gorini, 1981). Дж. Уильсон предположил (Wilson, 1965), что заложение трансформных разломов Атлантического океана происходило по ослабленным зонам (“lines of old weakness” – Wilson, 1965, p. 344) более древнего заложения. Он же высказал идею о существовании континентальных окраин трансформного типа. Позже было показано (Wilson, Williams, 1979), что осадочные бассейны обрамления Атлантического океана могут быть разделены на три основных типа – рифтогенные впадины растяжения (“tensional rift basins”), окраинные сдвиговые впадины (“sheared margin basins”) и тафрогенные впадины (“taphrogenic basins”). Подчеркивалось, что разломные зоны могут быть ориентированы ортогонально, под некоторым углом и параллельно по отношению к простиранию континентальных структур.

Центральная часть Атлантического океана обрамляется с востока структурами Африканского континента, с запада – Южной Америки и Малой Антильской дуги. Первые два региона представляют зоны перехода пассивного типа, последний – активного. Хорошо известно, что первые отличаются от вторых отсутствием желобов, мощных аккреционных призм деформированных осадков, высокой сейсмичности и вулканизма (Schmincke, 1982).

Целью настоящей главы является краткое рассмотрение взаимоотношений древних (домезозойских) и мезозойско–кайнозойских структур Западной Африки, Южной Америки и пассивных частей трансформных разломов Центральной Атлантики для понимания начальных этапов формирования трансформных разломов. Для анализа использовались тектонические карты Африки (Carte ..., 1968), Южной Америки (Tectonic..., 1978), данные спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997) и другие опубликованные источники.

7.1. Континентальная окраина Западной Африки

Вдоль атлантического побережья Африки располагаются крупные прогибы, которые традиционно делат-

ся (Petters, 1991) на четыре группы впадин: Прибрежные Северо-Западной Африки, экваториальные, аптские соленосные и Прибрежные Юго-Западной Африки. Первые два элемента обрамляют Центральную Атлантику с востока. Под Прибрежными впадинами Северо-Западной Африки обычно понимают четыре периконтинентальных прогиба (с север на юг): Эссауйра, Агадир, Аюн-Тарфайя и Сенегальский. Они представляют собой восточные части огромного бассейна осадконакопления, расположенного в пределах шельфа, континентального склона и подножья Африканского континента. Изданные геологические и тектонические карты показывают их тесную пространственную связь с поясом мавританид в пределах Сенегала, Мавритании и Марокко. На широте Дакара, они достигают максимальной ширины, исчезают в пределах суши у Регибатского щита и вновь появляются севернее его. Таким образом, впадины как бы вложены в “дугу Акдждужт–Бакель” (см. ниже). Такая связь не случайна и обусловлена тем, что мавританиды были благоприятной зоной для развития раннемезозойских прото-рифтов.

Сенегальский прогиб (рис. 7.1) протягивается в пределах Гвинеи–Биссау, Сенегала и Мавритании от островов Биссагуш (11° с.ш.) до мыса Бланко (24° с.ш.). В рельефе ему соответствует обширная равнина, ограниченная с юга массивом Фута Джаллон, с востока–пологими поднятиями примерно вдоль 12° з.д. (Асаба, Тигант и др.), с севера – поднятиями Рио де Оро. Максимальная ширина прогиба в пределах суши на 15° с.ш. составляет 550 км, а включая его океанскую часть – 800 км. Протяженность с севера на юг составляет 1400 км, общая площадь – 340 000 кв.км.

В континентальной части прогиб был заложен на архейских, верхнепротерозойских и палеозойских образованиях (Lecogche, Dallmeyer, 1989), которые хорошо изучены в пределах Регибатского щита. На западе последнего развита серия Саоуда, которая сложена метаморфическими породами в гранулитовой и амфиболитовых фациях: гранулитами, гнейсами, кварцитами, амфиболитами, мраморами. До всех метаморфических преобразований они представляли собой осадочные и вулканокластические толщи, в которые внедрялись долериты, габбро и анортозиты. Различными методами возраст оценивается от 3000 до 1600 млн лет.

Эти образования смяты в изоклинные складки суб-меридионального простирания с западной вергенцией. Близкие по составу и возрасту комплексы установлены в пределах выступов Кайес и Кенива, где они смяты в изоклинные складки северо-восточного простирания и с юго-восточной вергенцией. Во впадинах Тиндоуф и Таоудени кристаллическое основание перекрыто среднепротерозойскими-среднедевонскими терригенными породами, доломитами и известняками с общей мощностью не более 5000 м. Они были деформированы в ходе панафриканских (650 млн лет), таконских (средний ордовик) и герцинских (постфранских) движений.

Восточнее Сенегальского прогиба, вдоль западного края Африканского кратона с юга на север протягивается пояс, который описывается в литературе под разными названиями: западноафриканский полиорогенный пояс (Petters, 1991), западноафриканский складчатый пояс (Lecorche et al., 1991), варисийский складчатый пояс (Seibold, 1982), мавританский орогенный пояс (Roussel, Lieger, 1983), Мавритано-Сенегальская складчатая система (Хаин, 1971). Его части известны как рокелиды в Либерии и Сьерра-Леоне, бассариды в Гвинее, мавританиды – в северном Сенегале, Мавритании и западной Сахаре. Пояс был хорошо изучен между 20° и 15° с.ш., где он образует в плане плавный изгиб к востоку – “дуга Акджуджт-Бакель” (Lecorche et al., 1991). До 1962 г. мавританиды интерпретирова-

лись как часть эбурнейского (протерозойского) орогена и как продолжение Регибатского массива. Сейчас установлена полифазная история пояса, охватывающая временной интервал от позднего протерозоя до позднего палеозоя и его сложная покровно-складчатая структура. Во многих местах (Dalrymple et al., 1975) установлены диабазовые дайки мезозойского возраста.

Постпалеозойский разрез Сенегальской впадины изучен, в основном, по скважинам (Jansa, Wiedmann, 1982; Wissmann, 1982; Ritz, Bellion, 1989; Ritz, Bellion, 1990; Bellion, Crevola, 1991). Наиболее древние вскрытые толщи слагаются мелководными верхнеюрскими известняками (келловей-портланд), мощностью до 2000 м. Валанжин-аптские отложения (500–1300 м) представлены в западной части впадины доломитовыми известняками, калькаренитами, в восточной – песчаниками и алевролитами. Такой характер осадконакопления сохранялся до раннего альба. В позднем альбе – раннем сеномане формировались кварциты, песчаники, доломиты, в позднем сеномане-туроне – алевролиты с планктонной микрофауной и общей мощностью до 2200 м. Позже, вплоть до эоценового времени, в условиях интенсивного опускания была образована мощная толща, главным образом, терригенных образований. Палеогеновые породы залегают на меловых с несогласием. Палеоцен (50–300 м) представлен карбонатными толщами, нижний эоцен (500 м) – известняками (200 м). Верхний эоцен (100 м) сложен известняками и

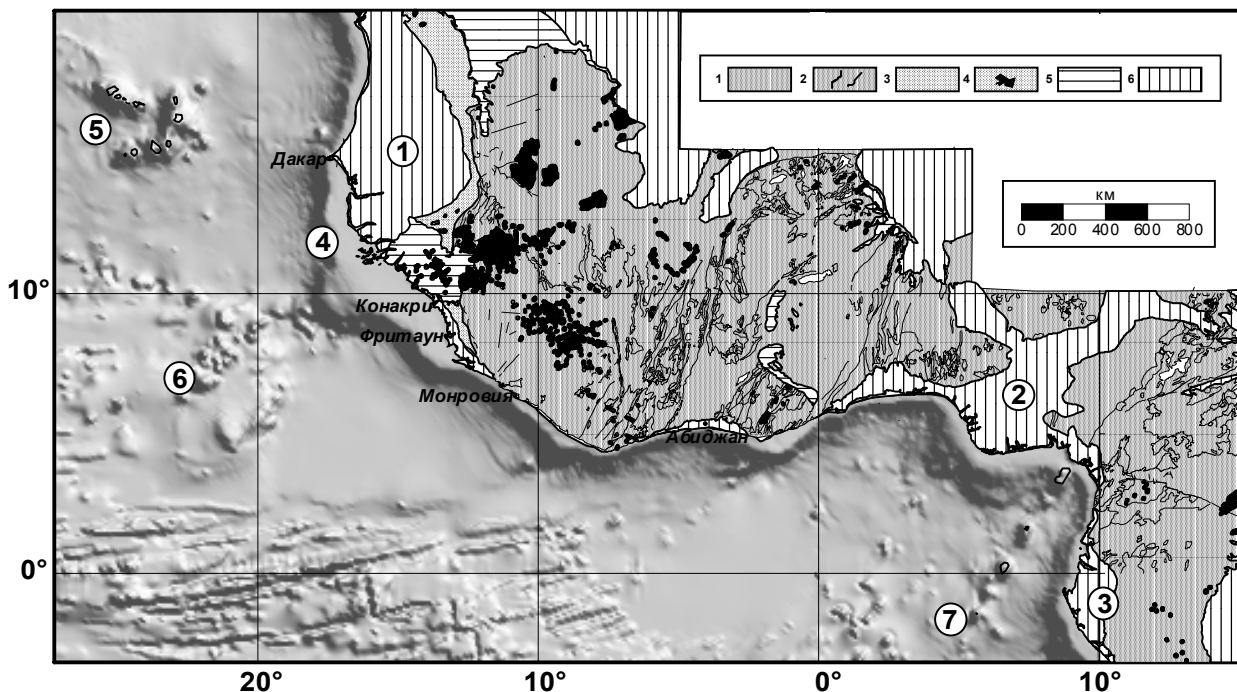


Рис. 7.1. Упрощенная тектоническая схема Западной Африки (Carte tectonique..., 1968). 1 – выступы кристаллического фундамента; 2 – разломы и простирания основных докембрийских структур, нерасчлененные; 3 – мавританиды; 4 – районы с раннемезозойским магматизмом; 5, 6 – наложенные впадины: 5 – палеозойские, 6 – мезозойские-кайнозойские. Цифры в кружках: 1–3 крупнейшие впадины: 1 – Сенегальская, 2 – Бенуэ, 3 – Габонская; 4 – Гвинейское плато, 5–7 – вулканические сооружения: 5 – Остров Зеленого Мыса, 6 – гор Батиметристов, 7 – Камерунской линии. Рельеф дна – ЕТОРО5

алевролитами, которые сменяются к востоку белыми и черными кремнистыми алевролитами. Олигоцен (150 м) известен только на западе Сенегальской впадины, где слагается известняками, перекрытыми миоценовыми песчаниками и пестрыми алеролитами континентального и морского происхождения.

Таким образом, интенсивная седиментация в Сенегальской впадине, обусловленная погружением фундамента, началась с мелового времени (Jansa, Wiedmann, 1982). В результате было накоплено около 7000 м мезозойских и 1500 м кайнозойских (из них – 1200 м палеогеновых пород). Установлено две трансгрессии (палеоцен-эоценовая и средне-позднемиоценовая), первая из которых достигла восточных районов Сенегала. Важнейшими несогласиями считаются ранне-среднесеноманское и олигоценное, которые известны повсеместно и характеризуются сильнейшими эрозионными процессами (Bellion, Crevola, 1991). Главный тектонический эпизод в Сенегальской впадине приходится на лютет (средний эоцен).

Мезозойские и кайнозойские осадочные породы известны и в акватории Атлантического океана (Uchupi et al., 1976). Их мощность достигает 10 000 м под внешним континентальным склоном и шельфом. Магнитные исследования показывают, что с областью максимальных погружений совпадает западная граница спокойного магнитного поля, которая проводится либо по 21° з.д. (Seibold, 1982), либо по 19° з.д. (Linden Van der, 1981). Было установлено, что осадки отлагались в серии депрессий (Сенегальская, Северо-Канарская и др.), в пределах которых мощности увеличены. Геофизические исследования выявили отражающий горизонт А, имеющий различный геологический смысл (среднеэоценовые кремни – скв. 367, 368, 12; граница нижнеэоценовых кремнисто-карбонатных пород и верхнеолигоцен-четвертичных отложений – скв. 135 и т.д.). Осадки падают в сторону океана, образуя моноклиаль. Эта закономерность нарушается северо-восточнее Островов Зеленого Мыса, где в осадочном чехле установлена пологая антиклираль. Севернее и южнее широты Дакара структура Сенегальского прогиба осложнена соляными диапирами (например, в округе Касаманса их известно около десятка), подъем которых начался в раннем мелу и продолжается до настоящего времени (Bellion, Cravola, 1991).

Осадки, отлагавшиеся выше горизонта А, утоняются в сторону плато, что свидетельствует о его подъеме в постсреднеэоценовое время. Это же подтверждает и анализ опубликованных карт изопакит осадков (Uchupi et al., 1976). Толщи древнее горизонта А формировались в прогибе, который расширялся с юга на север, достигая максимальной ширины (по изопаките 2000 м) в районе 18–19° с.ш.. Заливообразная форма изопакит севернее 20° с.ш., с нашей точки зрения, указывает на тектонический контроль процесса осадконакопления. Депоцентр прогибания (до 8000 м) приурочен к 17° з.д.

и осадки резко уменьшаются в мощности к 18° с.ш.. В постсреднеэоценовое время прогиб резко сузился и наибольшие мощности осадков в настоящий момент приурочены к бассейну между 23° и 18° с.ш. Пережим прогиба совпадает с зоной поднятия плато Зеленого Мыса.

Наиболее крупноамплитудные погружения в Сенегальской впадине происходили западнее 15°30' з.д., где установлены зоны разломов субмеридионального простирания (Roussel, Liger, 1983; Ritz, 1984). Впадина осложнена несколькими горстами и грабенами той же ориентировки (горст Н' Диасс в районе Дакара, подводное поднятие Мбоур, купол Гуирес). Формирование блоковой структуры связывают с альпийским орогенезом (Bellion, Crevola, 1991).

На основании грави- и магнитометрических данных (Roussel, Liger, 1983), Сенегальский осадочный бассейн разделен на ряд зон. К западу от мавританид оси гравитационных и магнитных аномалий имеют субмеридиональное простирание. В южной части впадины, в районах Касаманса и Гамбия (между 13 и 14° с.ш.) выделены аномалии субширотного простирания, которые связывают с плотными массивами плутонических пород неизвестного возраста внутри утоненной коры. Сопоставление положения этой зоны с океанскими разломами показало, что они не имеют видимой связи.

В пределах Сенегальской впадины имеется несколько районов, в которых происходили меловые и кайнозойские магматические процессы. Так, сиенитовая интрузия раннемаастрихтского возраста с ореолом брекчий, была вскрыта буровой скважиной на глубине 463 м в 30 км к юго-западу от г. Сен Луи. Кайнозойские, включая четвертичные, магматические образования известны (Bellion, Crevola, 1991; Lo et al., 1992) во многих местах полуострова Зеленого Мыса (около Дакара и восточнее, в районе горста Н' Диасс). В пределах последнего обнаружены наиболее древние, среднеэоценовые, образования (35 млн лет), происхождение которых связывают с системами разломов. На западе полуострова преобладают потоки лав, на востоке – дайки, силлы. Наиболее крупная постройка западной части Сенегальской впадины – четвертичный вулкан Маммель – представляет собой маар с кратером диаметром в 1200 м. Его строение было усложнено вулканизмом стромболианского типа, а затем лавовым озером гаваитов. Развитие структуры завершилось гидротермальной активностью.

Рассмотрим соотношения континентальных и океанских структур (см. рис. 6.2). К северным районам Сенегало-Мавританского бассейна может быть протрассирована пассивная часть разлома Кейн, который должен был бы подходить к континентальной окраине между мысом Кап Мирик (примерно в районах 19° с.ш.) и Дакаротом. Здесь намечаются различия в мощностях осадочного чехла к северу и югу от этой зоны, которое начало проявляться примерно со среднего эоцена (Меж-

дународный..., 1989–1990; Uchupi et al. 1976), но в пределах наземной части впадины никаких ярко выраженных изменений в геофизических полях не отмечается (Roussel, Liger, 1983). Имевшиеся у автора материалы по более южным районам Сенегальской впадины свидетельствуют об ортогональных взаимоотношениях атлантических разломов и континентальных структур разного возраста.

Вдоль побережья Либерии, между Бухананом и Монровией, обнажены неметаморфизованные породы (Dalrymple et al., 1975), которые снизу вверх разделены на: песчаники Пейнесвилл (Paynesville Sandstone), толщи реки Фермингтон (Farmington River Formation) и песчаники Эдина (Edina Sandstone). Первые описываются как арениты с мощностью до 1000 м, которые несогласно залегают на кристаллическом фундаменте. Возраст, по положению в разрезе, оценивается не моложе раннего или среднего палеозоя. Они несогласно перекрыты вакками и конгломератами Фермингтон с мощностью до 1000 м. Споро-пыльцевые датировки указывают на меловой, вероятно альбский, возраст. Песчаники Эдина, видимо третичного возраста, залегают несогласно и имеют мощность в несколько метров.

На побережье Сьерра-Леоне, в районе г. Фритауна, располагается расслоенный габбровый комплекс (1000 кв. миль) с тоарским возрастом (193 ± 3 млн лет – Wells, 1962; Hattogly et al., 1991), который слагает хребет, протяженностью около 40 км и с высотами до

900 м. Массив внедрялся в высокометаморфизованные и деформированные архейские и панафриканские образования северо-западного простирания (группа Касила). Последняя слагается гнейсами, гранулитами по осадочным породам, а также габбро и габбро–норитам. Массив представлен ритмичным переслаиванием троктолитов, оливин–содержащих норитов, габбро и анортитов с общей мощностью около 6000 м. С некоторыми разностями пород связана платиноносность. Магнитные и гравитационные аномалии (Mgbatogu et al., 1988) на Гвинейском плато свидетельствуют о продолжении массива в акватории. Он также четко прослеживается и на альтиметрической карте (рис. 7.2) в виде интенсивной аномалии северо-западного простирания (310°) и протяженностью порядка 100 км.

В северной части Леоно-Либерийского щита и Западно-Гвинейской синеклизе установлены субгоризонтальные, часто многоярусные силлы долеритов, диабазов, габбро–долеритов (реже – перидотиты, кварцевые габбро, кварцевые диориты и гранодиориты) из которых К/Аг датировки показывают две группы возраста – 330–280 (карбон) и 235–140 (ладин-берриас) млн лет. Более древние датировки получены из силлов прорывающих кристаллические комплексы фундамента, более молодые – осадочный чехол (Романько, 1979). Мощность силлов достигает нескольких десятков метров, в отдельных случаях – до 200–300 м. Кристаллический фундамент этой части Африканской окраины, по дан-

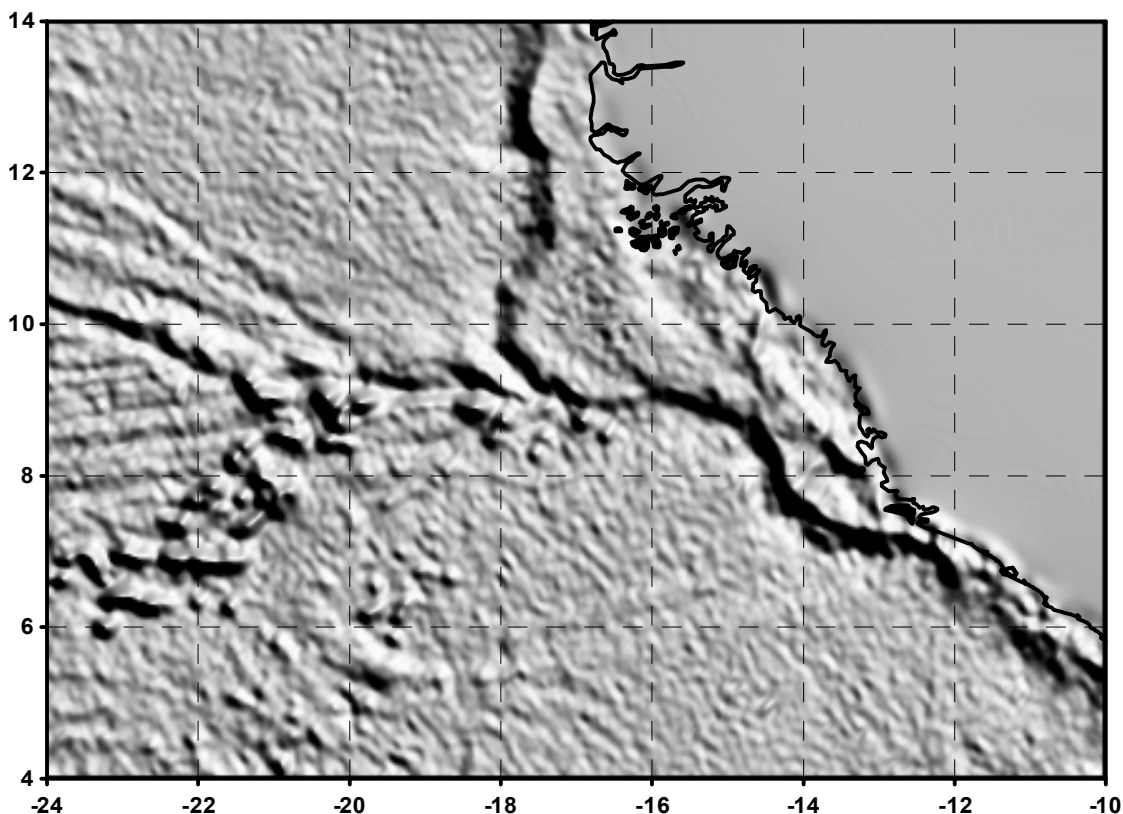


Рис. 7.2. Расположение вулканических гор и океанских разломов в районе Гвинейского плато по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997)

ным геофизических исследований, ступенчато погружается в сторону океана.

Гвинейское плато располагается южнее Сенегальской впадины (см. рис.7.2) (Benkhelil et al., 1995; Yunov, 1996). Его, поверхность полого погружается в сторону океана до глубин 1250–2000 м. С запада и с юга оно ограничено склонами с углами 8–14°, которые осложнены многочисленными каналами и оползневыми структурами. Склон Гвинейского плато сложен карбонатными породами среднеальбского возраста и темными сланцами с рубежа сеномана–турона. Биостратиграфические данные свидетельствуют, что этот регион, начиная с раннеальбского времени находился в условиях открытого моря. На глубине около 4500 м склон переходит в глубоководную котловину Сьерра-Леоне, имеющей общий склон с юго-востоку.

Строение плато было подробно описано А.Ю.Юновым (Yunov, 1996). По его данным, в восточной части плато были вскрыты палеозойские комплексы с мощностью до 5000–6000 м. В основании мезозойского разреза залегают триасовые соленосные породы, которые формируют диапиры в субмеридиональной рифтовой зоне на шельфе Биссау. Плато сложено юрскими, меловыми и кайнозойскими образованиями, которые образуют сложно построенные клиноформы, осложненные многочисленными разломами. По данным бурения, в основании нижнего мела, установлены барремские вулканические брекчии (1100 м), которые перекрыты апт-альбскими базальтами, вулканическими брекчиями, аргиллитами и песчаниками (670 м). В разрезе плато установлены предсеноманское, предсеноновское, предэоценовое несогласия.

В западной части Либерии докембрийские кристаллические породы прорваны вертикальными дайками и силлами раннемезозойского возраста (Nagerty, 1982; Mauche et al., 1989). Аэромагнитные исследования показывают, что они есть и на шельфе. Отдельные дайки имеют протяженность свыше 50 км. Мощность изменяется от нескольких сантиметров до 100 м. Чаще всего встречаются образования с мощностью в 15–45 м. В песчаниках Пейнесвилл обнаружены только несколько силлов и даек, а также два небольших потока толеитовых базальтов. Диабазы состоят из лабродорита, титанистого авгита с магнетитом, ильменитом и апатитом. Есть дайки с пижонитом, оливином, сульфидами. Все субвулканические породы имеют возраст 177 ± 4 (байос), 197 ± 6 (поздний лейас), $185 \pm 4,4$ млн лет (аален) (Mauche et al., 1989 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод), 217 – 161 млн лет (рэт-оксфорд), с преобладанием 202 – 184 млн лет (синемюр-аален) (Dalrymple et al., 1975 – K/Ar метод).

Шельф Либерии (Gorini, 1981) вытянут параллельно побережью Африки. Мощность осадков в его пределах достигает 3000 м. Депоцентры осадконакопления располагаются в низах континентального склона – верхах континентального подножья. Мощность осад-

ков возрастает в районе хребта Гран Сес (Grand Cess), который лежит на продолжении разломов Сан-Паулу.

Континентальная окраина Кот Д'Ивуар–Гана располагается (Delteil et al., 1974; Basile et al., 1996). на южном краю Африканского кратона, который в самом общем виде состоит, западнее Гринвичского меридиана, из метаморфических пород деформированных в бирримское время (2.1 млрд лет), имеющих северо-восточное простирание и разбитых многочисленными меридиональными сдвигами. Восточнее располагается пан-африканские и палеозойские образования. В районе Аккры формации Того и Буем образуют группу Вольта, которая представляет собой метаморфизованный и складчатый чехол (Yagwood, Doser, 1990). Во время пан-африканской орогении первая была надвинута на вторую по надвигам Аквапим. Палинспастические реконструкции показали (Castaing et al., 1993), что пан-африканские образования района Кот Д'Ивуар–Гана хорошо коррелируются с комплексами Северо-Восточной Бразилии и состояли из внешнего, среднего и внутреннего покровов. Они были нарушены докембрийскими транс-континентальными правыми сдвигами Зона сдвигов Собрал–Канди (вышеупомянутая сутура Аквапим располагается в ее пределах) имела северо-восточное простирание т.е. располагалась резко несогласно по отношению к зонам расколов прото-экваториальной Атлантики. Вторая зона, Пернамбуко–Анага–Адамаоа, имеет простирание близкое к рифтам Бенуэ и теоретически могла использоваться в мезозое при формировании Атлантики. Вместе с тем, зона смятия Пернамбуко контролирует только ориентировку рифта Жатоба и никак пространственно не связана с современными трансформными разломами.

Побережье Кот Д'Ивуар (Basile et al., 1996), между Гринвичским меридианом и 5° з.д., ограничено узким (от первых км до 70 км, в районе Ганы) шельфом. Южнее располагается хорошо выраженный континентальный склон и подножье с глубинами от 200 до 4000 м, которые объединяют в единую впадину с общим наклоном пологой поверхности к западу. Последняя усложнена несколькими подводными каналами. Краевой хребет Кот Д'Ивуар–Гана ограничивает впадину и имеет простирание 60–65°, соединяясь на востоке с крутым склоном Ганы. В его строении выделяется склон с крутизной от 20 до 50° и вершина, которая представляет собой выравненное плато с минимальными глубинами порядка 2000 м. Оба морфологических элемента хребта постепенно погружаются на запад до глубин около 3000 м. Южнее хребта располагается абиссальная котловина Гвинейского залива (5000 м) с глубоководными холмами, которые рассматриваются как части разломной зоны Романш. Переход от платформенных структур Ганы (мощность коры 20–22 км) к океанической коре (4–5 км) котловины происходит на расстоянии всего в 10–20 км.

Рассмотрим соотношения пассивных частей трансформных разломов в районе Кот Д'Ивуар–Гана. Древняя шовная зона Аквипим в настоящий момент активизирована (Akoto, Anum, 1992) и по ней проходит одноименный разлом северо-восточного простирания. Он соединяется в районе Аккры с субширотным Береговым разломом. Предполагается, что последний представляет собой продолжение разломной зоны Романш. В районе известно несколько исторических разрушительных землетрясений (18 декабря 1636 г. – район Аксим, 1862 г. – Аккра, 1869 г. – 20 ноября 1906 г., 11 февраля 1907 г. и 1964 г. – вдоль разлома Аквапим), которые приводили к разрушению построек и человеческим жертвам. Здесь же известна и микросейсмическая активность. Все эти события связывают с движениями по разломам Аквапим. Вместе с тем, новый расчет землетрясения 22 июня 1939 г. (M – 6,4), которое было хорошо зафиксировано рядом сейсмических станций, показал, что оно состояло из двух, с различными фокальными механизмами. Один из очагов (глубина 12 км) располагался в системе Аквапим, а второй с глубиной в 15 км – на Береговом разломе. Отмечается (Suleiman et al., 1993), что в целом все землетрясения в районе Гвинейского залива, имеют глубины от 8 до 15 км, сдвиговую компоненту и связаны с крутопадающими разломами (угол падения >80°). Исследования (Basile et al., 1996), связанные с подготовкой бурения скважин ODP в 159 рейсе “Джойдес Резольюшен”, районе краевого хребта Кот Д'Ивуар–Гана, позволили выделить правые сдвиги. Помимо этого были установлены хорошо сохранившиеся древние разрывы типа “flower structures”, которые обычно характерны для сдвигов.

Восточнее описанного района, в районе дельты р.Вольта, на территории Ганы, располагается впадина Кета (Akpati, 1978). Ее фундамент, по данным бурения, слагается докембрийскими кристаллическими породами, которые с несогласием перекрываются ниже–среднедевонскими сланцами Таконари (мощность порядка 280 м), прорванными силлами долеритов мощностью до 70 м и возрастом 162–172 млн лет (бат-оксфорд) (Akpati, 1978 – К/Аг метод). Выше залегают меловые и кайнозойские отложения (мощность в пределах акватории 4500 м), которые заполняли систему поднятий и прогибов северо-восточной ориентировки и нарушены разломами Фенаи–Якое (Fenyi–Yakoe) и Адина (Adina) того же простирания. Первый цикл седиментации привел к отложению мощных (2730 м – южный берег Ганы, скважина Дзита) континентальных переслаивающихся песчаников и алевролитов мелового возраста. Морская трансгрессия, начавшаяся в конце кампана и продолжавшаяся до эоцена включительно, привела к отложению алевролитов с прослоями песчаников и известняков. Главная регрессия наступила в позднем эоцене перед миоценовой трансгрессией. Плиоцен–плейстоценовый регрессивный цикл обусловил отложение песков и глин.

Впадина Бенуэ (Хаин, 1971; Gorini, 1981; Maurin et al., 1986; Benkhelil, 1988; Benkhelil, 1989; Ojoh, 1990) располагается в Нигерии вдоль течений рек Бенуэ и Нигер (см. рис. 7.1). Она входит в крупную палео-рифтовую систему Африки, протягивающуюся от побережья Атлантического океана до озера Чад на расстояние более 1000 км.

Древнейшие осадочные образования позднеаптско-го-раннеальбского возраста (песчаники Бима) в пределах трога Бенуэ были вскрыты скважинами в антиклинале Ламурде, расположенной в т.н. “Верхнем трог Бенуэ” (“Upper Benue Trough”) (Benkhelil, 1989). В нижней части они представлены красными и розовыми глинами с прослоями средне-грубозернистых полевошпатовых песчаников (400 м), которые вверх по разрезу сменяются грубозернистыми песчаниками аналогичного состава (300–1200 м). Верхи разреза слагаются плитчатыми песчаниками с косою слоистостью.

В нижнем течении р. Нигер (антиклинорий Абакалики) наиболее древние (среднеальбские) осадочные породы мезозоя представлены (Benkhelil, 1989; Ojoh, 1990; Agumanu, 1990) переслаиванием известковистых аргиллитов, алевролитов, песчаников и известняков (группа Асу и ее аналоги), которые имеют оползневое или турбидитовое происхождение. Максимальная мощность этих образований достигает 1500 м. В средней части трога Бенуэ она возрастает вдвое и возраст наиболее древних зеленоватых аргиллитов и песчаников группы Асу становится среднеальбским. Сеноманские отложения в “Нижнем трог Бенуэ” слагаются черными глинистыми сланцами, возраст которых датирован по споре и пыльце. Толщи формировались в прибрежных условиях. Они с несогласием перекрываются туронскими песчаниками, алевролитами, аргиллитами и верхними карбонатными породами (формация Азе–Аку). Коньяк-кампанские отложения представлены алевролитами, глинистыми известняками с пачками глин (формация Авгу). Разрез верхнего мела завершается маастрихтскими алевролитами, песчаниками с известняками (формация Энугу). Кайнозойская часть разреза (палеоцен – ранний эоцен) трога Бенуэ представлена аргиллитами, мощностью до 1000 м, которые получают более широкое распространение по мере приближения к Атлантическому океану. В юго-западной части впадины Бенуэ (Akrokodje, Etu-Efeotor, 1987) располагается третья в мире по площади дельта реки Нигер (362 600 кв. км.), которая начала формироваться в палеоцене.

В юго-западной части Гвинейского залива располагается впадина Габон (Brink, 1974). Она выполнена осадочным чехлом мощностью до 18 км. Зоны максимального погружения совпадают с шарнирами, которые со временем мигрировали в западном направлении. Седиментация в бассейне началась с раннемелового или даже позднеюрского времени. С этого рубежа и до верхов апта формировалась, так называемая, “груп-

па Кокобич” (“Cocobeach group”) или подсолевые отложения, с общей мощностью до 7000–9000 м. Она слагается аргиллитами с линзами песчаников или их переслаиванием. Приведенные карты изопахит разных частей разреза впадины свидетельствуют, что с момента формирования группы и вплоть до верхов эоцена активную роль играла зона северо-восточного простирания, в район которой в настоящее время трассируется по данным спутниковой альтиметрии восточная пассивная часть разлома Боде-Верде. В более северных районах, во впадине Рио Муни отмечается ряд разломов (Кампо, Кейп Сан-Хуан), которые считаются продолжением трансформных разломов Атлантического океана (Turner, 1995). Проверка этого предположения показала, что гравиметрические аномалии (Sandwell, Smith, 1995) разломной зоны Вознесения протягиваются именно в указанные районы Западной Африки.

7.2. Континентальные окраины Южной Америки

Непосредственно прилегающая к Атлантическому океану северо-восточная часть Южной Америки, представляет собой (Хаин, 1971) древнюю платформу (Гвианский щит) с рядом крупных интракратонных впадин – Амазонской, Паранаиба (Мараньяо) и Парана. Вдоль атлантического побережья Южной Америки располагаются (Asmus, Ponte, 1973, Fainstein, Milliman, 1979) впадины Реконкаво–Тукано–Жотоба (Reconcavo–Tukano–Jotoba), Сергипе–Алагоас (Sergipe–Alagoas), Ресифи Жуан–Посоа (Recifi–Joao–Passoa), Потигуар (Potiguar), Сеара (Ceara) и некоторые другие (рис.7.3).

Амазонская впадина (Vigarella, 1973) располагается между Гвианским и Бразильским щитами, которые сложены породами, претерпевшими метаморфизм око-

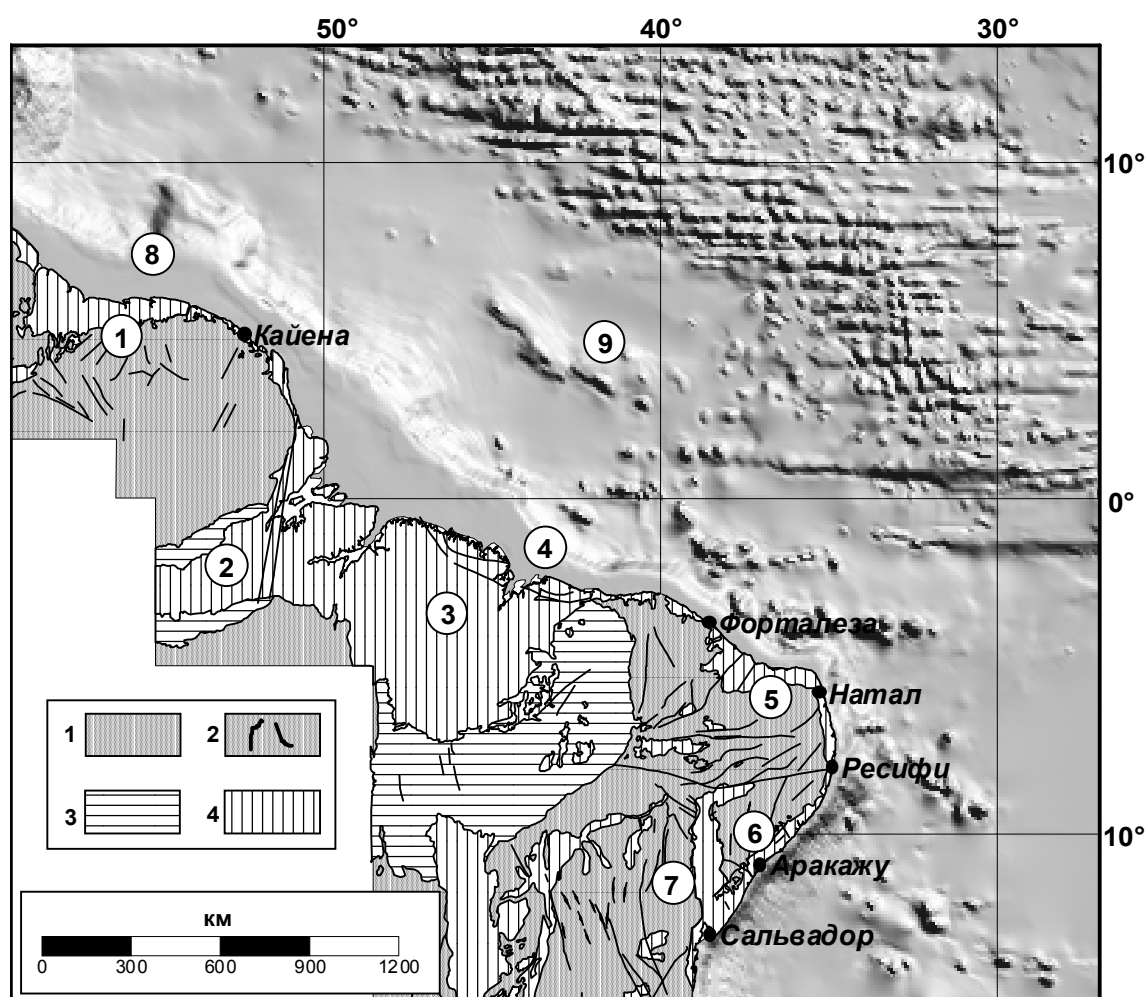


Рис. 7.3. Упрощенная тектоническая схема Южной Америки (Tectonic..., 1978). 1 – выступы кристаллического фундамента, нерасчлененные, 2 – разломы и простирания основных докембрийских структур нерасчлененные, 3, 4 – наложенные впадины: 3 – палеозойские, 4 – мезозойские-кайнозойские. Цифры в кружках: 1–3 крупнейшие впадины: 1 – Сеара, 2 – Амазонская, 3 – Мараньяо; 4 – Баррейриньяс, 5 – Потигуар, 6 – Сергипе, 7 – Реконкаво-Тукано; 8 – плато Демерара, 9 – поднятие Сеара. Рельеф дна – ЕТОРО5

ло 2 млрд лет назад. Они частично перекрыты субгоризонтальным осадочным чехлом с возрастом 1,7 млрд лет, который прорван долеритами докембрийского возраста. В некоторых районах установлены досилурийские образования, залегающие с угловым несогласием на более древних. Амазонская впадина была заложена (Хаин, 1971) по крупной докембрийской тектонической зоне, о чем свидетельствуют различные простирания кристаллических пород севернее и южнее ее.

Амазонская впадина подразделяется (Bigarella, 1973) на ряд впадин более высокого порядка (Акре, Верхнеамазонская, Среднеамазонская и Маражу), разделенными поднятиями (Иквитос, Коари и Пурус, горст Гурупа). Последний ограничен на западе крутопадающими разломами, а на востоке ступенчатой системой разломов на востоке (Gorini, 1981).

Наиболее древними породами (Bigarella, 1973) Амазонской впадины, перекрывающими с несогласием докембрийский фундамент, являются силурийские песчаники с косою слоистостью и аргиллиты (формация Тромбеташ – Trombetas Formation). Их мощность изменяется от 600 м до менее чем 15 м. Выше по разрезу, после углового несогласия, залегают девонские свиты Маекуру (эйфель–эмс), Эрере (живет–эйфель), Куруа (фран–живет), сложенные, соответственно, плохо сортированными слюдястыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, терригенными, часто битуминозными и известковистыми породами с прослоями песчаников. Мощность пород составляет для первой и последней из перечисленных выше формаций 40–500 м и 1300 м.

После продолжительного перерыва в Амазонской впадине начали формироваться каменноугольные отложения (снизу вверх): переслаивание песчаников и известняков Монте Алегре (25–300 м) начала позднего карбона; известняки, ангидриты с подчиненными алевролитами и аргиллитами Итаитуба (35–422 м) середины позднего карбона; эвапориты Нова Алинда (около 1200 м) конца позднего карбона. Разрез палеозоя завершается предположительно пермскими известковистыми песчаниками Сукурунди, мощностью до 645 м, вскрытыми только буровыми скважинами в наиболее погруженных частях впадины. Меловые отложения широко развиты в пределах Амазонской впадины. В приантлантических районах (Хаин, 1971) их мощность полностью не вскрыта бурением, по данным которого только на верхнемеловые отложения приходится более 1000 м. Они представлены (Bigarella, 1973) различными песчаниками, глинами и аргиллитами. Кайнозойские отложения залегают с несогласием на всех более древних. Во впадине Маражу они имеют мощность более 4000 км и представлены неконсолированными грубообломочными, вплоть до конгломератов, образованиями. В целом крылья Амазонской синеклизы наклонены под углами в первые градусы к ее оси и осложнены пологими брахиантиклинальными и куполообразными поднятиями (Хаин, 1971). Общая субши-

ротная структура впадины осложнена поперечными и диагональными разрывами.

Восточнее горста Гурупа, в районе устья р. Амазонка, располагается впадина Маражу, которая представляет собой грабен, ограниченный крутопадающими разломами, которые были активны в мел–кайнозойское время. Мощность осадков в пределах акватории достигает 12–15 км (Gorini, 1981). Сопоставимые мощности известны и в районе конуса выноса Амазонки. Осадочный чехол был интенсивно деформирован в олигоцене и испытал подъем в миоцене, что связывают с проградацией Северо–Бразильского подводного хребта в западном направлении. Он представляет собой группу подводных гор с глубинами менее 900 м и поднятий, которые рассматриваются как продолжение зоны разломов Сан–Паулу (Gorini, 1981).

В пределах Амазонской впадины установлено большое количество даек, силлов и эффузивных образований раннемезозойского возраста (Bigarella, 1973). Мощность эффузивных образований изменяется от 260 до 600 м. Мощность отдельных силлов может достигать многих десятков метров. Возраст – позднетриасовый – раннеюрский. Наиболее древние базальты, вскрытые бурением имеют позднекаменноугольный возраст.

В основании разреза впадины **Паранаиба** (см. рис. 7.3). (Bigarella, 1973) располагаются силурийско–девонские образования известные как (снизу вверх) формации Серра Гранде (Serra Grande), Пиментейра (Pimenteira), Кабесас (Cabecas) и Лонга (Longa).

Первая перекрывает докембрийские метаморфические комплексы с угловым несогласием и имеет силурийский или даже ордовикский возраст. Она слагается грубозернистыми песчаниками с косою слоистостью и, частично, конгломератами с общей мощностью от 50 до 700 м. Формация Пиментейра представлена песчаниками, аргиллитами и алевролитами с обильной морской фауной раннедевонского возраста с мощностью порядка 200 м. Формация Кабесас средне–позднедевонского возраста представляет собой толщи песчаников с прослоями аргиллитов дельтового происхождения с общей мощностью от 300 до 400 м. Разрез девона завершается хорошо стратифицированными черными алевролитами с мощными прослоями песчаников в основании и у кровли формации Лонга. Мощность этих осадков изменяется от 120 до 560 м. Каменноугольная часть разреза впадины Паранаиба представлена формациями Потти (Poti) и Пиауи (Piaui). Первая слагается тонкозернистыми, слюдястыми, известковистыми песчаниками и аргиллитами с прослоями каменного угля и конгломератов с мощностью порядка 300 м. Вторая с несогласием и базальными конгломератами в основании ложится на более древние толщи и представлена песчаниками, алевролитами, ангидритами, известняками и доломитами мощностью от 170 до 250 м. Пермская формация Педра де Фогу (Pedra de Fogo) слагается кремнями, ангидритами и терригенными породами с

обильными остатками древесины с мощностью около 200 м. Верхняя часть разреза перми (формация Мотука) представляет собой переслаивание алевролитов и песчаников с отдельными прослоями ангидритов и известняков мощностью 265 м.

Мезозойские комплексы впадины Паранаиба имеют общую мощность более 900 м, которая возрастает по мере приближения к окраине континента до 8225 м (впадина Баррейриньяс). Верхний триас представлен алевролитами и песчаниками мощностью порядка 70 м, которые перекрываются юрскими тонкозернистыми и пуддинговыми песчаниками с мощностью до 400 м. Меловые образования широко представлены во впадине Паранаиба. В основании нижнемелового разреза располагаются комплексы базальтовых лавовых потоков с общей площадью выходов до 100 000 кв. км. Ось максимальных излияний базальтов имеет север-северо-восточное простирание. Со временем формирования лавового комплекса связаны также интрузии и силлы диабазов, выходы которого занимают площадь в 300 000 кв. км. Количество силлов уменьшается к западному и северному обрамлениям впадины. Максимальная мощность лав достигает 175 м. Выше залегают толщи песчаников, аргиллитов и алевролитов послераннеаптского-раннеальбского возраста с мощностью более 200 м. Кайнозойские отложения во впадине Паранаиба практически отсутствуют.

В восточной части северо-восточной Бразилии (см. рис. 7.3) в районе **Сеара–Мирым** (Seara–Mirim) установлены многочисленные проявления среднеюрского (179–161 млн лет) и раннемелового магматизма (145–130 млн лет). Южнее впадины Потигуар (Bellieni et al., 1992) располагаются рои даек двупироксеновых базальтов и реже пород щелочного состава (тефриты и трахибазальты) субширотного простирания. В западном направлении их количество уменьшается. Дайки имеют, как правило, субвертикальное падение, максимальную мощность до 100 м и протяженность до 100 км. Породы имеют много общего с толеитовыми интрузиями на востоке впадины Мараньяо (Fodor et al., 1990) и покровными базальтами впадины Парана в юго-восточной Бразилии. Отмечается сходство юрских и раннемеловых даек с дайками трога Бенуэ и их происхождение связывают с раскрытием центральной Атлантики.

Впадина **Баррейриньяс** (см. рис. 7.3) располагается севернее впадины Мараньяо от которой она отделяется поднятием Феррер–Урбано Сантос–Паранаиба. Она представляет собой серию горстов и грабенов максимальная мощность осадков в которых может достигать 12000 м (грабен Пиауи). Фундаментом впадины служат докембрийские кристаллические породы, палеозойские-нижнемезозойские отложения и вулканы основного состава низов раннего мела. Апт (?)–альбские отложения представлены терригенными толщами, которые сменяются сеноман-кампанскими терригенными отложениями и из-

вестняками. Миоценовые отложения установлены только в морской части впадины.

Структура впадины Баррейриньяс была сформирована во время велдских деформаций раннемелового возраста (Asmus, Ponte, 1973). Она отделена от впадины Мараньяо субширотным поднятием Феррер–Урбано Сантос–Паранаиба. Севернее его располагается система субпаралельных грабенов Пиауи, Илья Нова и западнее более широкая впадина Сан-Луи, которая отделена горстом Розарио (Gorini, 1981). Эти структуры лежат непосредственно на продолжении западного фланга разломов Романш.

Плато Демерара располагается (см. рис. 7.3) к северу от побережья Суринама и Французской Гвианы между 55 и 52° з.д. Наиболее северная точка плато располагается на северо-востоке примерно на 9°30' с.ш. Как следует из опубликованной (Hayes et al., 1972) батиметрической карты, плато состоит из трех частей: шельф с глубинами 200–300 м, который через зону пологого склона (200–600 м) переходит в выравненную поверхность плато, которая завершается крутым склоном северо-западного простирания с глубинами 700–2400 м. С запада и востока плато также ограничено крутыми склонами субмеридиональной ориентировки. Скважина 143 располагалась на середине северного склона, 144 – непосредственно выше перегиба плато. Из первой был поднят только один керн с конгломератами, песками и галечниками позднеальбского-сеноманского возраста. В обломках содержатся зеленые алевролиты, полуокатанные среднезернистые кварцевые песчаники, серовато-зеленые окисленные алевролиты для которых предполагалось формирование в условиях осыпи. Возраст определен по фораминиферам и наннопланктону, однако не может быть принят как окончательный. В 144 скважине был поднят палеоцен-олигоценый фораминиферово-наннопланктонный мел, ниже которого были пробурены палеоценовые и маастрихтские цеолитовые мергели, которые постепенно вниз по разрезу сменялись известковистыми углефицированными аргиллитами с серо-водородным запахом сантонтуронского возраста. Мергели, кварцевые мергели, глинистые известняки и углефицированные глины отлагались с сеномана по апт.

На всех сейсмических профилях на глубинах от 400 до 500 м установлено угловое несогласие между меловыми и более молодыми отложениями. В осадконакоплении было установлено три основных перерыва: поздний эоцен и на границе мела и кайнозоя (147 м), которые не были связаны с изменениями в литологии. Перерыв между верхнекампанскими отложениями и нижним сантоном сопровождался изменениями в литологическом составе. В целом характер седиментации показывает, что происходило постепенное погружение плато Демерара с альба на 3000 м. Меловое время отличалось постепенной сменой аэробных условий на анаэробные.

Впадины Реконкаво–Тукано–Жотоба (см.рис.7.3) образуют единую систему осадочных бассейнов, формирование которых связывают (Milani, Davison, 1988) с раскрытием Южной Атлантики в раннемеловое время. Общая конфигурация структур может свидетельствовать о повороте Восточно–Бразильского блока на 2° против часовой стрелки. Общая структура впадины представляет собой сложную систему поднятий и депрессий фундамента. Депоцентры осадконакопления располагаются вдоль восточного края впадины Реконкаво и Тукано, где установлены крутопадающие сбросы. Западные края впадин представляют собой пологие флексуры. Наиболее северная впадина системы – Жотоба контролируется докембрийской зоной смятия Пернамбуко субширотного простирания. Грабены Тукано и Реконкаво осложнены поперечными зонами на отдельных части.

Палео-рифтовая система была заложена в докембрийском фундаменте, сложенном гнейсами, гранулитами и амфиболитами. Протерозойские породы смяты в систему сложных складок и разбиты разломами северо-северо-западного простирания на многочисленные блоки. Древние простирания наследовались в мезозое на востоке впадины Реконкаво и на юго-востоке Тукано. Некоторые поперечные разломы мелового времени развивались по позднепротерозойским шовным зонам (например, разлом Итапоранганга).

Впадина Реконкаво представляет собой (Asmus, Ponte, 1973; Fainstein, Milliman, 1979; Milani, Davison, 1988; Moraes, De Ros, 1990; Чиньоне, Джеральдо де Андраде, 1973) сложный полуграбен субмеридионального простирания, который вблизи побережья резко погружается по разлому Сальвадор с амплитудой до 3000 м. Грабен разделен левыми сдвигами (Мата–Кату и Итангара–Аресас) север-северо-западного простирания на три части с индивидуальной историей развития. Наиболее древние отложения (дорифтовые) впадины Реконкаво представлены верхнеюрскими красными алевролитами и песчаниками лагунного происхождения (500 м), которые перекрываются аллювиальными песчаниками (250–400 м), сформированными в проградирующей речной системе. Неокомские отложения слагаются конгломератами. В апт (?)–альбское время формировалось региональное угловое несогласие. Синрифтовые карбонатные и кластические отложения этого времени имеют незначительную мощность и ограниченные районы распространения. После значительного перерыва пострифтовое осадкообразование началось в миоцене, во время которого сформировались известняки и алевролиты, перекрытыми в плиоцене песчаниками и глинами.

Впадина Сергипе–Алагоас (Asmus, Ponte, 1973; Fainstein, Milliman, 1979) (см.рис.7.3) протягивается вдоль побережья Бразилии между 9° и $11^\circ 30'$ ю.ш. На континенте она слагается, в основном, верхнеюрскими (200–300 м) красноцветными аргиллитами, песчаника-

ми и нижнемеловыми эвапоритами, известняками и терригенными породами с общей мощностью до 6000 м, которые сильно нарушены разломами. Вышеуказанные комплексы с угловым несогласием перекрывают докембрийские и нижнепалеозойские образования. В аптское время началась трансгрессия, в ходе которой отложились конгломераты, а также неритовые и литоральные комплексы. Регрессия началась в позднем альбе и продолжалась до сеномана включительно. Верхнесеноманские отложения представлены карбонатными мелководными глинами. В турон-коньякское время сформировались карбонатные банки с мощностью от 200 до 1000 м. Верхи мела представлены аргиллитами. В сторону океана меловые отложения погружаются под кайнозойские толщи. Это обстоятельство свидетельствует о смещении оси осадконакопления в юго-восточном направлении в палеоцен-эоценовое время.

Южноамериканские осадочные бассейны Сергипе–Алагоа и Реконкаво–Тукано считаются аналогами габоновских (Castro, 1987). К центральной части первого протягиваются пассивная часть разломной зоны Вознесения. Автор не располагает достаточными данными для точного понимания соотношений структур указанного района с трансформными разломами. Мелкомасштабные иллюстрации позволяют увидеть примерно в центральной части впадины границу резкого изменения фаций (Asmus, Ponte, 1973) с северо-восточным простиранием, что совпадает с углом подхода разлома.

Впадина Ресифи–Жуан–Посоа (Asmus, Ponte, 1973, Fainstein, Milliman, 1979) имеет ширину не превышающую 25 км. Она протягивается (см.рис.7.3) вдоль побережья Бразилии между 9 и 5° ю.ш. На континенте она слагается сантон-кампанскими песчаниками и аргиллитами с общей мощностью менее 500 м, в океанической части впадины мощность осадков увеличивается до 1000–2000 м. Наиболее древние, сантон-кампанские, отложения представлены литоральными, лагунными, флювиальными обломочными породами, которые перекрываются мелководными известняками маастрихта и палеоцена–эоцена. После углового несогласия отлагались пески плиоцена–голоцена. Континентальная часть впадины представляет собой моноклинал, наклоненную в сторону океана. С севера она ограничена разломом Флореста–Ресифи, с юга разломом Патос. В южной части впадины известны интрузивы туронского возраста, представленные трахитами, риолитами, базальтами и гранитоидами.

Впадина Потигуар (Asmus, Ponte, 1973; Fainstein, Milliman, 1979) располагается в районе резкого изменения простирания побережья Южной Америки с субмеридионального на запад-северо-западное (см.рис.7.3). Она протягивается вглубь континента на 100 км и повсеместно слагается осадками мелового возраста. Их мощность достигает 2500 м в западной части и сокращается до 500 м в восточной. Наиболее древние отложения впадины представлены апт-альбскими неморс-

кими алевролитами и слюдистыми песчаниками. Первые морские образования сеномана (?) представлены литоральными грубообломочными толщами, фауна в которых имеет сходство с видами, развитыми в Сенегальской впадине. Верхи мела представлены карбонатными отложениями. Миоцен-плиоценовая кластика континентального происхождения с угловым несогласием перекрывают меловые толщи. Южнее г.Макау установлены миоцен-нижнеплиоценовые потоки оливиновых базальтов (20 млн лет).

Впадина Сеара (Asmus, Ponte, 1973; Fainstein, Milliman, 1979) отделена (см.рис.7.3) от впадины Потигуар поднятием Форталеза. В пределах впадины общая мощность осадков достигает 4000 м, из которых около половины приходится на неогеновые отложения.

Приведенный конспективный обзор строения континентального обрамления Африки и Южной Америки показывает большое разнообразие строения осадочных бассейнов, широкое развитие раннемезозойской и более молодой магматической активности. Остановимся на вопросе соотношения континентальных и океанических структур в центральной Атлантике.

7.3. Синтез

Сопоставление трансформных разломов Центральной Атлантики и докембрийских структур континентального обрамления показывает, что они не только не совпадают по простиранию с домезозойскими (включая докембрийские) разломами, сутурами или швами, но часто располагаются в плане по отношению к ним ортогонально или под углами. Более того, в континентальных областях нет соответствующего количества ни домезозойских ни мезозойско-кайнозойских зон, которые могли бы служить зародышами будущих трансформов. В связи с вышесказанным, можно утверждать, что заложение системы океанических разломов не было связано с наследованием древнего структурного плана континентальной коры на ранних этапах раскрытия Атлантического океана.

Обзор структур обрамления приэкваториальной части Атлантического океана позволяет предполагать, что на определенных этапах развития наиболее удаленные от оси спрединга части океанических разломов испытывали активизацию (возможно неоднократную) и оказывали влияние на формирование структур осадочных бассейнов в континентальной коре. Этому же не противоречит присутствие эпицентров землетрясений в ряде районов за пределами рифтовой зоны САХ.

В настоящий момент базовой моделью образования трансформных разломов является идея Дж. Уильсона (Wilson, 1965), к которой мы обращались неоднократно в разных главах монографии. Вместе с тем, как точно отмечалось в одной работе, “уильсоновская кинематическая модель представляет собой превосходную аппроксимацию первого порядка” (“Wilson’s kinematic

model is an excellent first-order approximation”) (Garfunkel, 1986, p. 775). За тридцать лет, прошедших с момента публикации модели, собран огромный геолого-геофизический материал по строению активных частей океанических разломов, их соотношений с рифтовыми зонами, который уже привел к появлению таких нововведений как нетрансформные смещения, мигрирующие трансформные разломы и т.д.

Модель формирования океанических разломов должна объяснить следующие закономерности существующие в природе. Разломы в большинстве районов Центральной Атлантики не развивались по древним (домезозойским) разломам, сутурам или швам. Они имеют различную протяженность, которая может отличаться в 4–5 раз. Во всех изученных районах, как в активной, так и в пассивной частях, с разломами связана утоненная кора. В плане отдельные разломы или их группы могут изменять, как согласно, так и несогласно свои простирания. Установлены зоны бифуркации (расщепления) разломов. Трoги разломов обрамляются хребтами разного типа с одной или с обеих сторон. Разломы могут не иметь связи с зонами аккреции океанической коры. С разломами практически никогда не связаны зоны магматической активизации, которые бы формировали вулканические аппараты центрального типа. Последние как правило располагаются под углом к основному простиранию разлома

Рассмотрим логическую последовательность событий, которые привели к образованию Атлантического океана. В следствии горизонтальных движений происходит постепенный разрыв континентального суперблока с глубиной мантии порядка 100 км. По всей видимости была сформирована рифтовая зона подобная восточно-африканской, в которой зоны растяжения соединяются зонами аккомодации (приспособления). Одна из таких палеозон реконструирована в Реконкаво-Габонском сегменте (Castro, 1987). При прогрессивном растяжении происходит постепенный подъем кровли мантии к поверхности, т.е. происходит коренное изменение положения кровли мантийного вещества – она испытывает перемещение по вертикали на расстояние порядка 90 км. Такие изменения, очевидно, привели к резким изменениям температурных параметров и давления на огромных площадях (например, при раскрытии Южной Атлантики для хрона 100 млн лет протяженность новообразованной коры составила около 50° по широте или – около 5000 км). Таким образом, был сформирован мантийный массив планетарного масштаба. Столь радикальные перераспределение вещества должно было потребовать приспособления всей вращающейся планеты к новым условиям. Одной из реакций вращающегося тела на вышеуказанные события могло быть заложение зон подвижности, шарниров, которые обеспечивали наилучшее соответствие кровли мантии и поверхности геоида. Образно говоря, это напоминало устройство хитинового панциря насекомых,

в котором прочные склератумы соединены гофрированными поясами, которые и обеспечивают подвижность всего организма. Именно субмеридиональное простирание вновь раскрывшегося океана создало оптимальные условия для заложения суширотных шарнирных зон, которые не являлись разломами в собственном понимании этого слова.

Начавшийся спрединг начал использовать созданный структурный каркас и собственно трансформные разломы появляются только с этого момента. По мере расширения океана могли возникать периоды заложения новых шарниров и миграции более древних по широте. С этих позиций зоны “discontinuity” представляют собой области приспособливания рифтовой зоны к прото-мантийным структурам. На последних этапах развития океана океанские разломы могли оказывать воздействие на формирование структур осадочных бас-

сейнов в пределах континентальных раздвинувшихся блоков.

Если предложенный механизм реален, то необходимо различать трансформные разломы Уильсона, которые генетически связаны с эволюцией оси спрединга от океанских мантийных шарниров, возникновение которых было обусловлено приспособливанием мантийных образований к поверхности вращающегося тела планеты. Форма этих образований могла усложниться по мере эволюции океана. При этом раздвижение Африки и Южной Америки создавало в экваториальном регионе сдвиговую компоненту, что дополнительно усложняло форму мантийного субстрата океана и приводило к формированию изгибов, конвергенции и бифуркации пассивных частей океанских разломов, причем эти процессы уже не были напрямую связаны с формой геоида.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Истории развития Атлантического океана посвящены десятки, если не сотни, работ разных лет, начиная от А. Вегенера и А. Дю Тойта, которые подчеркивали близость строения Африки и Южной Америки. В настоящий момент этот факт принимается практически всеми геологами (например – Sibuet, Mascle, 1978; Gorini, 1981; Klitgord, Schouten, 1986; Nyrnberg, Miller, 1991; Genek, 1993; De Wever, Baudin, 1996; Bonatti, 1996). В мобилистских моделях имеются различные оттенки, но основные моменты раскрытия океана сводятся к следующему.

По мнению П. Де Вевера и Ф. Баудина (De Wever, Baudin, 1996) в тоарское время в ходе активного распада Пангеи была сформирована узкая область интенсивных погружений (прото-Атлантический пролив) между Западной Африкой и Северной Америкой. В киммеридже началось быстрое раскрытие Атлантики с которым связан активный дрейф Африкано-Южно-Американского мегаблока в юго-восточном направлении. В сеномане Атлантический океан был полностью раскрыт. По другой схеме (Genek, 1993) предполагается стабильность Африканского блока до готерива. Хотя и указывается, что по данным бурения во впадине Термит (система Бенуэ) отмечены изменения пород фундамента с возрастными 266 и 190 ± 7 млн лет. В раннем мелу наступает первая и главная фаза рифтогенеза, во время которой формировались грабены Нигера-Чада и Центрально-Африканской Республики и эти пояса были связаны с впадинами от Камеруна до Анголы. Предполагается, что проникновение рифтов происходило вдоль системы сдвигов и преобразовывалось в растяжение, в результате которого накопилось до 5000 м терригенных отложений в континентальных условиях. После регионального перерыва наступает фаза непродолжительного позднеальбского-аптского рифтинга (96–75 млн лет), с которым связана морская трансгрессия из Тетиса через Мали и Алжир до Нигера и от Южной Атлантики через Нигерию до Чада. Такая реконструкция основана на закрытых данных бурения поисковых нефтяных скважин, согласно которым в северных рифтах Западно-Африканской системы обнаружена тетическая фауна, а в южных – атлантическая. В интервале 85–80 млн лет происходила регрессия, а затем, в сантоне отмечена фаза сжатия, которую увязывают с реорганизацией эквато-

риальной и южной Атлантики, меридиональным сжатием между Африканской плитой и Евразийско-тетической. Эта фаза сформировала складки, которые нефтеносны. Подъем территории Западной Африки продолжался до кампана (74 млн лет). Во время вышеописанных событий было накоплено до 6000 м морских осадков. Четвертая фаза рифтогенеза известна только в западно-африканской системе и она характеризовалась накоплением континентальных образований мощностью до 2000 м. Региональное несогласие ознаменовало переход всего западно-африканского региона к пост-рифтовой стадии.

По реконструкциям Е. Джонса (Jones, 1995) в раннем апте Гвинейское плато и плато Демерара представляли собой единое целое, а северо-западное ограничение последнего соответствует фрагментам юрского рифта. Северо-западнее располагалась глубоководная впадина (5000 м) с поднятием Зеленого Мыса. В раннем альбе с юга начинает проникать узкий рифт, который достигает юга современного Гвинейского залива. Аналогичные события на севере привели к разделению двух плато. Центрально-экваториальный регион представлял собой серию океанских впадин с глубинами около 4000 м, которые разделялись трансформными разломами. Находки остракод и рыб указывает на неморские условия. В сантоне ширина океанского рифта достигает 1200 км с глубиной более 4000 м. На этом фоне начинается совместное развитие поднятий Сеара и Сьерра-Леоне, которые представляли собой единую морфоструктуру в центре экваториального региона с глубиной менее 1000 м. Их разделение проливом с глубиной 2000 м происходит в раннем олигоцене. Далее раскрытие Атлантики происходит по обычному сценарию. Одна из последних гипотез формирования приэкваториального региона была предложена Е. Бонатти (Bonatti, 1996). В ее основу положено предположение о существовании приэкваториального пояса более холодной мантии, которая затрудняла проникновение прото-атлантических рифтов и их соединение. Все современные модели развития Атлантического океана находятся в рамках плитной тектоники. и лежат в области “мегадинамики”, т.е. рассматривают весь океан в целом или крупные его части. В рамках этого направления трудно ожидать принципиально новых разработок.

Автору представляются перспективным создание региональных геодинамических моделей на базе не только геофизического, но и геологического подхода. Естественно, что расшифровка истории развития структур должна рассматриваться на фоне раскрытия Атлантического океана. Такая постановка вопроса требует специального исследования с учетом всего комплекса данных по возрастам осадочных комплексов, магматических образований и несогласий. Помимо этого, должны быть учтены процессы деформирующие океаническую кору и проведена оценка их масштабов, необходимо также детальный анализ аномалий Буге, изостазии и много другого, что не сделано автором. Все эти данные должны быть отражены на соответствующих картах без которых нельзя ожидать и создания новой модели. Важным представляется более тщательный анализ соотношений океанических и континентальных структур, а также включение в рассмотрение развития Центральной Атлантики и Карибского региона. Не исключено, что в ходе такой работы могут быть вскрыты скрытые противоречия современной генеральной модели. Обратим внимание на то, что рядом специалистов уже разрабатываются идеи отличные от плит–тектонических схем. К такому новому направлению относится нелинейная геодинамика (Пушаровский, 1992; 1994; Мирлин, 1994 и ряд других), которая “охватывает резкие отклонения от линейности в развитии геодинамических ситуаций, порождающих разного рода нерегулярности и бифуркации в тектонических, геофизических и иных процессах, свойственных геосферам” (Пушаровский, 1994, с.3). Это направление будет активно критиковаться и его успех будет зависеть от сборов новых материалов и их тщательной обработки на базе современных компьютерных технологий. В результате должны быть даны аргументированные ответы на многочисленные вопросы из области структурообразования и развития Атлантического океана.

Наконец хотелось бы обсудить вопросы перспектив развития морских исследований в области фундаментальной науки. Выше было сказано о том, что изобретение многолучевого эхолота (конец 70-х г.) знаменует новый этап изучения дна океанов и сейчас происходит накопления информации принципиально иного качества, которая, видимо, будет обобщаться для всего Мирового океана в 2000–2010 гг. Взяв за основу технические характеристики новейшего, на современном этапе, 210-лучевого эхолота, установленного на французском судне “Аталант” и базируясь на опыте изучения активной части разлома Зеленого Мыса в 1992 г. (устное сообщение Л.В.Дмитриева), можно попытаться экстраполировать эти данные в будущее. При 10-узловом ходе судно может покрыть в сутки площадь порядка 10 000–10 500 кв.км. Принимая общую площадь Атлантического океана за 91,66 млн кв.км, Тихого – 178,6 млн кв.км, Индийского – 76,72 млн кв.км, Северного Ледовитого – 14,75 млн кв.км, а среднюю

глубину Мирового океана за 3500 м, получается, что при непрерывной съемке одно судно может отснять всю площадь океанов соответственно за 24, 40, 19,7 и 3,9 года. Все срединно–океанические хребты – за 48–50 лет, шельф (32 млн кв.км) – за 8–10 лет (при расчете на полосу охвата в 7 глубин), хотя в реальности этот срок может быть смело увеличен вдвое. Принимая минимальную стоимость одних суток работы за 7000 US\$, получаем стоимость съемки Атлантического океана одним судном более чем в 60 млн US\$ (не считая обработки данных, ремонтов и т.д.). Очевидно, что хорошо скоординированная работа нескольких судов подобного типа сокращает сроки съемки, но повышает затраты.

Вышеприведенные, очень приблизительные, расчеты, а также современные тенденции формирования международных и отечественных проектов позволяют нам предположить, что в течение ближайших 10–15 лет можно ожидать получение полной карты Срединно-Атлантического хребта, хребта Хуан де Фука, Восточно-Тихоокеанского поднятия, возможно, части хребтов Индийского океана. В обозримом будущем должны быть составлены структурные, тектонические, геоморфологические и геологические карты на Мировую рифтовую систему или значительную ее часть. Вполне реальным представляется систематика всех структурных объектов рифтовых зон – выделение типов долин, склонов, пририфтовых гор, угловых поднятий, и т.п. Подобные исследования необходимы и в активных частях трансформных разломов (классификация поперечных и medianых хребтов, нодальных впадин).

В связи с активной работой в открытом океане США, Франции, Великобритании и ряда других стран, Российской Федерации, для сохранения своих терпящих (и во многом уже потерянных) позиций и успешного развития морских работ в области фундаментальной науки требуются срочные организационные мероприятия. Современное положение государства, а главным образом, нежелание правительства финансировать эти исследования, уже привели к ситуации, когда научный флот не только не выполняет возложенные на него задачи, но и находится на грани полного уничтожения. Его основная часть была построена около 30 лет тому назад и в значительной мере устарела. “Вторая волна” строительства новых научно-исследовательских судов (“Академик Борис Петров”, “Академик Николай Страхов”, “Академик Вавилов”, “Академик Иоффе”) и некоторые другие прокатилась в середине–конце 80-х гг. Они были оснащены многолучевыми эхолотами первого либо второго поколения, которые сейчас в значительной мере устарели. Принимая срок жизни судна 20 лет, а также отсутствие каких либо планов по закладке или покупке новых судов очевидным становится тот факт, что к 2005–2010 г. Россия имеет реальную возможность стать сухопутной страной или работать только в своей экономической зоне. Эта проблема тесно связана с плохой подготовкой специалистов в области современных ме-

тодов изучения океанов, отсутствием общеобразовательных школьных и телевизионных программ, благодаря которым в обществе должна создаваться определенная психологическая атмосфера, поднимающая престиж науки и способствующая пониманию важности изучения дна Мирового океана. Существенный отток специалистов и нежелание молодежи получать образование, возможно, в начале нового века сменится на более благоприятные условия, однако морская геология столкнется с проблемой обучающего персонала. Из вышесказанного следует вывод о необходимости формирования научной доктрины изучения Мирового океана в России на правительственном уровне, включая стратегическое планирование закладки современных судов, как минимум, по одному на один океанский бассейн и подготовки соответствующих кадров.

* * *

В результате проведенного исследования в работе показана гетерогенность распределения основных типов пород и их неравномерная тектонизация как в разных структурах срединно-океанического хребта Центральной Атлантики, так и всего хребта в целом. Впервые составлена новая карта разломов дна Центральной Атлантики в цифровом виде. Предложена новая модель формирования и локализации активных гидротермальных полей в срединно-океанических хребтах с невысокой скоростью спрединга. Установлена поперечная тектоническая зональность Центральной Атлантики. Показано широкое развитие в Центральной Атлантике процессов деформации осадочного чехла и усложнение рельефа дна в результате движений акустического фундамента разного возраста, масштаба, амплитуд и знаков. Составлена первая версия карты магматизма Центральной Атлантики и ее обрамления в цифровом виде. Установлены основные закономерности структурной эволюции вулканических островов вблизи Западной Африки и северо-востока Южной Америки. Выявлены основные этапы формирования вулканических сооружений. Показано, что Канарские острова, Острова Зеленого Мыса не являются следом "горячей точки" и предложена новая модель их образования.

Вышесказанное стало возможным благодаря разработке новых методических подходов к решению картографических задач и обработке больших объемов разнообразной информации в приложении к глубоководным частям Атлантического океана, вулканическим островам и континентальному обрамлению.

Автор пришел к выводу о том, что **обзорные карты нового поколения геологического содержания для Атлантического океана и его континентального обрамления представляют собой цифровые многослойные конструкции, содержащие фактический географический, геолого-геофизический материал и теоретические модели. Они должны обеспечивать воз-**

можность перехода от региональных образов к средне- и крупномасштабным полигонам. Созданию тектонических карт нового поколения дна океана должна предшествовать организация баз геолого-геофизических данных. Последние должны обеспечивать получение выборок разнообразной информации по координатам, объектам или иным свойствам. Они должны содержать положение станций наблюдений или отбора проб, географически привязанные результаты исследований, сведения о рейсах и иную информацию, которая может быть вынесена на картографическую основу. База данных должна также содержать различный справочный материал и постоянно обновляться. В конечном итоге будет созданы ГИС-проекты на многие глубоководные районы Атлантического океана. Применение новейших компьютерных технологий должны привести к появлению новых обобщений и тектонических моделей.

Срединно-океанический хребет Центральной Атлантики, на основании обработки нескольких сотен драгировок с каменным материалом, карт многолучевого эхолотирования и спутниковой альтиметрии, представляется автору гетерогенным образованием, включающим разнообразные морфоструктуры, сложенные в различной мере измененными и метаморфизованными гипербазитами, габбро, базальтами, которые могут находиться на различных глубинных уровнях в разных соотношениях. В ходе эволюции САХ намечается быстрая смена геодинамических условий, что проявляется в многообразии типов угловых поднятий, медианных и поперечных хребтов и нодальных впадин. В ряде районов доказаны вертикальные положительные и отрицательные движения значительных амплитуд. Рифтовые зоны приэкваториальной части Атлантического океана имеют среднюю глубину порядка 4000 м. На этом фоне выделяются как относительно приподнятые, так и резко опущенные звенья. В некоторых районах устанавливаются палео-рифтовые долины. Изменчивость геодинамики САХ проявляется и в неравномерном распределении эпицентров землетрясений, которые в отдельных частях сегментов не были зарегистрированы за пятидесятилетний период наблюдений.

САХ, как это хорошо известно, смещен по разломам, согласно трансформному механизму, на различные расстояния от первых километров до более 900 км. Протяженность разломов изменяется от 700 до 4500 км. Они представляют либо одиночные или сдвоенные структуры, либо системы разломных зон. Последние сосредоточены между 15 и 6° с.ш. и 1° с.ш. и 2° ю.ш. Именно на эти районы приходится максимальные смещения САХ. Структура хребта нарушалась также разломами не имеющими трансформного характера и представляющими сколы, ориентированные под теми или иными углами к его простиранию.

Данные МЭ и спутниковой альтиметрии показывают, что существует два принципиально разных взаи-

моотношения рифтовых зон и поперечных нарушений. Первый проявлен в виде хорошо известных и неоднократно описанных закономерностей строения стыков рифт – трансформный разлом. В работе показано, что активные части разломов Центральной Атлантики (собственно трансформы) различаются по характеру рельефа и представляют собой широкий спектр отрицательных форм океанического дна от узких желобов до относительно сложно построенных депрессий с разным количеством внутриразломных поднятий. Осадочный чехол может достигать мощности в сотни метров или отсутствовать. В ряде структур осадки нарушены трансформными смещениями. Трансформы могут быть связаны с зонами аккреции новой океанической коры через нодалные впадины. Известны ситуации когда последние отсутствуют. В разломе Романш активная часть разлома не имеет отчетливой связи с рифтовыми зонами. В ряде мест (например, разломы Вима, Меркурий) можно предполагать прогрессию (продвижение) рифта.

Особый интерес представляет второй случай при котором трюги не доходят до рифтовой зоны, они в плане изгибаются и подходят к осевой части САХ под разными углами. Подобная картина могла возникать при “отмирании” разломов. Наиболее вероятным представляется модель при которой происходит слияние двух или более сегментов САХ, разделенных трансформными разломами с небольшими смещениями. При этом последние преобразуются в систему сопряженных нодалных впадин, а затем в смыкающий рифт типа Мошеш или разлома Св.Петра. После таких структурных перестроек начинает наращиваться новая океаническая кора, при формировании которой отмершие пассивные части отодвигаются от оси спрединга. Искривления трюгов указывают направление продвижения рифта.

Сопоставление положения гидротермальных полей, карты гравитационных аномалий, составленной по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997) и положения эпицентров землетрясений (1937–1997 г.г.) из каталога National Earthquake Information Center (USA) привело автора к выводу о том, что **активные гидротермальные поля в пределах медленноспрединговых хребтов тяготеют к областям разрывов (“discontinuity”) и пространственно совпадают с зонами отсутствия или пониженного фона сейсмичности. Эти части рифтовых зон, по всей видимости, относительно стабильны и наиболее благоприятны для устойчивой циркуляции гидротерм.**

Составленная новая карта разломных структур Центральной Атлантики показала, что пассивные части разломов могут незакономерно изменять свои простирания, вплоть до образования планового азимутального несогласия северо-восточнее поднятия Сьерра-Леоне. Его образование произошло до возникновения гор Батиметристов, т.е. до раннего эоцена. Простирания разломов осложняются многочисленными изменениями

простираний более высокого порядка. Особенно ярко это проявлено между 15 и 6° с.ш., где восточнее и западнее САХ располагаются неоднократно кватрипараллельные изломы разломных структур, с которыми совпадают зоны смятия осадков, протяженностью в десятки километров. Их формирование может быть объяснено существованием зон пластичного сдвига субпараллельных генеральному простиранию САХ в Центральной Атлантике. С районом котловины Демерара связана область распространения протяженных блоков океанической коры, наклоненных в южном направлении.

Анализ альтиметрических, батиметрических карт, а также различных геофизических материалов свидетельствует о том, что **за пределами осевой части САХ Центральной Атлантики океаническая кора разделена на протяженные блоки – “трансатлантические зоны”, каждая из которых имеет специфические черты рельефа дна, геолого-геофизического строения и ограничена крупными нарушениями – разломами–терминаторами. Между 25° с.ш. и 15° ю.ш. существует семь таких зон: Атлантис–Кейн, Кейн–Зеленого Мыса, Зеленого Мыса–7°10' с.ш., 7°10' с.ш.–Сан-Паулу, Сан-Паулу–Чейн, Чейн–Вознесения и далее условно до разлома Кардно.**

Пассивные части трансформных разломов в ходе эволюции океанической коры Центральной Атлантики испытывают не только прогрессивное опускание по мере их удаления от оси спрединга, но и более сложные деформации, обусловленные неотектоническими вертикальными разнонаправленными движениями в океанической коре за пределами зоны спрединга, интенсивность которых менялась как во времени, так и в пространстве. Проведенное исследование показало, что нарушенность осадочного чехла определялась подъемами пород акустического фундамента в виде изолированных диапиров или их групп, протяженных (первые сотни километров) блоков океанической коры шириной до 20 – 30 км. Первые занимают различное положение в пространстве – могут находиться в виде тел, не выходящих на поверхность, или прорывать всю толщу осадочных пород, вплоть до образования приподнятых форм рельефа с высотой от первых метров до многих сотен метров. “Диапиры”, по всей видимости, могут представлять собой разнообразные геологические образования, которые дают сходную сейсмическую волновую картину. Бурением (например, скв. DSDP 141) доказано, что часть из них слагается базальтами. Сопоставление с данными о строении подводных гор Центральной Атлантики позволяет предполагать, что они могут представлять собой экструзии, субвулканические тела или вулканические сооружения. Не исключено, что часть из них формировалась при внедрении протрузий серпентинизированных ультраосновных пород. Бурением (например, скв. DSDP 368) доказано также, что в ряде районов базальтовые расплавы формировали также си-

стемы силлов, которым в волновой картине соответствуют четкие отражающие площадки.

Объяснение подъема обширных блоков океанической коры требует обстоятельного дополнительного исследования с привлечением методов математического моделирования. Предварительно можно предположить, что океаническая литосфера могла испытывать ремобилизацию под действием процессов серпентинизации или тектонических напряжений. Не исключено, что эти явления были тесно связаны. Вопрос о возрасте всех этих движений может обсуждаться пока только в самых общих чертах и требует тщательной обработки сейсмических данных. По всей видимости деформации разных масштабов происходили на всех этапах развития этой части Атлантического океана. Вопрос существовали ли единые фазы или происходили “диффузные” явления – остается открытым. Наиболее молодые движения океанической коры, обусловленные разными причинами, происходили за пределами зоны спрединга до голоцена включительно.

Одной из задач, которая должна быть решена, является определение масштабности деформаций океанической коры, определение временных интервалов и создание классификации новообразованных структур. Предварительно отметим некоторые типы структур. Пликативные структуры (складки, флексуры) в осадочном чехле могут располагаться вокруг единичных диапиров, их групп, вдоль крупных протяженных блоков коры. Помимо этого, их формирование может определяться положением относительно зон изломов, рифтовых зон и нарушений, поперечных к пассивным частям трансформных разломов. Складки также обнаружены на поднятии Сьерра-Леоне (Мазарович и др., 1997), на севере Китового хребта (Мазарович, Соколов, 1999) и в ряде других мест. Дезъюнктивные нарушения представлены крутопадающими сбросами, взбросами и сдвигами, которые могут формировать уступы в рельефе или не иметь рельефообразующего значения. При обработке данных по Ангольской котловине (Мазарович, Соколов, 1999) была установлена серия разломов северо-западного простирания, которые контролируют осадконакопление. Им соответствуют интенсивные магнитные аномалии, что интерпретировалось как насыщенность магматическими породами. Выделенная система разломов северо-западного простирания существует не только в океанической коре, но и оказывает влияние на строение осадочных бассейнов Западной Африки. При этом возраст движений мог быть и молодым, вплоть до четвертичного. По всей видимости это особый тип деформаций, который влиял как на океанические, так и континентальные районы. Особый тип дислокаций представляют зоны изломов, которые, видимо имеют крутое падение и представляют собой сложно построенные зоны пластичных сдвигов. В целом представляется, что отдельные регионы океана подвержены объемной деформации сжатия.

Вулканические сооружения также усложняют строение океанической коры. Они могут локализоваться в пределах архипелагов, цепей надводных и подводных вулканов различной протяженности, а также формировать отдельные постройки разных размеров. Изучение строения вулканических островов Центральной Атлантики и прилегающих регионов показало, что они *сложены фрагментами деформированного докайнозойского основания, интрузивными, эффузивно-агломератовыми и дайково-силловыми комплексами цоколя (палеоподнятия) и вулканическими комплексами островной постройки. Острова Зеленого Мыса и Канарские острова не формировались под воздействием “горячих точек”. Они образовались над системами камер, которые возникли после растекания мантийного плюма у подошвы литосферы и перемещались вместе с ней.*

Являются ли все вулканические сооружения единым эволюционным рядом или представляют собой независимые ветви в истории вулканизма? Автор склоняется ко второй версии. Сложно построенные комплексы вулканических аппаратов существовали десятки миллионов лет. Все это время постоянно возникали благоприятные условия для формирования на разной глубине устойчивых промежуточных камер, которые поставляли через каналы магматические расплавы к поверхности. Такой режим мог существовать в относительно стабильных участках литосферы. Анализ строения Островов Зеленого Мыса показал, что здесь структурообразование происходило унаследовано. В частности магмавыведение в пределах цепи Сан-Антао–Сан-Николау происходило по зонам запад-северо-западного простирания с перерывами и примерно в одних и тех же зонах могли образовываться рои даек, экструзии или вулканы центрального типа. Наиболее крупная зона дайкообразования на о. Сантьягу (район г.Прая) имеет такое же простирание. Сравнение этих данных с альтиметрией показывает, что это направление соответствует генеральным простираниям пассивных частей трансформных разломов в этой части Центральной Атлантики, вместе с тем связь рассматриваемых структур не доказана. Зоны трещиноватости или разломов северо-восточного простирания Островов Зеленого Мыса были амагматичны. Из деформационных явлений необходимо также упомянуть раздавливание нижних частей вулканических построек при их гравитационном разваливании.

Протяженные цепи вулканов имеют, как правило, наложенный характер на все более древние структуры. Например, в северной части Ангольской котловины, подводные горы Гвинейского залива и Камерунская линия, пересекают пассивные части разломов Вознесения, Боде-Верде и некоторых других под углом порядка 45°. Первые, судя по немногочисленным абсолютным датировкам, развивались с кампана до эоцена включительно, а затем прекратили свое развитие. Вторая существовала с олигоцена до настоящего времени, как в

пределах океанической, так и континентальной коры. Однако образования Камерунской линии смещены в юго-восточном направлении, что позволяет предполагать изменения в формировании зон магмавыведения на рубеже эоцена и олигоцена. Группы подводных гор около Южной Америки и около поднятия Сьерра-Леоне также пересекают пассивные части трансформных разломов под углами и их образование приходится на палеоцен и эоцен–олигоцен соответственно. Представляется, что цепи вулканических сооружений Центральной Атлантики формировались вдоль зон разломов, расколотивших океаническую кору. Субпараллельность направлений цепей подводных вулканических сооружений и океанских разломов установлена только в районе о. Фернандо ди Норонья, на образование которого потребовалось около 22 млн лет и на хребте Ресерчер, что указывает на плохую проницаемость океанских трансформных разломов для магматических расплавов.

Таким образом, заложение вулканических цепей происходило в разное время и с разной интенсивностью, но, в целом, за интервал времени более короткий,

чем требовался на формирование архипелагов. Это может свидетельствовать о менее устойчивом режиме океанской литосферы. Наконец, имеются магмагенные объекты (одиночные подводные горы, “диапиры”), которые возникали, но не получали своего дальнейшего развития, что можно связать с крайне неустойчивой геодинамической обстановкой.

Все вышеприведенные соображения приводят нас к общему выводу о том, что *океаническая кора Центральной Атлантики подвижна за пределами зон спрединга: она испытывает сложные и разнообразные эволюционные изменения, характер которых был в разных ее участках обусловлен различными причинами*. Их выявление требует специального анализа, в каждом конкретном случае, и, по всей видимости, исключает разработку единого универсального механизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (гранты № 93–05–9745 и 9705–65359). Издание монографии осуществлено на средства Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант 00–05–78040).

ПРИЛОЖЕНИЕ. КОДЫ ДЛЯ БАЗ ДАННЫХ ПО МИРОВОМУ ОКЕАНУ

Коды для некоторых разломов Центральной Атлантики

Разлом	Индекс разлома
10N (10°с.ш.)	10N_FZ
7_15N (7°10'с.ш.)	7_10N_FZ
Архангельского	AR_FZ
Вознесения, северный	AS_FZ_N
Вознесения, южный	AS_FZ_S
Атлантис	AT_FZ
Буве	BT_FZ
Боде-Верде, северный	BV_N_FZ
Боде-Верде, южный	BV_S_FZ
Чейн	CH_FZ
Шарко	CR_FZ
Зеленого Мыса	CV_FZ
Долдрамс	DD_FZ
Хейс	HA_FZ
Кейн	KN_FZ
Марафон	MA_FZ
Меркурий	ME_FZ
Ошеанографер	OC_FZ
Петрова	PT_FZ
Романш	RO_FZ
Сьерра-Леоне	SL_FZ
Сан-Паулу1	SP1_FZ
Сан-Паулу4	SP4_FZ
Сан-Паулу2	SP2_FZ
Сан-Паулу3	SP3_FZ
Св.Петра	SPT_FZ
Страхова	ST_FZ
Тетяева	TT_FZ
Вима	VI_FZ
Вернадского	VR_FZ

Коды для структур разных рангов, коренных пород и их изменений и видов работ

Принцип составления кодов для структуры	Код породы	Код работы	Код объекта	Расшифровка кода
1_2_RI				Рифт между разломами 1 и 2
1_2_W(E)_RI				Западный (восточный) склон рифта между разломами 1 и 2
1_2_W(E)				Дно между разломами 1 и 2 к западу (востоку) от рифта
HIC_W(E)_1				Угловое поднятие (high inside corner) на западе (востоке) разлома 1
OC_W(E)_1				Внешнее угловое поднятие (outside corner) на западе (востоке) разлома 1
NB_1_W(E)				Нодальная впадина на западе (востоке) активной части разлома 1
SLP_S(N)_1				Склон южный (северный) трюга разлома 1
PP_1				Пассивная часть (passive part) разлома 1
DZ_1				Активная часть (displacement zone) разлома 1
TRD_1				Поперечный хребет (transverse ridge) разлома 1
MR_1				Медианный хребет (median ridge) в разломе 1
1_2_B_RI				Дно рифтовой долины между разломами 1 и 2
SMT(W170)_RI12				Подводная гора на расстоянии 170 миль к западу от рифта между разломами 1 и 2
	ALC			Порода щелочная
	AMF			Амфиболит, амфоболизация
	BR			Брекчия
	BR_SDM			Брекчия осадочная
	BR_B			Брекчия базальтов
	BR_VLC			Брекчия вулканическая
	BR_HY			Брекчия гиалокластическая
	BS			Базальт
	CL			Глина
	DB			Диабаз
	DL			Долерит
	ER			Порода эрратическая (ледовый разнос)
	Fe-Mn			Железо-марганцевые корки, конкреции
	GB			Габбро, габброиды
	HY			Порода гиалокластическая
	HYDR			Порода гидротермально переработанная
	LS			Известняк
	MET			Мегасоматит
	MTM			Порода метаморфизованная
	SDM			Порода осадочная
	SH			Алеврит
	SLF			Сульфид
	SHL			Сланец (например, зеленые сланцы)
	SP			Серпентинит
	SS			Песчаник
	TF			Туф
	U			Ультраосновная порода
	U_SP			Ультраосновная порода серпентинизированная
		CR		Трубка (core)
		DC		Трубка ударная (dart core)
		DN		Дночерпатель
		DR		Драгировка
		F		Фотографирование
		HF		Измерение теплового потока (heat flow)
		MZ		Магнитотеллурическое зондирование
		SM		Работа с подводной лодки
		TR		Трал
			BN	Банка
			CH	Канал
			DS	Зона нарушения (discontinuity)
			FZ	Разломная зона
			GU	Гайот
			IS	Остров

ЛИТЕРАТУРА

- Агапова Г.В. О некоторых аспектах составления крупномасштабных карт по данным многолучевого эхолотирования //Океанология. 1992. Т. 32. № 2. С. 362-371.
- Агапова Г.В. Особенности морфологии активной части разлома Страхова //Океанология. 1993. Т.33. № 2. С. 263-268.
- Агапова Г.В. Особенности морфологии межрифтовой зоны разлома Сан-Паулу (экваториальная Атлантика) //Океанология. 1994. Т.33. № 1. С. 107-112.
- Агапова Г.В., Виноградова Н.В., Кашникова И.П. Словарь географических названий форм подводного рельефа. М.: ГИН РАН, 1993. 311 с.
- Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л. Сейсмология и новая глобальная тектоника //Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С.133-179.
- Аплонов С.В., Трунин А.А. Миграция локальной неустойчивости спрединга вдоль оси дивергентной границы: Срединно-Атлантический хребет между трансформными разломами Марафон и Кейн //Физика Земли. 1995. № 9. С. 24-34.
- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: ГНТИ литературы по геологии и охране недр, 1953. 606 с.
- Белоусов М.С., Ржевский Н.Н., Полещук С.Л., Старк А.Г. Основные черты геологического строения Приэкваториальной части Атлантического океана по геофизическим данным //Геолого-геофизические исследования в Мировом океане. Л.: Мингео, 1987. С. 139-150.
- Богданов Ю.А., Сагалевич А.М., Ашадзе А.М., Черняев Е.С., Гурвич Е.Г., Лукашин В.Н., Иванов Г.В., Пересыпкин В.И. Гидротермальное поле 14°45' с.ш. Срединно-Атлантического хребта //Докл. РАН. 1995. Т. 343. № 3. С. 353-357.
- Боголепов К.В., Чиков Б.М. Геология дна океанов. М.: Наука, 1976. 245 с.
- Бонатти Э. Происхождение крупных разломных зон, смещающих Срединно-Атлантический хребет //Геотектоника. 1996. № 6. С. 5-16.
- Борисяк А.А. Теория геосинклиналей //Изв. Геол. ком. 1924. Т.43. № 1. С. 1-15.
- Боровиков А.М. О фактическом состоянии тектонической терминологии //Геотектоника. 1968. № 1. С. 3 - 7.
- Буданов В.Г., Бурьянов В.Б., Русаков О.М., Соловьев В.Д. Структура литосферы зон разломов экваториальной Атлантики (7–10° с.ш.) //Геофизический журнал. 1980. Т.П. № 4. С. 12-21.
- Вайн Ф., Мэтьюс Д. Магнитные аномалии под океаническими хребтами //Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 32-37.
- Вегенер А. Происхождение континентов и океанов. Л.: Наука, Ленинградское отделение, 1984. 283 с.
- Вернадский В.И. Философские мысли натуралиста. М.: Наука, 1988. 520 с.
- Вулканические поднятия и глубоководные осадки востока Центральной Атлантики. М.: Наука, 1989. 247 с.
- Газетир географических названий форм подводного рельефа, показанных (или тех, которые могут быть показаны) на ГЕБКО и на Международных гидрографических мелкомасштабных сериях карт (1:2 250 000 и мельче). Ч. II. Стандартизация наименований форм подводного рельефа. Монако: Международное гидрографическое бюро. 1988. 2-28 с.
- Геологические исследования в Центральной Атлантике. Новосибирск: СО РАН, 1991. 192 с.
- Геофизика океана. Т.1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979. 470 с.
- Гогель Ж. Основы геотектоники. М.: Мир, 1967. 440 с.
- Гребовский Н.А. Геоморфология дна в районе Большой Ньюфаундлендской банки //Океанология. 1966. Т. VI. Вып.2. С. 285-293.
- Григорьев Г.Н. Вулканические острова Восточного сектора Центральной Атлантики //Вопросы автоматизации исследований рельефа дна и новые данные в топографии экваториальной Атлантики. Севастополь: МГИ АН УССР, 1969. С. 132-159
- Дарвин Ч. Дневник Чарльза Дарвина во время путешествия вокруг света на корабле Бигль //Иллюстрированное собрание сочинений Чарльза Дарвина. Т.2. М.: Издание Ю.Лепковского, 1908. 373 с.
- Дибнер В.Д., Герашенко Н.Н., Шувалова В.З. Геолого-геофизическая характеристика и морфоструктура подводных гор Канарской котловины //Структура земной коры Мирового океана. М.: Наука, 1984. С. 91-101.

- Диц Р. Эволюция континентов и океанических бассейнов как результат спрединга океанического дна // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 26-32.
- Джеймс П., Мартин Дж. Все возможные миры. История географических идей. М.: Прогресс, 1988. 672 с.
- Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Рейснер М.Г., Мелсон В.Дж. Петрохимические группы закалочных стекол ТОР (толеиты океанических рифтов) и их распределение в Атлантическом и тихом океанах // Магматизм и тектоника океана. М.: Наука, 1990. С. 43-102.
- Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Данюшевский Л.В., Ахметов К.С., Сегментация Срединно-Атлантического хребта и ее связь с давлением кристаллизации и содержанием воды в базальтовых расплавах // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 26-54.
- Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы. М.: МГУ, 1987. 181 с.
- Ельников И.Н. Особенности строения осадочного покрова и фундамента котловины Сьерра-Леоне (Экваториальная Атлантика) // Океанология. 1988. Т. XXVIII. Вып. 6. С. 959-966.
- Ефимов В.Н., Соколов С.Ю., Ефимов П.Н., Гасперини Л., Лиджи М. Особенности строения поперечного хребта в пассивной части разлома Романш // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 6. С. 786-789.
- Жариков В.А., Леонов Ю.Г., Сафонов Ю.Г. и др. Приоритетные направления научных исследований в области геологических, геохимических, геофизических и горных наук по изучению, освоению и сбережению недр России. М.: ИПКОН РАН, 1996. 213 с.
- Живаго А.В., Емельянова Е.М., Руденко М.В., Сборщиков И.М., Смирнов А.В. Строение подводной горы Келдыша на западном фланге Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 1984. Т. XXIV. Вып. 1. С. 123-129.
- Здоровенин В.В. Сейсмические исследования в Восточной Атлантике // Океанология. 1965. Т. V. Вып. 6. С. 999-1009.
- Зенкевич Л.А. при участии Безрукова П.Л., Богорова В.Г., Бруевича С.В., Добровольского А.Д., Зенковица В.П., Корта В.Г., Лисицина А.П., Расса Т.С., Романова Ю.А., Самойленко В.С., Таубера Т.М., Удинцева Г.Б., Цурикова В.П. Научные основы десятилетней программы исследований Мирового океана // Океанология. 1968. Т. VIII. Вып. 5. С. 779-802.
- Зинкевич В.П., Магакян Р. Тектоническое положение и происхождение хребта Барракуда (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1990. № 6. С. 99-112.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Сагалевиц А.М., Баранов Б.В. Тектоника рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта между 26–24° с.ш.: свидетельства вертикальных перемещений // Геотектоника. 1989. № 4. С. 99-112.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Иванов М.М., Новый В.В., Фингер Д.Л. Результаты и задачи советских исследований геомагнитного поля в Мировом океане // Океанология. 1968. Т. VIII. Вып. 3. С. 369-372.
- Ильин А.В. Геоморфология дна Атлантического океана. М.: Наука, 1976. 231 с.
- Иностранцев А.А. Геология. Общий курс. Том 1. Современные геологические явления (динамическая геология). Петрография и стратиграфия. Санкт-Петербург: типография Стасюлевича, 1905. 575 с.
- Казьмин В.Г. О ранних стадиях развития трансформных разломов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53. Вып. 6. С. 41-50.
- Казьмин В.Г., Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П., Седов В.В. Некоторые особенности структуры океанической коры на примере Бразильской котловины // Геотектоника. 1986. № 2. С. 46-55.
- Казьмин В.Г., Борисова И.А. О механизмах образования рифтовых долин медленноспрединговых хребтов // Геотектоника. 1992. № 4. С. 113-124.
- Кара В.И., Лебедев В.А., Митулов С.Н., Свистунов Ю.И. Геологическое строение и развитие подводной возвышенности Сьерра-Леоне (Экваториальная Атлантика). // Бюлл. МОИП. 1986. Отд. геол. Т. 61. Вып. 3. С. 32-37.
- Кеpezинкас П.К., Разницин Ю.Н., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г., Дмитриев Д.А., Усова Л.В. Состав мантии и магматические камеры разлома Долдрамс (Центральная Атлантика) // Магматизм и тектоника океана. М.: Наука, 1990. С. 122-142.
- Кленова М.В., Лавров В.М. Геология Атлантического океана. М.: Наука, 1975. 450 с.
- Кропоткин П.Н. О возрасте и происхождении океанов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1968. Т. XLIII. Вып. 5. С. 23-38.
- Кольцова А.В., Голод В.М. Рельеф акустического фундамента и мощность осадочного чехла в Атлантическом океане между 1 и 5° с.ш // Докл. РАН. 1995. Т. 335. № 4. С. 471-475.
- Комарова О.И., Мирлин Е.Г., Углов Б.Д. Асимметрия тектоносферы Срединно-Атлантического хребта в пределах Анголо-Бразильского геотраверза // Докл. РАН СССР. 1993. Т. 333. № 5. С. 638-641.
- Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1988. 462 с.
- Котенев Б.Н. Морские геологические исследования в районе Исландии // Океанология. 1968. Т. VIII. Вып. 6. С. 1049-1052.
- Кулындышев В.А. Принципы тектонического районирования акваторий: состояние и перспективы // Структурная неоднородность океанов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 12-19.
- Леонов Г.П. Историческая геология. М.: МГУ, 1956. 364 с.

- Ле Пишон Кс. Спрединг океанического дна и дрейф континентов // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 93-132.
- Лисицын А.П., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П. и др. Геохимия и геология базальтов и осадков рифта Таджура (Аденский залив). М.: Наука, 1989. 255 с.
- Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.
- Литвин В.М. Геоморфология срединно-океанического хребта в Норвежском и Гренландском морях // Океанология. 1968. Т. VIII, Вып. I. С. 86-94.
- Литвин В.М. Морфотектоника дна Атлантического океана // Изучение открытой части Атлантического океана. 1977. С. 89-97.
- Лукашин В.Н., Лисицын А.П., Иванов Г.В., Кравцов В.А., Русаков В.Ю. Исследование гидротермальных плюмов над рифтовой зоной Срединно-Атлантического хребта в районе 29° с.ш // Океанология. 1997. Т.37. № 5. С. 770-779.
- Магницкий В.А. Основа физики Земли. М.: Геодиздат, 1953. 290 с.
- Мазарович А.Н. Историческая геология. М.–Л.: ГОНТИ НКТП СССР, 1938. 463 с.
- Мазарович А.Н. Основы региональной геологии материков. Ч. II. М.: МГУ, 1952. 327 с.
- Мазарович А.О. Разломы северной части Центральной Атлантики // Геотектоника. 1986. № 5. С. 25-34.
- Мазарович А.О. Тектоническое положение островов Зеленого Мыса в структуре Восточной Атлантики // Геотектоника. 1988. № 3. С.25-33.
- Мазарович А.О. Тектоно-магматические явления на флангах трансокеанских разломов Архангельского, Долдрамс, Вернадского // Докл. РАН. 1993. Т.332. № 1. С. 62-65.
- Мазарович А.О. Тектоническая конвергенция пассивных частей трансформных разломов в Приэкваториальной Атлантике // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 1. С. 70 - 73.
- Мазарович О. А., Мазарович А.О. Некоторые соображения по тектонической терминологии // Геотектоника. 1988. № 3. С.25-33.
- Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Новейшие деформации осадочного чехла в пассивных частях разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского (Атлантический океан) // Докл. РАН. 1997. Т. 356. № 6. С. 801-804.
- Мазарович А.О., Рихтер А.В. Структура острова Маю (Острова Зеленого Мыса) // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 2. С. 425-429.
- Мазарович А.О., Турко Н.Н. Разнообразие в морфологии нодальных впадин Атлантического океана // Докл. РАН. 1994. Т.337. № 5. С. 642-645.
- Мазарович А.О. Морозов Ю.И., Турко Н.Н. Рельеф и строение осадочного чехла разломов Марафон и Меркурий (Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 1992. Т.324. № 3. С. 643-647.
- Мазарович А.О., Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С., Разницын Ю.Н., Турко Н.Н., Симонов В.А., Аверьянов С.Б., Бортолуци Д., Булычев А.А., Гасперини Л., Гилод Д.А., Гладун В.А., Евграфов Л.М., Ефимов В.Н., Колобов В.Ю., Лиджи М., Лодоло Э., Перцев А.Н., Соколов С.Ю., Шуто Ф. Морфоструктура района острова Буве // Докл. РАН. 1995. Т.342. № 3. С. 354-357
- Мазарович А.О., Кольцова А.В., Соколов С.Ю., Ефимов В.Н. Строение пассивной части разлома Страхова на востоке Срединно-Атлантического хребта // Докл. РАН. 1996. Т. 349. № 4. С. 511-515.
- Мазарович А.О., Агапова Г.В., Ефимов В.Н., Лиджи М., Соколов С.Ю., Турко Н.Н., Рихтер А.А. Пассивные части трансформных разломов Атлантического океана между 16° с.ш. и экватором // Геотектоника. 1997. № 6. С. 85-94.
- Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Новейшие деформации осадочного чехла в пассивных частях разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского (Атлантический океан) // Докл. РАН. 1997. Т.357. № 6. С. 801-804.
- Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Тектоническое положение гидротермальных полей на Срединно-Атлантическом хребте // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 4. С. 436-439.
- Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Разломы Ангольской котловины // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 3. С. 251 - 269. Электронная версия – http://eos.wdcb.rssi.ru/tjes/tjes_r00.htm
- Макаренко Г.Ф. Возраст базальтов дна и палеомагнитные аномалии Атлантического океана // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т.66. Вып. 6. С. 3 - 22.
- Махачек Ф. Рельеф Земли. Опыт регионального морфологического описания поверхности Земли. Т. II. М.: Иностр. лит-ра, 1961. 700 с.
- Мирлин Е.Г. Порядок и хаос в аккреции океанской литосферы, // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 5 - 20.
- Международная тектоническая карта Мира. 1:15 000 000. (Хаин В.Е. - ред.). М.: ПКО Картография, Мингео СССР, 1984.
- Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана. М.: Межправит. океанограф. комис., Мингео СССР, АН СССР, ГУГК, 1989–1990. 158 с.
- Морган В. Океанические поднятия, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 68-93.
- Морской энциклопедический словарь. Т. I (Дмитриев В.В. - ред.). Л.: Судостроение, 1991. 504 с.
- Николаев П.Н. Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра, 1992. 295 с.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М.: Мир, 1967. 300 с.

- Ог Э. Геология. Т.1. Геологические явления. 2-е изд. М.: Гос.издательство, 1922. 496 с.
- Панаев В.А., Митулов С.Н. Сейсмостратиграфия осадочного чехла Атлантического океана. М.: Недра, 1993. 246 с.
- Панов Д.Г. Морфология дна Мирового океана. М.–Л.: АН СССР, 1963. 227 с. (Зап.географ.об-ва СССР. Т.23. Новая серия).
- Пейве А.В. Разломы и тектонические движения //Избранные труды. Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры. М.: Наука, 1990а. С. 283-298.
- Пейве А.В. Тектоника и магматизм //Избр. труды. Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры. М.: Наука, 1990б. С. 173-190.
- Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта //Избр. труды. Эволюция земной коры и мобилизм. М.: Наука, 1990б. С. 93-107.
- Перфильев А.С., Пушаровский Ю.М., Ельников Е.Н., Каледа К.Г., Коган Л.И. Тектоническое строение поднятия Сьерра-Леоне в экваториальной Атлантике //Геотектоника. 1987. № 6. С. 78-93.
- Перфильев А.С., Пейве А.А., Пушаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Турко Н.Н. Разломная зона Романш: строение, особенности развития, геодинамика //Геотектоника. 1994. № 4. С. 3-14.
- Перфильев А.С., Разницин Ю.Н., Пейве А.В., Перцев А.А., Колобов В.Ю. Зона сочленения разлома Зеленого Мыса и южного сегмента рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта: магматизм и структура //Петрология. 1996. Т.4. Вып. 2. С. 183-199.
- Пилипенко А.И. Сейсмические аномалии как индикаторы внутриплитной эндогенной активности Северо-Австралийской котловины //Докл. РАН. 1997. Т 354. № 4. С. 509-513
- Плошко В.В., Богданов Ю.А., Емельянов Е.М., Князева Д.Н., Солдатов А.В. Петрохимия гипербазитов глубоководной впадины Романш //Океанология. 1969. Т.IX. Вып.5. С. 807-822.
- Плошко В.В., Сидоренко Г.А., Князева Д.Н., Богданов Ю.А. Оливин, пироксены и плагиоклаз из гипербазитов впадины Романш Атлантического океана //Океанология. 1973. Т. XIII, Вып. 4. С. 625-631.
- Погребницкий Ю.Е., Горячев Ю.В., Осипов В.А., Трухалев А.И. Строение океанической литосферы по результатам исследований на Анголо-Бразильском геотраверсе //Советская геология. 1990. № 12. С. 8-22.
- Пушаровский Ю.М. Тектонические карты: обобщение опыта составления //Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 215-226.
- Пушаровский Ю.М. Принципы тектонического районирования океанов //Геотектоника. 1972. № 6. С. 18-28.
- Пушаровский Ю.М. Проблемы тектоники океанов //Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 123 - 175.
- Пушаровский Ю.М. О происхождении океанов в связи с их тектоническим районированием //Проблема тектоники земной коры. М.: Наука, 1997. С. 14 - 19.
- Пушаровский Ю.М. Судьбы учения о геосинклиналях в связи с развитием мобилизма //Геотектоника. 1987. № 3. С. 3-13.
- Пушаровский Ю.М. Ступенчатый характер опускания дна в Тихом океане //Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 2. С. 400-404.
- Пушаровский Ю.М. Тектоника океанов и нелинейная геодинамика //Докл. РАН. 1992. Т. 324. № 1. С. 157-161.
- Пушаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 84 с. (Тр. ГИН: Вып. 481).
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А. Вещественные неоднородности океанской литосферы и геодинамические следствия //Геотектоника. 1992. № 4. С. 15-26.
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 164 с. (Тр. ГИН: Вып. 495).
- Пушаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Пейве А.А., Турко Н.Н., Сколотнев С.Г., Ляпунов С.М., Цуканов Н.В., Щербаков С.А. Новые данные о строении и вещественном составе разлома Зеленого Мыса в Центральной Атлантике //ДАН СССР. 1987. Т. 293. № 6. С. 1459-1463.
- Пушаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Мазарович А.О., Турко Н.Н., Сколотнев С.Г., Ляпунов С.М., Кепежинская П.К., Дмитриев Д.А., Диденко А.Н., Голод В.М., Попов А.Г. Геология разлома Долдрамс (Центральная Атлантика) //ДАН СССР. 1988. Т. 302. № 1. С. 167-170.
- Пушаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Мазарович А.О., Турко Н.Н., Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Кепежинская П.К., Дмитриев Д.А. и др. Геология разломов Марафон и Меркурий (Центральная Атлантика) //ДАН СССР. 1991. Т. 319. № 2. С. 438-441.
- Пушаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г., Кепежинская П.К., Турко Н.Н., Пейве А.А., Дмитриев Д.А. Разломы Архангельского, Долдрамс и Вернадского в Центральной Атлантике: структура и вещественный состав пород //Геотектоника. 1992. № 6. С. 63-79.
- Пушаровский Ю.М., Сколотнев С.Г. Косые разломы в Атлантическом и Индийском океанах //Геотектоника. 1997. № 6. С. 63-74.
- Разницин Ю.Н., Сколотнев С.Г., Турко Н.Н., Мазарович А.О., Пейве А.А., Штеренберг Л.Е. Зона сочленения разлома Марафон с рифтовой долиной: структура, вещественный состав пород, сульфидная ми-

- нерализация (Центральная Атлантика) // ДАН СССР. 1991. Т. 320. № 4. С. 952-956.
- Разницин Ю.Н., Пилипенко А.И. Анголо-Бразильский геотраверс: структура и деформации океанической литосферы // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 104-128.
- Разницин Ю.Н., Трофимов В.В. Тектоническое скупивание океанической коры в зоне разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1989. № 2. С. 45 - 56.
- Рассел Р., Зейболд Е., Уеда С., Удинцев Г.Б., Гирман Г., Перес Ж. Проблемы морской геологии в связи с использованием минеральных ресурсов Земли // Океанология. 1970. Т.Х. Вып. 6. С. 215-240.
- Резанов И.А. История геотектонических идей. М.: Наука, 1987. 256 с.
- Рифтовая зона хребта Рейкьянес: тектоника, магматизм и условия осадкообразования. М.: Наука, 1990. 236 с.
- Романько Е.Ф. Радиогеохронологические данные о возрасте трапповой формации в Западной Африке // Изв. ВУЗ. Геология и разведка. 1979. № 9. С. 129-131
- Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 160 с.
- Руденко М.В. Распределение и строение гор Атлантического океана // Изучение открытой части Атлантического океана. Л.: Географ. общество, 1977. С. 98-103.
- Рудич Е.М., Удинцев Г.Б. О единстве принципов построения тектонической карты океанов и континентов // Сравнительная тектоника океанов и континентов. М.: Межд. геогр. ком. при Презид. АН СССР, 1987. С. 10-33.
- Силантьев С.А., Дж.Ф. Кейси, Смит С.Е. Вещественный состав и условия метаморфизма пород третьего слоя океанической коры в офсете разломной зоны Хэйс, Центральная Атлантика // Петрология. 1995. Т.3. № 5. 469-486
- Соловьева И.А. О поперечных нарушениях срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 1981. № 6. С. 15-31.
- Строение зоны разлома Долдрамс. Центральная Атлантика. М.: Наука, 1991. 224 с. (Тр. ГИН: Вып. 459.).
- Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. 199 с. (Тр. ГИН: Вып. 439.).
- Структура континентов и океанов (терминологический справочник). М.: Недра, 1979. 511 с.
- Структурная геология и тектоника плит: В 3-х томах. Т.1. (К. Сейферт - ред.). М.: Мир, 1990. 315 с.
- Структурная геология и тектоника плит: В 3-х томах. Т.2. (К. Сейферт - ред.). М.: Мир, 1991а. 376 с.
- Структурная геология и тектоника плит: В 3-х томах. Т.3. (К. Сейферт - ред.). М.: Мир, 1991б. 350 с.
- Суетнова Е.И., Федорова Т.П. Вариации распределения плотности в верхней мантии вдоль гребня Срединно-Атлантического хребта // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. № 9. С. 47- 52.
- Сушевская Н.М., Волокитина Л.П. Тектоника и магматизм приэкваториальной зоны Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 1995. Т.35. Вып. 2. С.252-265.
- Тектоника Африки. М.: Мир, 1973. 540 с.
- Тектоника и магматизм островов Зеленого Мыса. М.: Наука, 1990. 246 с.
- Тектоника континентов и океанов. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Мира масштаба 1 : 15 000 000. (Леонов Ю.Г., Хаин В.Е. - ред.). М.: Наука, 1988. 245 с.
- Тектоническая карта Мира (Леонов Ю.Г., Хаин В.Е. - ред.). 1 : 45 000 000. Ленинград: ВСЕГЕИ, Мингео СССР, 1988.
- Тетяев М.М. Основы геотектоники. М.-Л.: Гос. изд-во геол. лит-ры Комитета по делам геологии при СНК Союза ССР, 1941. 356 с.
- Тимофеев П.П., Удинцев Г.Б., Агапова Г.В. и др. Экваториальный сегмент Срединно-Атлантического хребта как возможный структурный барьер между Северной и Южной Атлантикой // ДАН СССР. 1990. Т. 312. № 4. С. 936-939.
- Турко Н.Н., Голод В.М., Павленко Е.К. Особенности морфологии рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта между 30° 40' и 32° 20' с.ш // Докл. РАН. 1992. Т.327. № 1. С. 110-114.
- Удинцев Г.Б. Исследования рельефа дна морей и океанов // Успехи в изучении океанических глубин (биология и геология). М.: АН СССР, 1959. С. 27-90.
- Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна океана // Вестник Академии Наук. 1966. № 9. С. 98 - 103.
- Удинцев Г.Б. Георифтогенали и глобальная тектоника Земли // Вест. АН СССР. 1970. № 12. С. 41 - 49
- Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.
- Удинцев Г.Б., Агапова Г.В. Разломы экваториального сегмента Срединно-Атлантического хребта // ДАН СССР. 1991. Т. 317. № 5. С. 1192 - 1196.
- Удинцев Г.Б., Агапова Г.В., Береснев А.Ф., Голод В.М., Кольцова А.В., Куренцова Н.А., Волокитина Л.П., Захаров М.В., Удинцев В.Г. Геологическое строение разлома Страхова (экваториальный сегмент Срединно-Атлантического хребта) // Океанология. 1995. Т. 35. № 4. С. 592-606.
- Удинцев Г.Б., Куренцова Н.А., Кольцова А.В., Князев А.Б., Холл Дж.К., Удинцев В.Г. Рельеф и строение экваториального сегмента Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 1996. Т.36. № 6. С. 897-909.
- Уильсон Дж. Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу. Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 58 - 67.

- Униксова М.В. О тектонической терминологии //Геотектоника. 1989. № 3. С. 105 - 111.
- Флоренский П.А. Избранные произведения. Т 2. У водоразделов мысли. М.: Правда, 1990. 446 с.
- Фроль В.В. Геоморфология рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта. М.: Наука, 1987. 95 с.
- Хаин В.Е. Происхождение и возраст материков и океанов //Новые данные о строении Земли и земной коры. М.: Знание, 1960. С. 23-38.
- Хаин В.Е. Место процессов океанообразования в тектонической эволюции //Океанология, 1969. Т.IX. Вып.5. С. 816-827.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.
- Хаин В.Е. Геотектоника //История геологии, Раздел "Развитие точных методов в геологии (XX в.)". М.: Наука, 1973. С. 179 - 200 .
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ, 1995. 480 с.
- Харин Г.С. Магматические породы подводной возвышенности Сьерра-Леоне (Экваториальная Атлантика) //Океанология. 1988. Т.28. Вып.1. С. 82 - 88.
- Харин Г.С. Магматизм и формирование литосферы Атлантики //Океанология. 1991. Т. XXXI. Вып. 5. С. 813 - 820.
- Харин Г.С. Магматизм и формирование литосферы Атлантического океана. М.: Наука, 1993. 256 с.
- Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. Ч. I. М.: Иностр. лит-ра, 1962. 145 с.
- Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии земной коры //Тектоника и формации. Избр.труды. М.: Наука, 1967. С. 246-355.
- Хесс Г. Срединно-океанические хребты и тектоника дна океана. Геология и геофизика морского дна. М.: Мир, 1969. С. 246-261.
- Хесс Г. История океанических бассейнов //Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 9-26.
- Черемисина Е.Н., Марченко В.В., Чесалов Л.Е., Эпштейн Л.Д. и др. ГИС-технологии в геологическом изучении недр. М.: ВНИИГеосистем, 1996. 120 с.
- Чиньоне Ж.-Т., Джеральдо-де-Андрале. Геологическое строение бассейна Реконкаво и описание расположенных в его пределах крупнейших месторождений //Геология гигантских месторождений нефти и газа. М.: Мир, 1973. 304-332.
- Шарапов В.Н., Агапова Г.В., Бондаренко П.М., Мазарович А.О., Турко Н.Н. Модель локальных деформаций земной коры гребневой зоны Центрального сектора Срединно-Атлантического океана //Геология и геофизика. 1993. Т.34. № 9. С. 3 - 18.
- Шейнманн Ю.М. Место Атлантического и Индийского океанов в формировании структур Земли //ДАН СССР. 1958. Т.119. № 4. С. 778-781.
- Шейнманн Ю.М. Значение океанов Атлантического типа для развития структур Земли //Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. 36. Вып. 2. С. 29-38.
- Шнюков Е.Ф., Старостенко В.И., Плошко В.В., Белявцев Р.Я., Вишневецкий А.А. и др. Геология и металлогения Тропической Атлантики. Киев: Наукова Думка, 1989. 180 с.
- Штауб Р. Механизм движений земной коры. Л.-М.: ГЕОНТИ, 1938. 372 с.
- Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 820 с.
- Эдельштейн Я.С. Основы геоморфологии. М.-Л.: Госгеолиздат, 1947. 399 с.
- Энциклопедический словарь (Андреевский И.Е. - ред.). Т.II. СПб: Семеновская типо-литография (И.А.Ефрона), 1890. 479 с.
- Энциклопедия региональной геологии Мира. Западное полушарие (включая Антарктиду и Австралию). Л.: Недра, Ленинградское отделение, 1980. 511 с.
- Abdel-Monem A., Watkins N.D., Gast P.W. Potassium-Argon ages, Volcanic Stratigraphy and Geomagnetic Polarity History of the Canary Islands: Tenerife, La Palma and Hierro //Am. J. Sci. 1972. V. 272. P. 805-825.
- Abelson M., Agnon A. Mechanics of oblique and ridge segmentation //Earth. Planet. Sci. Lett. 1997. V. 148. № 3-4 . P.405-421.
- Abranches M.S., Storetvedt K.M. Paleomagnetic evidence for the origin of Madeira //Phys. Earth Planet. Interior. 1979. V. 34. № 3. P. 137-149.
- Agumanu A.E., Enu E.T. Late Cretaceous clay distribution in the Lower Benue Trough: its paleoenvironmental and tectonic implication //J. Afr. Earth. Sci. 1990. V. 10. № 3. P.465-470.
- Akoto M.A., Anum S.A. Monitoring recent microseismic activity in Ghana //Tectonophysics. 1992. V.209. № 1/4. P.43-46.
- Akpati B.M. Geologic structure and evolution of the Keta Basin, Ghana, West Africa //Geol. Soc.Am. Bull. 1978. V. 89. № 1. P.124-132.
- Akpokodje E.G., Etu-Efeotor J.O. The occurrence and economic potential of clean sand deposits of the Niger Delta //J.Afr.Earth Sci. 1987. V. 6. № 1. P.61-65.
- Allerton S., Murton B.J., Searle R.C., Jones M. Extensional faulting and segmentation of the Mid-Atlantic ridge north of the Kane fracture zone (24°00' N to 24°40' N) //Mar. Geophys. Res. 1995. V. 17. № 1. P.37-61.
- Alves C.A.M., Macedo J.R., Silva L.C. et al. Estudo geologico, petrologico e vulcanologico de ilha de Santiago (Cabo Verde) //Garcia de Orta. Ser. geol. 1979. V. 3. № 1/2. P. 47-74.
- Amaral I. Santiago de Cabo Verde: A Terra e os Homes. Lisboa. 1964. 444 p. (Mem. Junta Invest, Ultram. Ser. 2. № 48)
- Ancochea E., Fuster J.M., Ibarra E., Cendrero A., Coello J., Hernan F., Cantagrel J.M., Jamond C. Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in

- the light of new K-Ar data // *J. Volcan. Geotherm. Res.* V. 44. № 3/4. 1990. P. 231-249
- Ancochea E., Brandle J.L., Cubas C.R., Hernan F., Huertas M.J. Volcanic complexes in the Eastern Ridge of the Canary Islands: the Miocene activity of the Island of Fuerteventura // *J. Volcan. Geotherm. Res.* 1996. V. 70. № 3-4. P. 183-204.
- Appelgate T.B.Jr. Volcanic and structural morphology of south flank of Axial volcano, Juan de Fuca ridge: results from SeaMARC I side scan sonar survey // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. № B8. P.12765-12783.
- Arana V., Ortiz R. The Canary Island: tectonics, magmatism and geodynamic framework // *Magmatism in extensional structural settings.* Berlin: Springer Verlag, 1991. P. 209-249.
- Asmus H.E., Ponte F.C. The Brazilian Marginal Basin // *The Ocean Basins and Margins.* V. 1. The South Atlantic. New York-London: Plenum Press, 1973. P.87-133.
- Auzende J.M., Bideau D., Bonatti E., Cannat J., et al. The MAR-Vema fracture zone intersection surveyed by deep submersible Nautil // *Terra Nova.* 1990. № 2. P. 68-73.
- Auzende J.-M., Cannat M., Gente P., Henriot J.-P., Juteau J., Karson J., Lagabrielle Y., Mevel C., Tivey M. Affleurements des roches profondes de la fracture Kane (Atlantic central): observations par submersible // *C. R. Acad. Sci. Paris.*, Ser. II. 1993. V. 317. N. 12. P. 1641-1648.
- Baker P.E. Islands of the South Atlantic. *The Ocean Basins and Margins.* V. 1. The South Atlantic. New York-London: Plenum Press, 1973. 450 p.
- Barany I., Karson J.A. Basaltic breccias of the Clipperton fracture zone (East Pacific): sedimentation and tectonics in a fast-slipping oceanic transform // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1989. V. 101. № 2. P. 204-220.
- Basile Ch., Mascle J. Block faulting in oceanic crust: example of intraplate deformation in the Equatorial Atlantic // *Mar. Geol.* 1990. V. 95. № 1. P. 45-50.
- Basile C., Mascle J., Sage F., Lamarche G., Pontoise B. Pre-Crouse and site surveys: a synthesis of marine geological and geophysical data on the Cote d'Ivoire-Ghana transform margin // *Proc. ODP Init. Repts.* 1996. V. 159. P.47-60.
- Bates C.C., Gaskell T.F., Rice R.B. Geophysics in the affairs of man. (A personalized history of exploration geophysics and its allied sciences of seismology and oceanography). Oxford-Frankfurt: Pergamon Press, 1982. 405 p.
- Bebiano J.B., Soares J.M.P. Note on some supposed senonian fossils from S.Nocolau Island (Cape Verde Islands) // *Rep. XVIII Intern. Geol. Congr., London.* 1948. Pt.14. P. 186-189.
- Belderson R.N., Jones E.J.W., Gorini M.A., Kenyan N.H. A long-range side-scan sonar (GLORIA) of the Romanche active transform in the equatorial Atlantic // *Mar. Geol.* 1984. V. 56. № 1-4. P.65-78.
- Bellieni G., Macedo M.H.F., Petrini R., Evidence of magmatic activity related to Middle Jurassic and Lower Cretaceous rifting from northeastern Brazil (Ceara-Mirim): K/Ar age, palaeomagnetism, petrology and Sr/Nd isotope characteristics // *Chem. Geol.* 1992. V.97. № 1/2. P.9-32.
- Bellion Y., Crevola G. Cretaceous and Cenozoic magmatism of the Senegal basin (West Africa): a review // *Magmatism in extensional structural settings.* Berlin: Springer Verlag, 1991. P.189-208.
- Bemmelen van R.W. Das Permanenzproblem nach der Undationstheorie // *Geol. Rdsch.* 1939. Bd. 30. H. 1/2. S. 10-20.
- Benkhelil J. Structure et evolution geodynamique du bassin intracontinental de la Benoue (Nigeria) // *Bull. Centres. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine.* 1988. V. 12. № 1. P. 29-128.
- Benkhelil J. The Origin of the Cretaceous Benue Trough (Nigeria) // *J. African Earth Sci.* 1989. V. 8. № 2-4. P. 251-282.
- Benkhelil J., Mascle J., Ticart P. The Guinea continental margin: an example of a structurally complex transform margin // *Tectonophysics.* 1995. V. 248. № 1/2. P. 117-137.
- Bertrand H., Feraud G., Mascle J. Alkaline volcano of Paleocene age on the Southern Guinean margin: mapping, petrology, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe dating, and implications for the evolution of the Eastern Equatorial Atlantic // *Mar. Geol.* 1993. V.114. № 3/4. P.251-262.
- Bernard-Griffits J., Cantagrel J.M., Alves C.A. et al. Donnes radiometriques pottasium-argon sur quelques formations magmatiques des Iles de l'archipel du Cap-Vert // *C.r.Acad.sci. Paris Ser. D.* 1975. V. 280. № 21. P.2429-2432
- Bigarella J.J. Geology of the Amazon and Paranaiba Basins // *The Ocean Basins and Margins.* V. 1. The South Atlantic. New York-London: Plenum Press, 1973. P.25-86.
- Birch F.S. The Barracuda fault zone in the western North Atlantic: geological and geophysical studies // *Deep-Sea Res.* 1970. V. 17. № 6. P.847-859.
- Bonatti E. Vertical tectonism in oceanic fracture zones // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 37. № 4. P. 369-379.
- Bonatti E. Rift segmentation from East Africa to the East Pacific // *Mem. Soc. Geol. It.* 1986. V. 31. P.363-372.
- Bonatti E. Subcontinental mantle exposed in the Atlantic Ocean on St.Peter-Paul islets // *Nature.* 1990. V. 345. № 6278. P.800-802.
- Bonatti E. Long-lived oceanic transform boundaries formed above mantle thermal minima // *Geology.* 1996. V. 24. N.9. P.803-806.
- Bonatti E., Honnorez J. Nonspreading crustal blocks at the Mid-Atlantic Ridge // *Science.* 1971. V. 174. № 4016. P.1329-1331.

- Bonatti E., Honnorez J., Ferrara G., Ultramafic rocks, peridotite-gabbro-basalt complex from Equatorial Mid-Atlantic ridge // *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* 1971. Ser. A. V. 268. P.385-402.
- Bonatti E., Chermak A., Honnorez J. Tectonic and igneous emplacement of crust in oceanic transform zones, deep drilling results in Atlantic ocean // *Ocean crust. Amer. Geophys. Union. Mauris Ewing Series.* 1979. V. 2. P.239-248
- Bonatti E., Crane K. Oscillatory spreading explanation of anomalously old uplifted crust near oceanic transforms // *Nature.* 1982. № 300 (5890). P.343 -345.
- Bonatti E., Ligi M., Gasperini L., Carrara G., Vera G. Imaging crustal uplift, emersion and subsidense at Vema Fracture Zone // *EOS. Transactions, AGU.* 1993. V. 75. № 32. P.371-372.
- Bonatti E., Ligi M., Borsetti A.M., Gasperini L., Negri A., Sartori R. Lower Cretaceous deposits trapped near the equatorial Mid-Atlantic ridge // *Nature.* 1996a. V. 380. № . P.518-520.
- Bonatti E., Ligi M., Gasperini L., Carrara G., Gasperini L., Turko N., Perfiliev A., Peyve A., Sciuto P.F. Diffuse impact of the Mid-Atlantic ridge with the Romanche transform: an ultracold ridge-transform intersection // *J. Geophys. Res.* 1996b. V. 101. № B4. P.8043-8054.
- Bonatti E., Raznitsin Y., Bortoluzzi G. et al. Geological studies of the eastern part of the Romanche transform (equatorial Atlantic) // *J. di Geologia. Ser. 3a.* 1991. V. 53. № 2. P.31-48.
- Bonatti E., Sartory R., Boersma A. et al. Neogene crustal emersion and subsidense at the Romanche fracture zone, equatorial Atlantic // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1979. V. 35. P.369-383.
- Bonatti E., Sartory R., Boersma A. Vertical crustal movements at the Vema fracture zone in the Atlantic evidence from dredged limestones // *Tectonophysics.* 1983. V. 91. N.3/4. P.213-232.
- Bougault H., Dmitriev L., Schilling J.-G., Sobolev A., Joron J.L., Needham H.D. Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14°N // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 88. № 1/2. P. 27-36.
- Bonte Ph., Labeyrie L.D., Dudley W.C., et al. Morphology and tectonics of the Romanche transform fault high resolution mapping and precision sampling of the northern slope // *Oceanol. Acta.* 1982. № 2. P.235-240.
- Bowen A.N., White R.S. Deep-tow seismic profiles from the Vema transform and ridge-transform intersections // *J. Geol. Soc. London.* 1986. V. 143. P.807-818.
- Brink A.H. Petroleum Geology of Gabon Basin // *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* 1974. V. 58. № 2. P.216-236.
- Brown J.R., Karson J.A. Variations in axial processes on the Mid-Atlantic ridge: the median valley of the MARK area // *Mar. geophys. Res.* 1988. V. 10. P.109-138.
- Bubnoff von. S. Grundprobleme der Geologie. Berlin: Akademie Verlag, 1954. 234 S.
- Bull J.M., Scrutton R.A. Seismic reflection images of intraplate deformation, Central Indian Ocean, and their tectonic significance // *J. Geol. Soc.* 1992. V.149. Pt.6. P.955-966.
- Cahen L., Snelling N.J., Delhal J., Vail J.R. The geochronology and evolution of Africa // *Oxford: Clarendon Press,* 1984. 512 p.
- 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. № B11. P. 13479-13492.
- Caracedo J.C. The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes // *J. Volcan. Geothermal. Res.* 1994. V. 60. № 3/4. P. 225-241.
- Carte tectonique internationale de l'Afrique. 1:5 000 000. A.A.G.A. UNESCO. 1968.
- Castaing C., Triboulet C., Feybesse J.L., Chevremont P. Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the light of the Pan-African orogeny // *Tectonophysics.* 1993. V. 218. № 4. P.323-342.
- Castro, Jr. A.C.M. The Northeastern Brazil and Gabon Basins: a double rifting system associated with multiple crustal detachmend surface // *Tectonics.* 1987. V. 6. № 6. P. 6163-6177.
- Chamot-rooke N., Lallemand S. A review of active intraoceanic compressive tectonics // *European Union of Geosciences. EUG VI. Terra Abstracts.* 1991. V. 3. № 1. P.261.
- Cannat M., Mamaloukas-Frangoulis V., Auzende J.W. et al. A geological cross-section of the Vema fracture zone transverse ridge // *J. Geodynamics.* 1991. V. 13. № 2/4. P.97-118.
- Cannat M., Casey J.F. An ultramafic lift at the Mid-Atlantic ridge: successive stages of magmatism in serpentinized peridotites from 15° N region // *Mantle and lower crust exposed in oceanic ridges and in ophiolites (Vissers R.L.M., Nicolas A. - eds). Kluwer Academic Publishers,* 1995. P.5-34.
- Castaing C., Triboulet C., Feybesse J.L., Chevremont P. Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the light of the Pan-African orogeny // *Tectonophysics.* 1993. V. 218. № 4. P.323-342.
- Cherkis N.Z., Chayes D.A., Costa L.C. The Bathymetry and distribution of the Bahia Seamounts, Brazil Basin // *Mar. Geol.* 1992. V. 103. № 1/3. P.335-347.
- Choukroune P., Francheteau J., Le Pichon X. In situ observation along transform fault "A" in the FAMOUS area, Mid-Atlantic ridge // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1978. V. 89. P.1013-1029.
- Coello J., Cantagrel J.-M., Hernan F., et al. Evolution of the eastern volcanic ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data // *J. Volcan. Geothermal. Res.* 1992. V. 53. № 1-4. P. 251-274.
- Collette B.J., Ewing J.I., et al. Sediment distribution in the Oceans: the Atlantic between 10 and 19° N // *Mar. Geol.* V. 7. № 3. 1968. P.279-345.

- Collette B.J., Slootweg A.P., Twigt W. Mid-Atlantic ridge crest topography between 12 and 15° N //Earth. Planet. Sci. Lett. 1979. V. 42. № 1. P.103-108.
- Collette B.J., Rutten K., Schouten H., Slootweg A.P. Continuous seismic and magnetic profiles over the Mid-Atlantic ridge between 12 and 18° N //Mar. Geophys. Res. 1974. V. 2. P.133-141.
- Cornen G., Maury R.C. Petrology of the volcanic island of Annobon, Gulf of Guinea //Mar. Geol. 1980. V. 36. № 3/4. P.253-268.
- Crisp J.A., Spera F.J. Pyroclastic flows and lavas of the Mogan and Fataga formations, Tejeda volcano, Gran Canaria, Canary Islands: mineral chemistry, intensive parameters and magma chamber evolution //Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 96. № 4. P. 503-518.
- Dalaney J.R., Robogon V., McDuff R.E., Tivey M.K. Geology of a vigorous hydrothermal system on the Endeavour segment, Juan de Fuca ridge //J. Geophys. Res. 1992. V. 97. № B13. P.19663-19682.
- Dalrymple G.B., Gromme C.S., White R.W. Potassium-argon age and paleomagnetism of diabase dikes in Liberia: initiation of Central Atlantic Rifting //Geol. Soc. Am. Bull. 1975. V. 86. № 3. P.399-411
- Deep Sea Drilling Project CD. NOAA Product 993-A27-001.
- Delteil J.-R., Valery P., Montadert L., Fondeur C., Patriat P., Mascle J. Continental margin on the Northern Part of the Gulf of Guinea //Burk C.A., Drake C.L. The Geology of Continental Margins. Berlin-Heidelberg - New York: Springer Verlag, 1974. P.297-311.
- Denisova E. A. Ultrabasic mylonites of St. Paul Island //Equatorial segment of the Mid-Atlantic ridge. IOC Technical Series. № 46. Paris: UNESCO, 1996. P.58-60.
- Detrick R.S., Cormier D., Prince R.A., Forsyth D.W. Seismic constraints on the crustal structure within the Vema fracture zone //J. Geophys. Res. 1982. V. 87. № B13. P.10599-10612.
- Dick H.J.B., Fisher R.L., Brayan W.B. Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges //Earth. Planet. Sci. Lett. 1984. V. 69. № 1. P. 88-106.
- Digital Atlas "GEBCO-97". British Oceanographic Data Centre. IHO. Natural Environment Research Council. 1997.
- Deruelle B., N'ni J., Kambou R. Mount Cameroon: an active volcano of the Cameroon Line //J. Afr. Earth Sci. 1987. V.6. № 6. P. 197-214.
- De Wever P., Baudin F. Paleogeography of radiolarite and organic-rich deposits in Mesozoic Tethys //Geol. Rdsch. 1996. № 2. P. 310-326
- Djomani Y.H.P., Diament M., Wilson M. Lithospheric structure across the Adamana plateau (Cameroon) from gravity studies //Tectonophysics. 1997. V. 273. № 3-4. P.317-327.
- Duncan R.A. Age progressive volcanism in the New England seamounts and the opening of the Central Atlantic ocean //J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № B12. P. 9980-9990.
- Dunlop H.M., Fitton J.G. A K-Ar and Sr-isotopic study of the volcanic rocks of the Island of Principe, West Africa - evidence for mantle heterogeneity beneath the Gulf of Guinea //Contrib. Miner. Petrol. 1989. V. 101. № 1. P.12-18.
- Du Toit A.L. The origin of the Atlantic-Arctic ocean //Geol. Rdsch. 1939. Bd. 30. H. 1/2. P.138-147.
- Eittreim S., Ewing J. Vema fracture zone transform fault //Geology. 1975. V. 3. P.558 -558.
- Embley R.W., Murphy K.M., Foz C.G. High-resolution studies of the summit of axial volcano //J. Geophys. Res. 1990. V. 95. № B8. P.12785-12813.
- Emery K.O., Uchupi E. The Geology of the Atlantic ocean. Berlin: Springer Verlag, 1984. 1050 p.
- Epp D., Smoot N.C. Distribution of seamounts in the North Atlantic //Nature. 1989. V. 337. № 6204. P.254-257.
- Erment H. Ein Beitrag zur Kenntnis der Gesteine der Kapverdischen Inseln Sao Vicente und Sal mit ein Überblick über die Kapverdischen Inseln als Gesteinsprovinz //Chem. Erde. 1936. Bd. 10. S. 155-187.
- Equatorial Segment of the Mid-Atlantic ridge. IOC Technical Series. № 46. Paris: UNESCO. 1996. P.122. (Initial Results of the Geological and Geophysical Investigations under the EQUARIDGE Program, Cruises of r/v " Akademik Nikolaj Strakhov" in 1987, 1990, 1991).
- ETOPO5 Set. Global Relief Data CD. NOAA Product 1093-A27-001.
- Fainstein R., Milliman J. Structure and origin of three continental-margin plateaus, Northeastern Brazil //Am. Ass. Petr. Geol. Bull. 1979. V. 63. № 2. P.218-238.
- Feraud G., et al. New K-Ar ages, chemical analysis and magmatic data of rocks from the islands Santa Maria (Azores), Porto Santo and Madeira (Madeira archipelago) and Gran Canaria (Canary Island) //Bull. Volcanol. 1981. V. 44. № 3. P.359-375.
- Feraud G., Gastaud J., Auzende J.-M., Olivet J.-L., Cornen G. ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages for the alkaline volcanism and the basement of Gorringe Bank, North Atlantic Ocean //Earth Planet. Sci. Lett. V. 57. 1982. P.211-226
- Ferreira M.P. Evolucao geocronologica e paleomagnetica das ilhas do arquipelago da Madeira - uma sintese //Memorias a Noticias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol.Univ. Coimbra.99. 1985. P.213-218
- Fitton J.G., Hughes D.J. Petrochemistry of the volcanic rocks of the Island of Principe, Gulf of Guinea // Contrib. Miner. Petrol. 1977. V.64. № 3. P. 257-272.
- Fitton J.G., Dunlop H.M. The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt //Earth. Planet. Sci. Lett. 1985. V. 72. № 1. P.23-38.
- Fleming H.S., Cherkis N.Z. The Gibbs fracture zone: a double fracture zone at 52° 30' N in the Atlantic Ocean //Mar. Geophys. Res. 1970. V. 1. № 1. P.37-45.

- Fodor R.V., Mukasa S.B., Gomes C.B., Gordani U.G. Ti-rich Eocene basaltic rocks, Abrolhos platform, offshore Brazil, 18 °S: petrology with respect to South Atlantic magmatism // *J. Petrology*. 1989. V. 30. Pt.3. P.763-786.
- Fodor R.V., Sial A.N., Mukasa S.B., McKee E.H. Petrology, isotope characteristics, and K-Ar ages of the Maranhao, Northern Brazil, Mesozoic basalt province // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 104. № 5. P.555-567.
- Fox P.J., Opdyke N.L. Geology of the Oceanic Crust: Magnetic Properties of Oceanic Rocks // *J. Geophys. Res.* 1973. V. 78. № 23. P.5139-5154.
- Fox P.J., Gallo D.G. A tectonic model for ridge-transform ridge plate boundaries: implications for the structure of oceanic lithosphere // *Tectonophysics*. 1984. V. 104. P.205-242.
- Fox P.J., Grindlay N.R., Macdonald K.C. The Mid-Atlantic ridge (31° S–34°30' S): temporal and spatial variations of accretionary processes // *Mar. Geophys. Res.* 1991. V. 13. № 1. P.1-20.
- Francheteau J., Le Pichon X. Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in South Atlantic ocean // *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* 1972. V.56. № 6. P.991-1007.
- Francis T.J.G. The detailed seismicity of mid-oceanic ridges // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1968. V.4. № 1. P.39-46.
- Friedländer J. Beiträge zur Kenntniss der Kapverdischen Inseln. Berlin: Reiner, 1913. 109 S.
- Funck T., Dickmann T., Rihm R., Krastel S., Lykke-Andersen H., Schmincke H.-U. Reflection seismic investigations in the volcanoclastic apron of Gran Canaria and implications for its volcanic evolution // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 125. № 2. P.519-536.
- Gahagan L.M., Scotese C.R., Royer J.-Y., Sandwell D.T. et al. Tectonic fabric map of the ocean basins from satellite altimetry data // *Tectonophysics*. 1988. V. 155. № 1-4. P.1-26.
- Gallo D.G., Fox P.J., Macdonald K.C. A Sea Beam Investigation of the Clipperton Transform fault: the morphotectonic expression of a fast slipping transform boundary // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. № B3. P.3455-3467.
- Garfunkel Z. Review of oceanic transform activity and development // *J. Geol. Soc. London*. 1986. V. 143. № 5. P.775-784
- Garlach D.C., Stormer J.C., Mueller P.A. Isotopic geochemistry of Fernando de Noronha // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 85. № 1/3. P. 129-144.
- Gasperini L., Bonatti E., Ligi M., Sartori R., Borsetti A., Negri A., Ferrari A., Sokolov S. Stratigraphic numerical modelling of a carbonate platform on the Romanche transverse ridge, equatorial Atlantic // *Mar. Geol.* 1997. V. 136. № 3-4. P.245-257
- Gastesi P. Petrology of the ultramafic and basic rocks of Betancura massif, Fuerteventura Island (Canarian archipelago) // *Bull. Volcanol.* 1970. T. 33. Fasc. 4. P.1008-1038.
- General bathymetric chart of the oceans (GEBCO). 1:10 000 000. Ottawa: Canad.Hydrogr. Serv. 1982.
- Genek H. Petroleum geology of Cretaceous-Tertiary rift basins in Niger, Chad and Central African Republic // *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* 1993. V. 77. № 8. P. 1405-1434.
- Gente P., Durand C., Pockalny R. et al. Structures obliques sur les flancs de la dorsale medio-Atlantique: traces fossiles de la propagation le long de l'axe segments d'accrétion // *C.R. Acad. Sci. Paris*. 1994. T. 318. № 9. Ser. II. P.1239-1246.
- Geology of the North-west African continental margin. Berlin: Springer Verlag, 1982. 702 p.
- Gerlach D.C., Cliff R.A., Davies G.R., Norry M., Hodgson N. Magma sources of the Cape Verde archipelago: isotopic and trace element constraints // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1988. V. 52. № 12. P.2979 - 2992.
- Gorini M.A. The tectonic fabric of the Equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to northeastern Brazil // *Serie Projecto* № 9. 1981. 111 p.
- Gorini M.A., Bryan G.M. The tectonic fabric of the Equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to northeastern Brazil // *Continental margins of Atlantic type*. 1976. An. Acad. bras. Cienc. V. 48. P. 101- 118.
- Goud M.R., Karson J.A. Tectonics of short-offset, slow-slipping transform zones in the FAMOUS area, Mid-Atlantic ridge // *Mar. Geophys. Res.* 1985. V.7. № 4. P.489-514.
- Grindlay N.R., Fox P.J., Macdonald K.C. Second-order ridge axis discontinuities in the South Atlantic: morphology, structure and evolution // *Mar. Geophys. Res.* 1991. V. 13. № 1. P.1-20.
- Грънау Н.К., Leherer P., Cleintuar M.R., Allenbach P., Bakker G. New radiometric ages and seismic data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands), Sao Tome (Gulf of Guinea) // *Progress in geodynamics*. Royal Netherlands Acad. Arts. Sei. 1975. P.90-118
- Haggerty S.E. Kimberlites in western Liberia: an overview of the geological setting in plate tectonic framework // *J. Geophys. Res.* 1982. V.82. № B13. P.10811-10826.
- Hammond S.R. Relationship between lava types, seafloor morphology and the occurrence of hydrothermal venting in the ASHES vent field of Aial volcano // *J. Geophys. Res.* 1990. V.95. № B8. P.12875-12893.
- Harris C., Bell J.D., Atkins F.B. Isotopic composition of lead and strontium in lavas and coarse-Grained blocks from Ascension Island, South Atlantic - an addendum // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 60. № 1. P.79-85.
- Hattery K., Cabri L.J., Hart S.R. Osmium isotope ratios of PGM grains associated with the Freetown layered complex, Sierra Leone and their origin // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. V. 109. № 1. P. 10-18.

- Haxby W.F., Weissel J.K. Evidence for small-scale mantle convection from Seasat altimeter data // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. № B3. P.3507-3520.
- Hayes D. E., Pimm A.C., et al., Sites 141 // Hayes D. E., Pimm A.C., et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. XIV. 1972. Washington (U.S. Government Printing Office). P. 217-247.
- Head J. W., III, Wilson L, Smith D. K. Mid-ocean ridge eruptive vent morphology and substructure: Evidence for dike widths, eruption rates, and evolution of eruptions and axial volcanic ridges // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. N. B12. P.28265-28280
- Hess H.H. Geological hypotheses and the earth's crust under ocean // *Roy. Soc. Proc. A.* 1954. V.222. P. 341-348.
- Hoerne K.A., Tilon G.R. Sr-Nd-Pb isotope data for Fuerteventura (Canary Islands) basal complex and subaerial volcanics: applications to magma genesis and evolution // *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 1991. Bd. 71. H. 1. S. 3-18
- Holik J.S., Rabinowitz P.D., Austin J.A. Effect of Canary hotspot volcanism on structure of oceanic crust off Morocco // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. № B7. P.12039-12067.
- Heezen B.C., Bunce E.T., Hersey J.B., Tharp M. Chein and Romanche Fracture Zones // *Deep-Sea Research.* 1964. V. 11. P.11-33.
- Heezen B.C., Gerard R.D., Tharp M. The Vema fracture zone in the equatorial Atlantic // *J. Geophys. Res.* 1964. V. 69. P.733-739.
- Hekinian R. Volcanics from the Sierra Leone rise // *Nature.* 1978. V. 275. P. 336-338
- Honnorez J., Bonatti E., Emiliani C. et al. Mesozoic limestone from the Vema offset zone, Mid-Atlantic ridge? // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 1. P.8-12.
- Honnorez J., Mascle J., Basile Ch. et al. Mapping of a segment of the Romanche fracture zone: a morphostructural analysis of a major transform fault of the equatorial Atlantic Ocean // *Geology.* 1991. V. 19. № 8. P.795-798.
- Houvenaghel G.T. Belgium and the early development of modern oceanography, including a note on A.F. Renard // *Oceanography of the Past.* New York-Heidelberg-Berlin: Springer Verlag, 1980. P.667-681.
- Hussenoeder S.A., Tivey M.A., Schouten H. Near-bottom magnetic survey of the Mid-Atlantic ridge axis 24-24°40'N: Implications for crustal accretion at slow spreading ridges // *J. Geophys. Res.* 1997. V.101. № B10. P.22051-22069.
- Jansa L.F., Widmann J. Mesozoic-Cenozoic Development of the Eastern North American and Northwest African continental margins: a comparison // *Geol. Northwest African continental margins.* Springer Verlag, 1982. P.215-269.
- Jansa L.F., Pe-Piper G. Middle Jurassic to Early Cretaceous igneous rocks along Eastern North American continental margin // *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* 1988. V.72. № 3. P.347-366.
- Jones E.J.W. Fracture zones in the equatorial Atlantic and the breakup of western Pangea // *Geology.* 1987. V. 15. № 6. P.533-536.
- Jones E. J.W., Goddard D.A., Mitchell J.G., Bauner F.T. Lamprophyric volcanism of Cenozoic age on the Sierra-Leone Rise: Implications for regional Tectonics and Stratigraphic time scale // *Mar. Geol.* 1991. V. 99. № 1/2. P.19-28.
- Jones E.J.W., Cande S.C., Spathopoulos F. Evolution of a major oceanographic pathway: Equatorial Atlantic. // *Scrutton R.A., Stocker M.S., Shimmield G.B., Tudhope A.W. The Tectonics, Segmentation and Paleooceanography of the North Atlantic region.* 1995. *Geol. Soc. Special. Publication N 90.* P. 199-213.
- Kane K.A., Hayes D.E. Tectonic Corridors in the South Atlantic: evidence for long-lived Mid-Ocean ridge segmentation // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. № B12. P.17317-17330.
- Karson J.A. et al., Along-axis variation in sea-floor spreading in the MARK area // *Nature.* 1987. V. 328. №. 6132. P. 681 - 683.
- Karson J.A., Dick H.J.B. Tectonics of ridge-transform intersections at the Kane fracture zone // *Mar. Geophys. Res.* 1983. V. 6. P.51-98.
- Karson J.A., Rona P.A. Block-tilting, transfer faults, and structural control of magmatic and hydrothermal processes in the TAG area, Mid-Atlantic ridge 26°N // *Geol. Soc. Am.Bull.* 1990. V.102. № 12. P.1635-1345.
- Kastens, K.A., Macdonald, K.C., Becker, K., Crane, K. The Tamayo Transform Fault in the mouth of the Gulf of California. // *Mar. Geophys. Res.* 1979: № 4. P. 129-151.
- Kastens K.A., Macdonald K.C., Miller S.P., Fox P.J. Deep tow studies of the Vema fracture zone.2: Evidence for tectonism and bottom current in the sediment of the transform valley floor // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. № B3. P.3355- 3367.
- Klitgord K.D., Schouten H. Plate kinematics of the Central Atlantic // *The Geology of the North America. Volume M. The Western North Atlantic Region: Geological Society of America.* 1986. P.351 - 377.
- Kong L.S.L., Detrick R.S., Fox P.J., Mayer L.A., Ryan W.B.F. The morphology and tectonics of the MARK area from Sea Beam and Sea MARC I observations (Mid-Atlantic ridge 23° N) // *Mar. Geophys. Res.* 1988. V. 10. P.59-90.
- Kong L.S.L., Solomon S.C., Purdy G.M. Microearthquake characteristics of a Mid-Atlantic ridge along-axis high // *J. Geophys. Res.* 1992. V.97. № B2. P. 1659-1685.
- Krause D.C. Equatorial Shear Zone // *The World Rift System.* Ottawa: The Queen's Printer, 1966. 471 p.
- Kunte P.D. Worldwide databases in marine geology: A review // *Mar. Geol.* 1995. V. 122. № 3. P.263-275.

- Lagabriele Y., Mamaloukas-Frangoulis V., Cannat M., Auzende J.-M., Honnorez J., Mevel C., Bonatti E. Vema fracture zone (Central Atlantic): tectonic and magmatic evolution of the Median ridge and the eastern ridge-transform intersection domain // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. № B12. P.17330-17353
- Lancelot I., Seibold E. et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print off., 1977. V. 41. P.1259.
- Lecorche J.-P., Dallmeyer R.D. Accretionary history of terranes in North-West Africa // *Geochronique*. 1989. № 30. P.56.
- Lecorche J.P., Bronner G., Dallmeyer R.D., Rocci G., Roussel J. The Mauritanide Orogen and Its Northern Extensions (Western Sahara and Zemmour), West Africa // *The West African orogens and Circum-Atlantic correlatives*. Berlin-Budapest: Springer Verlag, 1991. P.187-227
- Le Bas M.J., Rex D.C., Stillman C.J. The early magmatic chronology of Fuerteventura, Canary Islands // *Geol. Mag.* V.123. № 3. 1986. P.287 - 298
- Lietz J., Schmincke H.-U. Miocene-Pliocene sea-level changes and volcanic phases on Gran Canaria (Canary Islands) in the light of new K-Ar ages // *Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol.* 1975. V.18. № 3. P.213-239.
- Linden Van der W.J.M. The crustal structure evolution of the continental margin of Senegal and the Gambia, from total-intensity magnetic anomalies // *Geol. en mijnbouw*. 1981. V. 60. № 2. P.257-266.
- Liotard J.M., Dupuy C., Dostal J., Cornen G. Geochemistry of the volcanic island of Annobon, Gulf of Guinea // *Chem. geol.* 1982. V. 35. № 1/2. P.115-128.
- Lo P.G., Dia A., Kampunzu A.B. Cenozoic volcanism in Western Senegal and its relationship to the opening of the Central Atlantic Ocean // *Tectonophysics*. 1992. V.209. № 1/4. P.281-291.
- Londen K.E., White R.S., Potts C.G., Forsyth D.W. Structure and seismotectonics of the Vema fracture zone, Atlantic Ocean // *J. Geol. Soc. London*. 1986. V. 143. P.795-805.
- Lowrie A., Egloff Jr., J., Jahn W.H. Kane seamount in the Cape Verde Basin eastern Atlantic // *Mar. Geol.* 1978. V. 26. № 1-2. P.M29-M35.
- Ludwig W.J., Rabinowitz P.D. Structure of the Vema fracture zone // *Mar. Geol.* 1980. V. 35. P.99-110.
- Macdonald K.C., Kastens K., Spiess F.N., Miller S.P. Deep Tow studies of the Tomayo transform fault // *Mar. Geophys. Res.* 1979. V. 4. P.37-70.
- Macdonald, K.C., Castillo D.A., Miller S.P., Fox P.J., Kastens K.A., Bonatti E. Deep-tow studies of the Vema fracture zone I. Tectonics of a major slow slipping transform fault and its intersection with the Mid-Atlantic ridge // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. P. 3334-3354.
- Macdonald K.C., Scheirer D.S., Carbotte S., Fox P. It's only topography: Part 1 // *GSA Today*. 1993a. V. 3. № 1. P.23-25.
- Macdonald K.C., Scheirer D.S., Carbotte S., Fox P. It's only topography: Part 2 // *GSA Today*. 1993b. V. 3. № 2. P.29-35.
- Machado F. Activity of the Atlantic volcanoes // *Bull. volcanologique*. 1967. T. 30. P. 29-34.
- Marine Trackline Geophysical Data CD. NOAA Product 129-F27-005.
- Mauche R., Faure G. Jones L.M., Hoefs J. Anomalous isotopic compositions of Sr, Ar and O in the Mesozoic diabase dikes of Liberia, West Africa. // *Contrib. Miner. Petrol.* 1989. V. 101. № 1. P. 12-18.
- Maurin J.C., Benkhelil J., Robineau B. Fault rocks of the Kaltungo lineament, NE Nigeria, and their relationship with Benue Trough tectonics // *J. Geol. Soc. London*. 1986. V. 143. № 4. P.587-599.
- Madsen J.A., Fox P. J., Macdonald K.C. Morphotectonic fabric of the Orozco transform fault: results from SeaBeam investigations // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. № B3. P.3439-3454.
- Marinoni L.B., Pasquare G. Tectonic evolution of the emergent part of a volcanic ocean island: Lanzarote, Canary Islands // *Tectonophysics*. 1994. V. 239. № 1/4. P.111-137.
- McMaster R.L., Christofferson E., Ashraf A. Structural framework of continental shelf off southwestern Sierra Leone, West Africa // *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* 1975. V. 59. № 11. P.2161-2171.
- Melson W.G., van Andel T. Metamorphism in the Mid-Atlantic ridge, 22°N latitude // *Mar. Geol.* 1966. V.4. № 3. P.165-185.
- Menard H.W. Development of median elevations in ocean basins // *Bull. Am. Geol. Surv.* 1958. V. 69. № 9. P.251-268.
- Menard H.W. *The Ocean of Truth. A personal history of global tectonics*. Princeton, New Jersey: Princeton University Press, 1986. 353 p.
- Mgbatogu C.C.S., Jones E. J.W., Clayton B.R. An offshore geophysical survey of the Freetown igneous complex, Sierra Leone // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 148. № 1/2. P.105-114.
- Milani E.J., Davison I. Basement control and transfer tectonics in the Reconcavo-Tucano-Jatoba rift, Northeast Brazil // *Tectonophysics*. 1988. V. 154. № 1/2. P.41-70.
- Mitchell J.G., Le Bas M.J., Zielonka J., Furnes H. On dating the magmatism of Maio, Cape Verde Islands // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 64. 1983. P.61-76
- Mitchell-Thome R.C. *Geology of the middle Atlantic Islands*. Berlin, Stuttgart: Gebrüder Bornträger, 1976. 382 p.
- Monti S., Mercier H. Carte bathymetrique de la zone de fracture de la Romanche (1/1000 000, Seabeam EM12) // *IFREMER DRO/GM. Cartographie*. Brest. 1991.
- Moraes M.A.S., De Ros L.F. Infiltrated clays in fluvial Jurassic Sandstones of Reconcavo Basin, Northeastern Brazil // *J. Sedim. Petrology*. 1990. V.60. № 6. P.809-819.

- Moullade M., Mascle J., Benkhelil J., Cousin M., Tricart P. Occurrence of marine mid-Cretaceous sediments along the Guinean slope (Equamarge II cruise): their significance for the evolution of the central Atlantic African margin // *Mar. Geol.* 1993. V. 110. P.63-72.
- Müller R.D., Roest W.R. Fracture zones in the North Atlantic from combined GEOSAT and SeaSAT data // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. № B3. P.3337-3350.
- Müller R.D., Smith W.H.F. Deformation of the oceanic crust between the North American and South American plates // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. № B5. P.8275-8291.
- Nülke F. Zur Tektonik des Atlantischen Beckens // *Geol. Rdsch.* 1939. Bd.30. H. 1/2. S. 21-27.
- Nürnberg D., Müller R.D. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to Present // *Tectonophysics.* 1991. V. 191. № 1/2. P.27-53.
- Ocean Drilling Program CD. NOAA Product 1013-A27-001. Oceanography of the Past (Sears M., Merriman D. - eds). New York-Heidelberg-Berlin: Springer Verlag, 1980. 812 p.
- Ojoh K.A. Cretaceous geodynamic evolution of the Southern part of the Benue Trough (Nigeria) in the Equatorial domain of the South Atlantic. Stratigraphy, Basin Analysis and paleo-oceanography // *Bull. Centres. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine.* 1990. V. 14. № 2. P.419-442.
- O'Connor J.M., le Roex A.P. South Atlantic hot spot-plume systems: 1. Distribution of volcanism in time and space // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 113. № 3. P.343 - 364.
- OTTER. The geology of Oceanographer transform: The ridge-transform intersection // *Mar. Geophys. Res.* 1983. V. 6. P. 109-141.
- Pavlenko E.K. A multibeam bathymetric and gravity study of the Mid-Atlantic Ridge 30°-32°N: implications for slow-spreading ridge segmentation and tectonics. Thesis Master of Science. University of Houston. 1995. 138 p.
- Peter G., Westbrook G.K. Tectonics of Southwestern North Atlantic and Barbados Ridge Complex // *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* 1976. V. 60. № 7. P.1078-1106
- Petters S. W. Regional geology of Africa. 1991. 605 p.
- Piper J.D.A., Richardson A. The Paleomagnetism of the Gulf of Guinea volcanic Province, West Africa // *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 1972. V. 29. № 2. P.147-171.
- Pratje O. Aussprachen - Bemerkung zu den ozeanographischen Vertragen // *Geol. Rdsch.* 1939. Bd. 30. H. 3/4. S.383.
- Pockalny R. A., Gente P., Buck R. Oceanic transverse ridges: A flexural response to fracture-zone - normal extension // *Geology.* 1996. V.24. №. 1. P.71-74.
- Potts C.G., White R.S., Louden K.E. Crustal structure of Atlantic fracture zones. II: The Vema fracture zone and transverse ridge // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1986. V. 86. № 2. P.491-513.
- Prince R.A., Forsyth D.W. Horizontal extent of anomalously thin crust near the Vema fracture zone from the three-dimensional analysis of gravity anomalies // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. № B7. P.8051-8063
- Prinz M., Keil K., Green J.A., Reid A.M., Bonatti E., Honnorez J. Ultramafic and mafic dredge samples from the Equatorial Mid-Atlantic Ridge // *J. Geophys. Res.* 1976. V. 81. № 13. P. 4087-4103.
- Purdy G.M., Sempere J.-C. et al. Bathymetry of the Mid-Atlantic ridge, 24-31°N: a map series. Woods Hole Oceanogr. Inst., Univer. of Washington. 1990. 24 p.
- Rice A.L., Wilson J.B. The British Association Dredging Committee: A Brief History // *Oceanography of the Past.* New York-Heidelberg-Berlin: Springer Verlag, 1980. P.373-385.
- Ritz M. Geomagnetic anomalies across the onshore Mesozoic-Tertiary Senegal Basin // *Tectonophysics.* 1984. V. 110. № 1/2. P. 1-8.
- Ritz M., Bellion Y. Geologic sections across the onshore Senegal-Mauritania basin, derived from geoelectric studies // *Can. J. Earth. Sci.* 1989. V. 2. № 1. P. 65-73.
- Ritz M., Bellion Y. Structure of the Atlantic margin of Mauritania (western Africa) based on geoelectrical and drilling data // *Geology.* 1990. V. 18. № 6. P 571-574.
- Robertson A.H.F., Bernoulli D. Stratigraphy, facies and significance of Late Mesozoic and Early Tertiary sedimentary rocks of Fuerteventura (Canary Islands) and Maio (Cape Verde Islands) // *Geology of the Northwest African continental margin.* Berlin: Springer Verlag, 1982. P. 498-525.
- Rona P.A., Scott S.D. A special Issue on sea-floor hydrothermal mineralization: new perspectives. Preface // *Econ. Geol.* 1993. V. 88. № 8. P.1935-1976.
- Rossi S., Westall F., Mascle J. The geomorphology of the Southwest Guinea margin: tectonic, volcanic, mass movement and bottom current influences // *Mar. Geol.* 1992. V. 105. № 1/4. P. 225-240.
- Ruthe J.-P. Hypothese sur la formation de l'Océan Atlantique // *C. R. Acad. sci.* 1947. T.224. P.1295-1297.
- Ruthe P. Mesozoische flysch-ablagerungen auf der Kanareninsel Fuerteventura // *Geol.Rdsch.* 1968. Bd. 58. H. 1. S. 314-332
- Roussel J., Lieger J.L. A review of deep structure and ocean-continent transition in the Senegal Basin (West Africa) // *Tectonophysics.* 1983. V. 91. № 3/4. P 181-211.
- Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. №. B5. P.10039-10054.
- Schulz A., Rathert M.C., Guerreiro S.D.C., Bloch W. Paleomagnetism and rock magnetism of Fernando de Noronha, Brazil // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 79. № 1/2. P.208-216.
- Schmincke H.-U. Volcanic and chemical evolution of the Canary Islands // *Geology Northwest African continental margins.* Berlin: Springer Verlag, 1982. P.273-306.

- Searle R.C. Side-scan sonar studies of North Atlantic fracture zones // *J. Geol. Soc. London*. 1979. V. 136. Pt.3. P.283-292.
- Searle R.C. The Active Part of Charly-Gibbs transform fault: a study using sonar and other technique // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. № B1. P. 243-202.
- Searle R.C., Thomas M.V., Jones M., Jones E.J.W. Morphology and tectonics of the Romanche transform and its environs // *Mar. Geophys. Res.* 1994. V. 16. № 6. P.427-453.
- Seibold E. The Northwest African continental margin - an introduction // *Geology Northwest African continental margins*. Berlin: Springer Verlag, 1982. P.3-20.
- Serralheiro A. Contribuicao para o conhecimento geologico da ilha de S.Vicente (Cabo Verde) // *Carcia de Orta. Ser. geol.* 1966. V. 14. № 1. P.139-152.
- Serralheiro A. A geologia da Ilha de Maio (Cabo Verde). Lisboa: Junta Invest. Ultramar. 1970. 103 p.
- Serralheiro A., Alves C.A.M., Macedo J.R. et al. Note preliminaire sur la geologie de l'île de Boa Vista (Cap Vert) // *Carcia de Orta. Ser. geol.* 1974. V. 1. № 3. P. 53 - 60
- Severighaus J.P., Macdonald K.C. High inside corners at ridge-transform intersections // *Mar. Geophys. Res.* 1988. V. 9. № 4. P.353-367.
- Sibuet J.-C., Mascle J. Plate Kinematic Implications of Atlantic Equatorial fracture zone trends // *J. Geophys. Res.* 1978. V. 83. № B7. P.3401-3421.
- Silva L.C., Serralheiro A., Macedo J.R. et al. L'île de Santiago, Cap Vert, dans le cadre petrologique et d'autres îles de l'Atlantique // *Bol. Mus. e lab. miner. e geol.* 1979 (1980). V. 16. № 1. P.81 - 100.
- Sleep N.H., Bieler S // *J. Geophys. Res.* 1970. V. 75. № B4. P.2748-2752.
- Smith W.H.F., Sandwell D.T. Marine Gravity field from declassified Geosat and ERS-1 altimetry (abstract) // *EOS. Transactions. Am. Geophys. Un.* 1995. V.76. № 46. Fall. Meet. Suppl. F156. P. 35-47.
- Smithsonian Institution's Global Volcanism Network // *Bull. Volcanol.* 1995a. V. 57. № 4. P.269-271.
- Smithsonian Institution's Global Volcanism Network // *Bull. Volcanol.* 1995b. V. 57. № 5. P.372-375.
- Smoot N.C., Sharman G.F. Charlie-Gibbs: a fracture zone ridge // *Tectonophysics.* 1985. V. 116. P. 137 -142.
- Smoot N.C. North Atlantic fracture zone distribution and patterns shown by multibeam sonar // *Geology.* 1989. V. 17. P. 1119-1122.
- Spathopoulos F., Jones E.J.W. Seismic Evidence for anomalous crustal structure beneath Mesozoic fracture zones in the Gambia basin, Eastern Equatorial Atlantic // *Tectonophysics.* 1993. V. 225. № 3. P.205-217.
- Stahlecker R. Neocom auf dem Kapverden Insel Maio // *Neues. Jb. Miner. Beil.* 1935. Bd. 73. Abt. B. S. 265-301.
- Staudigel H., Schmincke H.-U. The Pliocene seamount series of La Palma (Canary Islands) // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. № B13. 11195 - 11215 p.
- Stillman C.J., Furnes H., Le Bas M.J. et al. The geological history of Maio, Cape Verde Islands // *J. Geol. Soc.* 1982. V. 139. № 3. P.347-361.
- Stocks T., Wüst G. Atlantischen Ozean. Ibersichtskarte der Tiefenverhältnisse im Masstab 1:20 mill. Berlin, Leipzig: Verlag Walter der Grünter & Co., 1934.
- Stocks T., Wüst G. Die Tiefenverhältnisse des offenen Atlantischen Ozeans // *Wiss. d. Deutsch. Atlant. Exp.* 3. 1935. S. 42-47.
- Suleiman A.S., Doser D.I., Yarwood D.R. Source parameters of earthquakes along the coastal margin of West Africa and comparisons with earthquakes in other coastal margin settings // *Tectonophysics.* 1993. V. 222. № 1. P.79-91.
- Thompson G., Melson W.G. The petrology of oceanic crust across fracture zones in the Atlantic Ocean: evidence of a new kind of sea-floor spreading // *J. Geol.* 1972. V. 80. P.526-538
- Teixera A.J., Barbosa L.A. A agricultura do arquipelago de Cabo Verde. Cartas agricolas. Problemas agrarios. Lisboa: Min. Ultramar. 1958. 178 p. (Mem. Junta invest.ultramar. Seg ser.).
- Tectonic Map of South America. 1:5 000 000. DNP- CGMV-UNESCO. 1978
- Tolstoy I., Ewing M. North Atlantic hydrography and the Mid-Atlantic ridge // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1949. V. 60. № 10. P.1527-1540.
- Tucholke B.E., Schouten H. Kane fracture zone // *Mar. Geophys. Res.* 1988. V. 10. № 1-2. P.1-39
- Turcotte D.L., Harris R.A. Relationship between the oceanic geoid and the structure of the oceanic lithosphere // *Mar. Geophys. Res.* 1984. V. 748. № 1/2. P. 177-190.
- Turner J.P. Gravity-Driven Structures and Rift Basin Evolution: Rio Muni Basin, Offshore Equatorial West Africa // *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* 1995. V. 79. № 8. P.1138-1158.
- Uchupi E., Emery K.O., Bowin C.O., Phillips J.D. Continental margin off Western Africa: Senegal to Portugal // *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* 1976. V. 60. № 5. P.809-878.
- Van Andel T.H., Bowen V.T. Mid-Atlantic ridge between 22 and 23° north latitude and the tectonics of Mid-Ocean rises // *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. № 4. P.1279-1298.
- Van Andel T.H. Coaliss J.B., Bowen V.T. The intersection between the Mid-Atlantic ridge and the Vema fracture zone in the North Atlantic // *J. Mar. Res.* 1967. V. 25. P.343-351.
- Van Andel T.H. Recent uplift of the Mid-Atlantic ridge south of the Vema fracture zone // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1969. V. 7. P.228-230.
- Van Andel T.H., Von Herzen R.P., Phillips J.D. The Vema fracture zone and the tectonics of transverse shear zones in oceanic crustal plates // *Mar. Geophys. Res.* 1971. V. 1. № . P.261-283.

- Wallrabe-Adams H.-J. Focus on Germany //InterRidge News 1992. V. 1. № 1. P.11
- Weaver B.L. Geochemistry of highly-undersaturated ocean island basalt suites from the South Atlantic ocean: Fernando de Noronha and Trindade islands //Contrib. Miner. Petrol. 1990. V. 105. № 5. P.505-515.
- Weigel W., Goldflam P., Hinz K. The crustal structure of Conception Bank //Mar. Geophys. Res. 1978. V. 3. № 4. P.381-392.
- Weigel W., Wissmann G., Goldflam P. Deep seismic structure (Mauritania and Central Morocco) //Geology Northwest African continental margins. Berlin: Springer Verlag, 1982. P.132-159.
- Weis D. Pb isotopes in Ascension Island rocks: oceanic origin for the gabbroic to granitic plutonic xenoliths //Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62. № 2. P.273-282.
- Wells M.K. Structure and petrology of the Freetown layered basic complex of Sierra Leone. London: H.M. Stat. off., 1962. 98 p.
- Wilson J.T. A New Class of Faults and their bearing on Continental Drift //Nature. 1965. V. 207. № 4995. P.343-347.
- Wilson R.C.L., Williams C.A. Oceanic transform structures and the development of Atlantic continental sedimentary basins - a review //J. Geol. Soc. Lond. 1979. V.136. Pt.3. P.311-320.
- Wissmann G. Stratigraphy and structural features of the continental margin of basin Senegal and Mauritania //Geol. Northwest African continental margins. Berlin: Springer Verlag, 1982. P.160-181.
- Wüst G. Die Grossgliederung des atlantischen Tiefseebodens //Geol. Rdsch. 1939. Bd.30. H. 1/2. S.132-137.
- Yarwood D.R., Doser D.I. Deflection of oceanic transform motion at a continental margin as deduced from waveform inversion of the 1939 Accra, Ghana earthquake //Tectonophysics. 1990. V. 172. № 3/4. P. 535-545.
- Young R., Hill I.A. An estimate of the effective elastic thickness of the Cape Verde rise //J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № B5. P.4854-4866.
- Yunov A. Ju. Structure of the Sierra Leone rise on the Eastern flank of the Equatorial segment and Guinea plateau of the continental margin of West Africa //Equatorial segment of the Mid-Atlantic ridge. IOC Technical Series. № 46. Paris: UNESCO, 1996. P.29-38.
- Zervas C.E., Sempere J.-C., Lin J. Morphology and crustal structure of a small transform faults along the Mid-Atlantic ridge: The Atlantis fracture zone //Mar. Geophys. Res. 1995. V. 17. № 1. P.275-300.
- Zonenschain L.P., Kuzmin M.J., Lisitzin A.P., Bogdanov J.A., Baranov B.V. Tectonics of the Mid-Atlantic rift valley between the TAG and MARK areas (24–26°N): evidence for vertical tectonism //Tectonophysics. 1989. V. 159. № 1. P. 1-23.
-

Научное издание

*Александр Олегович
Мазарович*

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ:
РАЗЛОМЫ, ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СООРУЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ
ОКЕАНСКОГО ДНА**

Труды ГИН, вып. 530

Утверждено к печати
Редколлегией Геологического института РАН

«Научный мир»
119890, Москва, Знаменка, 11/11
Тел./факс (007) (095) 291-28-47.
E-mail: naumir@ben.irex.ru. Internet: http://195.178.196.201/N_M/n_m.htm
Лицензия ИД № 03221 от 10.11.2000.
Гигиеническое заключение
№ 77.99.6.953.П.3619.6.99 от 29.06.99.

Подписано к печати 21.12.2000.
Формат 60w88/8
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Усл. печ. л. 22.
Тираж 500 экз. Заказ 143
Издание отпечатано в типографии
ООО «Галлея-Принт»
Москва, 5-я Кабельная, 2б