

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE



*РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ*

Г.Б. УДИНЦЕВ

**РЕГИОНАЛЬНАЯ
ГЕОМОРФОЛОГИЯ
ДНА ОКЕАНОВ
ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН**

МОСКВА "НАУКА"

1989

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ
ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL
GEOPHYSICAL PROJECTS



*RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS*

G.B. UDINTSEV

REGIONAL
GEOMORPHOLOGY
OF THE OCEAN'S FLOOR
INDIAN OCEAN

Editor
Corresponding-Member of the USSR Academy of Sciences
V.V. BELOUSOV



MOSCOW "NAUKA"

1989



РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

Г.Б. УДИНЦЕВ

РЕГИОНАЛЬНАЯ
ГЕОМОРФОЛОГИЯ
ДНА ОКЕАНОВ
ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
В.В. БЕЛОУСОВ



МОСКВА "НАУКА"

1989



5164

Региональная геоморфология дна океанов: Индийский океан / Г.Б. Удинцев. — М.: Наука, 1989. — 112 с. — ISBN 5-02-001996-8

В рамках международных проектов составления Генеральной батиметрической карты океанов и геолого-геофизических атласов Индийского, Атлантического и Тихого океанов проанализирована и обобщена разнообразная геолого-геофизическая информация о рельефе и строении дна океанов. Важной особенностью этих проектов является представление фактических данных, большей частью не публиковавшихся ранее или труднодоступных широкому кругу исследователей, в наиболее удобной для анализа форме и с минимальным допущением субъективной интерпретации. В предлагаемой книге содержится детальное описание подводного рельефа Индийского океана и изложены сведения о геофизических полях и геологическом строении дна океана. Вопросы происхождения и развития рельефа дна рассмотрены с учетом альтернативных гипотез, отмечены их преимущества и недостатки в приложении к фактическим данным. Книга может служить объяснительной запиской к международному геолого-геофизическому атласу Индийского океана и соответствующим листам международной Генеральной батиметрической карты океанов, обзорный лист которой 5.00 приложен.

Библиогр.: 490 назв.

Рецензенты: *А.В. Ильин, А.Г. Гайнанов*

Редактор *Г.В. Скаткина*

Редактор издательства *А.В. Копп*

ВВЕДЕНИЕ

Рельеф дна Мирового океана служит одной из важнейших характеристик природы океанических областей Земли. В каком бы направлении ни велись исследования океанов, они не могут обходиться без получения сведений о глубинах и рельефе океанского дна. Подводный рельеф влияет на динамику водной толщи и развитие жизни в океане. Особенно же важна роль рельефа дна океана как характеристики его геологического строения. Морфоструктура дна служит отражением его глубинного строения. Вместе с данными о структуре геофизических полей и вещественном составе пород фундамента она входит в основу представлений о тектонике дна океанов. Морфоскульптура дна в сочетании с данными о строении и вещественном составе осадочного чехла позволяет восстанавливать историю развития рельефа и палеогеографию океанических областей. Исследования глубин и рельефа морского и океанского дна всегда были и остаются до наших дней делом большой практической важности.

Современному прогрессу в изучении рельефа дна Мирового океана значительно способствовали обобщения накопленных ранее данных в форме международной Генеральной батиметрической карты океанов (ГЕБКО) масштаба 1:10 000 000 5-го издания, завершеного в 1984 г., и серии международных геолого-геофизических атласов океанов, из которых атлас Индийского океана был издан в 1975., а атласы Атлантического и Тихого океанов готовятся к печати в серии геоморфологических и батиметрических карт советского Атласа океанов [1974, 1977, 1980]. Геоморфологическими по существу и содержащими обобщение обширной геолого-геофизической информации о рельефе дна Мирового океана и его происхождении явились так называемые физиографические карты, составленные Б. Хейзенем и М. Тарп для различных частей Мирового океана и завершаемые картой уже всего мирового океана в целом [Heezen, Tharp, 1977].

Обобщение и анализ сведений о геоморфологии дна Мирового океана предлагаются в виде отдельных выпусков, посвященных региональной геоморфологии важнейших океанов Земли. Основой для этого служат названные выше картографические произведения, являющиеся главным образом результатом крупных международных проектов. Содержащаяся в них информация дополняется результатами новейших исследований, опубликованными в периодической печати и некоторых монографиях. Осуществлению предпринятого автором обобщения способствовало активное участие советских ученых в международных проектах составления Генеральной батиметрической карты океанов и международных геолого-геофизических атласов океанов и глубоководного океанского бурения.

Автор глубоко благодарен всем своим коллегам по этим работам и считает своим долгом выразить признательность за помощь руководителям ряда исследовательских проектов — В.В. Белоусову и Ю.М. Пушаровскому. С чувством особой благодарности он обращается к памяти выдающихся исследователей Мирового океана, чьими советами и помощью он пользовался в течение ряда лет своей работы, — П.Л. Безрукова, В.Г. Богорова, А.П. Виноградова, В.Ф. Канаева, Г.У. Менарда, И.Д. Папанина, Р. Рейтта, Э. Симпсона, Н.М. Страхова, Н.Н. Сысоева, Б.Ч. Хейзена, М. Хилла, М. Юинга.

Обзорный лист ГЕБКО 5.00 приложен и служит иллюстрацией к этой книге.

ИСТОЧНИКИ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПОДВОДНОМ РЕЛЬЕФЕ И СТРОЕНИИ ДНА ОКЕАНОВ

История развития наших представлений о подводном рельефе Земли и строении дна океанов — это прежде всего история методов измерения глубин, геофизических методов проникновения в толщу земных недр под океанами и получения геологических проб вещества, слагающего эти недра. Ход развития человеческих знаний о природе и о Земле соответствует экспоненциальной кривой, то же можно в полной мере отнести и к истории развития наших знаний о дне океанов. За долгие столетия эти знания накапливались необычайно медленно, за первые 80 лет последнего столетия все быстрее и быстрее, а за последние 20 лет неудержимо стремительно. Такие поразительные, лавиной нарастающие темпы количественного накопления данных и принципиальные изменения в качестве получаемых сведений связаны с промышленной революцией прошлого века и с научно-технической революцией наших дней, обеспечившими появление новых технических возможностей для изучения дна океана.

Изучение дна океана начиналось с попыток измерения его глубин. То, что было простым делом на мелководьях — измерение глубины шестом или веревкой с грузом на конце, оказалось невыполнимым в глубоких морях и океанах. О шесте и говорить не приходится, но и почувствовать прикосновение ко дну груза на конце веревки там было невозможно, не говоря уже о том, что без специальных и не существовавших долгое время лебедок или иных устройств для вытравливания и выбирания многокилометровой веревки с грузом на конце такое измерение было делом необычайно трудоемким и не находило своих энтузиастов. Известна попытка Магеллана измерить глубину Тихого океана. Однако почувствовать прикосновение лота — груза на конце веревки длиной в тысячи сажен — спутники Магеллана не смогли и остались при мнении, что океан бездонный.

Существуют сведения, что первый удачный образец механического лота с тяжелым грузом, сбрасывающимся в момент касания дна, что позволяло отметить изменение быстроты сбегания веревки — лот-линия — и таким образом достаточно точно определить глубину по длине вытравленного лот-линия, был придуман Петром Великим ("... и мореплаватель и плотник..."). К тому же лот Петра Великого был снабжен крючьями, захватывающими пробу донных отложений. Это гениальное изобретение было забыто почти на столетие, пока в середине прошлого века оно не возникло вновь в механическом лоте американского гидрографа Брука. Пушечное ядро служило в этом лоте грузом и сбрасывалось при ударе о дно. Вскоре веревка, пеньковый лот-линь, была заменена стальной проволокой, так называемой "рояльной струной", ручная лебедка-кабестан — паровой лебедкой, а затем и электрической. Впрочем, в ряде случаев, как, например, в папанинской экспедиции на Северный полюс, лебедка еще долго оставалась ручной. Измерение глубин стало уже реальным делом даже в океанах, но измерения были точечными, и число их в первые десятилетия применения механических лотов ограничивалось сперва десятками, а затем сотнями.

Говоря о первых энтузиастах измерения океанских глубин, нам, русским, не следует забывать, что еще до знаменитой английской экспедиции на судне

"Челленджер" (1872—1874 гг.), считающейся первой в мире океанографической экспедицией, наш русский моряк-гидрограф К.С. Старицкий проводил по собственной инициативе комплексные, в сущности, океанографические исследования в Охотском море и измерял глубины Индийского и Тихого океанов (1868—1872 гг.) [Старицкий, 1873]. Собранные им геологические и биологические коллекции были переданы в Академию наук. Судьба этих коллекций неизвестна, зато известно, что ученик К.С. Старицкого, кадет корпуса флотских штурманов С.О. Макаров, стал затем не только отважным русским флотоводцем, но и прославленным во всем мире океанографом. Измерения океанских глубин, выполненные К.С. Старицким, вместе с измерениями других, большей частью иностранных, экспедиций были положены в основу одной из первых карт рельефа дна Мирового океана, составленной русским географом Н.Н. Рыкачевым [1881]. А еще несколько лет спустя, когда известный принц-меценат и энтузиаст-океанограф Альберт Монакский I предложил в 1899 г. создать международную Генеральную батиметрическую карту океанов (ГЕБКО) в масштабе 1:10 000 000, одними из первых откликнулись на призыв и вошли в состав руководящего комитета этой карты С.О. Макаров и герой полярных одиссей Ф. Нансен. Первое издание ГЕБКО вышло в свет в 1903 г. В 1904 г. Ф. Нансен опубликовал батиметрическую карту Северного Ледовитого океана и одну из первых работ по геологии дна океана с опытом геоморфологического анализа этой карты [Nansen, 1904].

Успехи физики в первой четверти нашего века, в частности работы П. Ланжевена, привели к созданию первых образцов эхолотов. Акустическое измерение глубины, не требующее остановки судна и потери многих часов на измерение одной лишь точечной глубины с помощью механического лота, совершило революцию в исследованиях глубин океана. Однако до полного решения проблемы было еще далеко. Регистрация звуковых сигналов на слух, выборочно и с большими интервалами, далеко не всегда уверенно и точно, не позволяла сделать измерения достаточно детальными. Впрочем, уже первые опыты эхолотных исследований принесли большой успех: немецкая экспедиция на "Метеоре" (1927—1928 гг.) выявила в общих чертах морфологию Срединно-Атлантического хребта с немислимой до этого детальностью, а голландская экспедиция на "Снеллиусе" (1932—1933 гг.) открыла геологам с помощью эхолота неведомый ранее целый мир подводного рельефа Индонезийских островных дуг, котловин краевых морей и глубоководных океанических желобов.

Обобщение сведений о рельефе дна океанов, собранных в 20—30-е годы, было сделано в серии монографий С. Шотта [Schott, 1935], посвященных океанам Земли, и в монографии "Океаны" [Sverdrup et al., 1942]. Этому же периоду изучения океанов отвечают первые монографии по морской геологии М.В. Кленовой "Геология моря" [1948] и Ф. Шепарда "Геология моря" [1951] и первый "Морской атлас", подготовленный и изданный в нашей стране [1950, 1953].

Вторая мировая война с ее невиданным размахом морских сражений, с жесткой борьбой за морские конвои с подводными лодками вызвала чрезвычайное напряжение усилий по развитию гидроакустической техники. Появились весьма совершенные модели эхолотов-самописцев с неограниченным диапазоном измерения глубин, гидролокаторы бокового обзора и многие другие геофизические приборы (например, сейсмоакустические радиобуи), первоначально предназначенные для борьбы с подводными лодками, а потом успешно примененные для морских геофизических исследований. Уже в ходе войны применение эхолотов привело к открытию плосковершинных гор Тихого океана, сопровождалось измерением новых огромных глубин в глубоководных желобах. Организованные в послевоенные годы океанографические экспедиции практически все были оснащены глубоководными эхолотами-самописцами, обеспечивающими возможность чрезвычайно быстрого и детального изучения рельефа дна по всему пути следования исследовательских судов. Накопление материала таких исследований в

форме эхолотных профилей толкнуло ученых на поиски иных, чем ранее, методов составления карт рельефа дна морей и океанов.

Точечные измерения механическими лотами и прежними эхолотами без непрерывной регистрации измеряемых глубин находили отражение на картах соответственно в виде точек со значениями глубин. Обобщение таких точечных данных в рисунке изобат — линий равных глубин — логически осуществлялось путем линейной интерполяции, метода объективного, но вместе с тем и формального. Детальные профили дна представляли возможность интерполяции и экстраполяции представлений о морфологии дна и характерных глубин, свойственных важнейшим элементам рельефа, выявляемым на профилях, от профиля к профилю и в стороны от них. Дополнительная геофизическая и геологическая информация позволяла судить о происхождении форм подводного рельефа, о закономерностях их пространственных очертаний и распределения на дне океана. Таким образом, появился новый метод составления батиметрических карт, уже не формальный, но основанный на геоморфологическом анализе эхолотных профилей и всего комплекса геолого-географических данных. Он возник одновременно в разных странах и был применен к составлению батиметрических карт как ограниченных регионов относительно детальных исследований, так и охватывающих целые океаны.

В нашей стране такой метод, условно названный методом геоморфологической интерполяции, был разработан в Институте океанологии АН СССР группой, возглавлявшейся автором этих строк [Удинцев, 1957, 1972]. С помощью этого метода были составлены и опубликованы нами в 50-х годах карты рельефа дна дальневосточных морей и некоторых областей, а затем и всего Тихого океана. За рубежом аналогичным методом составлялись карты рельефа дна Тихого океана в Скриппсовском океанографическом институте (США) Ф. Шепардом, Р. Дитцем, Г. Менардом и Р. Фишером, областей Атлантического океана — в Ламонтской геологической обсерватории (США) М. Юингом, Б. Хейзенем и М. Гарп, а в Национальном институте океанских исследований Англии — А. Лаутоном.

Развитию представлений о рельефе океанского дна и его картированию новым методом чрезвычайно способствовало небывало широкий размах исследований подводного рельефа в связи с проведением Международного геофизического года 1957—1960 гг. и последовавших за ним других крупных международных проектов — Международной Индоокеанской экспедиции (1960—1965 гг.), Международного проекта верхней мантии Земли (1960—1970 гг.), Международной декады исследования океанов (1970—1980 гг.). Все экспедиции этого периода были не только оснащены эхолотами-самописцами, но и снабжены прецизионными самописцами глубин, существенно расширившими возможности детального изучения подводного рельефа [Удинцев, Агапова, 1964]. Важным новшеством явилось внедрение в практику океанографических работ метода полигонных исследований. В нашей стране этот метод был разработан и использован в 36-м рейсе "Витязя" (1964 г.) в связи с началом серии экспедиций по проблеме рифтовых зон Мирового океана, по программе Международного проекта верхней мантии Земли [Исследования, 1972, 1974]. В развитии исследований дна океанов в 60-х годах можно назвать революционным метод спутниковой навигации, на порядок и более увеличивший точность определения места исследовательских судов в открытом океане (± 50 м вместо ± 2000 — 2500 м).

Обобщение данных этого периода о рельефе дна морей и океанов осуществлялось путем составления многих весьма детальных батиметрических карт. Благодаря применению нового метода геоморфологической интерполяции сведения о рельефе дна стало возможным помещать на батиметрических картах в виде, наиболее удобном для геологического и геофизического анализа. Следует упомянуть составленные и опубликованные после проведения Международного

геофизического года карты Тихого океана [Удинцев и др., 1963; Менард, 1966; Chase et al., 1970; Mammerrickx et al., 1974], отдельных регионов Тихого океана [Krause, 1967 a,b; Brodie, 1964], Северной Атлантики [Roberts et al., 1977; Laughton et al., 1982; Hunter et al., 1983], Северного Ледовитого океана [Рассохо и др., 1967; Heezen, Tharp, 1975], отдельных областей Баренцева моря и Северной Атлантики [Матишов, 1984], всего Атлантического океана [Затонский, 1965; Ильин, 1976], Индийского океана [Канаев, 1965]. Были подготовлены и обобщающие карты рельефа дна всего Мирового океана [Океанология. Геофизика океана, 1979], Атлас океанов [1974, 1977]. Описания рельефа дна океанов по этим и другим, неупоминаемым здесь картам легли в основу ряда обобщающих монографий [Удинцев, 1972; Ильин, 1976; Кленова, Лавров, 1975; Канаев, 1979; Рельеф Земли, 1967; Зенкович, 1962; Панов, 1963].

В результате проведенных в послевоенные годы морских исследований и составления новых карт рельефа дна океанов возникли совершенно новые представления о подводном лике нашей планеты. Все многообразие и сложность строения ее подводного мира были поняты тогда впервые. Совершилось как бы второе открытие Земли. Не говоря уже о множестве географических открытий конкретных объектов — подводных гор, горных хребтов и возвышенностей, зон разломов, желобов, измерений минимальных глубин над вершинами поднятий и максимальных глубин желобов и всего Мирового океана в целом, именно общая картина подводного лика Земли стала ясна геологам во всем ее необычайном своеобразии и заставила задуматься о соотношениях ролей и взаимосвязях континентов и океанов в глобальном тектоническом развитии планеты.

Наряду с успешным развитием методики составления батиметрических карт примерно в эти же годы возник еще один метод чрезвычайно важного для целей геоморфологического и геологического анализа изображения результатов эхолотных исследований океанского дна — метод составления так называемых физиографических карт. Как известно, батиметрический метод основан на применении линий равных глубин с определенным сечением, более или менее постоянным для получения правильного зрительного восприятия относительных размеров форм подводного рельефа. Использование дополнительных изобат с промежуточным, меньшим сечением помогает отразить важные черты рельефа, но далеко не все его детали. Между тем выявляемое с помощью эхолотов-самописцев многообразие форм рельефа дна, его необычайная сложность и широкий диапазон размеров форм, глубины характерных элементов рельефа — все это неизбежно выпадает из диапазона глубин, отражаемых изобатами. Многие формы рельефа и их элементы оказываются за пределами возможностей изображения батиметрическим методом.

Специальные геоморфологические карты во многом менее выразительны, хотя и могут представлять необходимую информацию об истинных очертаниях форм и положении элементов рельефа. Физиографический метод основан на штриховом полуперспективном изображении форм рельефа и дает как бы объемную картину подводного лика Земли, с которого снят водный покров. Американские ученые Б. Хейзен и М. Гарп [Хизен и др., 1962; Heezen, Tharp, 1958, 1961, 1965 a,b, 1966, 1977] опубликовали в 50—60-е годы такие карты для всех океанов в отдельности и всего Мирового океана в целом. Они сыграли огромную роль в популяризации новых достижений в изучении дна океанов. Однако составление таких карт вносило в изображение подводного рельефа много условностей, они не были достаточно объективными и оставались в значительной мере делом искусства художника, а не точным изображением фактических данных. Поэтому основным путем в обобщении фактических данных о рельефе дна морей и океанов оставались все же батиметрические карты.

Следует заметить, что, несмотря на большой прогресс в составлении карт отдельных областей океанов и океанов в целом, достигнутый в ряде стран

отдельными группами исследователей, результаты работ в рамках национальных программ все же неизбежно страдали определенными недостатками. Мировой океан столь велик, что не может быть исследован с необходимой детальностью не только одной какой-либо группой ученых, но и в рамках национальной программы одной страны. При выполнении исследований в рамках таких программ очень трудно избежать ограниченного использования фактических данных, публикуемых далеко не полностью, субъективности в картографической интерпретации исходных материалов. Поэтому особую важность приобретают при изучении океанов — и рельефа океанского дна в частности — международные проекты, программы составления международных карт и атласов, при подготовке которых можно добиться оптимального использования фактических данных из разных стран и достигнуть наиболее объективного отображения данных путем согласованных действий интернационального коллектива ученых.

Одним из таких международных проектов является проект создания Генеральной батиметрической карты океанов в масштабе 1:10 000 000. После того как в 1902 г. было опубликовано 1-е издание ГЕБКО, Международное гидрографическое бюро (МГБ) в Монако предпринимало по мере накопления новых данных дальнейшие издания этой карты. В 1912—1930 гг. появилось 2-е издание, в 1932—1936 гг. — 3-е издание. Уже в годы после окончания второй мировой войны была начата подготовка 4-го издания. Однако выход из печати в 1958—1961 гг. уже первых двух листов (полный комплект карты состоит из 18 листов) вызвал резкую критику научной общественности, поскольку карта продолжала составляться традиционным методом линейной интерполяции, дающим не только недостаточно полное отражение ставших доступными благодаря применению эхолотов-самописцев сведений о морфологии дна, но и в ряде случаев грубо ошибочное изображение форм подводного рельефа. Формальное проведение изобат методом линейной интерполяции вело к искажению закономерностей морфологии дна, обусловленных его геологическим строением.

Ученые стран, работающие в области геологии океанов, выступили с предложением в принципе изменить методику составления ГЕБКО, взяв за основу геоморфологический подход к анализу эхолотных профилей и передаче их в рисунке изобат. В 1965 г. при Межправительственной океанографической комиссии (МОК) ЮНЕСКО и Международной гидрографической организации (МГО) был создан новый Руководящий комитет ГЕБКО, в который вошли геологи, геофизики и геоморфологи, обладающие большим опытом океанских исследований и составления батиметрических карт. Было начато составление 5-го издания ГЕБКО, и в течение 1966—1984 гг. Гидрографической службы Канады были составлены и опубликованы 18 листов этой карты, из них 16 листов — в проекции Меркатора для областей от экватора до 72° северной и южной широт и 2 листа — в полярной проекции для арктической и антарктической областей Земли в пределах параллелей 64° северной и южной широт [ГЕВСО, 1984]. Рельеф дна на этой карте представлен изобатами с сечением 500 м и дополнительными изобатами с сечением 100 и 200 м в тех случаях, когда важные элементы и формы подводного рельефа оказывались в промежутке между основными 500-метровыми изобатами. В настоящее время публикация 5-го издания ГЕБКО завершена. Основные 18 листов опубликованы в 1973—1984 гг. В дополнение к карте масштаба 1:10 000 000 на ее основе Гидрографическая служба Канады опубликовала в 1985 г. обзорную карту рельефа дна Мирового океана масштаба 1:37 000 000. Изображение рельефа дна изобатами дополнено послышной раскраской, что сделало карту более выразительной.

Важной особенностью ГЕБКО является показ обеспеченности фактическим материалом, что позволяет оценивать достоверность изображения рельефа дна изобатами. Новое, 5-е издание ГЕБКО несомненно является наиболее совершенным и самым полным обобщением современных данных по рельефу дна

Мирового океана. Несмотря на относительно мелкий масштаб карты, насыщенность ее фактическими данными столь велика, что изображение подводного рельефа может быть увеличено без существенной потери детальности до масштаба 1:5 000 000, а во многих районах даже до масштаба 1:2 000 000. Это и понятно, так как составление авторских оригиналов карты велось в масштабе 1:1 000 000 и изображение рельефа дна подвергалось затем уменьшению до масштаба публикации (1:10 000 000) лишь с незначительной долей требуемой генерализации.

К числу неизбежных для любого большого картографического произведения слабых мест должны быть отнесены присущие ГЕБКО следующие недостатки. Составление листов ГЕБКО велось большим коллективом авторов из 22 стран. При этом, несмотря на весьма активную работу руководящего комитета, т.е. редколлегии, неизбежные трудности международного обмена и корреспонденции, связанные с недостаточно быстрой работой почты, не позволили в некоторых случаях учесть необходимые редакционные замечания. Листы составлялись и публиковались эшелонированно по мере подготовки в течении почти 10 лет. В результате часть листов подготовлена по более современным данным, чем смежные с ними, и не вполне согласуется на стыках с соседними листами. В одном-двух листах проявилась чрезмерная субъективность интерпретации данных в рисовке изобат. Изученность дна океана ко времени составления карты оставалась весьма неравномерной. Наряду с исследованными до высокой степени детальности районами, как, например, вся Северная Атлантика, на карте можно видеть районы, например в Антарктике, для которых вообще отсутствуют сведения о глубинах океанов. Неодинаковой была точность определения места глубин: наряду с традиционными определениями места по счислению (компасная навигация) и астрономическими методами данные уже многих экспедиций последнего десятилетия были обеспечены высокоточными определениями места методами радионавигации и спутниковой навигации.

Однако все эти в общем незначительные недостатки карты не снижают ее основного достоинства: она является наиболее современным, наиболее полным, наиболее объективным и наиболее геологичным по методике составления картографическим обобщением современных знаний о рельефе дна морей и океанов. Именно поэтому в данный момент представляется правильным давать описание подводного рельефа Земли в соответствии с этой картой. Поэтому основным графическим приложением к этой книге служит черно-белая копия листа 5.00 ГЕБКО масштаба 1:35 000 000.

Будучи построенной с учетом геологических данных, ГЕБКО вместе с тем дает наибольшие возможности для геологической интерпретации данных о рельефе дна как сама по себе, так и в сочетании с результатами геофизических и геологических исследований океанических областей Земли. Само представление о возможности дать геоморфологическую и геологическую интерпретацию данных о рельефе дна морей и океанов возникло достаточно давно. Хотелось бы напомнить о высказываниях К.С. Старицкого о выраженных в рельефе дна подводных продолжениях структур суши Сахалина [Старицкий, 1873], о развитых Ф. Нансеном идеях о существовании на дне Баренцева моря реликтовых речных долин, сохранившихся в рельефе дна этого моря после затопления древней суши [Nansen, 1904]. Анализ рельефа дна континентального склона и сопоставление морфологии обнаруженных там подводных каньонов с морфологией речных долин суши, проведенные А. Вичи и П. Смитом [Veatch, Smith, 1939], вызвали появление множества гипотез о происхождении как подводных каньонов, так и континентальных склонов в целом, положив начало большому направлению в морской геоморфологии. При изучении материковых шельфов предметом анализа явились морфологические признаки реликтовых береговых линий, форм древнего субазрального рельефа, поверхностей выравнивания [Зенкович, 1938; Панов, 1939; Кленова, 1948]. Перспективность изучения рельефа дна

океанов для понимания их тектоники наиболее четко сформулировал В.В. Белоусов [1948], назвав это направление тектонических исследований батиметрическим методом. Эффективность использования сведений о рельефе дна океана в тектонических исследованиях была продемонстрирована на примере Индонезийских островных дуг [Островные дуги, 1952]. Открытие в осевых частях срединно-океанических хребтов рифтовых ущелий и доказательство единства мировой системы океанических рифтов М. Юингом и Б. Хейзенем [Ewing, Heezen, 1960] послужили одним из первых толчков к радикальному пересмотру представлений о тектоническом развитии океанических областей Земли и его роли в общей глобальной тектонике нашей планеты.

В минувшем десятилетии появление новой техники для акустического исследования рельефа дна предоставило новые возможности познания его важных генетических особенностей. Многолучевое эхолотирование, при котором осуществляется картографирование полосы дна шириной около 70% от глубины океана [Renard, Allenou, 1979], позволило открыть внедряющиеся рифты, эшелонированное расположение рифтовых ущелий в осевых частях срединно-океанических хребтов, ветвистость поперечных (трансформных) разломов, наложенность их в ряде мест на рифтогенные структуры [MacDonald, 1983; Sempere, MacDonald, 1987; Удинцев и др., 1987]. Звуковым локатором бокового обзора "Глория" удалось выявлять не только сложную картину разломов и других крупных форм тектонического рельефа, но и мелкие детали морфоскульптурного рельефа, характеризующие процессы экзогенного развития поверхности дна [Laughton, 1981]. Так, было открыто неизвестное ранее меандрирование русел суспензионных потоков — явление, которое трудно было даже предположить ранее [Damuth et al., 1983, 1985].

Использование спутниковой альтиметрии дало возможность равномерного покрытия съемкой всего Мирового океана и картографирования топографии водной поверхности, существенно отличающейся от идеального эллипсоида вращения, каким представлялся ранее геоид. Оказалось, что топография водной поверхности океана отражает особенности распределения масс в земной коре и основных черт подводного рельефа [Нахбу, 1983]. При этом было обнаружено множество неизвестных ранее подводных гор, прослежены замаскированные осадочным чехлом и неизвестные ранее зоны разломов. Особенно эффективными оказались данные спутниковой альтиметрии для познания рельефа дна антарктических областей Мирового океана, где тяжелые погодные условия не благоприятствуют проведению работ исследовательскими судами.

Работы по геоморфологической и тектонической интерпретации данных о рельефе дна океанов не могли развиваться достаточно плодотворно без внедрения в практику океанографических исследований геофизических и геологических методов изучения земной коры под океаном, позволяющих проникнуть под поверхность дна в толщу осадочного чехла и консолидированного фундамента и понять историю геологического развития океанических областей Земли. Еще недавно вопрос о применении для исследований дна океанов геофизических методов и о возможности глубоководного бурения казался весьма проблематичным, а решение его — делом далекого будущего. Условия применения этих методов и осуществления бурения в условиях морского волнения и течений, вызывающих качку и дрейф исследовательских судов вместе с находящейся на них аппаратурой и создающих сильный фон шумов всякого рода, были слишком отличающимися от условий ведения геофизических работ и бурения на суше. И все же то, что казалось нереальным, было осуществлено, и притом в весьма короткие сроки.

Интересно, что первый морской геофизический инструмент — маятниковый прибор для измерений силы тяжести — был разработан голландским геофизиком Ф. Венинг-Мейнесом первоначально для работы на суше в условиях зыбкой

болотистой почвы Нидерландов [Vening-Meinesz, 1934]. Мысль о сходстве условий при измерениях силы тяжести на такой зыбкой почве и на качающейся палубе исследовательского судна привела к внедрению маятникового прибора в практику гравиметрических исследований в океанах. В дальнейшем на смену маятниковому прибору пришли высокоточные морские гравиметры и исследования силы тяжести, позволяющие изучать распределение масс вещества под дном океанов, стали неотъемлемой частью комплекса морских геолого-геофизических исследований [Worzel, Harrison, 1963; Talwani, 1970]. В развитии гравиметрических исследований в океанах в нашей стране большой вклад был сделан группами ученых, возглавляемыми В.В. Федынским и Ю.Д. Буланже [Коган, 1979]. Важным результатом таких исследований явились, в частности, представления о различной степени изостатической уравновешенности структур океанского дна, о неравномерности распределения масс вещества в океанической литосфере, о существовании масс аномально низкой плотности под котловинами краевых морей переходной зоны и в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов [Гайнанов, Корякин, 1979].

О глубинных процессах развития Земли чрезвычайно интересную информацию представляют геотермические исследования. Применение геотермического зондирования в океане показало исключительную эффективность этого метода, оказавшегося там даже более эффективным по производительности наблюдений, чем на суше [Langseth, Herzen, 1970]. В результате уже самых первых опытов были установлены два весьма важных явления: общее равенство значений тепловых потоков на дне океанов и на континентах и аномально высокие тепловые потоки в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов [Bullard et al., 1956]. Геотермические исследования также стали неотъемлемой частью комплекса геолого-геофизических исследований в океанах [Любимова, Удинцев, 1965], а открытие высоких тепловых потоков в рифтовых зонах способствовало появлению идеи о расширении дна океанов, предложенной в 1961 г. параллельно Г. Хессом и Р. Дитцем [Hess, 1962; Dietz, 1961].

Акустические измерения глубин с помощью эхолотов были первыми геофизическими измерениями в развившемся затем очень широко комплексе океанских геофизических исследований. От этих акустических измерений естественным оказался следующий шаг к морским сейсмоакустическим исследованиям. Немало способствовало этому развитие морской акустики в годы второй мировой войны. Метод глубинного сейсмического зондирования преломленными волнами (ГСЗ) с использованием взрывных источников звука низких частот был создан для морских работ в двух вариантах: с приемом преломленных волн гидрофонами исследовательского судна [Ewing J., Ewing M., 1959] и с приемом этих волн автономными сейсмоакустическими радиобуями [The sea, 1963; Raitt, 1956]. В дальнейшем появились различные модификации этого метода, различающиеся как способами возбуждения взрывов, так и способами регистрации преломленных волн [Ludwig et al., 1970]. В нашей стране этот метод впервые был успешно применен в Японском и Охотском морях [Андреева, Удинцев, 1958; Строеие..., 1964], а затем получил широкое внедрение в практику океанских экспедиций [Непрочнов, 1979].

Важнейшим результатом глубинного сейсмического зондирования в океанах, оказавшим огромное влияние на весь ход дальнейшего развития представлений о глобальной тектонике Земли, было установление резкого различия по динамическим параметрам континентального и океанического типов земной коры. Раздел Мохоровичича под континентами располагается на глубинах 30—50 км, тогда как в океанах — на глубинах всего лишь 6—12 км. Под континентами в составе земной коры широко развит слой со скоростями сейсмических волн около 5,7 км/с, условно — о чем часто забывают геологи — называемый гранитным или гранитно-метаморфическим. Его подстилает слой коры со скоростями

сейсмических волн около 6,7 км/с, столь же условно называемый базальтовым. В океанах гранитный слой отсутствует, на его месте лежит так называемый второй слой со скоростями сейсмических волн около 5,2—6,2 км/с. В соответствии с этим сформировалось представление о различии типа и мощностей коры океанов и континентов: о мощной сиалической коре континентов и тонкой симатической коре океанов [Непрочнов и др., 1979].

Еще более естественным, чем переход к глубинному сейсмическому зондированию преломленными волнами, оказался переход от акустического измерения глубин к сейсмическому профилированию осадочной толщи океанского дна отраженными волнами, получившему название непрерывного сейсмического профилирования (НСП) и внедренному в практику океанских работ в начале 60-х годов [Ewing J., Ewing M., 1970]. В сущности, это то же эхолотирование, но на низких частотах, благодаря чему звуковые сигналы проникают в толщу донных осадков и отчасти даже в верхние горизонты консолидированного акустического фундамента, от которого отражается основная часть энергии звукового сигнала. Первоначально НСП выполнялось с применением взрывных источников звука, но уже скоро взрывы были заменены различными невзрывными источниками сигналов — пневмопушками и искровыми разрядниками, обеспечивающими высокую повторяемость посылки и детальность исследования.

Применение НСП уже в первые годы позволило выявить крайнюю неравномерность распределения осадочного чехла на дне океана, связь этого распределения как с тектоникой дна, так и с динамикой океанских вод и их продуктивностью, отражение в структуре осадочного чехла геологической истории океана, выявление множества обнажений на дне океана как древних осадочных толщ, так и магматических пород фундамента. Поразительной оказалась незначительная мощность осадочного чехла в Мировом океане, неожиданная по сравнению с ожидавшейся на основе представлений о сносе осадочного материала с континента и свидетельствующая как о малом поступлении такого материала в открытый океан, так и о малой продолжительности его накопления, т.е. о молодости акустического фундамента океанического ложа. В нашей стране в развитии методов НСП большие заслуги принадлежат А.Ф. Бересневу, Л.М. Мерклину, В.А. Калинину и Н.А. Калинину [Мерклин и др., 1979]. Дальнейшим развитием этого метода явилось увеличение его глубинности с применением многоканальных приемных систем [Коган и др., 1977; Коган, 1979], а в особенности двух судов, следующих по маршруту на фиксируемом расстоянии друг от друга [Mutter, 1986; Mutter, Mountain, 1984; Mutter, 1985].

Опыты внедрения в практику изучения океанов магнитометрических исследований делались уже давно, но первоначально ограничивались возможностью исследований на немагнитных судах, таких, как "Карнеги" (США) и "Заря" (СССР). Это не позволило подойти к охвату ими сколько-нибудь значительных пространств океанической Земли и добиться детальности исследований. Существенный сдвиг был достигнут с началом применения буксируемых магнитометров, выведенных за пределы собственного магнитного поля обычных исследовательских судов с их стальными корпусами [Heirtzler, 1979; Вакье, 1976]. Одним из первых важных открытий, сделанных с помощью буксируемых протонных магнитометров, было обнаружение линейных аномалий магнитного поля океанов и корреляция этих аномалий на значительных пространствах, нарушаемых смещениями лишь вдоль зон разломов [Raff, Mason, 1961]. Это послужило основанием для представлений о жесткости литосферных плит океанического ложа. Проведенная затем корреляция линейных аномалий магнитного поля с океаническими рифтовыми системами привела Ф. Вайна и Д. Мэтьюза [Vine, Matthews, 1963] к гипотезе, связывающей происхождение таких аномалий с новообразованием полос базальтовой коры океанов в зияющих рифтовых трещинах между краями раздвигающихся литосферных плит. По этой гипотезе, намагничивание

базальтовых полос в условиях инверсий полярности магнитного поля Земли — причина образования полосовых аномалий, которым придается хронологическое значение, совпавшее в общих чертах с возрастом базальных осадков на дне океана и возрастом базальтов акустического фундамента по данным глубоководного бурения. Гипотеза Ф. Вайна и Д. Мэтьюза явилась ядром сформированной в 1964—1970 гг. концепции тектоники литосферных плит, быстро завоевавшей большую популярность сначала за рубежом, а потом и в нашей стране [Океанология. Геофизика океана, 1979; Ле Пишон и др., 1977].

Развитие сети телесейсмических станций, устанавливаемых по периферии океанов и на океанических островах, сделало возможным изучение сейсмической активности открытых частей океанов. Благодаря этому в 60-х годах впервые появились представления о высокой сейсмической активности рифтовых зон — второй активной области океанов после известной ранее сейсмически активной области островных дуг и подобных им окраин Тихого океана, известных как сейсмически и вулканически активное Тихоокеанское огненное кольцо [Barazangi, Dogman, 1969]. Для детальных исследований сейсмичности рифтовых зон и пересекающих их трансформных разломов чрезвычайно эффективными оказались автономные донные сейсмические станции, разработанные в нашей стране Л.Н. Рыкуновым [Рыкунов и др., 1979].

В течение последних 15—20 лет в практику океанских исследований в дополнение к эхолотным исследованиям рельефа дна был внедрен полный комплекс геофизических работ. Это позволило дополнять получаемые профили дна разрезами осадочного чехла и профилями поверхности акустического фундамента, сейсмическими разрезами земной коры вплоть до кровли верхней мантии, сведениями о структуре аномальных магнитного и гравитационного полей, данными о тепловом потоке из недр Земли, картиной сейсмической активности океанических пространств. До сих пор остаются трудновыполнимыми измерения придонных течений, важные для суждения о роли экзогенных процессов развития подводного рельефа. В известной мере это было компенсировано широким применением автономных фотокамер для фотографирования поверхности дна и существующих на ней микроформ, характеризующих динамику придонных вод [Зенкевич, 1979]. Реальность воздействия на поверхность дна глубинных течений была таким образом доказана. Обширные данные по этому вопросу обобщены Б. Хейзенем и Ч. Холлистером в монографии "Лик глубин" [Heezen, Hollister, 1971]. Дальнейшим развитием изучения микрорельефа дна океана явились исследования с помощью упомянутых выше локаторов бокового обзора, буксируемых близ дна или у поверхности океана с возможностью изучения весьма широкой полосы дна, как это осуществляется, например, с помощью английского локатора "Глория" [Laughton, 1981]. Еще более успешными могут быть исследования придонных условий и влияния их на развитие рельефа дна с помощью погружаемых обитаемых аппаратов, получивших в последнее десятилетие достаточно широкое применение.

Геологическое изучение дна океанов на основе сбора проб донных осадков и коренных пород консолидированного фундамента играет в наши дни огромную роль в общем комплексе исследований океанского дна. Однако геологические работы в морях и океанах долгое время ограничивались лишь изучением поверхностного слоя осадков на глубине нескольких метров из-за несовершенства методов отбора образцов. Исследования поверхностных донных осадков в нашей стране были начаты еще в 20-годах М.В. Кленовой [1948]. Крупнейший вклад в создание теории морского и океанического осадконакопления был сделан Н.М. Страховым [1976, 1978, 1983], сформулировавшим основные представления о закономерностях океанического седиментогенеза. В развитии исследований донных осадков Мирового океана, в создании их классификации на современной основе и в составлении карт типов донных осадков Мирового океана в нашей

стране наибольшая заслуга принадлежит группе морских геологов Института океанологии АН СССР, многие годы возглавлявшейся П.Л. Безруковым и развивавшей идеи Н.М. Страхова. Одним из принципиально важных направлений в изучении донных осадков океанов, развивавшихся П.Л. Безруковым, были исследования зональности [Океанология. Геология океанов, 1980]. Идея климатической зональности, высказанная на самых первых этапах изучения океанического осадконакопления Дж. Мерреем и А. Ренаром [Murray, Renard, 1891], была существенно развита в работах Института океанологии АН СССР и дополнена представлениями о циркумконтинентальной и глубинной зональностях. На основе обширных фактических данных составлены детальные карты типов донных осадков и важнейших компонентов их вещественного состава для трех важнейших океанов — Тихого, Атлантического и Индийского [Геологическая карта..., 1973]. Обобщением систематических исследований донных осадков Тихого океана являются карты геологическая и минеральных ресурсов, входящие в комплекс карт по проекту "Циркум-Пацифик", предпринятому Ассоциацией геологов-нефтяников США [Reinemund et al., 1982].

До некоторого момента геологические исследования в океанах ограничивались, как уже было сказано, исследованием лишь поверхностного слоя осадков. Коренные породы фундамента, на котором залегают донные осадки, ускользали от внимания. Грубообломочный материал, получавшийся в дочерпательных пробах и при биологических тралениях, рассматривался преимущественно как аллохтонный осадочный материал ледового разноса. Лишь после того, как фотографирование дна океана и непрерывное сейсмическое профилирование дали свидетельства широкого распространения на дне обнажений слоев древних осадков и коренных пород консолидированного фундамента, стало практиковать активное драгирование образцов коренных пород дна с таких обнажений [Удинцев, Чернышева, 1965; Ewing J., Ewing M., 1970]. Благодаря этому были получены сведения о древнейших осадках Мирового океана, относящихся к верхам юрского времени, о базальтовом характере магматизма рифтовых зон, о выходах ультраосновных пород мантийного происхождения в зонах трансформных разломов и в глубоководных желобах, на склонах, в ступенчатых сбросах, о возможности составить представление о характерном составе пород и последовательности их залегания в разрезе верхней толщи коры океанического типа [Исследования..., 1972, 1974].

Однако самый существенный перелом в геологических исследованиях океанического дна произошел, несомненно, с началом глубоководного бурения. В 1968 г. были начаты работы по Проекту глубоководного бурения (США) на б/с "Гломар Челленджер". С первых же рейсов б/с "Гломар Челленджер" стало ясно, что глубоководное океанское бурение оказывается важнейшей частью научно-технической революции в науках о Земле. Оно привлекло внимание всей мировой научной общественности и очень скоро стало практически международным благодаря участию в нем специалистов из многих стран, а затем и организационно переросло из национального проекта США в так называемую международную фазу океанского бурения, в которой принимали участие и советские ученые. Уже в самом начале работ было сделано важное в научном и практическом отношении открытие нефтеносности глубоководных частей океана в Мексиканском заливе, а затем выявлено наличие признаков нефти и газа, в частности весьма своеобразной флюидной формы газопроявлений — так называемых газ-гидратов, во многих частях океанической Земли.

С достижением скважинами поверхности акустического фундамента было установлено широкое развитие в океанических областях базальтовых покровов, почти повсеместно слагающих акустический фундамент. Возраст осадочного чехла над этими базальтовыми полями океанического ложа оказался современным или очень молодым в осевых частях рифтовых систем океанов и возраста-

5164

ющим до мелового и юрского к периферии океанов. Это открытие дало сильнейший толчок к дальнейшей разработке концепции тектоники литосферных плит, позволив видеть в океанических рифтах зону активного новообразования земной коры и предполагать рифтогенную природу ложа океанов в целом. Сведения о неоднородной, слоистой структуре базальтового фундамента и о наличии в его составе осадочных пород заставили вместе с тем отказаться от упрощенных представлений о существовании рифтового процесса и искать объяснений, выходящих за рамки первоначальной модели этого процесса. Были найдены доказательства значительных по своей амплитуде и захватываемым площадям вертикальных движений земной коры и существования в глубоком океане погружившихся блоков коры континентального типа. Была впервые составлена биостратиграфическая шкала океанов для сопоставления с биостратиграфическими шкалами континентов. Все эти и многие другие результаты глубоководного бурения, перечисление которых выходит за рамки вопроса о рельефе дна океанов, имеют огромное значение для развития геологической теории и практики, в частности для понимания развития структуры дна океанов.

В то время, как пишутся эти строки, бурением охвачены практически все области Мирового океана, за исключением Центральной Арктики. Проведено 96 рейсов б/с "Гломар Челленджер", и пробурено 624 скважины. Наибольшая глубина проникновения скважины в толщу океанского дна 1741 м (скв. 398 47-го рейса, Атлантический океан), а максимальное проникновение в базальтовый фундамент 623 м (скв. 448А 59-го рейса, Тихий океан). Опубликованные отчеты о работах по Проекту глубоководного бурения составляют уже огромную серию из 96 томов, и на их основе создан ряд обобщающих работ [Heirtzler et al., 1977; Океанология. Геология океанов, 1980; Рудич, 1983, 1984; Пронин, 1977].

Однако технические возможности метода глубоководного бурения в минувшие годы далеко не всегда позволяли проникать даже в наиболее глубокие из выявляемых непрерывным сейсмическим профилированием горизонты осадочного чехла, не говоря уже о глубоких горизонтах магматического фундамента. Поэтому возможности взятия образцов из обнажений таких глубоких горизонтов с помощью драг не утратили своего значения и в ряде случаев продолжают играть важную роль, существенно дополняя результаты глубоководного бурения. В настоящее время, начиная с 1986 г., развернуты работы по международной Программе океанского бурения, основанной на использовании более совершенного б/с "ДЖОЙДЕС Резольюшен". Оборудование этого судна позволяет проникать в недра океанского дна на значительную большую глубину.

Чрезвычайно важным шагом в развитии геофизического и геологического изучения дна океана явилась разработка и внедрение в практику морских работ упоминавшегося выше метода полигонных исследований. В развитии морских геологических работ можно выделить два периода: первый характеризовался лишь точечным исследованием, второй — исследованием по профилям. Профильные исследования стали возможны благодаря появлению методов, позволяющих вести исследования либо непрерывно по пути судна, либо достаточно быстро на большом количестве точек при частых остановках судна. Но переход к площадным исследованиям, в результате которых можно было бы получить трехмерную пространственную характеристику строения дна как геофизическими, так и геологическими методами, долгое время представлялся трудным, да и необходимость этого не всегда и не всем исследователям была понятной, так как долгое время широко распространенным было представление о монотонности, однообразии геологических условий на дне океана. Опыт эхолотного изучения подводного рельефа, фотографирования, геофизических исследований, в особенности непрерывного сейсмического профилирования дна океана, опроверг прежние представления.

Необходимость площадных исследований, хотя бы на ограниченных участках

дна океана, поскольку пространства Мирового океана огромны и еще не скоро смогут быть исследованы с равномерной плотностью, стала очевидной. С этой целью в ряде стран разрабатывались практически одновременно приемы полигонных исследований, главной трудностью в осуществлении которых было точное определение места судна. Традиционные методы навигации (счисление, астро-навигация) не обеспечивали в открытом океане необходимой точности определения места при работе по густой сети галсов на полигонах. Выход был найден первоначально в привязке к заякоренным буям, затем в применении спутниковой навигации и, наконец, в привязке к донным акустическим маякам. В нашей стране в течение ряда рейсов исследовательского судна "Витязь" в 1957—1964 гг. отработывалась методика полигонных геолого-геофизических работ с привязкой к заякоренным буям, с полным эффектом широко примененная впервые в 36-м рейсе "Витязя" в Индийском океане и после этого прочно вошедшая в практику работ многих экспедиций [Исследования..., 1972, 1974]. В связи с участием нашей страны в Международной фазе Проекта глубоководного бурения и необходимостью полигонных исследований районов предстоящего бурения в 1973 г. в 15-м рейсе исследовательского судна "Академик Курчатов" впервые была внедрена методика спутниковой навигации, в дальнейшем получившая широкое применение практически на всех судах советского исследовательского флота. Полигонные исследования позволили эффективно изучать геологическое строение дна океана во всей сложности его геологической неоднородности, с привязкой к структурам и к различным фаціальным обстановкам.

Дальнейшим шагом в развитии полигонной методики исследований явилась методика работы на геотраверзах, представляющая собой региональные или трансокеанические исследования по системе полигонов или, оптимально, по площади сплошной полосы шириной 200—300 миль и значительной протяженности. Одним из первых опытов работ по такой методике были исследования на Норвежско-Гренландском [Исландия..., 1977], а затем на Северо-Атлантическом [Rona, 1980] геотраверзах. Оптимальным вариантом работ по геотраверзу явились исследования на Анголо-Бразильском геотраверзе в Южной Атлантике, в которых комплексная геолого-геофизическая съемка сочеталась с глубинным литосферным сейсмическим зондированием [Удинцев и др., 1980; Литосфера..., 1986]. Идея исследований по геотраверзам получила развитие в крупном международном исследовательском проекте "Геотраверзы", осуществляемом в рамках проекта "Литосфера".

Следующий шаг вперед на пути изучения геологического строения и геоморфологии дна океана был осуществлен с началом применения погружаемых на дно обитаемых и автономных аппаратов. Несмотря на немногочисленность пока еще таких аппаратов и известные ограничения глубин погружения и радиуса их действия, достигнутые уже сейчас результаты имеют огромное значение, ибо с помощью таких аппаратов реализуется возможность непосредственного геологического изучения обнажений, наблюдения условий залегания коренных пород и покрывающих их осадков, наблюдения за динамикой придонных вод, за движением веществ в его не только твердой, но и газообразной и жидкой фазах, целеустремленного отбора проб [Rona, 1984].

Весьма далеко идущие последствия для морской геоморфологии имеют созданные в последние годы методы лазерной и радиотелескопной геодезии, позволяющие определять изменения расстояний по базовым линиям, связывающим отдельные части континентов и разные континенты, а также части предполагаемых литосферных плит. Первые, пока еще недостаточно долгосрочные измерения этими методами показали реальность увеличения расстояний между континентами, что может объясняться как с позиций спрединга, так и с позиций умеренного расширения и пульсаций Земли [Herring et al., 1986; Christodoulidis et al., 1985].

Результаты геофизических и геологических исследований различными методами находят отражение в многочисленных работах, имеющих специальную направленность, и в обобщениях, посвященных отдельным регионам Мирового океана и океану в целом [Удинцев, 1972; Тихий океан, 1974; Океанология. Геоология океанов, 1979; The sea, 1963, 1970]. Геоморфологическое изучение рельефа дна океана не может ограничиться лишь описанием форм его, но должно подойти к объяснению его происхождения, его обусловленности строением дна океана. Это можно сделать, привлекая результаты геофизических и геологических исследований наиболее представительных структур океанского дна. Несколько соображений должно быть высказано перед этим о самой возможности интерпретировать те или иные данные в целях геоморфологического и тектонического анализа. Понятно, что здесь нет смысла даже пытаться охарактеризовать возможности каждого метода исследований — это не входит в мои задачи. Полезно отметить лишь важнейшие сильные или слабые стороны их, определяющие соответственно значение того или иного метода для наших целей.

Сами по себе данные о рельефе дна могут быть генетически интерпретированы путем сравнения с уже известными своим генезисом формами подводного рельефа и теми формами рельефа суши, аналогии с которыми представляются допустимыми. Такими более или менее уверенно интерпретируемыми формами могут быть абразионные террасы и клифы, сбросовые уступы, желоба грабенов, горстовые блоки, вулканические конусы, реликтовые речные долины, русла суспензионных потоков, аккумулятивные шлейфы и аккумулятивные абиссальные равнины, аккумулятивные гряды и другие сравнительно легко идентифицируемые по своей морфологии формы [Удинцев, 1972; Damuth, 1984]. В зависимости от того, насколько ярко выражены у них генетические черты, идентификация будет более или менее уверенной, хотя об однозначном решении говорить, конечно, не следует. Однозначное решение может быть достигнуто только при наличии сведений о внутренней, глубинной структуре форм и о вещественном составе слагающих их пород. Именно поэтому качественный перелом в развитии морской геоморфологии произошел лишь с внедрением в практику океанологических исследований более или менее полного комплекса геофизических методов и глубоководного бурения.

Особенно важным, если не самым эффективным, для генетической интерпретации данных о рельефе дна оказываются материалы непрерывного сейсмического профилирования (НСП), в особенности выполненного с помощью многоканальных систем (метод общей глубинной точки — ОГТ), обеспечивающих наиболее глубокое зондирование и возможность определения динамических параметров слоев осадочной толщи, а в особо благоприятных случаях — и коры, вплоть до кровли верхней мантии (метод глубинного сейсмического профилирования — ГСП). Эти методы дают информацию о геологическом разрезе дна, стратификации и структуре осадочного чехла, соотношениях ее с рельефом поверхности дна и рельефом поверхности акустического фундамента. Появляется возможность установить в рельефе дна морфоструктуры, т.е. формы, обусловленные структуры земной коры, созданной эндогенными процессами, и морфоскульптуры, т.е. формы, созданные деятельностью экзогенных процессов, а также поверхности выравнивания. Особенности стратиграфии осадочного чехла в сопоставлении с микрорельефом дна позволяют судить о динамике развития рельефа, конседиментационных и постконседиментационных тектонических движениях. В рельефе фундамента, маскируемом осадочным чехлом, возможно выделение форм, примечательных своим генезисом (подобно тому, как это делается для рельефа поверхности дна). Расчлененность поверхности фундамента и ее акустическая "жесткость" или "прозрачность" могут служить валовыми признаками породы фундамента. Ярким примером этому является подтверждаемое результатами драгировок разделение фундамента плато Агульяс на плат-

форменную континентальную и переработанную в результате периокеанического рифтогенеза части [Allen, Tucholke, 1981; Tucholke et al., 1981].

Следует учитывать, что во многих случаях доказано несоответствие отражающих поверхностей хроностратиграфическим границам. Они оказываются большей частью границами литологическими, поверхностями несогласия, связанными с перерывами в осадконакоплении, с размывом или прекращением осадконакопления, вызванными резкими изменениями гидродинамического режима. Такие изменения были неравномерными в условиях сложного рельефа дна и дифференцированных тектонических движений. Вместе с тем некоторые важнейшие несогласия, охватывающие значительный интервал геологического времени (15—20 млн лет), несмотря на вариации граничных моментов истории, имеют глобальный характер [Сейсмическая..., 1982]. Таково, например, несогласие на границе мела и палеогена (в нижней части палеоцена), объясняемое принципиальным изменением циркуляции океанских вод, резким повышением уровня карбонатной компенсации (или уменьшением глубины океана?) и столь же резким понижением продуктивности планктона на рубеже мезозоя и кайнозоя [Крашенинников, 1982]. В среднеэоценовое время был перерыв в осадконакоплении, связанный, видимо, с крайне неустойчивой гидродинамической обстановкой. Уровень лизоклина в этот период был высок или глубины океана были незначительны? Важным литостратиграфическим горизонтом оказываются слои с высоким содержанием черных и бурых кремней нижнего и среднего эоцена, образование которых связано с бурным развитием планктонных организмов с кремниевым скелетом. К появлению важных литостратиграфических границ привело формирование базальтовых покровов и вулканогенно-осадочных слоев, пепловых горизонтов на дне океанических котловин и подводных плато в позднем олигоцене, на границе олигоцена и миоцена.

Глубинное сейсмическое зондирование — чрезвычайно эффективный метод для выяснения неоднородности строения земной коры. Оно широко используется не только для ставшего уже традиционным разделения коры на континентальный и океанический типы, но и для выделения региональных неоднородностей в пределах океанических областей, как это было показано, например, в работах Р. Хоутца, Дж. Юинга [Houtz, Ewing, 1976], Н.Я. Кунина и Г.И. Семеновой [1982]. Геологическая интерпретация динамических параметров, характеризующих основные слои земной коры и верхней мантии, возможна по аналогии с параметрами, получаемыми для образцов различных горных пород в лабораторных условиях. Однако следует учитывать вполне реальную неоднозначность такой интерпретации результатов ГСЗ, поскольку одни и те же скорости сейсмических волн могут характеризовать различные породы, а различия в скоростях могут быть вызваны различными физическими состояниями одних и тех же пород. Особенно ясно стало это по результатам бурения сверхглубокой Кольской скважины. Поэтому наличие или отсутствие в составе коры слоев со скоростями сейсмических волн 4,4—5,2; 6,2—6,5; 6,7—6,8 км/с, играющее традиционно важную роль при характеристике типа коры — океанического или континентального, в действительности может и не иметь столь принципиального значения. Это тем более существенно, если учесть плохо изученные изменения физических свойств, претерпеваемые породами земной коры при ее переработке из одного типа в другой, при переходе от континентальных блоков к океаническим и наоборот.

Даже интерпретация скоростной границы, отвечающей разделу Мохоровичича, вероятно, не должна считаться однозначной и безоговорочно отвечающей вещественной границе, так как может быть связана с фазовыми переходами вещества одного и того же состава в условиях меняющихся давления и температуры и отражать положение фронта переходов [Киселев, 1986]. Примечательно несоответствие в ряде случаев границ, выделяемых по методу преломленных волн,

и отражающих поверхностей, обнаруживаемых методом отраженных волн и зачастую секущих преломляющие поверхности, как это имеет место в Исландии [Zverev et al., 1981]. Много вопросов вызывает природа расслоенности фундамента, выявляемая в последние годы в различных частях океанов благодаря применению новых модификаций сейсмического зондирования, например в Ангольской [Литосфера..., 1986; Musgrave, Austin, 1983] и Северо-Американской [Mutter, Detrick, 1984] котловинах.

В тектонических и геоморфологических построениях последних 20 лет очень большую роль играет хронологическая интерпретация линейных аномалий магнитного поля океанов, основанная на гипотезе Ф. Вайна и Д. Мэттьюза [Vine, Matthews, 1964]. Как известно, эта гипотеза предполагает рифтогенное происхождение линейных аномалий магнитного поля и возможность хронологической интерпретации их по аналогии с выявляемыми в геологических разрезах суши и океана, в буровых скважинах, инверсиями полярности намагниченности пород, связываемыми с инверсиями магнитного поля Земли. Эта гипотеза получила широкое признание после того, как в 4-м рейсе б/с "Гломар Челленджер" было обнаружено близкое соответствие возраста базальных осадков и базальтов акустического фундамента Срединно-Атлантического хребта предполагаемому гипотезой возрасту аномалий.

В дальнейшем такое соответствие отмечалось во многих скважинах б/с "Гломар Челленджер", в особенности когда бурение проводилось в пределах срединно-океанических рифтовых хребтов. Это убедило многих исследователей в высокой степени геологической информативности линейных аномалий магнитного поля океанов. При этом считается, что линейные аномалии магнитного поля являются вполне надежным признаком океанического типа земной коры рифтогенного происхождения, что их возраст, определяемый путем корреляции со шкалой инверсии полярности Земли, должен быть идентичен возрасту магматического фундамента дна океанов, а конфигурация системы линейных аномалий в пространстве позволяет реконструировать былое положение краев раздвигающихся от оси рифтов литосферных плит. Однако эти представления отнюдь не бесспорны. Более того, результаты морских исследований последних лет показали, что сама природа линейных аномалий океанов все еще неясна, поскольку базальты акустического фундамента имеют в разрезе сложную магнитную стратификацию и амплитуды аномалий варьируют в пространстве в противоречии с предположением об их образовании в осевой зоне срединно-океанических рифтовых систем [Гордин, 1983; Гордин и др., 1986; Линькова, Райкевич, 1985]. Идентичность предполагаемого возраста линейных аномалий магнитного поля возрасту магматического фундамента во многих скважинах глубоководного бурения не наблюдается. В целом в масштабах океанов она оказывается не столь строгой и отнюдь не повсеместной.

Линейные аномалии наиболее упорядоченного типа, корреляция которых возможна на значительные расстояния, характерны лишь для рифтогенных срединно-океанических систем. Однако такие аномалии в некоторых случаях свойственны и тем рифтовым системам, под которыми сохраняется континентальный тип земной коры. Наиболее ярким примером этого может служить так называемый "треугольник Афар" в Восточной Африке [Courtillot et al., 1980].

За пределами же срединно-океанических рифтовых систем магнитные аномалии повсеместно имеют либо неупорядоченный (в зонах так называемого спокойного поля), либо мозаичный характер. При этом они могут быть уже не рифтогенного происхождения, вероятность чего отмечалась для Северной Атлантики Р. Уайтом и Д. Мэттьюзом [White, Matthews, 1980]. В Норвежско-Гренландском бассейне, например, линейные аномалии вполне четко коррелируются с разломами фундамента Исландского плато. Такие аномалии вполне сопоставимы с мозаичными квазилинейными аномалиями трапповых полей конти-

нентов. Кое-где уже установлено, что мозаичные аномалии в океане определенно относятся к областям нерифтогенного происхождения, например положение так называемых мезозойских аномалий в Капской котловине Атлантического океана на погруженной и океанизированной окраине континента Африки [Austin, Uchupi, 1982]. Мезозойские аномалии наблюдаются над погруженными продолжениями континентальных структур Ньюфаундленда в Северной Атлантике [Gradstein et al., 1977; Tucholke, Ludwig, 1982], а относительно молодые эоценовые аномалии в Норвежской котловине лежат над эоценовыми платобазальтами, перекрывающими многокилометровую толщу осадков юрско-триасового возраста [Smyth et al., 1983].

Что касается предполагаемого возраста линейных аномалий, то идентификация его с возрастными категориями палеомагнитной шкалы, основанной на геологических разрезах, не является достаточно корректной, поскольку горизонтальные масштабы шкал, определяющих положение аномалий в пространстве, произвольно подбираются их авторами в предположении о различных темпах раздвижения литосферных плит, с тем, чтобы достигнуть подобия палеомагнитной шкале. Соответственно этому получаемые представления о скорости раздвижения литосферных плит некорректны, а реконструкции положения плит столь же произвольны, как и подбор горизонтальных шкал для систем аномалий. Вопрос об информативности линейных аномалий магнитного поля океанов рассматривается в специальных работах В.М. Гордина [1983] и И.А. Резанова [1979].

Увеличение возраста базальных осадков и базальтов акустического фундамента океанов с удалением от оси срединно-океанических рифтовых систем, примерно коррелирующееся с предполагаемым возрастом линейных аномалий магнитного поля, может быть объяснено не раздвижением краев литосферных плит, а трансгрессивным залеганием осадочных свит на склонах погружающегося рифтогенного хребта и локализацией магматической активности. Магматизм, первоначально охватывающий все пространство формирующихся котловин океана, с течением времени сосредоточивается в современных рифтовых зонах. Совпадение при этом возраста базальных осадков и возраста базальтов акустического фундамента — следствие двух разных процессов, но развивающихся симметрично относительно оси рифтовых систем и более или менее синхронно. Совпадение же с предполагаемым возрастом возраста магнитных аномалий также связано с симметричностью их системы относительно оси рифтов, но в сущности же оно мнимое, так как действительный возраст магнитовозмущающих тел, ответственных за возникновение аномалий, до сих пор неизвестен и, скорее всего, должен быть более древним, чем у базальтов кровли акустического фундамента. Реконструкции в полупространстве кровли таких магнитовозмущающих тел дают обычно глубину 3000—4000 м от поверхности дна. В связи с этим все палеогеографические построения, основанные на хронологии линейных аномалий, кажутся весьма условными.

Гравиметрические данные представляют большой интерес при анализе рельефа дна океанов, так как могут свидетельствовать о неравномерности толщины земной коры и неоднородности ее вещественного состава под различными структурами океанского дна. И.А. Резановым [1979] было отмечено, что, различаясь по абсолютным значениям, аномальные поля силы тяжести континентов и океанов очень близки друг другу по контрастности расчленения. Это свидетельствует о том, что земная кора океанических областей не менее дифференцирована по толще, чем под континентами, и не должна рассматриваться в качестве однородных по строению плит. Структура поля силы тяжести, выраженная в форме изостатических аномалий, позволяет представить нарушения равновесного состояния земной коры, вызванные современной структурой океанского дна. В сочетании с признаками направленности тектонических движений это может дать представление о природе последних: происходят ли они в порядке восстановления изостатического равно-

веса или, напротив, в силу каких-то иных причин вызывают его нарушение. Однако отнесение источников аномалий гравитационного поля к тем или иным слоям земной коры и верхней мантии зависит от принимаемой модели их строения, основывающейся на данных ГСЗ, и в сущности является условным, поскольку возможны различные варианты модели. Нельзя не учитывать этого, а зачастую построения, опирающиеся на гравиметрические данные, не сопровождаются упоминанием об этом.

Сейсмическая активность в океанических областях Земли четко определяет положение зон активного рифтогенеза между основными литосферными плитами, отмечает активное участие поперечных (трансформных) разломов срединно-океанических хребтов, позволяет наметить зоны внутриплитовых дислокаций [Lilwall, 1982]. В самой сейсмически активной зоне Земли — в Тихоокеанском кольце — существование сейсмофокальной зоны Бенюфа свидетельствует об огромных сдвиговых напряжениях, пространственно-временные масштабы которых предполагаются в рамках концепции тектоники литосферных плит огромными [Isaaks et al., 1968]. Вместе с тем характер смещений в очагах верхней части этой зоны, к которой приурочены глубоководные желоба, свидетельствует о том, что землетрясения здесь не могут быть интерпретированы как следствие перемещений островных блоков по пологим надвигам на океаническую плиту [Балакина, 1979, 1983]. В рифтовых зонах анализ механизма в очагах землетрясений свидетельствует о вертикальных сдвигах, определяющих морфоструктуру рифтовых зон. Обращает на себя внимание неравномерность проявлений сейсмической активности в Мировой системе океанических рифтов, в частности отсутствие признаков сейсмической активности в осевой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия от района о-ва Пасхи до зоны разлома Элтанин, а также неравномерность векторов активности в Срединно-Атлантическом хребте и аномалии глубины очагов землетрясений в Экваториальной Атлантике, достигающей 75 км при обычной для других частей рифтовой системы не более 13 км.

Геотермические данные заслуживают серьезного внимания, так как распределение теплового потока отражает состояние и динамику наиболее глубоких слоев литосферы и верхней мантии. Именно результаты измерения величины теплового потока привели в свое время к представлениям о подъеме мантийного материала в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и к идее о роли мантийной конвекции в расширении дна океана и движениях литосферных плит. Выявление роли гидротермальной активности в рифтовых зонах, доказательства конвекции океанских вод, проникающих в толщу коры на глубины до 2 км, позволили существенно уточнить картину распределения теплового потока из глубоких недр Земли, на дне океанов, локализовать роль подъема глубинных масс вещества именно активными рифтовыми зонами и зонами островных дуг при весьма умеренной роли массопереноса тепла глубинным веществом в остальных частях океана, сделать более реальными представления о соотношении значений теплового потока с различающимися по возрасту фундамента частями океана и применимости представлений о роли тепловой контракции для вертикальных движений.

Результаты геологических исследований играют, безусловно, важнейшую роль в геоморфологической и тектонической интерпретации данных о рельефе дна океана. Характер поверхностных осадков может помочь понять динамику современного рельефа, оценить роль экзогенных процессов в его развитии. В разрезе осадочного чехла присутствие мелководных осадков служит свидетельством вертикальных движений и позволяет оценить их амплитуду и скорость; чередование карбонатных толщ с терригенными и полигенными глубоководными глинами указывает либо на вертикальные движения, вызывающие прохождение дном уровня карбонатной компенсации, либо на изменения самого уровня лизоклина. Присутствие грубо-обломочного материала, так же как и перерывы в осадконакоплении, — это

признак гидродинамической активности придонного слоя воды, а в некоторых случаях — абразии в зоне волнового воздействия. Слои турбидитов — свидетельство возросшей активности эрозионных процессов на поднятиях дна и прилегающей суши, слои вулканического пепла — следствие активизации наземных вулканов. Повышенное содержание остатков планктонных организмов — показатель возрастания продуктивности океана. Высокое содержание органики в так называемых черных сланцах — признак осадконакопления в замкнутых водоемах, в условиях дефицита кислорода и обильного поступления органического вещества. Если при этом в них присутствуют обильные остатки наземных растений и мелководных водорослей, можно говорить о лагунных условиях в относительной близости к суше.

Континентальный комплекс пылицы и спор наземных растений указывает на близость (не далее 200—300 км) континентальной суши, тогда как вблизи океанических островов комплекс пылицы и спор носит также специфический обедненный характер.

Состав эдафогенных (автохтонных) осадков служит хорошим показателем характера пород в обнажениях фундамента. Именно осадки такого рода — это были серпентинитовые пески — в свое время привлекли внимание к неизвестным до этого обнажениям ультраосновных пород мантийного происхождения в зонах трансформных разломов, пересекающих рифтовые зоны океанов [Fox, Heezen, 1965; Исследования..., 1972, 1974]. Высокие концентрации на дне океана медленнорастущих железомарганцевых конкреций можно рассматривать как свидетельство крайне низких темпов осадконакопления, а высокие темпы роста конкреций, наблюдаемые, например, в рифтовых зонах, — как свидетельство гидротермальной активности. С гидротермальной активностью связано накопление сульфидных руд в рифтовых зонах [Rona, 1984]. Пространственно-ограниченное положение продуктов гидротермальной активности может указывать на стабильное положение зон такой активности во времени и пространстве.

Полученные драгировками и достигнутые буровыми скважинами породы консолидированного фундамента океанского дна — акустического или более глубокого — имеют принципиально важное значение для решения вопроса о происхождении структур океанского дна. Как известно, в подавляющем большинстве случаев породы акустического фундамента представлены толеитовыми базальтами. Стало традиционным предположение о рифтогенном происхождении этих базальтов, и поэтому в литературе часто встречается определение их как базальтов срединно-океанических хребтов (БСОХ). Считается также, что они принципиально отличаются от базальтов континентальных областей. В частности, обращается внимание на различие их по содержанию калия. Вместе с тем в последнее время выявляются черты геохимической неоднородности базальтов океанических областей. Различия между базальтами океанического ложа и базальтами океанических островов и подводных гор были первым отмеченным признаком такой неоднородности [Энгель А., Энгель Ц., 1966]. Однако в дальнейшем признаки геохимической неоднородности были обнаружены не только для островов и обособленных вулканических гор. Они были установлены вдоль простирания рифтовых зон и объяснялись по-разному: например, перетеканием расплавов от горячих точек мантии вдоль коровых каналов [Schilling, 1973] или различиями глубины выплавления в разных частях рифтовых систем [Дмитриев, 1972; Дмитриев и др., 1979].

Была отмечена и латеральная изменчивость состава базальтов в пределах рифтовых срединно-океанических хребтов и вне их на ложе океана, в зонах разломов и на краевых валах океанического ложа [Щека, Куренцова, 1981; Васильев и др., 1984]. С.А. Щека высказал мнение о принципиальном сходстве базальтов фундамента океанического ложа за пределами срединно-океанических хребтов с континентальными траппами [Щека, 1979; Vallier et al., 1979]. Латеральную не-

однородность базальтов океанов С.А. Щека и Н.А. Куренцова связывают с ролью различных этапов магматической активности в океанах: с формированием платобазальтов, океанических траппов, на ранних стадиях магматической активности в океанических впадинах (допалеогеновый фундамент океанического ложа) и с более поздними излияниями базальтов в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов в послемеловое время [Щека, Куренцова, 1981]. О том, что базальты океанического ложа за пределами срединно-океанических хребтов действительно залегают в форме обширных покровов, подобных континентальным траппам, можно судить по результатам непрерывного сейсмического профилирования, в особенности многоканальными системами [Mutter et al., 1982, 1984; Hinz, 1981; Smyth et al., 1983]. В ряде случаев глубоководным бурением установлено, что такие покровы, по крайней мере в своих краевых частях, лежат на погруженных блоках континентальных окраин (например, на внешней части плато Воринг, на дне Норвежской котловины, на Исландском плато, на плато Гобан в Северной Атлантике, на плато Мазаган в Марокканской котловине).

Очень спорным и интригующим является вопрос о вероятности существования признаков контаминации покровов океанических базальтов нижележащими породами, если таковые отличаются от них по своему составу. В самом деле, с одной стороны, океанические базальты, судя по имеющимся данным, лишены признаков такой контаминации, и это обычно представляется надежным свидетельством нереальности процессов океанизации. С другой стороны, известно, что и на континентах встречаются покровы толеитовых базальтов, подобные океаническим [Edwards, 1938], а в ряде случаев достоверно доказанного погружения и океанизации блоков континентальных окраин покрывающие их базальты также лишены признаков контаминации [Coleman et al., 1982]. Яркими примерами этого могут служить базальты банки Юинга, подстилаемые пермскими гранитоидными породами [Cieselski et al., 1977], и базальты подводного хребта к югу от Ньюфаундленда, так называемого хребта аномалии Джи [Gradstein et al., 1977]. Возникает вопрос, улавливаем ли мы признаки контаминации, если они существуют, в каких-то особенностях состава базальтов, неизбежна ли контаминация или, наоборот, невозможна и не является ли отсутствие контаминации само по себе признаком особого характера магматизма при процессе океанизации? Правда, в известной мере признаком контаминации можно считать наблюдаемую в ряде случаев щелочность океанических базальтов, поскольку в некоторых местах она, очевидно, связана с погружением и деструкцией континентальных окраин. Такой же смысл может иметь содержание в базальтах вкраплений самородной меди. Важной особенностью базальтов фундамента оказывается в некоторых случаях присутствие пористых лав и туфов, формировавшихся в субэвральном и мелководных условиях: при обнаружении их на больших глубинах они могут служить свидетельством погружений.

Присутствие среди пород фундамента океанского дна ультраосновных пород, например, как упоминалось уже, в трансформных разломах, многими исследователями рассматривается как результат подъема масс глубинного вещества в форме мантийных диапиров или протрузий. Такое представление обосновывается рядом особенностей этих пород и тех структур, в которых они встречаются, например рифтовых зон и трансформных разломов [Udintsev, Dmitriev, 1970]. Наряду с этим существует представление и о коровой природе этих пород, о повсеместном присутствии их в составе земной коры океанических областей в форме интрузий ультраосновных расплавов, без вмешательства деформаций коры тектоническими процессами. Однако комплексные геолого-геофизические исследования зон трансформных разломов и глубоководных желобов, где чаще всего удавалось обнаружить выходы на поверхность дна пород ультраосновного состава, показывают явную связь их с поднятием мантийного материала в форме протрузий по зонам очень глубоких разломов в глубоководных желобах или

по разломам над мантийными диапирами в сводовых частях срединно-океанических рифтовых хребтов.

Закономерная встречаемость в разрезах фундамента, обнажающихся на разломах океанского дна, комплекса базальтов, габбро и перидотитов привела к представлениям о типичном разрезе земной коры океанического типа, свойственном ложу океанических котловин. Специфическая форма вулканизма и очень широкое распространение гипербазитовых протрузий в разломах срединно-океанических хребтов позволили предполагать развитие там особого, гиперокеанического типа коры и выделять эти хребты в особую категорию морфоструктур — георифтогенальные системы [Виноградов и др., 1969].

Особое место среди полученных образцов коренных пород фундамента океанических областей занимают образцы пород экзотических — континентального типа, магматических пород кислого состава — "запретных" за "андезитовой линией" — и осадочных и магматических пород, резко отличающихся по своему возрасту — в сторону большей древности или молодости — от возраста окружающих пород фундамента. Сама реальность нахождения в океане образцов коренных пород в дночерпательных пробах или при драгировках долгое время вообще не принималась во внимание в силу традиционного представления о малой вероятности обнажений коренных пород и заносе каменного материала в океан плавучими льдами. Тем не менее неоднократные находки образцов экзотического материала в областях, где ледовый разнос практически невозможен, или в пробах, где ледово-разносная компонента могла быть легко отделена от коренных пород, а также пробы бесспорно коренного материала, полученные бурением или с погружаемых аппаратов, привели к пониманию того, что и в пределах океанических впадин, в том числе во впадине Тихого океана за "андезитовой линией", возможно нахождение коровых блоков континентального типа или близкого к нему, блоков более древнего возраста, чем предполагается теми или иными тектоническими схемами. Объяснить положение таких блоков в пределах океанических впадин при современной изученности океанов не просто, однако сами по себе находки экзотических пород стимулируют дальнейшее развитие тектонических концепций.

Число находок экзотического материала в океанических впадинах пока еще не так уж велико. Интересна давняя уже находка трилобитов в Иберийской котловине Атлантического океана [Furon, 1949]. Глубоководным бурением на плато Мальвинас близ банки Юинга в скв. 330 под покровными базальтами обнаружены гранитоиднейсы пермского возраста, аналогичные известным в Южной Африке. Осадочные породы континентального типа вскрыты бурением на возвышенности Бородино в Филиппинской котловине Тихого океана, а в Атлантическом океане — вблизи подножия континентального склона Западной Африки на плато Мазаган. При помощи погружаемых аппаратов породы континентального типа получены на склоне Ян-Майенского хребта, в Норвежско-Гренландском бассейне, на горах Фарадея в Северной Атлантике, породы аномального возраста — эоценового — в осевой зоне Западно-Индийского рифтового хребта, на хребте Наска в Тихом океане [Геворкян и др., 1982]. Драгировками поднят каменный материал с очень большой степенью вероятности определенный как автохтонный континентального состава на возвышенности Обручева, на валу Зенкевича, на возвышенности Бородино (хребты Амами, Дайто и Оки-Дайто) [Shiki et al., 1977, 1979], на Новозеландском плато в Тихом океане, на плато Агульяс [Allen, Tucholke, 1981] и Кергелен [Ramsay et al., 1986] в Индийском океане. Аномальные по своему возрасту мелководные осадочные породы многократно были получены драгировками на Срединно-Атлантическом хребте в зонах разлома Вимы и Романши [Bonatti, Nonnoge, 1971; Bonatti et al., 1977, 1978, 1983; Bonatti, Cherman, 1981]. Гранитоиднейсы и кристаллические сланцы, необычные по составу для ложа Тихого океана, были установлены в самом центре этого океана [Прокопцев, 1975; Nakayama et al., 1976; Корсаков и др., 1983].

Все эти находки хотя и экзотичны, но не столь уж неожиданны, поскольку существование в пределах океанов ряда микроконтинентов известно давно (Мадагаскар, Сейшельские острова, Новозеландское плато), других — установлено в результате исследований последних десятилетий (плато Агульяс, Роколл, Мальвинас, Ян-Майенский хребет) либо давно уже предполагается, хотя и вызывает все еще дискуссию (плато Кергелен, Брокен). Экзотические породы в океанических областях вызывают дискуссию отчасти в связи с тем, что возникающие на их основе предположения о существовании микроконтинентов или глубоко погруженных и океанизированных континентальных фрагментов большей частью не укладываются в схемы, по которым океанические области рассматриваются как тектонически однородные плиты рифтогенного происхождения. Поэтому в ряде случаев прибегают к объяснению таких экзотических пород как продуктов дифференциации базальтовых магм, как, например, это предполагается в ряде работ по геологии плато Кергелен и Брокен.

Детальные исследования магматических и осадочных образований океанических областей Земли являются сейчас задачей таких крупных научных проектов, как "Литос" и "Седимент", международного проекта "Литосфера". В этом кратком обзоре возможностей различных методов геолого-геофизического изучения дна океанов мне хотелось показать известную неоднозначность получаемых с их помощью результатов. Изученность океанических областей Земли с применением этих методов еще невелика, а некоторые наиболее перспективные методы, созданные за последнее время, как, например, многолучевые эхолоты и локаторы бокового обзора типа "Глория" только начинают применяться. Поэтому кажется разумным проявлять осторожность в выводах о строении дна и происхождении его рельефа, постоянно помня, что при нынешнем уровне знаний существуют альтернативные решения, в равной мере логичные и обоснованные современными данными. Категоричность суждений о правоте той или иной, якобы единственно верной, концепции кажется в настоящее время необоснованной именно в силу известной неоднозначности интерпретации результатов исследований большей частью применяемых методов.

Заканчивая этот обзор хотелось бы привлечь внимание к некоторым важнейшим картографическим обобщениям геолого-геофизической информации по океанам, опубликованным к настоящему времени и сохраняющим свое значение. В нашей стране были созданы "Тектоническая карта Евразии" [1966], "Тектоника Северной Евразии" [1980], "Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли..." [1970], "Тектоническая карта Арктики" [1963], "Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса..." [1973], серия карт "Донные осадки Атлантического океана" [Осадконакопление..., 1975]. За рубежом были изданы и заслуживают внимания "Геолого-геофизический атлас Норвежско-Гренландского бассейна" [Gronly, Talwani, 1978], "Геолого-геофизический атлас Северо-Атлантического геотраверза" [Rona, 1980], серия геофизических карт западной части Южной Атлантики [1977], серия физиографических карт Мирового океана [Heezen, Tharp, 1977], наконец, частично опубликованная и продолжающая публиковаться серия геолого-геофизических карт циркум-Тихоокеанской области [Reinemund et al., 1982]. Из числа международных изданий должны быть упомянуты геологические карты океанов Международного геологического атласа Мира (1976—1982 гг.), Тектоническая карта Европы [1982], Международная тектоническая карта Мира [1984], Геолого-геофизический атлас Индийского океана [1975] — эти издания готовились международными коллективами ученых и публиковались под эгидой ЮНЕСКО.

На всех этих картах и в атласах в той или иной степени отражались представления о происхождении и развитии рельефа, т.е. о геоморфологии дна океана. Вопрос о методах картографирования геоморфологических данных имеет довольно длительную историю. Первые опыты геоморфологического картографирования связаны с попытками отразить существование реликтового субазраль-

ного рельефа в области континентальных шельфов и склонов [Nansen, 1904; Панов, 1939; Зенкович, 1938; Кленова, 1948]. Обширная информация о профилях дна по всему пространству океанов, ставшая доступной благодаря применению эхолотов-самописцев, стимулировала составление нового типа геоморфологических карт. На этих картах стало возможным показывать важнейшие элементы рельефа, ускользающие от показа на батиметрических картах методом изолиний глубин, а также отражать представления о генезисе морфоструктур и морфоскульптур, получаемые в результате комплексных геолого-геофизических исследований дна океанов [Удинцев, 1957, 1959, 1962, 1968; Удинцев и др., 1959; Затонский и др., 1961; Геоморфологическая..., 1961; Физико-географический..., 1964]. Сформировавшийся в этот период тип геоморфологических карт получил в нашей стране довольно широкое распространение [Атлас океанов, 1974, 1977; Ильин, 1976; Структурно-морфологическая..., 1980]. В иной форме геоморфологические данные отражены на серии так называемых физиографических карт Б. Хейзена и М. Гарп [Хейзен и др., 1962; Heezen, Tharp, 1958, 1961, 1965, 1966, 1977]. На этих картах методом условно-перспективного изображения показаны важные в генетическом отношении формы рельефа и элементы рельефа, ускользающие от показа методом изолиний на батиметрических картах, и даны генетические определения формам морфоскульптурного рельефа.

Большой объем информации о расчленении поверхности дна, получаемой благодаря применению прецизионной крупномасштабной регистрации профилей дна [Удинцев, 1951, 1956; Удинцев, Агапова, 1964], позволил подойти к изучению ее, к статистическому и генетическому анализу, создать особый тип карт расчлененности и генетических типов морфоструктурного рельефа дна океанов [Удинцев, 1957; Ильин, 1976; Damuth, 1984].

Элементы геоморфологической интерпретации содержатся и на Генеральной батиметрической карте океанов 5-го издания [GEBCO, 1984]. В дополнение к изображению рельефа дна изолиниями глубин на этой карте показаны русла подводных каньонов и суспензионных потоков, абиссальные аккумулятивные равнины и некоторые другие формы экзогенного рельефа.

Огромный объем информации о происхождении и развитии рельефа дна океанов стал доступен благодаря широкому применению сейсмического профилирования и глубоководному океанскому бурению. В связи с этим появилась возможность сделать новый шаг в геоморфологическом анализе и картографировании подводного рельефа с построением карт возраста морфоструктур [Рудич, Удинцев, 1987].

Глава 2

ОБЩАЯ СХЕМА МОРФОЛОГИИ ВПАДИНЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Индийский океан — третий по размеру в Мировом океане после Тихого и Атлантического. Его площадь 76,17 млн км², что примерно в 2,5 раза меньше площади Тихого океана (178,68 млн км²) и на одну четверть меньше площади Атлантического (91,66 млн км²), но почти в 5 раз больше площади Северного Ледовитого океана (14,75 млн км²) [Атлас океанов, 1980]. Он имеет примерно изометрические очертания. Наибольшая ширина его с востока на запад около 5000 миль, а с севера на юг — 6000 миль¹. Северное обрамление впадины Индий-

¹ Здесь и далее в качестве единицы длины используется морская миля, равная 1852 м и соответствующая одной минуте дуги земного меридиана. Именно в морских милях измеряются расстояния на картах проекции Меркатора.

ского океана составляют материки Африки, Евразии и Австралии, южное — материк Антарктиды. Однако между южными окраинами Африки и Австралии с одной стороны и северной окраиной Антарктиды с другой стороны существуют широкие — до 1200—1500 миль — и глубокие — до 4—5 км — проходы в материковом обрамлении океана. Через эти проходы Индийский океан свободно сообщается с Тихим и Атлантическим океанами.

На западе окраина Африканского континента имеет сравнительно простые очертания. На севере южная окраина Евразии обладает более сложными очертаниями. Узкий Аденский залив и продолжающее его Красное море врезаются между Аравийским полуостровом и Африкой. Широким заливом океана вдается к северу Аравийское море. Персидский залив этого моря проникает в глубь континента вдоль северо-восточного края Аравийского полуострова. Выступ п-ова Индостан омывают с востока воды Бенгальского залива. По восточному краю этого залива протягивается, спускаясь к юго-востоку, Андаманская островная дуга с отгораживаемыми ею от открытого океана котловиной Андаманского моря и полуостровами Индокитай и Малакка. Продолжением этой островной дуги к юго-востоку является Зондская дуга, примыкающая своей оконечностью к Австралии. В тылу Зондской дуги лежат обширный Зондский шельф, Индонезийские островные дуги и котловины австрало-азиатских морей, относимые обычно уже к Тихому океану. Проливы Андаманской и Зондской островных дуг, ведущие в Тихий океан, многочисленны, но узки и большей частью мелководны.

Западный выступ Австралии, далеко вдающийся в Индийский океан, имеет сравнительно простые округлые очертания, но юго-восточный угол этого континента с располагающимся на нем о-вом Тасмания выступает к югу острым клином. Очертания обращенной в Индийский океан окраины Антарктиды массивны и лишены значительных заливов или выступов.

Общие представления о морфологии впадины Индийского океана сформировались в результате ряда морских экспедиций, история которых может быть разделена на пять основных периодов.

1. Период первоначальных исследований открывается первыми измерениями океанских глубин в связи с проектом прокладки подводных телеграфных линий, так было установлено существование важнейших котловин океана [Старицкий, 1873; Рыкачев, 1881; Шокальский, 1959; Osborn, 1871; Murray, Renard, 1891]. Несовершенство техники измерения глубин долгое время определяло медлительность накопления новых данных и постепенность формирования представлений о самых общих чертах морфологии дна. Существенное ускорение в получении новых данных дало применение первых образцов эхолотов в исследованиях экспедиций на судах "Снеллиус" (1929—1930 гг.), "Дана" (1928—1930) и "МАБАХИС" (1933—1934 гг.).

Обобщение полученных в ходе исследований представлений о морфологии дна Индийского океана дано в ряде монографий предвоенных лет [Валло, 1948; Schott, 1935; Sverdrup et al., 1942]. В годы после второй мировой войны развитие техники эхолотирования способствовало ускорению исследований подводного рельефа, но число экспедиций, направленных в Индийский океан, было невелико. Важнейшими из них были кругосветные экспедиции на "Альбатросе" (1947—1948 гг.) [Koszy, 1954, 1956], "Галатее" (1950—1952 гг.) [Küllerich, 1956], "Челленджер" (1950—1952 гг.) [Gaskell et al., 1958]. Крупным достижением в экспедиции "Челленджера" было выполнение впервые в Индийском океане глубинного сейсмического зондирования. Детальные исследования подводного рельефа были проведены в Красном море, в северной части океана, вблизи берегов Австралии [Fairbridge, 1954, 1955].

Материалы этих экспедиций дали свидетельства большой сложности рельефа дна Индийского океана. Стало ясно, что две ветви подводных хребтов — Ара-

вийско-Индийского (Карлсберг) и Австрало-Антарктического — образуют единую систему срединно-океанического хребта, сходную по своей морфологии со Срединно-Атлантическим хребтом. Связь между этим хребтом и срединно-океаническими хребтами Атлантического и Тихого океанов не была, впрочем, еще выявлена в этот период. В пределах ложа океана были отмечены обширные подводные возвышенности, отдельные обособленные горы, холмистые равнины и равнины с идеально выровненной аккумулятивной поверхностью. На континентальных склонах были обнаружены подводные каньоны, а на ложе океана — русла суспензионных потоков [Удинцев, 1959].

2. Исследования периода Международного геофизического года (1955—1959 г.) характеризуются в Индийском океане работой ряда специальных экспедиций, но поскольку рельеф дна все еще оставался плохо изученным, то эти экспедиции носили рекогносцировочный характер [Удинцев, 1962]. Значительные пространства были охвачены работами советских экспедиций на "Оби", "Лене" и "Витязе". "Лена" и "Обь" в четырех рейсах изучали рельеф дна южной части океана [Живаго, Лисицын, 1957; Живаго, 1960], а "Витязь" в 31-м рейсе исследовал рельеф дна в северной части океана [Белоусов, 1964; Белоусов и др., 1964]. Американскими экспедициями исследовался рельеф дна западной части океана в 242-м рейсе "Атлантика" и 16-м рейсе "Вимы". В ходе этих работ было сделано важное открытие: обнаружено существование Африкано-Антарктического хребта и установлена связь этого хребта как со Срединно-Атлантическим хребтом, так и с известной ранее системой Аравийско-Индийского и Австрало-Антарктического хребтов [Ewing, Heezen, 1960]. В южной части океана вели исследования французские экспедиции на судах "Коммандант Дюбок", "Лаперуз" и "Норсель", австралийские экспедиции на судах "Киста-Дан" и "Тала-Дан", в восточной части океана — австралийская экспедиция на "Диамантине", обнаружившая существование зоны разлома Диамантина. В Красном море детальные исследования рельефа дна вела английская экспедиция на "Дискавери-2", обнаружившая там гидротермальную активность и специфическую седиментацию гидротерм.

Одним из результатов Международного геофизического года в Индийском океане явилось убеждение ряда ученых в том, что океан этот по сравнению с другими океанами изучен совершенно недостаточно. Это привело к решению организовать международные исследования Индийского океана в форме Международной индоокеанской экспедиции.

3. В исследованиях периода Международной индоокеанской экспедиции (1959—1967 гг.), рассчитанной первоначально на 5 лет, но фактически продолжавшейся почти 8 лет, приняли участие около 20 стран: Австралия, Индия, Индонезия, Пакистан, СССР, США, Франция, ФРГ, Шри-Ланка, ЮАР, Япония и др. [Безруков, 1963; Канаев, 1979; Behrman, 1981]. Значительную часть океана охватили американские экспедиции. Скриппсовский океанографический институт проводил исследования на судах "Арго" и "Горизонт" (три экспедиции под кодовыми названиями "Муссон", "Лузиад" и "Додо"). Ламонтская геологическая обсерватория провела исследования в четырех рейсах "Вимы" и в трех рейсах "Роберта Конрада", Вудсхольский океанографический институт — в девяти рейсах судов "Антон Бруун", "Атлантика-2", "Чейн". В результате работ американских экспедиций был исследован и выявлен как важное звено срединно-океанического хребта Центральноиндийский хребет, обнаружены пересекающие его зоны разлома Маврикий и Вима, детально изучены Зондский желоб, Андаманская котловина, поднятие Австрало-Антарктического хребта в районе островов Амстердам и Сен-Поль, Восточно-Индийский и Западно-Австралийский хребты.

Важной особенностью американских экспедиций этого периода явилось применение весьма полного комплекса геофизических методов. Кроме прецизионного эхолотирования, велись непрерывное сейсмическое профилирование, магнитометрическая и гравиметрическая съемки, геотермические наблюдения, а в ряде слу-

чаев глубинное сейсмическое зондирование. Оперативное использование полученных материалов послужило основой физиографической карты Индийского океана, составленной Б. Хейзенем и М. Тарп [Heezen, Tharp, 1961, 1965 a, b, 1966]. Эта карта, несмотря на недостаточную полноту использования данных и определенную субъективность изображения некоторых особенностей морфоструктурного рельефа, дала впервые чрезвычайно эффектную картину сложного гетерогенного рельефа дна Индийского океана, явилась первой современной картой с элементами геоморфологии и тектоники.

Английские экспедиции на судах "Оуэн", "Дискавери" и "Далримпл", совершивших по два рейса, провели исследования северо-западной части океана, изучив крупную зону разлома Оуэн, хребет Меррея, возвышенность Медингли-райз, Аравийско-Индийский хребет, Аденский залив и Красное море [Laughton, 1966; Barker, 1966; Matthews, 1966].

Австралийские экспедиции на судах "Диамантина", "Гаскони" и "Инвестигейтор" провели в общей сложности более 50 рейсов в восточной части океана. Ими были исследованы зона разлома Диамантина, Западно-Австралийский хребет (хребет Брокен), южная часть Восточно-Индийского хребта, континентальный склон Западной Австралии.

Японские экспедиции на судах "Умитака-мару", "Кагосима-мару" и "Койо-мару" провели в северо-восточной и южной частях океана более 10 рейсов.

Индия вела исследования на судах "Кистна", "Варуна", "Калава" и "Конч" близ берегов Индостана, в Бенгальском заливе и Аравийском море.

В сравнительно небольшом объеме провели исследования пакистанская экспедиция на судах "Зульфикар" и "Махора" и индонезийская экспедиция на судне "Джаланидхим". Значительный объем работ был выполнен Южно-Африканской Республикой в юго-западной части океана на судах "Африка", "Натал" и "Джон Гилхрист". В ходе этих работ были обнаружены ряд подводных гор, Мозамбикский хребет, плато Агульяс, Африкано-Антарктический хребет, Мадагаскарский хребет. Экспедиции ФРГ в северо-западной части океана на "Метеоре" в основном изучали континентальные склоны и Персидский залив [Ulrich, 1968]. Французские экспедиции на судне "Командан Робер Жирар" были проведены у берегов Африки, в Аравийском и Красном морях.

Значительный вклад в геоморфологические исследования дна Индийского океана был сделан в период Международной индоокеанской экспедиции и в ближайшие последующие годы советскими учеными [Безруков, 1963, 1964; Безруков, Канаев, 1963]. В экспедициях на "Витязе" в 31, 33, 35 и 40-м рейсах исследовалась северная часть океана, что привело к открытию желобов Чагос и Амирантского, гор Афанасия Никитина, Бардина, Щербакова. Были проведены детальные исследования северной части Зондского желоба и желоба Диамантины. Важным открытием явилось доказательство единства морфоструктуры Восточно-Индийского хребта — крупнейшего и поразительно прямоугольного поднятия (хребет Деянского градуса).

36-й рейс "Витязя" (1964—1965 гг.) представляется особенно важным для развития наших представлений о происхождении и истории развития рельефа дна Индийского океана. В этом рейсе впервые в практике советских исследований были применены две новые методики, впоследствии прочно вошедшие в практику всех советских морских геолого-геофизических исследований в силу своей высокой эффективности. Первая — методика комплексных полигонных исследований с детальным изучением строения дна на сравнительно ограниченном, но представительном участке исследуемой морфоструктуры. Благодаря этой методике впервые появилась возможность получать представление о деталях строения дна, важных для понимания его генезиса, в сочетании с данными, получаемыми различными методами, каждый из которых дает большей частью неоднозначные результаты, но которые в сочетании могут привести к более

уверенным заключениям. Вторая, впервые примененная в этом рейсе методика — это драгировка коренных пород дна океана. Были использованы также методы глубинного сейсмического зондирования и магнитометрической съемки, геотермические наблюдения.

В результате применения этих новых методов в рейсе были получены представления о характерных особенностях морфоструктуры ряда важнейших морфологических провинций Индийского океана, таких, как Центральноиндийский, Аравийско-Индийский, Лаккадивско-Мальдивский, Африкано-Антарктический, Австрало-Антарктический, Восточно-Индийский и Западно-Австралийский хребты, ложе котловин Центральной, Мадагаскарской, Андаманской, Сомалийской. Впервые были получены сведения о представительных опорных разрезах земной коры срединно-океанических хребтов и ложа океана, основанные как на геофизических, так и на геологических данных, показана роль мантийного диапиризма в формировании морфоструктуры и вещественного состава коры гиперокеанического типа, свойственного срединно-океаническим хребтам [Исследования..., 1972, т. 1].

Новые данные послужили основой для составления первых тектонических схем и карт Индийского океана [Удинцев, 1965 а,б, 1968, 1969]. Исследования по новым методикам были продолжены в экспедиции на двух судах с использованием одновременно двух судов — "Витязя" (41-й рейс) и "Академика Курчатова" (2-й рейс) — в 1967 г. В этой экспедиции комплекс геолого-геофизических исследований был расширен (было применено сейсмическое профилирование), и он стал соответствовать мировому стандарту такого комплекса, включая все виды геофизических исследований. Благодаря этому удалось получить представления о рифтовых зонах срединно-океанических хребтов как о зонах формирования коры особого типа, т.е. особом классе тектонически активных систем, для которых введено определение георифтогеналей [Виноградов и др., 1969; Исследования..., 1972, т. 2].

При оперативной обработке материалов советских исследований этого периода стало возможным составление тектонической схемы Индийского океана [Удинцев, 1965], использованной при составлении Тектонической карты Евразии [Тектоника Евразии, 1966].

Работы Международной индоокеанской экспедиции увенчались накоплением столь большого объема новых данных по рельефу и строению дна океана, что обобщение их силами одного или нескольких исследователей только одной страны представлялось уже нереальным. Именно поэтому родилась идея обобщения результатов геолого-геофизических исследований Международной индоокеанской экспедиции в форме международного геолого-геофизического атласа Индийского океана. Работы по составлению такого атласа были начаты в 1966 г. большим международным коллективом авторов и завершились его изданием в 1975 г. В этом атласе впервые в мировой практике было дано обобщение всей доступной фактической информации по геологии и геофизике океанского дна в форме, удобной для практического использования на борту исследовательских судов и в обстановке исследовательских учреждений для организации и планирования дальнейших исследований, для обоснованной фактическими данными геологической интерпретации. Новые карты рельефа дна в этом атласе дали подробную и вместе с тем весьма объективную картину подводного рельефа Индийского океана.

В дальнейшем эти карты были использованы с некоторыми дополнениями при подготовке карты "Индийский океан" масштаба 1:10 000 000 (1977 г.) и соответствующих листов Генеральной батиметрической карты океанов 5-го издания [ГЕВСО, 1984]. Обзор и геоморфологический анализ материалов по рельефу дна, полученных в период Международной индоокеанской экспедиции, был дан в ряде статей [Безруков, 1962, 1964, 1974; Безруков, Канаев, 1963; Белоусов, 1964;

Затонский, 1964; Канаев, 1964, 1965, 1979; Канаев, Марова, 1965; Канаев, Михайлов, 1969; Удинцев, 1965 а, б, 1969] и наиболее полно — в обобщающих монографических работах и сборниках по океану в целом [Канаев, 1979; Исследования..., 1972; Heezen, Tharp, 1965 а, б, 1966; Laughton et al., 1970] и по его регионам, таким, как Красное море, Аденский залив, северо-западная часть океана [A Discussion..., 1966], по строению осадочного чехла [Ewing et al., 1969].

4. Исследования в связи с Проектом глубоководного океанского бурения (1972—1973 гг.) на б/с "Гломар Челленджер" были начаты в 1966 г. в Атлантическом океане, велись затем в Тихом океане и лишь в 1972 г. начаты в Индийском океане. В 1972 и 1973 гг. в этом океане было осуществлено бурение в 7 рейсах б/с "Гломар Челленджер": 22, 23, 24, 25, 26, 27 и 28-м.

В 22-м рейсе пробурены скв. 211—218: скв. 211 — на краю ложа Западно-Австралийской котловины близ Зондского желоба, скв. 212 — в центральной части котловины Уортона, скв. 213 — в западной части этой котловины, близ Восточно-Индийского хребта, скв. 214 — на Восточно-Индийском хребте в его средней части, скв. 215 — на ложе Центральной котловины к западу от Восточно-Индийского хребта, скв. 216, 216А — вновь на Восточно-Индийском хребте, но уже в северной части, скв. 217, 217А — на восточном склоне самой северной оконечности этого хребта, скв. 218 — в центральной части конуса выноса Бенгальского залива [Borch et al., 1974].

В 23-м рейсе пробурены скв. 219—230 в Аравийском и Красном морях: скв. 219 — на Лакадивском хребте, скв. 220, 221 — в южной части Аравийской котловины, скв. 222 — на конусе выноса Инда, скв. 223 — вблизи хребта Оуэн, скв. 224 — на самом этом хребте, скв. 225—230 — в рифтовом грабене Красного моря [Whitmarsh et al., 1974].

В 24-м рейсе пробурены скв. 231—238: скв. 231—233 — в Аденском заливе, скв. 234 — в северной части Сомалийской котловины, к западу от зоны разлома Оуэн, скв. 235 — вблизи южной оконечности этой зоны разлома и восточнее нее, скв. 236 — в восточной части Сомалийской котловины, близ юго-западного подножия Аравийско-Индийского хребта и к северу от Сейшельских островов, скв. 237 — на гребне Маскаренского хребта, между Сейшельской банкой и банкой Сайя-де-Малья, скв. 238 — на восточном фланге Центральноиндийского хребта, в желобе разлома Вимы [Fisher et al., 1974].

В 25-м рейсе пробурены скв. 239—249 в западной части Индийского хребта: скв. 239 — в Маскаренской котловине, к востоку от о-ва Мадагаскар, скв. 240 — на ложе Сомалийской котловины, в западной ее части, скв. 241 — на континентальном подножии Восточной Африки, также в Сомалийской котловине, скв. 242 — на хребте Дэви в Мозамбикском проливе, скв. 243, 244 — в подводном каньоне Замбези в южной части этого пролива, скв. 245 — в южной части Мадагаскарской котловины, скв. 246, 247 — на Мадагаскарском хребте, скв. 248 — в Мозамбикской котловине, скв. 249 — на Мозамбикском хребте [Simpson et al., 1974].

В 26-м рейсе пробурены скв. 250—258 в южной половине океана: скв. 250 — в южной части Мозамбикской котловины, скв. 251 — на Африкано-Антарктическом хребте, к западу от его оси, скв. 252 — в северной части котловины Крозе, скв. 253, 254 — на Восточно-Индийском хребте, скв. 253 — в южной его части, скв. 254 — на самом южном окончании этого хребта, в месте сочленения его с Западно-Австралийским хребтом, скв. 255 — на гребне Западно-Австралийского хребта, скв. 256 — на ложе южной части котловины Уортона, скв. 257 — в Пертской котловине, скв. 258 — на северном склоне плато Натуралиста [Davies et al., 1974].

В 27-м рейсе пробурены скв. 259—263 в восточной части океана: скв. 259 — в Пертской котловине близ подножия континентального склона Западной Австралии, скв. 260 — в Северо-Австралийской котловине близ подножия плато Эксмус,

скв. 261 — в восточном углу этой котловины, на абиссальной равнине Арго, скв. 262 — в желобе Тимор, скв. 263 — в котловине Кювье, близ подножия континентального склона [Veevers et al., 1974].

В 28-м рейсе пробурены скв. 264—267 в юго-восточной части океана: скв. 264 — на южном краю плато Натуралиста, скв. 265—267 — по профилю через Австрало-Антарктическую котловину, от южного фланга Австрало-Антарктического хребта до континентального подножия Антарктиды [Hayes et al., 1975].

Результаты глубоководного океанского бурения оказали чрезвычайно большое влияние на развитие представлений о происхождении и развитии рельефа дна Индийского океана. Эти результаты обсуждались не только в серии отчетов по Проекту глубоководного бурения, но и в специальных обобщающих монографиях [Рудич, 1983; Пронин, 1977; Heirtzler et al., 1977].

5. В период после завершения работ по глубоководному бурению в Индийском океане продолжались и продолжают по сей день работы, связанные с национальными проектами как регионального, так и проблемного плана. Ряд французских экспедиций проводили исследования в районе Мадагаскарского хребта и плато Крозе и Кергелен. Исследования подводной окраины Западной Австралии, включая промышленное разведочное бурение, а также исследования плато Кергелен выполняли австралийцы. Советские экспедиции осуществили комплекс исследований в северо-восточной части Индийского океана [Геология..., 1981; Геолого-геофизические..., 1986]. Ученые США провели ряд экспедиций в юго-западной части океана.

Важными обобщениями явились две монографии по геологии континентальных окраин, в которых рассматривались и материалы по геологии континентальных окраин Индийского океана [Геология..., 1978, 1979; Studies..., 1983]. Крупным международным обобщением данных по Индийскому океану является Международная тектоническая карта мира [1984].

В настоящее время в рамках международной Программы океанского бурения подготовлен план продолжения глубоководного бурения в Индийском океане в 9 рейсах нового б/с "ДЖОИДЕС Резолюшен" — в котловине Агульяс и Мозамбикском проливе (рейс 114), на Африкано-Антарктическом и Маскаренском хребтах (рейс 115), в Красном море (рейс 116), для изучения неогеновых осадочных толщ (рейс 117), на плато Кергелен (рейсы 118 и 119), на Маскаренском плато и для изучения внутриплитовых деформаций (рейс 120), на Восточно-Индийском и Западно-Австралийском хребтах (рейс 121), на плато Эксмус и в Северо-Австралийской котловине (рейс 122), в котловине Отуэй (рейс 123). Осуществление этих планов, несомненно, вызовет значительный прогресс в представлениях о строении дна Индийского океана, о происхождении и развитии его рельефа.

Морфология дна впадины Индийского океана при сравнительно небольших его размерах обладает значительной сложностью. В этом отношении она, пожалуй, не уступает Тихому океану, хотя по своему характеру весьма своеобразна. Об этом своеобразии говорит уже само распределение площадей, занимаемых различными глубинами [Леонтьев, Удинцева, 1971]. В Индийском океане область глубин менее 200 м, характерных для континентальных шельфов, незначительна: всего 6,1% от общей площади всего океана, что больше, чем площадь, занимаемая такими глубинами в Тихом океане (4,6%), но несколько меньше, чем площадь, занимаемая ими в Атлантике (8,6%), и значительно меньше, чем в Северном Ледовитом океане (39,6%). Область глубин от 200 до 4000 м, характерных для континентального склона и поднятий в пределах океанического ложа, весьма значительна (42%) и приближается к площади, занимаемой глубинами от 4000 до 6000 м, характерными для ложа океанических котловин (51%). Область глубин более 6000 м, свойственных глубоководным океаническим желобам, в Индийском океане совсем незначительна (0,8%). Для сравнения укажем, что

область глубин от 200 до 4000 м в Атлантическом океане составляет 41,9% общей площади океана, а в Тихом — лишь 35,6%, тогда как область глубин 4000—6000 м в Атлантике — 49,1% и в Тихом — 58,1%. Вместе с тем следует заметить, что область глубин 200—4000 м в Индийском океане морфологически более неоднородна, чем в Атлантическом и Тихом океанах. Здесь она примерно поровну делится между срединно-океаническими хребтами, возвышенностями и хребтами ложа котловин и континентальным склоном, тогда как в Атлантическом и Тихом океанах большая часть области таких глубин приходится на срединно-океанические хребты, а на подводные возвышенности ложа — значительно меньшая.

Главной и примечательной особенностью морфологии впадины Индийского океана является трехветвенная система срединно-океанических хребтов, делящая океан на три сектора — западный, северо-восточный и южный. Узел соединения трех ветвей срединно-океанических хребтов лежит в самом центре океана. Отсюда одна ветвь уходит первоначально на север и затем поворачивает к северо-западу, внедряясь в Аденский залив. Другая ветвь идет на юго-запад и постепенно принимает западное направление, проникая в Атлантический океан в проходе между Африкой и Антарктидой. В Атлантическом океане она соединяется со Срединно-Атлантическим хребтом. Третья ветвь идет в юго-восточном направлении, постепенно отклоняется к востоку, а затем между Тасманией и Антарктидой резко смещается к югу на входе в Тихий океан. Там эта ветвь соединяется со срединно-океаническим хребтом Тихого океана.

В пределах каждого из секторов океана, разделяемых ветвями Срединно-Индоканского хребта, мы наблюдаем подводные окраины континентов и собственно ложе океана, разделяемое различными поднятиями — хребтами и возвышенностями — на более или менее обособленные котловины.

Особенно характерной чертой рельефа дна котловины Индийского океана являются многочисленные хребты и возвышенности, относимые к условной категории асейсмичных поднятий, и краевые плато континентальных окраин. Ни в Атлантическом, ни в Тихом океане число таких поднятий и плато по отношению к числу других морфоструктур не оказывается столь значительным. Асейсмичными эти поднятия названы, чтобы подчеркнуть их отличие от сейсмически активных в своих осевых частях рифтогенальных срединно-океанических хребтов.

В западном секторе океана лежат крупные асейсмичные хребты — Маскаренский с Сейшельскими островами и Мадагаскарский с о-вом Мадагаскар. Значительно меньше по размерам хребет Чейн, связанный с зоной разлома Оуэн и хребет Дэви, рассматриваемый в качестве подводного продолжения ветви Восточно-Африканского рифта. Выступ континентальной окраины образует Мозамбикский хребет. Отделено от континента крупное подводное плато Агульяс. Этими поднятиями и хребтами западный сектор океана подразделяется на более или менее обособленные котловины: Сомалийскую, Мадагаскарскую, Мозамбикскую, Трансшей и Агульяс.

В северо-восточном секторе океана крупнейшими асейсмичными хребтами являются Лаккадивско-Мальдивский, Восточно-Индийский (Девяностого градуса) и Западно-Австралийский (Брокен). Меньше по размерам хребет Мёрри, связанный с зоной разлома Оуэн, и хребет Инвестигейтор. Подводная окраина Западной Австралии выступает в океан рядом крупных краевых плато: Натуралиста, Уоллаби, Экмус и Скотта. Этими поднятиями и плато сектор разделяется на котловины Аравийскую, Центральную, Уортон, Западно-Австралийскую, Северо-Австралийскую, Кювье, Пертскую, Южно-Австралийскую. Вдоль северо-восточной окраины ложа котловин этого сектора океана протягивается глубоководный Зондский желоб, к которому приурочена максимальная глубина океана — 7209 м.

Южный сектор океана двумя крупными поднятиями — плато Дель-Кано и Кергелен — делится на три котловины: Африкано-Антарктическую, Крозе и Австрало-Антарктическую.

В рельефе ложа котловин Индийского океана сравнительно небольшую роль играют обособленные подводные горы, число которых несравненно меньше, чем в Тихом и Атлантическом океанах. Ложе котловин по периферии океана существенно выровнено осадконакоплением. Огромные массы осадков, сбрасываемых в океан с Азиатского континента реками Гангом, Индом и Брахмапутрой, образуют мощные и обширные конусы выноса, простирающиеся далеко к югу. Менее мощные, но все же достаточно обширные аккумулятивные шлейфы и равнины образованы осадочными — в значительной мере биогенными — массами по периферии континента Антарктиды в южном секторе океана. Гораздо меньше пространства, занимаемые шлейфами осадочного материала, близ подводной окраины Африки и в особенности близ подводной окраины Австралии. За пределами аккумулятивных шлейфов и продолжающих их аккумулятивных равнин ложе котловин обладает сложным рельефом, раздробленным многочисленными разломами и изобилующим невысокими вулканическими холмами [Непрочнов и др., 1979].

Все крупные формы рельефа, относимые к принятым в геоморфологии категориям геотектур (континенты и океаны) и морфоструктур (хребты, возвышенности, котловины, горы), в своем происхождении и развитии связаны с деятельностью эндогенных факторов, являющихся следствием неоднородности эндогенных режимов земных недр. В рамках различных тектонических гипотез и концепций они получают различное объяснение. Наибольшую популярность за последние два десятилетия снискала концепция тектоники литосферных плит, основанная на гипотезе конвекции мантийного вещества Земли и конвейерного движения конвекционными потоками жестких плит литосферы. Плиты раздвигаются в стороны от рифтовых зон, лежащих над восходящими ветвями конвекционных ячеек, и погружаются под края других плит над нисходящими ветвями. Все разнообразие морфоструктур океанического дна в рамках этой концепции объясняется механизмом тектоновулканических процессов, развивающихся в зонах дивергенции (рифтовые зоны) и конвергенции (зоны субдукции, обдукции и коллизии) плит, а также вулканическими процессами на поверхности плит, движущихся над горячими точками мантии [Ле Пишон и др., 1977; Океанология. Геофизика океана, 1979].

Однако наряду с этой концепцией и ее модификациями [Зоненшайн, Савостин, 1979; Мониц, 1987] существуют и другие, хотя и менее популярные, но достаточно конкурентоспособные концепции [Косыгин, 1982, 1983; Проблемы..., 1983], такие, как концепция тектонической расслоенности литосферы [Пуцаровский, 1986], концепция неоднородности эндогенных режимов [Белоусов, 1978, 1982], концепция базификации и океанизации [Белоусов, 1968], концепция контракции [Meyerhoff A., Meyerhoff H., 1972; Meyerhoff, 1970; Meyerhoff, Teichert, 1971; Meyerhoff et al., 1972; Орленок, 1980, 1983], концепция расширяющейся и пульсирующей Земли [Ларин, 1980; Carey, 1976; Проблемы..., 1984], концепция пульсаций [Кропоткин, 1985; Кропоткин и др., 1987].

Анализируя морфоструктуру дна Индийского океана в сочетании с результатами комплекса геолого-геофизических исследований, выполненных в этом океане, необходимо, с одной стороны, учитывать геоморфологическую интерпретацию этих данных, выполненную ранее различными авторами, главным образом по канонам концепции литосферных плит, с другой стороны, использовать и возможности альтернативной интерпретации в рамках иных концепций, если фактические данные в большей или равной степени отвечают им. Следует учитывать, что между наблюдаемыми особенностями морфоструктуры дна Индийского океана и тем, какими они должны были бы быть в соответствии

с представлениями в рамках концепции тектоники литосферных плит, существует довольно много противоречий. Поэтому логичной является попытка дать альтернативную геоморфологическую интерпретацию, основывающуюся на применении иных концепций. При этом наиболее эффективным мне кажется применение концепции умеренно расширяющейся и пульсирующей Земли. Впрочем, близкое соответствие фактических данных теоретическим представлениям можно получить и в случаях концепции контракции и неоднородности эндогенных режимов.

Геоморфологическая интерпретация морфоскульптурного рельефа дна Индийского океана основывается отчасти на аналогиях с особенностями экзогенного рельефа суши и зоны волнового воздействия, на данных фотографирования дна и изучения характера донных осадков и придонных течений, а главным образом на материалах о структуре осадочного чехла, получаемых методом непрерывного сейсмического профилирования. Таким образом получены представления о эрозионных подводных каньонах и руслах суспензионных потоков, аккумулятивных абиссальных равнинах, аккумулятивных дрифтовых, флювиоаккумулятивных хребтах и других формах скульптурного экзогенного рельефа. Результаты анализа морфоскульптурного рельефа особенно полно представлены на физиографических картах Б. Хейзена и М. Тарпа [Heezen, Tharp, 1961, 1965a, 1966, 1977], но они получили также отражение и на Генеральной батиметрической карте океанов 5-го издания [GEBCO, 1984]. Сопоставление особенностей структуры осадочного чехла с морфоструктурным рельефом широко используется в приемах сейсмостратиграфического анализа, направленного на реконструкцию палеотектонических условий.

Глава 3

СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ

Срединно-океанический хребт Индийского океана занимает центральное место в рельефе его дна. В рамках концепции тектоники литосферных плит осевые сейсмически активные рифтовые зоны трех ветвей этого хребта отвечают границам трех раздвигающихся литосферных плит — Африканской, Индийской и Антарктической.

Тройное сочленение ветвей срединно-океанического хребта находится в районе 25°30 с.ш. и 70° в.д. В рамках представлений концепции умеренно расширяющейся и пульсирующей Земли район сочленения рифтогенных систем должен соответствовать центральной части крупнейшего мантийного поднятия, определившего прогресс и преобразование литосферы древнего суперконтинента Гондваны. Рельеф района тройного сочленения рифтогенных — в рамках любой современной тектонической концепции — хребтов необычайно сложен. Примыкающие части хребтов — Австрало-Антарктического с юго-востока, Африкано-Антарктического с юго-запада и Центральноиндийского, переходящего затем в Аравийско-Индийский на северо-западе, — обладают чертами, характерными вообще для рифтогенных систем, но в данном районе особенно осложненными множеством разломов северо-восточного—юго-западного направления. При этом наиболее крупный из них, наиболее глубокий — с глубинами более 5000 м, соответствует осевому рифтовому ущелью оконечности Африкано—Антарктического хребта [Tarpscott et al., 1980].

Обрамляющие это ущелье рифтовые гряды северо-восточной оконечности Африкано-Антарктического хребта располагаются в форме клина, вторгающегося в юго-западный фланг соединения Австрало-Антарктического и Центральноин-

дийского хребтов. Такая клинообразная форма рифтогенной структуры интерпретируется Ч. Тапскоттом и его соавторами как следствие различий в темпах раздвижения плит — Африканской, Антарктической и Индийской — относительно осей спрединга трех основных рифтогенных хребтов океана. Темпы спрединга от оси Африкано-Антарктического хребта представляются этим авторам наибольшими. Вместе с тем они отмечают также сходство Индоокеанского тройного сочленения с Галапагосским тройным сочленением рифтогенных хребтов Тихого океана.

В последние годы для Галапагосского тройного сочленения была выдвинута гипотеза внедряющегося рифта, согласно которой молодой Галапагосский рифт внедряется в развившуюся ранее рифтовую систему Восточно-Тихоокеанского поднятия [Crane, Bullard, 1980]. Естественным поэтому кажется предположить, что рифт Африкано-Антарктического хребта, внедряющийся во фланг сочленения Австрало-Антарктического и Центральноиндийского хребтов, моложе по своему развитию, что и отражается в особенностях морфологии тройного сочленения этих хребтов. Такая морфоструктура тройного сочленения может интерпретироваться не только в рамках концепции тектоники литосферных плит, но с одинаковым успехом и в рамках концепций умеренно расширяющейся Земли или ее контракции, на основе идеи о неравномерности развития мантийного диапиризма, без привлечения представлений о различиях в скоростях горизонтальных перемещений литосферных плит.

Северо-западная ветвь этой тройной системы рифтогенных срединно-океанических хребтов Индийского океана состоит из нескольких частей. От тройного сочленения она начинается в форме Центральноиндийского хребта, общее направление которого близко к меридиональному, и продолжается затем из района 3° с.ш. и 67° в.д. в северо-западном направлении в виде Аравийско-Индийского хребта (хребет Карлсберг). Северное окончание этого хребта смещено к северу по зоне разлома Оуэн и известно как хребет Шеба в Аденском заливе [Laughton et al., 1970]. Отмечается сходство морфологии этой ветви с морфологией Срединно-Атлантического хребта [Heezen, Tharp, 1961, 1965, 1966]. Окончанием рифтовой системы этой ветви срединно-океанического хребта служат грабен залива Таджура на прямом продолжении хребта Шеба и ответвляющийся к северо-западу рифтовый грабен Красного моря [Allan, Morelli, 1970]. Эти грабены следует рассматривать как форму внедрения рифта в пределы континента.

Центральноиндийский хребет представляет собой сравнительно пологое поднятие шириной около 500 миль, оконтуриваемое примерно изобатой 4000 м. Глубины в осевой части хребта над гребнями рифтовых и трансверсивных гряд, связанных с поперечными разломами, от 2000 до 3000 м, местами менее 2000 м (гора Курчатова — 1658 м), но в желобах пересекающих хребет поперечных разломов превышают 4000—5000 м. В желобе Вимы глубина 6492 м — больше, чем на ложе прилегающих к хребту котловин. Хребет сложно раздроблен поперечными разломами, интервалы между которыми варьируют от 150 миль в южной части хребта и до 40—60 миль в северной части. Все разломы ориентированы в направлении северо-восток—юго-запад и секут общее простирание хребта под углом 45° . Также под углом 45° к общему простиранию хребта ориентированы и рифтогенные структуры его — рифтовые осевые ущелья и рифтовые гряды на блоках хребта между разломами, ориентированные в направлении северо-запад—юго-восток. Глубины в рифтовых ущельях порядка 3000—3500 м, т.е. существенно меньше, чем в желобах поперечных разломов.

Система линейных аномалий, идентифицированная К. Ле Пишоном и Дж. Хейртцлером, соответствует началу спрединга в олигоцене [Le Pichon, Heirtzler, 1968]. Крупнейшие из поперечных разломов — Эжерия, Мари-Селесте, Арго, Вима, Витязь, Силарк, Мабахис [Sclater, Fisher, 1974]. Желоба этих разломов — зияющие трещины растяжения, грабены с очень крутыми (20 — 50°) бортами и

узким дном. Механизм движений в очагах землетрясений, наблюдавшихся на флангах хребта, свидетельствует о том, что в образовании поперечных разломов проявляется роль растяжений, направленных вдоль простирания хребта. Дно желобов в разломах в разной степени заполнено осадками — в некоторых из них оно совершенно обнажено, в других прикрыто покровом осадков небольшой мощности. Вдоль краев разломов протягиваются трансверсивные гребни. Обнаженные борта желобов сложены породами, типичными для разреза земной коры океанического типа: от гипербазитов и габбро в основании до базальтов и гранитов в кровле [Удинцев, Чернышева, 1965; Дмитриев, Шараськин, 1972; Cann, Vine, 1966; Udintsev, Dmitriev, 1970; Engel, Fisher, 1975; Hekinian, 1968].

Трансверсивные гребни образованы линейными протрузиями серпентинизированных перидотитов. Столь значительная роль в строении коры гипербазитовых протрузий позволяет рассматривать такой тип коры как гиперокеанический в отличие от характерного для ложа океана, где роль таких протрузий мала [Удинцев, 1972]. По данным глубинного сейсмического зондирования, в строении рифтогенных блоков хребта участвуют слои со скоростями сейсмических волн 2,0; 5,0; 6,7 и 8,0—8,4 км/с в кровле верхней мантии. В строении коры и верхней мантии под дном желобов поперечных разломов присутствуют слои со скоростями 5,3 и 7,2 км/с, а также с аномально высокими скоростями 9,0 км/с. Кровля верхней мантии в осевой части хребта существенно поднята, а кора утонена. Рифтовые ущелья и гребни лишены осадочного покрова [Исследования..., 1972; Francis, Shor, 1966]. Осевая зона хребта сейсмически чрезвычайно активна [Barazangi, Dorman, 1969]. На хребте установлены характерная система линейных аномалий магнитного поля и высокие значения теплового потока [Herzen, Vacquier, 1966].

В пределах нижней половины западного фланга Центральноиндийского хребта лежит узкий — шириной всего около 10 миль и вытянутый на 200 миль в широтном направлении — хребет Родригес с находящимся в его восточной части о-вом Родригес. Драгированные на этом хребте базальты имеют позднелигоценый возраст. Лежащие на высоте около 150 м над уровнем моря коралловые рифы о-ва Родригес свидетельствуют о недавних поднятиях этого хребта, значительно более молодого, чем фундамент фланга Центральноиндийского хребта.

В своей средней части Центральноиндийский хребет вплотную соприкасается обоими флангами с Маскаренским хребтом на западе и с Лаккадивско-Мальдивским хребтом на востоке. На восточном фланге Центральноиндийского хребта на контакте с южным окончанием горстового Лаккадивско-Мальдивского хребта пробурена скв. 238 Проекта глубоководного бурения. Она вскрыла 500-метровую толщу илов, лежащих на пузырчатых, излившихся на глубинах не более 600—1000 м базальтовых лавах. В базальных осадках позднелигоценового возраста были обнаружены частицы кварца и слюды, которые моглиноситься с абрадируемой поверхности фундамента Лаккадивско-Мальдивского хребта. В послеолигоценое время произошло погружение на 2300—2600 м [Рудич, 1983; Fisher et al., 1974]. Примерно на 3° с.ш., за разломом Мабахис, Центральноиндийский хребет сменяется Аравийско-Индийским.

Аравийско-Индийский хребет ориентирован в направлении северо-запад—юго-восток. Он значительно меньше раздроблен поперечными разломами, которые отмечаются лишь в его юго-восточном и северо-западном окончаниях и имеют простирания северо-восток—юго-запад, и пересекает ось хребта под прямым углом. Ширина хребта сравнительно невелика — порядка 250 миль, т.е. вдвое меньше, чем у Центральноиндийского хребта. Грядовый рифтогенный рельеф хребта хорошо выражен, в осевой зоне лежат рифтовые ущелья в форме ряда кулис. Глубины над гребнем хребта порядка 1800—2600 м. С этим хребтом связана упорядоченная система линейных аномалий магнитного поля, использованная в свое время Ф. Вайном и Д. Мэтьюзом при обосновании ими гипотезы конвейерного спрединга и хронологического значения линейных аномалий [Vine,

Matthews, 1963; Matthews et al., 1965; Cann, Vine, 1966]. Интенсивность аномалий магнитного поля закономерно убывает с удалением от оси хребта до подножия его флангов, где резко возрастает вместе с увеличением ширины аномалий [Le Pichon, Heirtzler, 1968; Исследования..., 1972].

Эта особенность структуры аномального магнитного поля на флангах срединно-океанических хребтов, впервые обнаруженная на Аравийско-Индийском хребте, была затем отмечена и на Австрало-Антарктическом, Южно-Атлантическом и Восточно-Тихоокеанском хребтах. Она сыграла важную роль в развитии представлений о природе и хронологическом значении линейных аномалий магнитного поля. Предложены три варианта ее интерпретации: а) результат наложения современной рифтогенной системы на более древнюю [Le Pichon, Heirtzler, 1968; Mammerikx, Sandwell, 1986]; б) результат серпентинизации низов литосферной плиты [Печерский и др., 1977]; в) результат дислокаций на контакте рифтогенной системы с более древними нерифтогенными структурами [Удинцев и др., 1980].

Осевая зона хребта лишена осадочного покрова. Обнажающиеся коренные породы фундамента Аравийско-Индийского хребта представлены обычным для рифтогенных хребтов комплексом магматических пород: базальтами, габбро, частично метаморфизованными и контаминированными материалами древних средних и кислых пород, серпентинизированными перидотитами, а также кислыми лейкократовыми породами [Исследования..., 1972; Силантьев, Чернышева, 1981; Cann, 1969; Hekinian, 1968].

На 10-й параллели северной широты Аравийско-Индийский хребет обрубается разломом Оуэн [Matthews, 1966]. Этот разлом обладает огромной протяженностью. От континентального шельфа Пакистана в районе Карачи он протягивается в юго-западном направлении на 1500 миль. По разлому Оуэн рифтовая зона северо-западной ветви срединно-океанического хребта Индийского океана смещается к северу примерно на 170 миль. Вдоль разлома Оуэн лежат трансверсивные хребты Чейн в Сомалийской котловине и Мёрри в Аравийской. В разломе Оуэн обнажаются серпентинизированные перидотиты мантийного диапира [Bonatti, Hamlyn, 1978]. Глубины над трансверсивным гребнем в зоне смещения осевого рифта порядка 1700—2000 м, а примыкающая к этому гребню гора Эррор в Сомалийской котловине поднимается своей вершиной до глубины 368 м. В сопряженном с разломом желобе в зоне смещения рифта глубины более 4500 м, а максимальная глубина 5803 м, что значительно больше глубин над аккумулятивной равниной примыкающей части ложа Аравийской котловины.

Продолжением срединно-океанического хребта к западу от разлома Оуэн является хребет Восточный Шеба. Он значительно уже Аравийско-Индийского хребта — ширина его всего около 90 миль. Высота хребта над дном океана (глубина порядка 4000 м) примерно 2500—2000 м, глубины над рифтовыми гребнями около 1500 м, а глубины в хорошо выраженном рифтовом ущелье до 3900—4100 м. Хребет ориентирован в широтном направлении. При входе в горло Аденского залива, где глубины становятся менее 2500 м, хребет Восточный Шеба несколько теряет четкость морфологического выражения. Рифтовая зона вновь испытывает смещение, на этот раз к югу на 110 миль по разлому Алула-Фартак. Вдоль этого разлома лежит желоб шириной 10 миль с глубинами более 4500 м и максимальной глубиной 5360 м. Далее к западу рифтовая зона продолжается в хребте Западный Шеба уже на дне Аденского залива.

Аденский залив представляет собой обширный грабен, заложенный на докембрийском фундаменте Аравийско-Нубийского щита [Cloos, 1947]. Доказательства рифтогенной природы внедряющегося в пределы этого грабена хребта Западный Шеба [Laughton, 1966; Laughton, Tramontini, 1969] дают основания предполагать также важную роль спрединга. Залив обладает корытообразной формой профиля. Шельфы по обеим его сторонам узкие, континентальные склоны

крутые. Ширина плоского в общем ложа в восточной части залива от 120 до 100 миль и глубины над ним около 2200 м. В западном углу залива равнинная поверхность ложа поднимается и глубины уменьшаются до 1500—1000 м. В осевой части ложа залива лежит хребт Западный Шеба — система кулисообразных рифтовых гряд и ущелий, сложно раздробленных поперечными разломами. Ширина хребта невелика — порядка 25—30 миль. Глубины над рифтовыми гребнями порядка 1800 м, а в рифтовых ущельях и желобах разломов — более 2500 м. Вероятным продолжением рифтового ущелья служит желоб, внедряющийся на побережье Африки и заливе Таджура.

По данным сейсмического зондирования, хребт Западный Шеба подстилается корой океанического типа. Ложе залива по сторонам от хребта подстилается корой, которую, скорее, следует назвать корой переходного типа — в ее составе осадочный чехол, сейсмические скорости в слоях коры ниже обычных для коры океанического типа, мощность коры больше [Laughton et al., 1970]. С рифтовой зоной хребта Шеба связаны интенсивные линейные аномалии магнитного поля, вдоль нее располагается ряд эпицентров землетрясений. Рифтовые гряды сложены базальтами, но более щелочными, чем на Аравийско-Индийском хребте [Cann, 1970] кроме того, они лишены осадочного покрова.

На хребте Восточный Шеба были пробурены скв. 231—233 Проекта глубоководного бурения. Результаты бурения позволяют предполагать, что в период после миоцена там произошло погружение на глубину 1700—2100 м [Рудич, 1983; Fisher et al., 1974].

Последовательность развития, по геологическим данным, такова: в олигоцене происходит воздымание докембрийского фундамента с образованием Эфиопско-Аравийского свода, формирование обширных траппов на его поверхности; в миоцене на фоне продолжающегося воздымания этого свода и развития траппов закладывается система разломов, определяющих контуры Аденского залива, Красного моря и депрессии Афар; в плиоцене происходит растяжение коры в грабенах, сопровождающееся накоплением там осадочных толщ, а затем начинается развитие рифта, внедряющегося со стороны Индийского океана и продвигающегося далее в Красное море и залив Таджура. Однако относительная роль в таком развитии Аденского залива сбросов и спрединга служит предметом дискуссии, поскольку природа коры плоского ложа залива не интерпретируется однозначно. Если она имеет рифтогенное происхождение, то масштабы спрединга велики и должны быть связаны со смещением к северу Аравийского полуострова [Laughton et al., 1970]. Если же ложе подстилается опущенными по сбросам (возможно, листрическим) блоками докембрийского фундамента Аравийско-Нубийского щита, то масштабы спрединга ограничены рифтовой зоной хребта Западный Шеба [Courtillet, 1980; Cochran, 1981]. Учитывая существование континентального порога в Баб-эль-Мандебском проливе, последнее предположение кажется более реальным.

Впадина Красного моря протягивается на расстояние более 1000 миль от Баб-эль-Мандебского пролива до заливов Суэцкого и Акаба. Ширина его от 170 миль в южной до 100 миль в северной части. Мелководный шельф с глубинами менее 200 м очень широк в южной части, включая весь Баб-эль-Мандебский пролив, но сужается по обеим сторонам моря в северной части. Континентальные склоны в южной части моря круто падают к осевому желобу с глубинами до 1926 м, но по мере движения к северу эти склоны становятся положе, отступают к постепенно сужающимся мелководным прибрежным шельфам и впадина моря обретает форму пологого прогиба, в осевую часть которого врезан узкий рифтовый желоб с глубинами более 1500 м и до 2400—2800 м в ячейках-котловинах [Колман, 1979; Laughton, 1970; Allan, Morelli, 1970]. Ширина этого рифтового желоба от 3—10 миль на юге до 20 миль близ 20° с.ш. К северу от 24° с.ш. осевой желоб выклинивается, хотя его продолжение иногда предполагают в Суэцком заливе, а боковое ответвление — в заливе Акаба. Ось желоба испытывает смещения,

возможно связанные с трансформными разломами [Колман, 1979] или, вероятнее, с унаследованными разломами докембрийского фундамента [Исаев, Разваляев, 1977].

Сейсмическое зондирование показало выполнение поверхности шельфа рыхлыми осадками мощностью до 500 м, лежащими на толще осадочных пород мощностью 2—5 км (сейсмические скорости 3,5—4,4 км/с), состоящей из переслаивающихся эвапоритов, терригенных и вулканогенных осадков. Эта осадочная толща под шельфами и пологими склонами подстилается породами со скоростями 5,8—6,97 км/с (в среднем 6,1 км/с) [Knott et al., 1965; Davies, Tramontini, 1970; Girdler, 1969]. В осевом желобе на глубинах менее 5 км от поверхности дна породы характеризуются скоростями 6,6—7,0 км/с [Knott et al., 1966; Girdler, 1969; Davies, Tramontini, 1970; Drake, Girdler, 1964]. С осевым желобом в южной половине моря связаны интенсивные линейные аномалии магнитного поля (но в северной половине магнитное поле мозаично), положительные аномалии гравитационного поля (в редукции Буге), высокие значения теплового потока, гидротермальные источники с температурой воды до 200° [Hot brines..., 1969]. В осевом желобе наблюдаются проявления современной вулканической активности [Литвин и др., 1981; Литвин, Руденко, 1981; Монин и др., 1980; Сборщиков и др., 1981; Bonatti, 1985]. К осевому желобу причислены очаги неглубоких землетрясений [Sykes, Landisman, 1964; Колман, 1979]. Глубоководное бурение в 23-м рейсе 6/с "Гломар Челленджер" и данные по геологии окружающей суши позволяют представить последовательность развития структуры и рельефа дна Красного моря [Witmarsh et al., 1974; Kohn, Egal, 1981].

Докембрийский Аравийско-Нубийский щит испытывал поднятие с образованием свода в позднем эоцене и раннем олигоцене. Оно сопровождалось утонением и раздроблением [Cloos, 1947; Gass, 1970; Исаев, Разваляев, 1977]. В олигоцене происходило образование мощных (до 1000—3500 м) базальтовых траппов по всей поверхности этого свода, а вместе с тем утонение коры и ее растрескивание, приведшие к образованию протодепрессии Красного моря. Вторжение в эту депрессию вод Средиземного моря в позднем олигоцене—миоцене обусловило формирование мощной (2—5 км) эвапорито-терригенной осадочной толщи. В раннем плиоцене поднятие Суэцкого перешейка прервало связь со Средиземным морем, но образовавшийся Баб-эль-Мандебский пролив открыл доступ водам Индийского океана, и началось внедрение рифта со стороны Аденского залива [Kohn, Egal, 1981; Girdler, 1985]. Несогласие между толщиной эвапоритов и покрывающими их морскими осадками отмечает начало рифтогенеза в осевом желобе Красного моря [Whitmarsh et al., 1974; Hsu et al., 1978]. С рифтогенезом связано формирование в осевом желобе моря коры океанического типа.

Развитие рифта было ячеистым, что отражало развитие мантийного диапиризма в подошве коры протовпадины моря [Bonatti, 1985]. Вопрос об относительной роли прогибания, сбросов и рифтогенеза со спредингом в развитии впадины Красного моря остается дискуссионным из-за различия в интерпретации природы земной коры этой впадины за пределами осевого рифтового желоба. Так же как и в Аденском заливе, геофизические данные допускают предположения как о континентальной природе ее и соответственно о преобладающей роли сбросов [Drake, Girdler, 1964; Cloos, 1947; Whiteman, 1968; Lowell, Genik, 1968; Ross, Shlee, 1973; Girdler, 1985; Cochran, 1983], так и о рифтогенной, океанической и соответственно о преобладании роли спрединга [Laughton, 1966; Laughton et al., 1970; Allan, Morelli, 1970; Bohannon, 1986]. Применению представлений о спрединге на всем протяжении впадины Красного моря мешает и то обстоятельство, что в северной половине этого моря нет признаков активного рифтогенеза — ни сейсмической активности, ни упорядоченных линейных аномалий магнитного поля, ни рифтового осевого желоба. Эта часть моря напоминает по своей структуре депрессию Афар.

Суэцкий залив в северном конце моря имеет структуру грабена, но для залива Акаба предполагается связь с трансформным разломом [Ben-Avraham, 1985]. Структуру грабена имеет депрессия Афар на предполагаемом внедрении рифтовой зоны Аденского залива в континентальный массив Нубийского щита [Колман, 1979; Геология..., 1987].

Рифтогенная южная часть Красного моря — это как бы ячейка развивающейся рифтовой системы, подобная наблюдаемым ячейкам "пунктирного" развития рифтового желоба, описанным Э. Бонатти [Bonatti, 1985], и заключенная между не нарушенными внедрением рифта континентальными массивами северной части моря и Баб-эль-Мандебского пролива.

Аденский залив, Красное море, Суэцкий залив, депрессия Афар с заливом Таджура — все это структуры ветвящегося окончания северо-западной ветви срединно-океанического хребта Индийского океана в районе внедрения этого рифта в пределы континентального массива. Структуры эти находятся на разных этапах развития процесса рифтогенеза и представляют интерес для понимания хода такого развития. Его начало отмечается воздыманием корового свода и формированием траптовых покровов, последующим утонением коры, образованием грабенов — протоморских депрессий — и лишь затем уже внедрением рифтовых желобов, а при достаточном расширении впадины (за счет обрушений и прогибаний континентальных окраин) и формированием на дне рифтогенного хребта. Интересно отметить, что покровные базальты начальных стадий развития имеют щелочной характер, но вместе с тем ксенолиты мантийного ультраосновного вещества, выносимые базальтовыми потоками в пределы континентальных массивов, уже имеют характер океанической мантии [Bonatti et al., 1981, 1983, 1986]. Поэтому можно предполагать, что океанический тип базальтов толеитового океанического состава уже предопределен поступлением в подошву преобразуемой рифтогенезом коры мантийного диапира определенного "океанического" состава.

Австрало-Антарктический хребет — юго-восточная ветвь срединно-океанического хребта Индийского океана. На протяжении 450 миль от точки тройного сочленения на юго-восток он сохраняет практически такой же облик морфологии, какой наблюдается в начале северо-западной ветви. Ширина его порядка 360 миль, высота над ложем прилегающих котловин около 1500—1700 м, глубины над гребнями рифтовых гряд менее 3000 м и местами 2300—2400 м. В рифтовых ущельях глубины до 3500 м. Хребет сильно раздроблен поперечными разломами, глубины в которых более 4000 м и местами 4100—4700 м. Расстояния между разломами от 60 до 100 миль. В отличие от Центральноиндийского хребта разломы этой части Австрало-Антарктического хребта ориентированы под прямым углом к общему простиранию хребта. Желоба и трансверсивные гребни разломов выходят далеко за пределы флангов хребта на ложе котловин Центральной и Крозе. Линейные аномалии магнитного поля, установленные для этой части хребта, характеризуют его предположительный спрединг за период с олигоцен [Le Pichon, Heirtzler, 1968; Геолого-геофизический..., 1975]. Число эпицентров землетрясений здесь значительно меньше, чем в Центральноиндийском хребте, и они менее четко концентрируются в осевой зоне. Осевая зона хребта почти лишена осадочного покрова [Ewing et al., 1969], и ображающиеся породы второго слоя представлены толеитовыми базальтами [Hekinian, 1968].

Число эпицентров землетрясений и плотность их концентрации в осевой зоне хребта здесь значительно меньше, чем в Центральноиндийском хребте [Barazangi, Dorman, 1969; Espinosa et al., 1982]. Механизмы движений в очагах землетрясений свидетельствуют как о растяжениях вдоль оси хребта (этим можно объяснить образование поперечных разломов), так и о смещениях коровых блоков северного фланга хребта в северо-восточном направлении [Bergman et al., 1984]. Именно с такими движениями коровых блоков У. Хексби и Дж. Вейссел [Haxby, Weissel, 1986] связывают наблюдаемые на северо-восточном фланге хребта ундуляции

гравитационного поля и интерпретируют их как результат сжатия под давлением, направленным из осевой зоны хребта. Вероятно, такие ундуляции можно рассматривать как предвестники появления дислокаций на контакте фланга рифтогенного хребта с ложем океанической котловины.

К юго-востоку от 32-й параллели южной широты морфология хребта меняется. Ширина его постепенно возрастает почти вдвое, а осевая зона смещается по системе поперечных разломов к югу. Рифтовая зона местами теряет прежнее четкое морфологическое выражение, и на гребне хребта появляются широкие плато. Там, где сохраняется хорошо выраженный рифтогенный рельеф, глубины в осевой зоне порядка 2300—2500 м над гребнями рифтовых гряд и до 3200 м в рифтовых ущельях. Поперечные разломы становятся менее глубокими, и желоба их уже не пересекают осевую зону. Эпицентры землетрясений встречаются реже. В районе между двумя протяженными поперечными разломами Амстердам и Сен-Поль ширина хребта достигает 600 миль. Северо-восточный конец разлома Сен-Поль достигает южной оконечности Восточно-Индийского хребта, а юго-западный обрубает северо-западный край плато Кергелен. Осевая зона хребта смещается здесь к югу на 300—360 миль. Сводовая поверхность хребта на глубинах менее 3000 м оказывается очень широкой и менее интенсивно расчлененной. На фоне нее поднимается обрамляемый крутыми уступами блок с островами Амстердам и Сен-Поль и банкой Сен-Пьер, оконтуриваемый изобатой 2000 м. Оба эти острова — вулканы.

В морфологии щитового вулкана Амстердам примечательна пересекающая его трещина северо-западного—юго-восточного направления с насаженными на нее небольшими вулканическими шлаковыми конусами, напоминающая так называемые кьяры Исландии. На юго-западной ветви разлома Сен-Поль на фланге хребта лежит подводная гора Новара высотой до 2500 м над дном океана. К востоку от разлома Сен-Поль хребет становится широким пологим поднятием дна, морфология которого чрезвычайно сходна с морфологией Южно-Тихоокеанского и Восточно-Тихоокеанского поднятий. Он уже лишен морфологического сходства с рифтогенными хребтами западной части Индийского океана и Средне-Атлантическим хребтом. Вместе с тем это естественное продолжение сейсмически активной рифтогенной системы хребтов Индийского океана и одно из звеньев мировой системы океанических рифтов, но отличающееся более высокими темпами спрединга (если исходить из гипотезы Ф. Вайна и Д. Метьюза о возможности хронологической интерпретации линейных аномалий магнитного поля по канонам тектоники литосферных плит) или темпами остывания мантийного диапира и соответственно миграции фронта остывания (если предполагать определяющую роль в процессе рифтогенеза мантийного диапиризма).

Общее простирание хребта постепенно приобретает широтное направление. К югу от Австралии ширина его возрастает почти до 1400—1600 миль. Сводовая часть лежит на глубинах порядка 2700—2900 м, неглубокое рифтовое ущелье врезано до глубин около 2800—3100 м. Грядовый рельеф в осевой зоне и на флангах хребта обладает амплитудой расчленения не более одной-двух сотен метров, и только в основании флангов хребта амплитуда возрастает до нескольких сотен метров. [Hayes, Conolly, 1972]. Особенно значительна интенсивность расчленения вдоль основания северо-восточного фланга в зоне разлома Диамантины и вдоль юго-западного — вдоль подножия плато Кергелен. Такое возрастание степени дислоцированности фундамента можно либо признать как реликтовое от начальных стадий рифтогенеза [Mammerickx, Sandwell, 1986], либо связать со сжатием на контакте фланга рифтогенного хребта с нерифтогенным фундаментом ложа примыкающих котловин, вызываемым давлением со стороны хребта.

Осадочный чехол на флангах хребта порядка одной или двух сотен метров, но в широкой осевой зоне менее 100 м и во многих местах отсутствует [Ewing et al.,

1969; Houtz, Markl, 1972]. Лишь в районе островов Амстердам и Сен-Поль на флангах хребта мощность осадочного чехла возрастает до 200—300 м и на подходах к юго-восточному выступу континентального массива Австралии на северо-восточном фланге увеличивается до 300—500 м к основанию этого выступа. Следует отметить, что мощность осадочного чехла по южному флангу хребта существенно больше, чем по северному, в результате развития в южном секторе океана мощной аккумулятивной толщи, погребавшей нижнюю часть южного фланга. Бедность же осадочным покровом сводовой части хребта связана с интенсивным эрозионным воздействием придонного движения антарктических вод в северном направлении [Kennett, Watkins, 1975]. Особенно интенсивными оказываются придонные течения в районе 120—127° в.д., где существует как бы седловина в своде хребта. С деятельностью этого течения Дж. Кеннет и Н. Уоткинс связывают формирование Южно-Индоокеанского поля марганцевых конкреций в нижней части северного фланга Австрало-Антарктического хребта близ разлома Диамантина.

Система линейных аномалий магнитного поля на Австрало-Антарктическом хребте была идентифицирована Дж. Вейсселем и Д. Хейсом как отмечающая начало рифтогенеза в раннем эоцене (55 млн лет), а результаты глубоководного бурения (скв. 265, 266, 267) позволяют предполагать полное раскрытие прохода между Австралией и Антарктидой и образование циркумантарктического течения лишь в позднем олигоцене (25 млн лет) [Hayes et al., 1975; Weissel, Hayes, 1972; Kennett et al., 1972; Weissel et al., 1977]. С. Канде и Дж. Маттер [Cande, Mutter, 1982] ревизовали идентификацию аномалий и предположили начало рифтогенеза в раннем мелу (110—90 млн лет), рассматривая зону спокойного поля к югу от Австралии как сформированную в меловое время. Однако эта зона косо сечет континентальный склон Австралии и скорее должна интерпретироваться как зона очевидной океанизации [Konig, Talwani, 1977], тем более что приводимые С. Канде и Дж. Маттером данные о погружениях южной окраины континента за период с позднего мела до миоцена на 3—4 км говорят в пользу вероятной океанизации южной окраины Австралии.

Отмеченная выше седловина свода Австрало-Антарктического хребта в районе 120—127° в.д. является весьма примечательной особенностью морфологии этого хребта и свидетельствует о существенной неравномерности его развития в пространстве и времени. Сводовая часть хребта понижена примерно на 800 м, сужена, дробно рассечена рядом поперечных разломов до 300—600 миль протяженностью, шириной до 20—40 миль и сопутствующих им трансверсивных гребней. Глубины на флангах хребта в этой зоне также оказываются меньше, и аккумулятивная толща абиссальной равнины Австрало-Антарктической котловины образует здесь большой выступ к северу, проникая в пределы южного фланга хребта. Седловина эта, получившая название Австрало-Антарктического несогласия, отражается в особенностях гравитационного поля и интерпретирована Дж. Вейсселем и Д. Хейсом как результат развития рифтогенного хребта в условиях стабильного нисходящего движения вещества астеносферы [Weissel, Hayes, 1974].

К востоку от Австрало-Антарктического несогласия хребет вновь расширяется и его осевая зона вновь поднимается на глубины менее 3000 м. Он сохраняет широтное простираение вплоть до 140° в.д., но далее дробится системой поперечных разломов, по которым происходит последовательное смещение блоков к югу. Вследствие этого осевая рифтовая зона от широты 51° смещается на 900 миль на юг до 63° ю.ш., где хребет соединяется с западной оконечностью Южно-Тихоокеанского (Тихоокеанско-Антарктического) хребта. В области такого резкого смещения рифтовые зоны отдельных блоков (с глубинами менее 2500 м над гребнями рифтовых гряд и до 2800 м в рифтовых ущельях) ориентированы преимущественно в направлении северо-восток—юго-запад. Зоны разломов ориентированы почти в меридиональном направлении. Они обладают огромной протя-

женностью — до 700—1100 миль. Интервалы между зонами разломов и соответственно протяженность рифтогенных блоков между ними от 60 до 120 миль.

С запада на восток следуют разломы Георга V, Сент-Винсент, Гамбье, Тасманов, Баллени и Хьорта [Hayes, Conolly, 1972]. Наиболее крупным и наиболее сложно расчлененным блоком является заключенный между разломами Баллени и Хьорта. Гребни рифтовых гряд здесь поднимаются до глубин менее 1000 м, а трансверсивный гребень разлома Баллени представлен цепью подводных гор Баллени и островами Баллени. Область глубин менее 3000 м занимает в этом блоке весьма обширное пространство. Вдоль разломов установлена плотная концентрация эпицентров землетрясений. Описываемый блок представляется возможным фрагментом межконтинентального моста недавнего прошлого, взломанным в результате рифтогенеза лишь в миоцене или позднем олигоцене [Kennett et al., 1972]. Другой частью такого межконтинентального барьера могли быть юго-восточный выступ континентального массива Австралии, островная дуга Маккуори и Новозеландское плато.

Африкано-Антарктический хребет — юго-западная ветвь срединно-океанического хребта Индийского океана. Вместе с тем по своей морфологии, строению и особенностям развития она заметно отличается от первых двух ветвей, северо-западной и юго-восточной. Вероятно, именно такая несхожесть морфологии Африкано-Антарктического хребта с другими срединно-океаническими хребтами помешала в свое время понять его как звено системы срединно-океанических хребтов Мирового океана и заставила воспринять его лишь как экзотическую вулканическую область Антарктики [Лисицын, Живаго, 1958; Живаго, 1960]. Только прозрение на глобальность рифтовой системы океанов помогло открытию Африкано-Антарктического хребта как характерного, хотя и своеобразного по своей морфологии компонента мировой системы океанических рифтов [Ewing, Heezen, 1960].

Уже в самом начале своем, в районе тройного сочленения с Центральноиндийским и Австрало-Антарктическим хребтами, Африкано-Антарктический отличается от них как по морфоструктуре, обнаруживая черты внедрения во фланг первых двух, так и по малой сравнительно с ними ширине и, очевидно, молодости. Ширина его в этой части всего 120 миль. В осевой зоне его лежит уже упоминавшееся в начале этой главы глубокое рифтовое ущелье, внедряющееся во фланг соединенных Центральноиндийского и Австрало-Антарктического хребтов. Отсюда на запад до 61° в.д. это ущелье с глубинами до 5000 м и более протягивается без заметных смещений по поперечным разломам, а обрамляющие его рифтовые гряды, расходящиеся к западу, поднимаются своими гребнями до глубин менее 3000 м. Но с 61° в.д. обстановка резко меняется и преобладающей чертой морфологии хребта становится интенсивное раздробление его поперечными разломами [Sclater et al., 1981; Schlich, 1983; Moore, Mark, 1986]. Из-за столь значительной раздробленности это один из наиболее сложных по своему рельефу участков мировой системы рифтогенальных хребтов. Ширина хребта возрастает до 240 миль, и общее его направление почти строго прямолинейное — юго-запад—северо-восток, что подчеркивается прямолинейностью зоны сейсмической активности [Espinosa et al., 1982].

Однако при этом частота поперечных разломов столь велика и ширина разделяемых ими рифтогенных блоков хребта столь мала — порядка 30 миль, что затруднено определение направлений, в которых ориентированы эшелонированные рифтовые желоба и гряды. Вероятнее всего, преобладает направление с юго-запада на северо-восток или близкое к широтному. Глубины над рифтовыми гребнями менее 2000 м, глубины в рифтовых ущельях более 3000—4000 м. Но общий облик рельефа хребта определяют поперечные разломы. Они ориентированы почти строго в меридиональном направлении, так что секут общее простирание хребта под углом 45°; протяженность их достигает почти 600 миль, и окончания их

выходят далеко за пределы флангов хребта в Мадагаскарскую котловину на севере и в котловину Крозе на юге. Ширина желобов этих разломов порядка 15 миль, а глубины в них почти на всем их протяжении более 4500 м и даже 6000 м. Сопутствующие им приразломные трансверсивные гребни поднимаются до глубин менее 2000 м. Этот тип морфоструктуры хребта сохраняется к западу до 52° в.д. Общее число поперечных разломов на участке хребта 52—61° в.д., определяющих его кулисообразное строение, достигает девяти-десяти, но самые значительные и глубокие из них — это разломы Мелвилл на 61° в.д., Атлантис на 57° в.д. и Галлиени на 52°30' в.д. В желобах именно этих разломов глубины более 6000 м, что открывает подход к северу холодных антарктических придонных вод из котловины Крозе в Мадагаскарскую котловину [Sclater et al., 1981].

За разломом Галлиени Африкано-Антарктический хребет вторгается в пределы крупного поднятия дна, объединяющего о-в Мадагаскар с подводным Мадагаскарским хребтом на севере и возвышенность Дель-Кано с плато Крозе на юге. Поднятие в целом оконтуривается изобатой 4000 м. В пределах этого поднятия Африкано-Антарктический хребет явно суживается, его осевая часть шириной около 100 миль сохраняет морфологический облик рифтогенного типа, но фланги приобретают характер платообразных поверхностей. Гребни рифтовых гряд лежат на глубинах менее 2000 м, а рифтовые ущелья достигают глубины около 3000—3500 м. Этот отрезок хребта занимает пространство от 52° в.д. до 36° в.д. На востоке его ограничивает упоминавшийся выше разлом Галлиени, а на западе — разлом Принс-Эдвард с глубинами в желобе более 6000 м. Разлом Принс-Эдвард ориентирован также в почти меридиональном направлении и обладает протяженностью более 600 миль. Но и в пределах взламываемого Африкано-Антарктическим хребтом Мадагаскарско-дель-Кановского поднятия выявлены два крупных разлома несколько меньшей протяженности, утыкающиеся своими концами в Мадагаскарский хребет и возвышенность Дель-Кано, — это разломы Индомид и Дискавери-2 с глубинами в осевой части хребта до 5500—6000 м. В западной части возвышенности Дель-Кано на расстоянии около 100 миль от оси рифтовой зоны лежит группа гор — Функ, Галлиени и гора с островами Принс-Эдвард и Марион. Оба эти острова — вулканы, вершины которых поднимаются над уровнем моря на 722 и 1280 м.

К западу от разлома Принс-Эдвард ось рифтогенного Африкано-Антарктического хребта смещается по этому и нескольким параллельным ему разломам, крупнейший из которых — разлом Дю-Тойт, к югу почти на 600 миль и приобретает после этого близкое к широтному направлению запад-северо-запад—восток-юго-восток. При этом сейсмически активная зона хребта следует вдоль разлома Принс-Эдвард и затем в направлении запад-северо-запад—восток-юго-восток, образуя угловатый выступ к югу, после чего вновь приобретает направление юго-запад—северо-восток, приближаясь к точке тройного сочленения с Южно-Атлантическим хребтом в районе о-ва Буве. Часть хребта к западу от разлома Принс-Эдвард до разлома Дю-Тойт на 29° в.д. столь сильно раздроблена поперечными разломами, что выделение рифтогенных блоков по свойственной им морфоструктуре затруднено. К западу от разлома Дю-Тойт и примерно до 16° в.д. хребет очень плохо исследован обычными методами, но судя по карте У. Хексби, основанной на данных спутниковой альтиметрии, он сохраняет не нарушенные поперечными разломами очертания и хорошо выраженное рифтовое ущелье вплоть до 16° в.д. [Нахбу, 1983]. К западу, уже в пределах Атлантического океана, и до района о-ва Буве западная оконечность Африкано-Антарктического хребта вновь сложно дробится на ряд эшелонированных блоков поперечными разломами северо-восточного—юго-западного простирания. Это разломы Мандела, Динган, Шака, Ислас-Оркадас, Мошеш и Буве. Ширина хребта здесь примерно 180—200 миль. Глубины над рифтовыми грядами осевой зоны порядка 2500—2000 м, но местами и меньше, а в блоке, заключенном между разломами Мошеш и Буве, —

менее 1000 м, и там на удалении всего около 30 миль от рифтового устья лежит о-в Буве — активный вулкан высотой 976 м. На Гринвичском меридиане определена точка тройного сочленения Африкано-Антарктического хребта с Американо-Антарктическим и Южно-Атлантическим рифтогенными срединно-океаническими хребтами.

На всем своем протяжении Африкано-Антарктический хребет сейсмически активен в своей рифтовой зоне и в участках смещений по поперечным разломам. К осевой зоне приурочена система упорядоченных линейных аномалий, но она очень узка и ограничена аномалией 5, для которой предполагается позднемiocеновый возраст (9 млн лет). Для флангов хребта, обладающих характерным рифтогенным обликом рельефа, идентификация линейных аномалий невозможна. Существует как бы разрыв между верхнемiocеновыми аномалиями Африкано-Антарктического хребта и полем идентифицируемых в котловинах океана аномалий 19—25 (верхний эоцен—нижний палеоцен). Это обстоятельство сильно осложняет схемы реконструкции по канонам тектоники литосферных плит [Martin, Hartnady, 1986; Le Pichon, Heirtzler, 1968; Sclater et al., 1981; Schlich, 1983], вместе с тем позволяет предполагать, что рифтогенное развитие Африкано-Антарктического хребта вообще началось очень недавно, не ранее позднего миоцена.

На северо-западном фланге Африкано-Антарктического хребта, там, где он пересекает южное окончание Мадагаскарского хребта, была пробурена скв. 251 Проекта глубоководного бурения. Она достигла пузырьчатых лав акустического фундамента, изливавшихся на глубинах не более 600—1000 м. На этих лавах лежат осадки миоцена, содержащие зерна кварца и слюды, снесенные, по-видимому, с Мадагаскарского хребта. Погружение в послемiocеновое время оценивается в 3000—3400 м [Рудич, 1983; Davies et al., 1974]. Разрушение в процессе рифтогенеза континентального массива, объединявшего Мадагаскар и возвышенность Дель-Кано, было, по-видимому, недавно. Свободная от осадков осевая зона Африкано-Антарктического хребта значительно уже, чем на двух других ветвях срединно-океанических хребтов Индийского океана. Осадочный покров на флангах этого хребта толще, чем на двух других, — мощность его порядка 200—300 м уже вблизи рифтовой зоны [Ewing et al., 1969].

Эта особенность строения Африкано-Антарктического хребта также может рассматриваться как свидетельство его недавнего возникновения или, наоборот, как свидетельство малой активности развития, малых темпов спрединга. По данным глубинного сейсмического зондирования в северо-восточной части хребта, он обладает обычным для рифтогенных хребтов строением земной коры. В рифтовой зоне кора утонена, в основании коры скорости сейсмических волн порядка 7,2 км/с [Francis, Raitt, 1967]. В строении фундамента участвует обычный для рифтогенных хребтов комплекс пород: толеитовые базальты, габбро, серпентинизированные перидотиты [Исследования..., 1972, т. 1]. В западной части хребта отмечается высокая степень дифференциации ферробазальтов, объясняемая высокими темпами поступления расплава при низких темпах спрединга [Le Roesch et al., 1982]. Как и во всех других частях системы рифтов Индийского океана, тепловой поток в рифтовой зоне Африкано-Антарктического хребта характеризуется высокими значениями [Langseth, Taylor, 1967].

В свое время [Удинцев, 1968; Виноградов и др., 1969] было высказано предположение о рифтогенных срединно-океанических хребтах как особой тектонической системе — георифтогенали, в пределах которой происходит активное преобразование земной коры с формированием коры особого гиперокеанического типа. Наиболее активной частью этой системы являются осевые части хребтов с их рифтовыми зонами. Комплекс геологических и геофизических феноменов, характеризующих рифтогенальные хребты, хорошо известен, и здесь нет необходимости вновь приводить его. Выше при описании срединно-океанических хребтов Индийского океана все эти феномены с той или иной полнотой в зави-

симости от изученности были отмечены для всех частей системы таких хребтов. Обращалось внимание, что различные части этой системы находятся в разных стадиях развития и получили различное морфоструктурное выражение.

По канонам тектоники литосферных плит срединно-океанические хребты и особенности их морфоструктуры рассматриваются как магматические формирования в трещинах между раздвигающимися литосферными плитами [Ле Пишон и др., 1977; Океанология. Геофизика океанов, 1979; Heirtzler et al., 1977]. Возможно альтернативное представление о развитии морфоструктуры этих хребтов как следствии мантийного диапиризма в условиях умеренно расширяющейся Земли [Ларин, 1980; Проблемы..., 1984].

Морфоструктура осевой части хребта и склона находится, по-видимому, в зависимости от соотношения интенсивности вертикальных и горизонтальных движений, формирующих структуру хребта, и от того, в каких геологических условиях, на какого типа фундаменте происходит развитие рифтогенальной системы. Так, если в развитии рифтовой зоны преобладают вертикальные движения над горизонтальными, как это отмечено Р. Лиллуолл [Lilwall, 1982], и под ней возникают лишь неустойчивые очаги магматической активности [McDonald, 1983], то в осевой зоне образуется хорошо выраженное рифтовое ущелье с обрамляющими его рифтовыми грядами. Если же преобладающую роль играют горизонтальные движения растяжения и магматические очаги под рифтовой зоной имеют квазиустойчивый характер, то рифтовое ущелье и сопутствующие ему рифтовые гряды отсутствуют или выражены плохо.

Степень общего развития морфоструктуры хребта в целом существенно зависит от того, на каком фундаменте или в какой степени преобразования этого фундамента происходит развитие рифтогенальной системы. В условиях достаточно давно сформировавшихся океанических котловин с корой океанического типа, обладающей относительно небольшой жесткостью, хребты обладают большой шириной и пологими склонами, менее резким грядовым расчленением склонов. Таков, например, Австрало-Антарктический хребет Индийского океана. В условиях сравнительно недавно претерпевших деструкцию и океанизацию континентальных пространств, сохраняющих более высокую жесткость, ширина хребтов оказывается значительно меньше, склоны круче и грядовое расчленение склонов сложнее. Примерами могут служить Центральноиндийский, Аравийско-Индийский и Африкано-Антарктический хребты. Морфоструктура рифтогенальных хребтов может быть лишь в зачаточной форме там, где рифтовая система внедряется в пределы континента, как это наблюдается в Аденском заливе, и рифт может быть вообще лишен морфоструктуры хребта, но выражен в форме грабена на начальных стадиях его развития в пределах континентальной плиты — таковы грабены Красного моря и залива Таджура.

В пределах хребтов наибольшая интенсивность развития морфоструктуры наблюдается в осевой зоне, как можно предполагать — над вершиной мантийного диапира, и меньшая интенсивность — на флангах хребтов, где дислокации и магматизм развиваются в условиях соскальзывания коровых чешуй [Артюшков, 1980]. С этими же соскальзываниями и раздвигающими усилиями, возникающими над воздымающимся мантийным диапиром, связаны наблюдаемые на флангах хребтов зоны краевых дислокаций, отмечающие контакт флангов с относительно устойчивыми плитами ложа котловин [Удинцев и др., 1980].

В развитии рифтовой зоны хребтов установлено кулисообразное расположение ячеек рифтового ущелья, зачастую — внедрение новообразуемых ячеек в ранее сформировавшийся структурный план [McDonald, 1983; Sempere, McDonald, 1987], а на ранних этапах развития рифтовых ячеек — пунктирное расположение их [Bonatti, 1985]. По моим представлениям, это отвечает неравномерности развития мантийного диапиризма.

Широко развитые на рифтогенальных хребтах поперечные (трансформные)

разломы делятся на две важнейшие категории: трансокеанические, выходящие за пределы хребтов и внедряющиеся в окраины континентов, и локальные, не выходящие за пределы хребтов. Все они представляются трещинами растяжения вдоль оси хребтов. Труден вопрос о причинах, вызывающих различные угловые соотношения между простираниями рифтовых ущелий и поперечных разломов. Вероятнее всего, эти угловые соотношения отражают различия в направлениях векторов расширения над отдельными мантийными диапирами и генеральным направлением простирания системы таких диапиров, обуславливающим общее направление хребта. Возможно, что важную роль в этом играет глобальная ортогональная система разломов, предопределяющая направление зон наименьшей прочности [Белоусов, Дмитриева, 1984].

Глава 4

СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ СЕКТОР

Этот сектор ограничен на востоке континентом Австралия и Зондской островной дугой, на севере — южной окраиной континента Евразия. По юго-западному краю его обрамляет рифтогенальная система Австрало-Антарктического, Центральноиндийского и Аравийско-Индийского хребтов. В пределах этого сектора установлено несколько котловин, разделенных полностью или частично поднятиями подводных хребтов и возвышенностей. Западно-Австралийский хребет (плато Брокен) разделяет Южно-Австралийскую и Западно-Австралийскую котловины. Западно-Австралийская котловина делится поднятиями Ист-Индиаман и краевыми плато Западной Австралии на Пертскую, Кьюве и Северо-Австралийскую котловины, к западу от которых лежит котловина Уортон, разделяемая хребтом Инвестигейтор на западную и восточную половины. Огромный по своей протяженности Восточно-Индийский хребет отделяет от Западно-Австралийской котловины Центральноиндийскую, а хребет Лаккадивско-Мальдивский отделяет эту последнюю от Аравийской котловины. Хребет Меррей при разломе Оузи отделяет от нее, в свою очередь, небольшую Оманскую котловину.

Западно-Австралийский хребет (ЗАХ), или плато Брокен, по терминологии западных исследователей, это обширное поднятие, протягивающееся в широтном направлении почти на 800 миль [Геолого-геофизические..., 1986; Heezen, Tharp, 1966; Laughton et al., 1970]. На западе оно смыкается с южной оконечностью Восточно-Индийского хребта, а на востоке к его северному склону примыкает ориентированный в северо-восточном направлении хребет Ист-Индиаман. От подводной окраины континента Австралия ЗАХ отделен Пертской котловиной. В целом ЗАХ имеет асимметричный профиль: южный край его поднят и образует сравнительно узкий гребень с глубинами порядка 1200—1500 м, обрубленный на юге крутым — до 30—40° — склоном, тогда как на северной стороне склон пологий — около 1° — и переходит в поверхность плато с глубинами 2400—2700 м. Южный склон хребта имеет почти прямолинейные очертания, несколько осложненные кулисообразно лежащими обрывами. Северный край, местами выраженный невысоким, но довольно крутым уступом, огибается изобатой 4000 м и обладает извилистыми очертаниями. При этом наиболее резким выступом его служит хребет Ист-Индиаман. Ширина ЗАХ поэтому варьирует от 150 до 380 миль.

Южный склон хребта падает крутым обрывом ко дну желобов с глубинами 4700—5600 м, отмечающими западное окончание зоны разлома Диамантина — одной из крупнейших зон разлома в Индийском океане. Эта зона разлома протягивается на 1500 миль от западной части Большого Австралийского залива,

служит структурным обрамлением юга Западной Австралии и Пертской котловины и продолжается вдоль подножия южного склона ЗАХ. Зона разлома Диамантина — это узкая линейная зона дробления фундамента, выраженная в рельефе дна кулисообразно расположенными желобами с глубинами более 5500—6000 м и разделяющими их гребнями с глубинами менее 3000—4000 м. Максимальные глубины в желобах здесь достигают 7102 м (желоб Диамантина), 6791 м (желоб Дордрехт) и 5657 м (желоб Обь). Ширина зоны разлома Диамантина около 60—100 миль.

Примечательной особенностью морфологии ЗАХ является выровненная абразией поверхность его гребня. Фундамент гребневой части хребта раздроблен системой кулисообразных разломов на ряд блоков, вершины которых срезаны абразией. Ширина абразионной поверхности и ее глубины несколько меняются от блока к блоку: ширина от 5 до 40 миль, а глубины — от 1460 до 1170 м. Минимальные глубины — 563 и 960 м — отвечают вершинам небольших холмов, поднимающихся над южными краями абразионных террас. Эти холмы имеют вулканическое происхождение и сложны щелочными базальтами. Один из этих холмов — с глубиной над его вершиной 563 м — получил название по имени выдающегося советского геолога П.Л. Безрукова [Живаго, 1985].

Для осадочного чехла, покрывающего ЗАХ, характерно моноклинальное залегание слоев и трехъярусное строение осадочной толщи [Калинин и др., 1986; Ельников, 1986]. Верхний ярус представлен полупрозрачными в акустическом отношении осадками мощностью 100—300 м. Средний ярус — это акустически специфированные осадки с протяженными отражающими поверхностями мощностью от 500 м в верхней части северного склона хребта и порядка 150—200 м в нижней части этого склона. Нижний ярус разреза обнаруживает свою расслоенность только в гребневой части хребта, где он представлен, по данным глубоководного бурения (скв. 255), известняками верхнего мела [Davies et al., 1974]. Все три комплекса разделены угловыми несогласиями. Максимальные суммарные мощности верхних двух ярусов приурочены к верхней части северного склона хребта — от 700 до 800 м — и уменьшаются до 400—500 м в нижней части этого склона. На этом общем фоне отмечаются колебания мощности над неровностями акустического фундамента, роль которого на гребне хребта играют отражатели нижнего яруса осадочной толщи, а на северном склоне, возможно, покровные базальты, вскрытые на западной оконечности гребня скв. 254 и на ложе котловины Уортона скв. 256 [Davies et al., 1974].

Глубинное сейсмическое зондирование, выполненное Т. Франсисом и Р. Райтом, а затем Ю.П. Непрочновым [Геолого-геофизический..., 1975], показало присутствие в составе коры слоев со скоростями 4,4—4,7 (мощность 1—2 км) и 5,5—5,8 км/с (мощность 1—2 км), характерными для коры континентального типа. Суммарная мощность коры под хребтом, по этим данным, достигает 20 км, что согласуется с результатами сейсмологических исследований А. Сурье [Souriau, 1981] о разуплотнении литосферы под хребтом до глубины около 40 км. Все это позволяет считать достаточно обоснованным предположение о первично континентальной, частично переработанной природе фундамента ЗАХ [Пушаровский, Безруков, 1973; Heezen, Tharp, 1966; Hamilton, 1979; Francis, Raitt, 1967].

Выявленные сейсмическим профилированием в толще гребневой части хребта и играющие там роль акустического фундамента слои известняков довольно круто падают к северу, примерно под тем же углом, что и современная поверхность северного склона. В гребневой части хребта наклонно лежащие слои нижнего яруса срезаны абразией, и там рыхлые осадки второго и первого ярусов очень небольшой мощности лежат на них резко несогласно. Ниже по северному склону слои нижнего яруса не вскрыты сейсмопрофилированием и осадки верхних двух ярусов лежат на его кровле, играющей роль поверхности акустического фундамента, с нерезкими несогласиями.

Скв. 255 на гребне хребта показала, что срезанные абразией пласты пород акустического фундамента представлены мелководными сантонскими кремнистыми сланцами и известняками с глауконитом, содержащими остатки иноцерамусов и мелководные кокколитофориды [Davies et al., 1974]. На абразивной поверхности лежит 9-метровый слой среднеэоценового гравия с обломками раковин моллюсков и мшанок.

Судя по мощностям слоистой толщи акустического фундамента, достигающим в гребневой части хребта, по данным непрерывного сейсмического профилирования, 800—1000 м, и по мощностям слоев со скоростями сейсмических волн 4,4—4,7 и 5,5—5,81 км/с, которые обнаружены здесь по данным глубинного сейсмического зондирования и могут быть в значительной мере сложенными уплотненными осадочными породами, можно предполагать, что ниже известняков верхнего мела в строении толщи фундамента участвуют осадочные породы не только раннемелового, но и юрского возраста. В пользу такого предположения говорит сходство структурного разреза хребта с разрезами краевых плато Западной Австралии [Виверс, 1978] и хребта Кергелен [Ramsay et al., 1986], где присутствие осадочных толщ мелового и юрского возраста обосновывается достаточно убедительно.

Выше тонкого слоя среднеэоценового гравия лежит покров миоцен-голоценовых илов, однотипных с современными осадками подобных глубин, мощностью 61 м.

В строении фундамента ЗАХ, кроме осадочных пород, участвуют и магматические породы основного и кислого состава, образцы которых получены драгировками на южном сбросовом обрыве хребта и в скв. 254 на гребне хребта, в районе стыка его с Восточно-Индийским хребтом. Это щелочные базальты, плагиобазальты, диабазы, кварцевые долериты, риолиты и дациты [Силантьев и др., 1983; Силантьев, 1986; Кузьмин и др., 1983; Davies et al., 1974]. По своему характеру базальты и кварцевые долериты ЗАХ очень близки к базальтам плато Натуралиста, вскрытым в скв. 264, и к базальтам Банбери и кварцевым долеритам Западной Австралии [Coleman et al., 1982; Edwards, 1938]. По данным М.И. Кузьмина и его соавторов [Кузьмин и др., 1983], риолиты ЗАХ близки к кислым вулканитам Исландии. Формирование всей базальт-риолитовой ассоциации ЗАХ эти авторы относят к палеоцену, поскольку для риолитов определен возраст 56 ± 3 млн лет.

Структура акустического фундамента ЗАХ резко отличается от структуры фундамента срединно-океанических хребтов Индийского океана. Спокойное залегание полого-наклонных слоев, первоначально горизонтальных или почти горизонтальных в период накопления мелководных осадков мелового времени, соответствует представлениям о платформенной структуре. Спокойное магнитное поле в области хребта, нарушаемое редкими аномалиями, совпадающими с линиями разломов фундамента, также не имеет ничего общего с упорядоченно-линейным аномальным полем рифтогенных систем [Геолого-геофизические..., 1986]. Примечательная положительная аномалия магнитного поля ЗАХ, по данным проекта МАГСАТ, является частью аномалии, протягивающейся через Южную и Западную Австралию в океан [Arkani-Nameh, Strangway, 1986]. Эта аномалия ЗАХ не укладывается в модели строения коры южной части Индийского океана по канонам тектоники литосферных плит, включающие представления об океанической природе ЗАХ [Johnson, 1985]

В свете результатов бурения блок фундамента ЗАХ в позднемеловое время был частью островного или континентального шельфа. Слои акустического фундамента залегали в то время, очевидно, горизонтально или почти горизонтально. Они получили наблюдаемый сейчас наклон и были подняты в результате дислокаций в палеоцене до уровня волнового воздействия, а затем срезаны абразией в южной части блока. В результате регионального погружения в миоцене они оказались на глубинах накопления пелагических осадков. Был ли тот шельф

позднемелового времени островным или континентальным — этот вопрос, не решаемый однозначно, если пользоваться только геохимическими результатами исследований коренных пород и глубинного сейсмического зондирования. Одни эти данные допускают возможность предположения как континентальной, так и океанической природы фундамента.

М.И. Кузьмин и его соавторы определенно считают ЗАХ типичной океанической структурой [Кузьмин и др., 1981, 1983, 1984]. По предположению А.В. Живаго [1985], Западно-Австралийский хребет является вулканическим поднятием океанического типа, возникшим в рифтовой зоне повышенной генерации магмы. Вместе с тем, используя упоминавшиеся выше морфоструктурные особенности, характер магнитного поля, сведения о содержании в осадках хребта продуктов размыта кристаллических сланцев [Свальнов и др., 1978] и в особенности результаты маринопалинологического анализа базальных осадков из скв. 254 и 214 на примыкающей к ЗАХ южной части ВИХ [Kemp, Harris, 1975], можно с достаточным основанием говорить о континентальной природе обоих этих хребтов [Удинцев, Коренева, 1980].

Согласно этому выводу, в центральной части Индийского океана еще недавно, вплоть до миоцена, существовал значительный массив континентальной суши, реликт Гондваны — предполагавшаяся ранее по биогеографическим данным Лемурия. Данные спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют о значительных размерах этой континентальной суши и о ее бывших континентальных связях с Индией и Австралией. Погружение в мелу на глубины сначала шельфовых морей, а затем и океана значительных пространств Гондваны по периферии современного Индийского океана привело к обособлению Лемурии, а последующее развитие процесса рифтогенеза с начала палеоцена — к ее прогрессирующему распаду с формированием в ее бывших пределах рифтогенальных срединно-океанических хребтов и океанических котловин, среди которых местами сохранились относительно устойчивые блоки — микроконтиненты, претерпевшие в различной степени переработку и океанизацию. К их числу относятся Западно-Австралийский, частично Восточно-Индийский, Маскаренский и Лаккадивско-Мальдивский хребты, Мадагаскар и Мадагаскарский хребет, плато Дель-Кано и Кергеленский хребет. В истории каждого из них, в том числе и ЗАХ, отразились черты общей истории распада Гондваны и развития Индийского океана в целом.

Восточно-Индийский хребет (ВИХ) получил в работах зарубежных авторов название хребта Девяностого градуса, так как на расстоянии почти 2600 миль он протягивается практически прямолинейно вдоль меридиана 90° в.д. [Heezen, Tharp, 1966; Laughton et al., 1970]. На севере продолжение структуры этого хребта в виде поднятия фундамента обнаруживается под толщей осадков конуса выноса Ганга и Брахмапутры — так называемого Бенгальского конуса — еще на $12-18^\circ$ с.ш., а в рельефе дна хребет появляется на 8° с.ш. и продолжается на юг вплоть до 35° ю.ш. Близ 30° ю.ш. он смыкается с западной частью ЗАХ и, продолжаясь еще после этого на юг, утыкается в северный фланг Австрало-Антарктического хребта. На всем протяжении хребет сохраняет примерно одинаковую ширину — около 120 миль — и высоту около 3000—4000 м над ложем океана. Глубины над гребневой частью хребта преимущественно 2000—3000 м, местами существуют отдельные поднятия в форме холмов и невысоких гор — минимальные глубины над ними 847, 870, 1530, 2103 м. На всем почти протяжении хребта его профиль асимметричен по высоте склонов: подножие западного лежит на глубинах 4000—5000 м, восточного — на глубинах 5000—5500 м. Вдоль подножия восточного склона тянется желоб с глубинами до 5781 и 5670 м, а вдоль западного склона такого желоба нет [Канаев, 1979].

Хребет обладает характерной блоковой морфологией: у него относительно крутые — местами до $20-25^\circ$ — склоны и относительно ровная и широкая вершинная поверхность (около 30—45 миль). В строении склонов хребта важную

роль играют сбросовые уступы. По простиранию хребет делится на многочисленные блоки, разделенные разломами и грабенами. Раздробленность хребта на множество блоков обуславливает вариации асимметрии хребта: как правило, блоки асимметричны в профиле, но при этом у одних блоков более крутым является западный обрывистый склон, у других — восточный. Рассекающие тело хребта разломы имеют преимущественно северо-восточное простирание, а в северной части хребта местами почти широтное. В некоторых случаях расположение блоков кулисообразное — это характерно для южной части хребта. Самый южный блок хребта выделяется своей большой шириной, общей массивностью. Он служит как бы "замковым камнем" в месте сочленения ВИХ и ЗАХ. Минимальная глубина над выровненной вершинной поверхностью плато Осборн 1596 м.

Черты тектонической морфологии ВИХ выражены очень ярко. При этом тектоническая активность хребта продолжалась длительное время, поскольку сбросы разбивают не только фундамент, но в значительной мере и покрывающий его чехол осадков. Мощность этого чехла варьирует от 100 м над выступами фундамента до 700—1000 м в понижениях. Пробуренные на хребте скв. 214, 216, 217, 253, 254 позволяют идентифицировать наблюдаемые в пределах осадочного чехла отражатели с перерывами осадконакопления и сменой глубоководных осадков мелководными [Borch et al., 1974; Davies et al., 1974]. В северной части хребта (скв. 217, 216) мелководный режим осадконакопления мела, палеоцена и эоцена сменился глубоководным в олигоцене. В южной части хребта мелководное осадконакопление шло в эоцене и сменилось глубоководным в олигоцене (скв. 253) и миоцене (скв. 254). В средней части субаэральные и мелководные осадки накапливались в палеоцене (скв. 214) и сменились глубоководными в эоцене. На юге хребта мелководное осадконакопление шло в эоцене и сменилось глубоководным в олигоцене (скв. 253) и в миоцене в самой южной оконечности его (скв. 254). Погружение, как видимо, развивалось в южном направлении [Рудич, 1983].

Акустический фундамент ВИХ, по данным глубоководного бурения, сложен базальтовыми лавами, излившимися в мелководных условиях в позднем мелу (скв. 216), палеоцене (скв. 214), эоцене (скв. 253, 254). По своему составу базальты ВИХ отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов [Hekinian, 1974] и близки к базальтам Исландии и Фарерских островов, а в скв. 214 к ним прибавляются андезиты, также идентичные андезитам Исландии. Примечательны черты сходства с базальтами ЗАХ плато Кергелен и Натуралиста, свидетельствующие о принадлежности всех их к единой провинции платобазальтов [Fleet, McKelvey, 1978; Kerr, 1978].

Глубинное строение фундамента, по данным сейсмического зондирования, очень сходно со строением ЗАХ — налицо слои со скоростями 3,8—4,3; 4,7—5,8; 7,1—7,5 км/с, мощность которых около 12 км [Непрочнов и др., 1979 а, б; Пустильников и др., 1980]. По данным сейсмологических исследований А. Сурье [Souriau, 1981], и под этим хребтом отмечается разноуплотненность верхней мантии на глубину до 40 км [Геология..., 1981].

В магнитном поле хребта, как и на ЗАХ, нет характерных линейных аномалий рифтогенного присхождения, но присутствуют аномалии, связанные с разломами меридионального и северо-восточного простирания, подчеркивающие блоковую тектоническую раздробленность. Примечательна аномально слабая намагниченность самого южного блока хребта, позволяющая предполагать преимущественную роль осадочных пород в его строении [Sclater, Fisher, 1981].

В гравитационном поле ВИХ существует полоса повышенных значений силы тяжести в редукции свободного воздуха, связанная, по мнению К. Боуина и А.Г. Гайнанова, с подъемом к поверхности массы основных пород [Гайнанов, 1981; Bowin, 1973]. Это, в свою очередь, может объяснить, по предположению О.М. Ру-

сакова и С.В. Карабовича, наблюдаемое сейсмологическими методами разуплотнение верхней мантии на глубину до 40 км [Русакон, Карабович, 1983]. Полоса положительных аномалий силы тяжести, свойственная ВИХ, прослеживается на север за пределы его морфологического выражения в область Бенгальского залива.

Ярко выраженная блоковая структура ВИХ не позволяет серьезно относиться к гипотезе происхождения его как следа движения литосферной плиты над горячей точкой мантии. Несравненно правдоподобнее предположение о связи блоковых структур фундамента хребта и лавовых покровов на них с крупной зоной разлома. Спорным является вопрос о первичной природе этого фундамента — океанической или континентальной. Содержание в осадках минералов метаморфических сланцев [Свальнов и др., 1978], континентально-шельфовый характер базальных осадков в скважинах, присутствие в них континентального комплекса пыльцы и спор наземных растений [Кемп, Харрис, 1975] позволяют отдавать предпочтение представителю о континентальной природе ВИХ, так же как и ЗАХ. Погружение континентального массива и останца оседания вдоль линеамента Девяностого градуса [Stein, Okai, 1978] развивалось с севера на юг, что обусловило синрифтовое обособление центральной части Индоокеанского массива Гондваны — Лемурии, а позднее — разрушение ее в результате рифтогенеза.

Мальдивский (Лаккадивско-Мальдивский) хребет, подобно ВИХ, протягивается в меридиональном направлении и своим южным концом также утыкается во фланг срединно-океанического Центральноиндийского хребта. На севере он является прямым морфологическим продолжением южной части выступа п-ова Индостан, отделяется от его шельфа лишь верхним уступом континентального склона и смыкается с его нижней частью на глубинах более 1500 м. Общая протяженность хребта до 1600 миль. Ширина хребта в основании около 150—200 миль. Вершинная поверхность его выровнена и имеет ширину около 60—120 миль, а склоны круты и узки. Хребет обладает характерной блоковой морфологией. Цоколь его разбит рядом поперечных разломов.

На вершинной поверхности хребта располагаются три группы коралловых островов и рифов: Лаккадивские на севере, Мальдивские в средней части и Чагос на юге. Большая ширина островов и рифов, мощная толща коралловых известняков, устанавливаемая сейсмическим зондированием, глубоководные террасы — все это свидетельствует о формировании коралловой надстройки хребта в условиях значительных погружений его фундамента. Поперечные профили хребта асимметричны, подобно профилям ВИХ: вдоль подножия восточного склона протягивается желоб с глубинами более 4500—5000 м (максимальная глубина 5408 м). К западному склону южной части хребта практически вплотную примыкает восточный фланг Центральноиндийского хребта. Восточный склон северной части хребта на значительном протяжении примыкает к нижней части континентального склона Индостана.

Акустический фундамент хребта, вскрытый в южной его части, в скв. 238, представлен пузырчатыми (излившимися в мелководных условиях) базальтовыми лавами олигоцена, перекрытыми мелководными осадками нижнего олигоцена [Whitmarsh et al., 1974]. Сменяют их с перерывом уже глубоководные осадки верхнего олигоцена—плейстоцена. В северной части хребта скв. 219 вошла в содержащие продукты размыва траптов Декана (монтморилонит, глауконит) мелководные известняки, песчаники и алевриты верхнего палеоцена с фауной, близкой к фауне палеоцена осадков Восточного Индостана [Siddique, Sukheswala, 1976]. Смена мелководных условий осадконакопления глубоководными произошла, скорее всего, в среднем эоцене—олигоцене [Рудич, 1983; Whitmarsh et al., 1974].

По данным сейсмического зондирования, верхняя осадочная толща (1500—2500 м) гребневой части хребта сложена коралловыми известняками и вулканитами (3,0—3,5 км/с), коррелируемыми с толщами палеоцена—плейстоцена

Камбейского залива. Ниже лежит 4—5-километровая толща вулканитов (3,85—5,0 км/с) и 9-километровая толща "базальтов" (6,84 км/с), а в понижении между Мальдивскими островами и Чагос отмечен слой со скоростями 6,13 км/с мощностью 5 км. Суммарная мощность коры под хребтом варьирует от 20 км в северной части до 15 км в южной и 17 км в средней части [Francis, Shor, 1966].

Под Мальдивскими островами мощность этой осадочной толщи возрастает до 5000 м, и она интерпретируется Ж. Бен-Аврахамом и Е. Банс как отложения юрского и мелового времени, генетически связанные с отложениями того же возраста на континенте в районе Кача [Ben-Avraham, Bunce, 1977]. Это позволяет рассматривать блок хребта, несущий Мальдивские острова, в качестве микроконтинента.

Характер залегания осадочной толщи хребта подчеркивает глыбовую структуру его фундамента, разбитого многочисленными разломами. Мощность коры под хребтом варьирует от 20 км в северной части до 17 км в средней и 15 км в южной. Хребту в целом соответствуют зоны аномальных магнитного и гравитационного полей, протягивающиеся в меридиональном же направлении на континент, в область Камбейского грабена. М.Р. Пустильников с соавторами [1980] высказали представления о связи Мальдивского хребта с линеаментом, продолжающим на юге Индо-Памирскую глубинную зону. Хотя морфологически Мальдивский хребет вплотную прилегает к континентальному склону Индостана, возможность прямого продолжения на нем базальтового покрова траппов Декана все же вызывает сомнения, поскольку сейсмическим зондированием установлено уменьшение мощности этих траппов в сторону океанов и даже отделение их от базальтовых покровов океанского дна поднятием докембрийского фундамента, образующего обрамление палеовпадин Западного Индостана.

По своей морфологии, строению и истории развития Мальдивский хребет чрезвычайно сходен с ВИХ. Представляется наиболее вероятным, что его блоковый цоколь является останцом оседания на линеаменте, разделяющем крупные блоки континента Гондваны. Останцы оседания были надстроены вулканическими образованиями и в процессе погружения — коралловыми рифами. В отличие от ВИХ, погружение хребта оказалось наиболее значительным в южной части.

Три описанных крупных поднятия в северо-восточной части океана разделяют его на четыре крупные котловины: Южно-Австралийскую, Западно-Австралийскую, Центральную и Аравийскую.

Южно-Австралийская котловина — это котловина огромной протяженности и сравнительно малой ширины. Она протягивается от южного выступа подводной окраины Восточной Австралии на востоке до южной оконечности Восточно-Индийского хребта почти на 3000 миль. Южным обрамлением ее служит Австрало-Антарктический хребет, северный фланг которого располагается примерно на 52° ю.ш. к югу от Восточной Австралии, на 42° ю.ш. к югу от Большого Австралийского залива и на 35° ю.ш. у южной оконечности Восточно-Индийского хребта. Ширина котловины при этом наибольшая в районе Большого Австралийского залива — до 600 миль, но на крайнем востоке и западе она сужается до 200—250 миль. Восточная половина котловины оконтуривается изобатой 5000 м, западная — 4000 м. В восточной половине глубины достигают 5773 м даже над плоским ложем абиссальной равнины, тогда как в западной они превышают 5000 м только в узких желобах зоны разлома Дамантина.

Северное обрамление восточной половины котловины образует континент Австралия. Его восточную часть и южный выступ, несущий о-в Тасмания и подводную Южно-Тасманову возвышенность, слагают структуры палеозойской складчатой системы, тогда как среднюю и западную части — протерозойские образования Южно-Австралийского и архейские — Западно-Австралийского щитов. Вдоль южной окраины континента развита зона периокеанических опусканий по системе разломов с образованием ступенчатых сбросов, горстов и

грабенов. Грабены являются бассейнами осадконакопления, а горсты образуют внешние части краевых плато континентального склона [Ханн, 1979].

Шельф имеет значительную ширину в Бассовом проливе между Австралией и Тасманией — до 250 миль. Мощность осадочной толщи в синклинии Бассова пролива превышает 2000 м. Шельф сужен до нескольких миль в районе Портленда, где береговая линия обрывает складчатые структуры позднекаледонской Лахланской складчатой системы, но расширяется до 100 миль в Большом Австралийском заливе, побережью которого на континенте отвечает широкий прогиб докембрийского фундамента Южно-Австралийского щита — бассейн Юкла. Мощность осадочного чехла в этом бассейне невелика — до 600 м. В сторону океана поверхность фундамента погружается по ряду сбросов (Хемптон, Дантун, Полда), и в пределах шельфа и континентального склона в седиментационных ловушках, связанных со ступенчатыми сбросами, накоплены значительные массы осадков. У побережья южной части Западной Австралии, обретаемой системой сбросов (Бремер, Стерлинг), шельф снова сужается до нескольких миль. Западный выступ подводной окраины континента — плато Натуралиста — продолжает северное обрамление котловины. Западный край этого плато ограничен зоной разлома Натуралиста, отходящей в северо-западном направлении. За ней на протяжении около 300 миль Южно-Австралийская котловина сообщается с Западно-Австралийской, и структурной границей между ними служит зона разлома Диамантина. Еще далее к западу Южно-Австралийская котловина ограничена с севера поднятием Западно-Австралийского хребта.

Континентальный склон Южной Австралии имеет значительную высоту — до 5000 м, сравнительно простые очертания и выровненную осадочным чехлом поверхность. Он крут в восточной и западной частях, но относительно полог в Большом Австралийском заливе, где на его поверхности лежат два крупных краевых плато — Седуна с глубинами от 1000 до 2000 м и Эйре с глубинами от 500 до 1000 м. Мощность осадочного чехла под шельфом и континентальным склоном залива достигает 3000 м. Промышленное бурение на шельфе дало свидетельства быстрых погружений окраины континента в туроне—кампане (110—100 млн. лет). В позднем мелу погружение замедлилось, но продолжалось и амплитуда его достигла 3000—4000 м [Falvey, Mutter, 1981; Cande, Mutter, 1982]. Погружение и океанизация окраины континента могут быть объяснены, например, термальным метаморфизмом низов коры [Falvey, Middleton, 1981]. При этом возрастание интенсивности теплового потока из мантии ведет к увеличению толщи коры, захваченной метаморфизмом, и к увеличению ее плотности на 7—10%. Это, в свою очередь, вызывает изостатическое погружение и миграцию вверх раздела Мохоровичича.

Континентальная природа нижней части склона подчеркивается сопряженной с ним зоной спокойного магнитного поля. Вдоль подножия континентального склона Австралии протягивается зона разлома Диамантина. Это зона интенсивного дробления фундамента шириной 60—80 миль, в которой сочетаются узкие горстовые гребни со столь же узкими желобами-грабенами. На востоке она погребена под осадочным чехлом, но и под ним прослеживается вплоть до 130° в.д. К западу от 125° в.д. она уже ярко выражена в рельефе дна и протягивается на запад вдоль подножия склонов плато Натуралиста и Западно-Австралийского хребта вплоть до южной оконечности Восточно-Индийского хребта. Именно к желобам этой зоны разлома приурочены максимальные глубины Южно-Австралийской котловины (7102 м в желобе Диамантина и 6700 м в желобе Дордрехт). С зоной разлома связана система линейных аномалий магнитного поля, идентификация которых, необходимая для построений по канонам тектоники литосферных плит, оказалась явно неоднозначной [König, Talwani, 1977; Talwani et al., 1979; Cande, Mutter, 1982; Mutter et al., 1985]. В одних построениях это аномалии 22—19, в других — 34—20. Вероятнее всего, эта система связана с

разломами в пределах обрушенной континентальной окраины и зоны Дамантина и не имеет хронологического значения.

Обширную часть ложа Южно-Австралийской котловины к югу от Большого Австралийского залива занимает аккумулятивная абиссальная равнина с глубинами 5600—5700 м. Мощность ее осадочной толщи от 500 до 1000 м. Однако и перекрытая осадочным чехлом поверхность фундамента к югу от зоны разлома Дамантина также отличается относительно ровным рельефом, непохожим на сложный грядовый рельеф северного фланга Австрало-Антарктического хребта, началу которого в аномальном магнитном поле соответствуют аномалии 13 и 12. В западной части котловины мощность осадочного чехла меньше — 200—330 м, но рельеф фундамента гораздо проще рельефа Австрало-Антарктического хребта, а магнитное поле имеет спокойный характер.

Западно-Австралийская котловина ограничена на востоке западной окраиной континента Австралия, на севере Зондской островной дугой, на западе Восточно-Индийским хребтом. Однако сложный рельеф подводной окраины Западной Австралии, в пределах континентального склона которой лежат крупные краевые плато, обуславливает разделение приконтинентальной части котловины на ряд нескольких более мелких [Carrigy, Fairbridge, 1954].

Западная окраина Австралии сложена структурами древнего Западно-Австралийского щита. Это архейские блоки Йилгари на юге и Пилбара на севере. Приокеаническая зона щита отделена от них разломом Дарлинг. В ее пределах развита система сложных грабенных, образующих крупные бассейны осадконакопления — Пертский на юге и Карнарвон на севере. Заполнение этих бассейнов осадками началось в перми. Осадконакопление от перми до юры на суше и шельфе Австралии было при этом преимущественно не морским [Hamilton, 1979]. В позднем триасе — ранней юре локально, а в средней юре в северной части Западной Австралии на краю континента образовались базальтовые покровы, прослеживаемые на север на континентальном склоне и ложе океана [Виверс, 1978]. Триасовые и юрские осадки бассейна суши и шельфа континентального происхождения, но принесены они в основном с суши континентального типа, находившейся к западу и северо-западу от современной Австралии. В апте—туроне западная окраина Австралии начинает испытывать погружения, ставшие особенно интенсивными в сантоне. Отложения осадков с этого времени образуют моноклинали, погружающуюся в сторону океана и осложненную сбросами [Хаин, 1979]. Общая мощность осадков в бассейнах Перта и Карнарвон превышает 7000—9000 м, причем нижние три четверти — это заполнение грабенных, а верхняя четверть — перекрывающий и грабенные и горсты верхнемеловой—третичный чехол, связанный с трансгрессией со стороны современного Индийского океана. В конце мела и начале третичного времени западная окраина Австралийского континента становится ареной излияния толеитовых платобазальтов, аналогичных океаническим толеитам. Это базальты Банбери, Гелоран, Канел-ривер, Донелли-ривер [Edwards, 1983]. Покровы этих базальтов переходят на область континентального склона и в пределы океанического ложа [Beck, 1972; Kamen-Kaje, Meyerhoff, 1979].

Шельф Западной Австралии в южной ее половине узок, не шире 60—70 миль; в северной половине он приобретает ширину до 120—140 (шельф Роули, шельф Броуси) и 200 миль (шельф Сахул), переходя затем в широчайший шельф Арафурского моря, который соединяет Австралию с Новой Гвинеей. Континентальный склон Западной Австралии обладает, как уже указывалось, сложным рельефом и образует несколько выступов в форме краевых плато Натуралиста, Кьюве, Эксмус и Скотта.

Плато Натуралиста выдвинуто от берегов Австралии к западу на 300 миль. Его вершинная поверхность лежит на глубинах 2000—2500 м и отделена от шельфа системой сбросов верхнего уступа континентального склона (сброс Дансборо на суше) и желобом-грабеном с глубинами более 3000 м. Склоны

плато круты и также образованы сбросами, простирания которых отражают простирания структур докембрийских блоков Западно-Австралийского щита [Виверс, 1978]. Крупнейший из этих сбросов связан с протяженной зоной разлома северо-западного—юго-восточного простирания, получившей название разлома *Натуралиста*. Она прослеживается далеко на ложе Пертской котловины [Markl, 1978]. Вершинная поверхность плато покрыта слоем осадков мощностью около 800 м. На склонах плато слой осадков прерывается, обнажая фундамент. Драги-ровками здесь получены образцы докембрийских пород [Heezen, Tharg, 1973]. На плато пробурены скв. 258 и 264 Проекта глубоководного бурения. Вскрытые этими скважинами осадки от верхнего мела вплоть до плиоцена содержат признаки мелководности и черты единства условий накопления с условиями, существовавшими в Пертском бассейне Западной Австралии, а осадки верхнего мела — черты единства с условиями осадконакопления на Западно-Австралийском хребте [Рудич 1983; Davies et al., 1974; Veevers et al., 1974]. Базальты акустического фундамента, аналогичные базальтам Банбери Западной Австралии, подобны базальтам других краевых плато и хребтов и плато Западно-Австралийской котловины и принадлежат к единой петрохимической провинции [Fleet et al., 1976; Coleman et al., 1982]. "Океанический" тип базальтов плато *Натуралиста* приводит многих исследователей к представлению о рифтогенной природе этого плато [Виверс, 1978], однако такой же "океанический" тип характерен для упомянутых базальтов Западной Австралии и более обоснованы представления о его континентальной природе [Petrovich, 1975].

Плато Кювье (Уоллаби) во многом напоминает плато *Натуралиста*. Оно также выдвинуто в океан почти на 300 миль и отделено от шельфа желобом-грабенем с глубинами более 3500 м. Склоны его круты. Южный склон вместе с уступом континентального склона к югу от плато образует протяженный Уоллаби-Пертский уступ того же характерного, северо-западного простирания, что и простирание зоны разломы *Натуралиста*.

Очертания северо-западного и северо-восточного склонов плато осложнены блоковыми структурами северо-восточного простирания, отходящими от плато *Кювье* в направлении к плато *Эксмус*. Вершинная поверхность плато *Кювье* лежит на глубинах около 2500—3000 м и подстилается слоем осадков мощностью примерно 600 м. К плато *Кювье* некоторые авторы, например Виверс [1978], присоединяют также обособленное плато *Зенит*, лежащее в 100 милях к северо-западу от него и отделяемое глубинами более 5500 м. Основанием этого служат большое морфологическое сходство и связь с линеементам Уоллаби-Пертского уступа. В сущности же плато *Зенит*, как и Западно-Австралийский хребет, можно рассматривать в качестве микроконтинента, поскольку оно не имеет непосредственной структурной связи с подводной окраиной континента.

Плато Эксмус — самое крупное из описываемых краевых плато южной части Западной Австралии. Оно выдвинуто в океан на 250 миль, а ширина его в северо-восточном направлении достигает 350 миль. Вершинная поверхность плато лежит на глубинах менее 2000 м при минимальной глубине 741 м. Склоны плато круты и образованы сбросами северо-западного и северо-восточного направлений, характерных для блоков архейского фундамента Западно-Австралийского щита. Грабен, отделяющий плато от шельфа, выполнен толщей пермско-юрских отложений мощностью до 3000 м, перекрытых слоем меловых и третичных осадков, продолжающихся и на вершинной поверхности плато и обрываемых его краевыми сбросами. От северного угла плато к северу лежит блок возвышенности *Джое*, отделяемый от плато *Эксмус* разломом северо-восточного простирания [Heirtzler et al., 1978]. В строении плато *Эксмус* особенно ярко проявились черты процесса разрушения и океанизации окраины континента, характеризующегося погружением краевого блока и физико-химическим преобразованием нижней толщи коры континентального типа, сопровождающимся поднятием раздела

Мохоровичича (фронт океанизации, по Ю.Г. Киселеву [1986]). В пределах плато Эксмус континентальный тип коры прослеживается в сторону вплоть до глубин 4000 м [Exon, Wilcox, 1978; Von Rad, Exon, 1983].

Плато Скотта — самое северное из краевых плато Западной Австралии как бы заполняет входящий угол между континентом Австралия и Зондской островной дугой. Оно лежит на глубинах 1500—2000 м и ограничено на западе крутым сбросовым уступом меридионального простирания. В этом уступе драгировками обнаружены обнажения подстилающих риф Скотта переслаивающихся позднеюрских амигдалоидных базальтов, вулканических брекчий и туфов, оолитовых известняков и железняков [Hinz et al., 1978].

Грабен, отделяющий блок фундамента этого плато от основного массива Западно-Австралийского щита, заполнен толщей юрско-меловых отложений шельфа Броуси мощностью около 6000 м, перекрытых третичными осадками, слой которых достигает наибольшей мощности — около 3500 м — в рифе Скотта, сокращается до 500—1000 м на поверхности плато Скотта и практически прерывается на сбросовом уступе западного склона плато. В основании разреза рифа Скотта, пройденного скважиной промышленного бурения, лежат титонские базальты, прослеживаемые сейсмическим зондированием на ложе океана [Beck, Lehner, 1974; Kamen-Kaye, Meyerhoff, 1979].

Общей характерной чертой строения подводной окраины Западной Австралии является раздробление ее на ряд краевых плато, испытывавших в разной степени погружение и отделение от основного массива континента грабенами. Погружение сопровождается интенсивным накоплением осадков, по времени относящимся как к дорифтовому, так и к послерифтовому этапу развития океана. При этом с погружением краевых блоков континента сопряжено поднятие границы, характеризующейся скоростями сейсмических волн 7,1—7,5 км/с. Движение этой границы вверх может рассматриваться как поднятие фронта океанизации — фронта зеленосланцевого-амфиболитового метаморфизма, вызываемого прогревом коры поднимающимся мантийным диапиром. Это ведет к увеличению плотности и изостатическому погружению [Киселев, 1986; Falvey, Middleton, 1981].

Приконтинентальные части Западно-Австралийской котловины, разделяемые описанными краевыми плато, — это котловины Пертская, Кювье и Северо-Австралийская.

Пертская котловина ограничена на западе Западно-Австралийским хребтом и выступом его северного склона, хребтом Ист-Индиаман. Ее западная часть имеет глубины 4500—5000 м, тогда как восточная — более 5500 м при максимальной глубине 5704 м. В рельефе дна котловины ярко выражено несколько крупных зон разломов. Одна из них — это уже называвшиеся разломы Натуралиста и Уоллаби-Пертский, выраженный в рельефе дна не только в форме Уоллаби-Пертского уступа, но и в блоковой структуре сопутствующего этому линеаменту узкого гребня хребта Лост-Датчмен высотой около 2000 м и протяженностью до 500 миль. Протяженность Уоллаби-Пертского разлома в целом достигает 750 миль. В том же северо-восточном направлении протягивается по дну котловины разлом Натуралиста протяженностью около 500 миль, вдоль которого располагаются узкие горстовые гребни и грабены фундамента. В близком к меридиональному направлению вытянут в средней части котловины глыбовый хребет Дерк Хартог и сопряженные с ним узкие желоба. Протяженность этой структуры также около 500 миль. Высота хребта Дерг Хартог около 2500 м. Узкие невысокие гребни и желоба северо-восточного простирания ограничивают приподнятую до глубин менее 5000 м западную часть ложа котловины, которую в известном смысле можно рассматривать как самую нижнюю ступень северного склона Западно-Австралийского хребта. В пределах этой ступени протягивается по ее восточному краю в северо-восточном направлении хребет Трайал, а по западному — хребет Ист-Индиаман. В средней части ее лежит горстовый блок горы Эндрахт. Оса-

дочный чехол в восточной части котловины мощностью 500—1000 м образует Пертскую абиссальную равнину. В западной части котловины мощность осадочного чехла не более 200—400 м.

Поверхность фундамента котловины довольно ровная, но раздроблена в упоминавшихся выше зонах разлома. К ним следует добавить погребенную осадками Пертской абиссальной равнины зону разлома Батавия, выделяемую по раздробленности фундамента и ориентированную в северо-западном направлении [Markl, 1974, 1978]. В Пертской котловине выявлен ряд линейных аномалий магнитного поля, параллельных описанным выше разломам северо-восточного направления и интерпретируемых сторонниками концепции тектоники литосферных плит как мезозойские рифтогенные аномалии. Эти аномалии секут по нормали Уоллаби-Пертский уступ континентального склона и северный склон плато Натуралиста. В Пертской котловине пробурены скв. 267 и 259, вскрывшие базальты акустического фундамента, изливавшиеся в юре, раннем и позднем мелу в мелководных условиях [Veevers et al., 1974; Hayes et al., 1975]. Они перекрыты мелководными же осадками раннего мела, сменяющимися после перерыва в накоплении осадками плиоцен—плейстоцена в западной части котловины. В восточной части котловины мелководные условия осадконакопления существовали в мелу, палеоцене и эоцене, после чего последовали перерыв накопления и появление глубоководных осадков.

Котловина Кьюве невелика по размерам и имеет почти квадратные очертания. Глубины в ней более 5000 м (максимальная — 5258 м). Поверхность ложа — абиссальная равнина. Мощность осадков под ней около 1000 м. Поверхность акустического фундамента довольно ровная, прогнута в сторону основания континентального склона и образует широкий вал северо-восточного простирания, как бы соединяющий внешние склоны плато Кьюве и Эксмус. Отдельные, видимо вулканические, пики фундамента прорывают толщу осадков абиссальной равнины. В строении земной коры, по данным сейсмического зондирования, участвуют слои осадков: тонкий со скоростями 3,0 км/с, развитый в восточной части котловины; повсеместно второй — 5,3—5,9 км/с; переходный — 6,3—6,7 км/с; третий — 6,8—6,9 км/с. Скорости в кровле мантии 7,9—8,1 км/с. Мощность коры примерно 6—8 км [Larson et al., 1979]. В котловине выявлены линейные магнитные аномалии северо-восточного простирания, параллельные системе разломов, ограничивающих плато Кьюве и Эксмус и определяющих направление континентального склона к северу от плато Кьюве. Эти аномалии интерпретированы как мезозойские аномалии рифтогенного происхождения, но с не меньшим основанием могут быть связаны с системой разлома фундамента. Они секут по нормали склоны плато Кьюве и Эксмус и параллельны аномалиям Пертской котловины.

В котловине Кьюве пробурена скв. 263. Ею вскрыты мелководные осадки нижнего мела (апт—альб), несогласно перекрываемые глинами палеоцена, на которых лежат также несогласно плиоцен-четвертичные илы [Veevers et al., 1974]. По мнению Е.М. Рудича, мелководные, или субазральные, условия могли сохраняться здесь вплоть до плиоцена [Рудич, 1983], но вполне определенно они были до палеоцена.

Северо-Австралийская котловина больше по своим размерам, чем котловина Кьюве, но также имеет квадратные очертания, и ложе ее представляет собой абиссальную равнину — равнину Арго. Глубины здесь более 5500 м, максимальная глубина 5730 м. На западе котловина ограничена поднятиями Джое и Роо, на севере — краевым валом Зондского желоба. Поверхность абиссальной равнины Арго полого наклонена в южном направлении, так что максимальные глубины лежат вблизи основания континентального склона. Мощность осадочного тела этой равнины около 900 м, из которых 400 м составляют слои осадков верхней юры и мела, вскрытые скв. 261 [Veevers et al., 1974; Heirtzler et al., 1978]. Скв. 261 вошла в подушечные лавы толеитовых базальтов акустического фундамента, перекрываемые осадками верхней юры, глубина образования которых неясна, и

мелководными осадками нижнего мела, сменяемыми вверх по разрезу пелагическими осадками.

В котловине выявлена система линейных аномалий магнитного поля северо-восточных простираний, т.е. опять же параллельных общему простиранию континентального склона и внешнего края плато Эксмус. Эти аномалии были интерпретированы Д. Хейртцлером с соавторами [Heirtzler et al., 1978] как мезозойские рифтогенные аномалии. В структуре осадочной толщи равнины Арго обнаружен ряд диапировых структур, возможно соляных диапиров. В пользу представлений о мелководности нижнемелового бассейна, существовавшего на месте Северо-Австралийской котловины, свидетельствует сходство низов разреза скв. 261 с разрезом прогиба Беду Западной Австралии, формировавшегося в заведомо мелководных условиях. Базальты акустического фундамента котловины, по данным МОВ ОГТ, коррелируются с верхнеюрскими базальтами шельфа Броуси, достигнутыми промышленной скважиной на рифе Скотта [Allen et al., 1978] и обнаруженными драгировками в сбросовом уступе западного края плато Скотта [Hinz et al., 1978]. Они интерпретируются как прямое продолжение этих покровных базальтов на ложе Северо-Австралийской котловины [Kamen-Kaye, Meyerhoff, 1979]. Вместе с тем наклонное падение к северо-западу слоев базальтового фундамента, несогласно перекрываемых осадками аккумулятивной равнины Арго, рассматривается как характерный признак структуры базальтовых покровов, формирующихся на прогибающихся окраинах континентов на первых этапах образования океанических впадин [Hinz, 1981].

За пределами приконтинентальной части Западно-Австралийская котловина подразделяется сводовым поднятием *Кокосового вала* на две котловины: Кокосовую к северу от этого вала и Уортона к югу от него. Кокосовый вал протягивается в широтном направлении примерно вдоль параллели 12° ю.ш. на расстоянии до 1100 миль от Зондского желоба на востоке до 95° в.д. на западе. Система разломов меридионального и северо-восточного направлений разделяет свод Кокосового вала на ряд массивов. Наиболее крупными из них является возвышенность Роо, массив с о-вом Рождества и горой Щербакова, массив с горами Венинга-Мейнеса и массив с Кокосовыми островами (Килинг). Массивы эти оконтуриваются изобатой 5000 м, а вершины их и расположенных в их пределах гор поднимаются до глубин менее 3000 м и выше, в том числе и над поверхностью океана в виде островов. Массивы эти также сильно раздроблены множеством разломов, смещающих как блоки фундамента, так и покрывающие его слои осадочного чехла, что свидетельствует о недавних тектонических движениях. В области вала отмечается довольно большое число очагов землетрясений. Острова Кокосовые и Рождества — коралловые. В основании коралловой постройки о-ва Рождества, сформированной как атолл, но затем поднятой на высоту до 400 м, лежат трахиты и базальты. Возраст коралловой постройки этого атолла — от эоцена до плейстоцена. Кокосовые острова — современный атолл.

Рельеф дна котловины Уортона относительно простой в ее юго-восточной половине и весьма сложный в северо-западной. Восточная часть котловины обладает наибольшими глубинами. Здесь на значительном пространстве глубины более 6000 м. В западной части также отмечены глубины более 6000 м, но они приурочены к узким желобам в системе разломов, сопутствующих с востока Восточно-Индийскому хребту. В рельефе дна очень характерны желоба и гряды, связанные с разломами северо-восточного и северо-западного простираний. Наиболее примечательной зоной разлома является зона разлома Инвестигейтор, протягивающаяся примерно по меридиану 99° в.д. от параллели 19° ю.ш. на север вплоть до Зондского желоба. Из разломов северо-восточного простирания примечателен разлом хребта Хорайзн в восточной части котловины. Зона разлома Инвестигейтор имеет ширину около 60 миль и отличается высоким узким гребнем

и столь же узкими желобами. Вдоль нее протягивается приметная аномалия магнитного поля.

Рельеф дна *Кокосовой котловины* также сложен в южной, примыкающей к Кокосовому валу части, но выравнивается на поверхности Никобарского конуса выноса в северной части котловины. Для южной части котловины характерны те же, что и в котловине Уортона, гряды и желоба зон разломов северо-восточного и северо-западного простираний, постепенно исчезающие в рельефе по мере движения на север, где они оказываются погребенными под толщей осадков конуса выноса. Никобарский конус является частью Бенгальского конуса и отделяется от него северной частью Восточно-Индийского хребта. Следует отметить, что мощности осадочного тела Никобарского конуса примерно те же самые, что и у основного тела Бенгальского конуса. Это отражается в рельефе дна: оконтуривающая южный край аккумулятивной равнины изобата 5000 м располагается по обеим сторонам Восточно-Индийского хребта на одной и той же широте и только близ Зондского желоба изгибается в Кокосовой котловине к северу. Мощность осадочного чехла в вершине Никобарского конуса более 3000 м и сокращается по мере движения на юг до 200 м на 10° ю.ш., но к югу от 5° ю.ш. аккумулятивное тело конуса уже перестает маскировать сложный рельеф фундамента.

В котловине Уортона мощность осадочного чехла преимущественно ничтожна — около 50—150 м, но подвержена резким колебаниям, местами в понижениях рельефа фундамента она возрастает до 500 м. На валу Кокосовом и краевом валу Зондского желоба она возрастает до 500—600 м. Существенно возрастает она в южной части котловины на пологом северном склоне Западно-Австралийского хребта, приближаясь к 1000 м, причем на значительном пространстве.

Рельеф фундамента котловин Кокосовой и Уортона, за исключением области, занятой Никобарским конусом выноса, хорошо отражен в рельефе дна, так что тектоническая природа последнего не вызывает сомнений [Carpenter, Ewing, 1973]. Характерно сочетание систем разломов двух направлений: северо-восточного и меридионального, причем разломы меридионального направления наложены на систему разломов северо-восточного направления. В системе гряд и желобов фундамента совершенно не характерны широтные или северо-западные направления, которые можно было бы связать с направлениями линейных аномалий магнитного поля, выявляемых в западной части Западно-Австралийской котловины. Идентификация этих линейных аномалий вызывает много вопросов, так же как и интерпретация их происхождения, в связи с предположением о существовании бывшего центра спрединга, погрузившегося в результате субдукции под Зондскую островную дугу. Глубинное сейсмическое зондирование свидетельствует об обычном для океанических котловин строении земной коры, в котором участвуют второй слой со скоростями 4,7—5,4 км/с и третий слой со скоростями 6,6—7,1 км/с. Местами, однако, во втором слое скорости возрастают до 6,1—6,3 км/с. Мощность коры варьирует от 8 до 5 км, сокращаясь в области наибольших глубин котловины Уортона и возрастая к периферии [Геология..., 1983].

Скважины глубоководного бурения были пробурены в Кокосовой котловине к западу от зоны разлома Инвестигейтор (скв. 213) и к востоку от нее (скв. 211), близ южного окончания зоны разлома Инвестигейтор, в центральной, восточной (скв. 260) и южной (скв. 256) частях котловины Уортона [Borch et al., 1974; Davies et al., 1974; Veevers et al., 1974]. В основании скв. 256, 260, 212 лежат базальты нижнего мела, образовавшиеся в мелководных условиях (скв. 211), низкощелочные (скв. 260). В основании скв. 256, 260 базальты перекрыты мелководными осадками нижнего мела, в скв. 211 и 212 — мелководными осадками верхнего мела, в скв. 213 — мелководными осадками палеоцена. Базальты скв. 213, 211 пузырчатые, излившиеся в мелководных условиях, причем в скв. 213 высокощелочные, а в скв. 211 амфиболитовые, т.е. и те и другие не характерны для рифтовых зон.

Судя по перерывам в осадконакоплении после отложения мелководных осадков, смена мелководных условий накопления глубоководными произошла раньше всего в восточной части котловины в позднем мелу (скв. 260), но задержалась до олигоцена в центральной части (скв. 212) и до миоцена в Кокосовой котловине к востоку от разлома Инвестигейтор (скв. 211) и в самой южной части котловины Уортона (скв. 256). Иными словами, погружение развивалось с востока, от Северо-Австралийской котловины, к западу [Рудич, 1983]. Затухание магматической активности также шло в западном направлении. Все это плохо увязывается с основанными на хронологической идентификации линейных аномалий магнитного поля реконструкциями по канонам тектоники литосферных плит. Сами амплитуды погружений аномальны по отношению к предполагаемым по представлениям о термальной контракции плит, что связывается Р. Ларсоном и его соавторами с аномальным характером строения ложа котловины Уортона [Larson et al., 1978]. Плохо согласуется с представлениями о разнонаправленности движения плит к востоку и западу от Восточно-Индийского хребта и соответственно о разновозрастности их северных частей единство мощностей Бенгальского и Никобарского конусов выноса, отмеченное выше.

Северо-восточное обрамление Западно-Австралийской котловины образует *Зондская островная дуга*, состоящая из Яванского и Андаманско-Никобарского звеньев и сопряженная с глубоководным Зондским (Яванским) желобом. Зондская островная дуга — это западная, обращенная к Индийскому океану фронтальная часть сложной структурной системы Индонезийских островных дуг и разделяющих их котловин Индонезийских (Австрало-Азиатских) морей. Восточной фронтальной частью этой системы, обращенной к Тихому океану, является Филиппинская дуга.

Зондский глубоководный желоб — один из самых протяженных островодужных желобов Мирового океана. Он протягивается с востока из района о-ва Тимор до Никобарских и Андаманских островов на северо-западе на расстояние более 2000 миль. На большей части своего протяжения он оконтуривается изобатой 5000 м, а в наиболее глубокой средней части — изобатой 6000 м. Максимальная глубина его к югу от о-ва Ява 7209 м. Протяженность желоба как структуры фундамента значительно больше, чем формы рельефа дна океана, так как на востоке его продолжением, в значительной мере выполненным толщей осадков, в структуре фундамента служит желоб Тимор, а на северо-западе — практически полностью заполненный осадками Предгималайский прогиб [Тектоника..., 1966]. Ширина Зондского желоба 30—40 миль по изобате 5000 м. Узкое плоское дно желоба имеет ширину всего 3—5 миль. Оно выполнено осадками турбидитного клина, несогласно лежащими на пелагических осадках и породах второго слоя коры океанического типа [Геология..., 1981]. Зондский желоб сейсмически высокоактивен, и фокусы землетрясений располагаются в сейсмофокальной зоне, наклонно падающей под Зондскую островную дугу.

На краю ложа Западно-Австралийской котловины Зондскому желобу сопутствует Зондский вал, представляющий собой широкое сводовое поднятие. Вулканические массивы Кокосового поднятия — возвышенность Роо и массив о-ва Рождества — находятся в пределах этого краевого вала. Строение земной коры под краевым валом и океаническим склоном Зондского желоба типично океаническое: тонкий покров рыхлых пелагических осадков, породы второго слоя со скоростями сейсмических волн 4,1—5,2 км/с, третьего — 6,9—7,2 км/с, в кровле верхней мантии — 8,1—7,9 км/с. Под склоном желоба со стороны островной дуги динамические параметры слоев коры близки к таким же, но роль осадочной толщи возрастает, увеличивается мощность слоя со скоростями 3,9—4,7 и 6,6 км/с, общая мощность коры увеличивается до 25 км. Под дном желоба мощность коры порядка 15 км, а под краевым валом ложа — около 10 км [Hamilton, 1979]. Заполняющие дно желоба осадки поступают главным образом в форме

супензионных потоков с севера, со стороны Бенгальского конуса выноса, и прослеживаются вплоть до района западной оконечности о-ва Ява. Далее к востоку масса поступающих в желоб пелагических и терригенных осадков незначительна, но возрастает вблизи Австралии, в желобе Тимор.

Яванское звено Зондской островной дуги образовано двумя горными хребтами: внешним и внутренним, разделяемыми внутридуговыми депрессиями. Внешний хребет на большем своем протяжении скрыт водами океана. Гребень его лежит на глубинах 1000—700 м к югу от о-ва Ява, но поднимается в районе о-ва Суматра и выступает над уровнем воды островами Ментавей, Ниас и Симелуз. Хребет и острова на нем сложены деформированным комплексом осадков и осадочных пород с включениями магматических пород, представляющим типичный меланж. Большинство авторов рассматривают его в качестве аккреционной призмы на склоне внутреннего хребта. Лежащие за ним внутридуговые впадины характеризуются глубинами 3000—4000 м близ о-ва Ява и от 200 до 2000 м в районе о-ва Суматра. Впадины заполнены мощными — до 6000 м — линзами рыхлого осадочного материала. Внутренний хребет представлен вулканическими островами Ява и Суматра. Острова сложены мощными неоген-четвертичными эффузивными и эффузивно-осадочными толщами с множеством вулканических конусов, в том числе активных вулканов. В основании о-ва Ява лежат толщи морских неогеновых осадков и не отмечено признаков континентального фундамента. Напротив, в основании о-ва Суматра характерно присутствие осадочных толщ континентального шельфа, продолжавшегося в триасе к западу за пределы современной островной дуги.

Андаманско-Никобарское звено Зондской дуги также состоит из двух хребтов: внешнего и внутреннего. В отличие от Яванского звена в этом звене внешний хребет морфологически выражен полнее, чем внутренний. Внешний хребет, представляющий собой также аккреционную призму, слагаемую комплексом меланжа, поднимается над уровнем океана Никобарскими и Андаманскими островами. Внутренний хребет дуги представлен прерывистой цепочкой подводных вулканов, из которых только те, что представлены островами Наркомдан и Баррен, поднимаются над уровнем океана. Наклонное падение слоистой толщ осадков Бенгальского конуса в сторону северного окончания Зондского желоба и подножия Андаманско-Никобарской дуги можно рассматривать как свидетельство погружения фундамента желоба.

В тылу Андаманско-Никобарской островной дуги лежит задуговая котловина Андаманского моря. Дно этой котловины обладает сложным рельефом. Восточная часть чего — это широкая терраса Мергуи на глубинах около 600 м и примыкающая к ней более глубокая терраса — на глубинах до 2500 м. Западная часть котловины — Центральный бассейн — представлена сложно раздробленным фундаментом, возможно, рифтогенного происхождения. Глубины в желобах достигают здесь 4248 м, над гребнями гряд колеблются от 1500 до 2000 м, а отдельные вершины поднимаются до менее 1000 м. Осадочный покров значителен в восточной и северной частях котловины, но ничтожен в юго-западной, предположительно активно-рифтогенной части ее [Hamilton, 1979; Geodynamics..., 1983].

Находящиеся в тылу Зондской островной дуги Индонезийские островные дуги сформированы как горст-антиклинории в палеогене и неогене. В ядрах антиклинорий широко распространены выступы докембрийского кристаллического фундамента и осадочных пород мезозоя континентального типа. Это позволяет предполагать заложение системы островных дуг и сопряженных с ними котловин на едином континентальном массиве, (Зондской плите), соединявшем в прошлом Евразию с Австралией. Фрагменты континентальных структур эпимезозойского массива Юго-Восточной Азии участвуют в строении островов Сумба и Сулавеси, а фрагменты докембрийского массива Австралии — в строении островов Тимор,

Танимбар, Каи и Серам, Структуры многих островов резко образуются их склонами, и это свидетельствует о наложенном характере структур котловин, о недавних погружениях блоков фундамента их ложа. Континентальный массив Австрало-Азиатского моста сохранился еще в олигоцене ненарушенным. В начале миоцена разрушение его началось с погружения в желобе Тимор, отделившем острова Тимор, Танимбар и Серам от тиморского и арафурского шельфов Австралии. За этим последовало раздробление восточной части Зондской плиты [Hamilton, 1979].

Предположение о существовании в прошлом Австрало-Азиатского континентального моста и о разрушении его в миоцене объясняет положение биогеографических границ Австрало-Азиатской области, известных, как линии Вебера и Уоллеса. Первая из них отмечает фаунистическое и флористическое равновесие индомалайских и австрало-папуасских форм, сложившееся за время существования моста к началу миоцена. Положение этой линии примерно совпадает с желобом Тимор. В обе стороны от нее это равновесие нарушается. Линия Уоллеса отвечает границе преобладающего распространения индомалайской фауны и флоры в миоцене. К востоку от нее устойчивые связи между ней и австрало-папуасской фауной и флорой были утрачены с миоцена. Линия Уоллеса примерно соответствует восточному краю шельфа Яванского моря (Зондский желоб) и западному краю тиморского и арафурского шельфов. Судя по этому, о-в Тимор, геологически являющийся фрагментом континента Австралия, после заложения желоба Тимор и отделения таким образом от Австралии некоторое время сохранял в миоцене и даже в плейстоцене фаунистические связи с Зондской плитой. Об этом свидетельствуют находки здесь останков третичного гиппопотама и плейстоценового стегодонта, типичных для Юго-Восточной Азии, но отсутствующих в Австралии и Новой Гвинее.

Котловины Индонезийских морей с момента их заложения стали ареной накопления мощных осадочных толщ — до 5000—7000 м. Краевые прогибы в пределах северных шельфов Австралии полностью заполнены осадками. Однако накопление их шло в течение значительно более длительного времени: с начала палеозоя в заливе Бонапарта (6000 м), с юры на шельфе Сахул (5000), с докембрия на арафурском шельфе (10000 м). Впрочем, северный край арафурского шельфа поднят и о-в Ару на нем сложен осадочными породами неогена. В мелководном Торресовом проливе выступы неровного дна — это выступы верхнепалеозойского и, возможно, триасового фундамента из-под чехла верхнемезозойских и палеогеновых осадков [Hamilton, 1979].

Центральная котловина Индийского океана с примыкающим к ней Бенгальским заливом лежат к западу от Восточно-Индийского хребта. Западным обрамлением этой котловины служит Лаккадивско-Мальдивский хребет, северным — субконтинент Индостана с его архейским щитом. Шельф Индостана и лежащего близ его южной оконечности о-ва Шри-Ланка очень узок, ширина его большей частью всего несколько миль, но он расширяется у самой южной оконечности Индостана до 70 миль, имеет ширину 60 миль в неглубоком Полкском проливе-грабене, отделившем докембрийский массив о-ва Шри-Ланка от Индостана в эоцене. Наибольшей ширины шельф как огромная аккумулятивная терраса достигает в вершине Бенгальского залива, перед дельтой Ганга и Брахмапутры, — до 120 миль. В проливе между Бирмой и Андаманскими островами шельф Бенгальского залива смыкается с обширным шельфом Андаманского моря, но вдоль берегов Андаманских и Никобарских островов островной шельф вновь очень узок. Шельф вершины Бенгальского залива прорезан подводным каньоном Ганга (Бездонная борозда). Вершина этого каньона заходит в глубь шельфа почти на 60 миль и врезана в его поверхность на 800 м, обладая шириной около 10 миль. Каньон спускается вниз по континентальному склону в юго-западном направлении примерно под углом 45° к простиранию склона.

В нижней части континентального склона, примерно на глубинах около 2000 м, подножием склона служит гигантский конус выноса, один из крупнейших в Мировом океане — Бенгальский. Это огромное аккумулятивное тело протягивается от 20° с.ш. на юг до 7° ю.ш. на расстояние более 1600 миль. Ширина его около 600 миль. Подводный каньон Ганга на поверхности Бенгальского конуса сменяется системой желобов суспензионных потоков с сопутствующими им прирусловыми валами. Три наиболее значительных русла протягиваются почти до самого южного окончания конуса, до экватора. Параллельно им лежат несколько менее протяженных и ряд погребенных современными осадками русел. Формируется поверхность растущего аккумулятивного тела Бенгальского конуса путем наращивания толщи прирусловых валов и миграции русел и сопутствующих им валов.

Бенгальский конус служит океаническим продолжением Бенгальского бассейна осадконакопления суши. Мощность осадков мела и третичных до современных достигает в этом бассейне 16000 м, под шельфом — 6000 м и в Бенгальском конусе — от 3000—5000 м в ближайших к шельфу частях до 2000—1000 м в южной части. Эта мощная осадочная толща маскирует структуру фундамента, но наиболее значительные поднятия его в южной части конуса все же выражены в рельефе в виде хребта Ланка с горой Афанасия Никитина (глубина над вершиной 1549 м), ориентированного в меридиональном направлении, и Южно-Бенгальского хребта, ориентированного преимущественно также в меридиональном направлении, но в южной части огибающего о-в Шри-Ланка. Блоковая раздробленность этих горстовых структур фундамента придает им сходство с Восточно-Индийским и Лаккадивско-Мальдивским хребтами. Горстовым поднятием фундамента является также хребет Коморин, отходящий на юг от южной оконечности Индостана — мыса Коморин. Этот хребет служит западным обрамлением южной части Бенгальского конуса и протягивается на юг на расстояние около 450 миль, возвышаясь над ложем океана на 1500—1000 м [Kahle et al., 1981].

Осадочное тело Бенгальского конуса состоит из двух основных свит, разделенных региональным несогласием периода от верхнего палеоцена до среднего эоцена. Формирование нижней толщи началось в раннем мелу и шло непрерывно до палеоцена, в результате чего была сформирована клиноформа акустически прозрачных осадков мощностью до 10 км близ побережья Индостана и до 1 км в юго-восточной части конуса. После перерыва в осадконакоплении в позднем эоцене началось формирование турбидитной слоистой толщи верхней свиты, мощность которой в ближайшей к берегам Индостана части достигает 5000—3000 м и до 1000 м в южной части конуса. Формирование восточной части конуса — Никобарского конуса — шло параллельно образованию основной части, но в среднем плейстоцене поступление турбидов на поверхность Никобарского конуса прекратилось, вероятнее всего, в результате развития северной части Зондского желоба, который стал перехватывать суспензионные потоки, ринувшиеся на юг вдоль него [Керри, Мур, 1978; Клосс, и др., 1978]. Верхняя толща осадков Бенгальского конуса вскрыта скв. 217 и 218. Развитие конуса в южном направлении привело к тому, что в плиоцене турбидиты достигли точки скв. 211, лежащей уже южнее аккумулятивной равнины конуса.

В южной части — основной части Центральной котловины Индийского океана — осадочный покров имеет мощность менее 100 м и местами вообще прерывается на крутых склонах поднятий фундамента. Глубины в этой части котловины преимущественно больше 5000 м, но к юго-западу от 22° ю.ш. начинается постепенный подъем к флангам Австрало-Антарктического и Центрально-индийского рифтогенальных хребтов и преобладают глубины менее 5000 м. Из-за ничтожной толщины осадочного покрова рельеф дна отражает структуру фундамента, в которой преобладают системы гряд и желобов северо-восточного простиранья. Структуры меридионального простиранья, подобные хребту Ланка,

редки, но с одной из них — в районе между 18 и 20° ю.ш. и близ 78° в.д. — связан желоб с глубинами более 6000 м — это максимальная глубина Центральной котловины. Более значительные по протяженности структуры меридионального простиранья лежат на самом западном краю котловины в системе желоба Чагос, где глубины достигают 5350 м.

В южной части Центральной котловины обнаружен ряд обособленных вулканических гор правильной конической формы. Одна из наиболее примечательных среди них — гора Канаева с глубиной над вершиной 1033 м лежит в 110 милях к западу от южной оконечности Восточно-Индийского хребта и названа по имени выдающегося советского геоморфолога В.Ф. Канаева.

Со структурами фундамента северо-восточного простиранья, пересекающими котловину и служащими продолжением поперечных разломов срединно-океанического рифтогенального хребта, связана, по-видимому, зона внутриплитных деформаций, протягивающаяся также с северо-восточном направлении в самой южной части аккумулятивной равнины южной оконечности Бенгальского конуса: от 8—10 до 3—5° с.ш. [Геология..., 1981; Илюхин и др., 1984; Eittreim, Ewing, 1972; Stein, Okai, 1978; Weissel et al., 1980; Geller et al., 1983; Bergman et al., 1984]. Ширина этой зоны около 120 миль. В ее пределах в структуре акустического фундамента наблюдаются гряды и желоба с амплитудой глубины до 500 м, преимущественно погребенные осадочным чехлом, смятым в складки с образованием местами гряд рельефа дна высотой до 150—200 м. Гряды и желоба фундамента имеют явно горстово-грабенную структуру. С этой зоной дислокаций совпадают области относительно высокой сейсмичности и повышенных значений теплового потока. Деформацией затронуты осадки от верхнего миоцена до современных.

К югу от южной границы Бенгальского конуса пробурена скв. 215, вскрывшая толщу осадков от палеоцена до современных, разделенную несогласием периода от среднего эоцена до среднего миоцена. Осадки палеоцена лежат на подушечных толеитовых лавах [Borch et al., 1974]. По мнению Е.М. Рудича, обстановка осадконакопления в палеоцене в точке скв. 215 не устанавливается однозначно, так как сообщество фораминифер в осадках палеоцена здесь хотя и сходно с позднемиоценовыми и раннепалеоценовыми сообществами шельфовых осадков Западной Австралии, но не содержит планктонных форм, что может указывать на глубину отложения, превышающую глубину карбонатной компенсации [Рудич, 1983]. Следовательно, вероятнее всего, глубина Центральной котловины была в палеоцене близка к современной. Продолжающаяся тектоническая активность в зоне структур северо-восточного простиранья может служить свидетельством современного формирования либо будущей рифтогенальной системы, либо поднятия, подобного Кокосовому валу Западно-Австралийской котловины.

Глубинное строение коры Центральной котловины — обычное для океанического ложа: под тонким слоем осадков залегает второй слой со скоростями 5 км/с мощностью до 2000 м, третий слой — 6,4—6,8 км/с мощностью 3000—3500 м. Суммарная толщина коры (до 5—7 км) примерно такая же, как в Западно-Австралийской котловине [Геология..., 1981].

В Центральной котловине намечена система линейных аномалий магнитного поля широтного простиранья, идентифицируемых как 21—33 в средней части котловины и как 7—15 на флангах срединно-океанического хребта. Простиранье этих аномалий плохо согласуется с простираньями структур срединно-океанического хребта и зон разломов северо-восточного простиранья. Так же как система аномалий Западно-Австралийской котловины, эти аномалии вызывают сомнения относительно правильности их корреляции между собой и определения их простиранья, не говоря уж об их хронологической идентификации.

Аравийская котловина лежит к западу от Мальдивского хребта. На северо-

востоке она ограничена окраиной архейского щита Индостана, на севере — альпийской складчатой системой Макранской впадины, на северо-западе — окраиной Аравийской плиты с байкальским складчатым фундаментом. Южное обрамление котловины образует северо-восточный фланг Аравийско-Индийского рифтогенального хребта и служащего его продолжением хребта Восточный Шеба. Дно котловины оконтуривается изобатой 3500 м и представляет собой полого наклоненную к югу равнину. Максимальные глубины находятся в южной части котловины и достигают там 5022 м.

Шельф п-ова Индостан на юге имеет ширину около 40 миль, расширяется до 130—150 миль в районе Камбейского залива и вновь сужается до 70 миль в районе залива Кач. Внешний край шельфа лежит на глубинах около 200 м. Близ устья р. Инд в него глубоко врезана вершина подводного каньона Инда, проникающая в пределы шельфа на 60 миль. Исследованиями А.А. Гагелганца и его соавторов [Строение..., 1981] установлено, что шельф западной окраины Индостана представляет собой аккумулятивную террасу, сформированную мощной осадочной толщей, которая заполняет прогибы фундамента на краю континентального массива. Ближайший к берегу Западно-Индийский прогиб ограничен со стороны континентального склона поднятием, большей частью уже погребенным под осадочным чехлом, но выступающим в виде невысокого подводного хребта Прасан на поверхности континентального склона к югу от Гоа на глубинах 2500—3000 м. Вероятным продолжением этого хребта к югу служит хребет Коморин [Kahle et al., 1981]. Поверхность фундамента в Западно-Индийском прогибе ассоциируется с поверхностью траппов Деккана, погруженной по системе ступенчатых сбросов. Мощность надтраппового осадочного комплекса — от палеоцена до эоцена — в южной части шельфа около 2000 м, возрастает в северном направлении и превышает 6000 м в районе Камбейского залива, где прогиб смыкается с Камбейским прогибом суши. Далее к северу, в районе залива Кач, Западно-Индийский прогиб смыкается с южной частью Нижнеиндийского прогиба континента, и там мощность осадочной толщи также превышает 6000 м.

К западу от хребта Прасан к нижней части континентального склона примыкает Лаккадивское поднятие северной части Лаккадивско-Мальдивского хребта, оконтуриваемое с запада изобатой 3000 м. Основываясь на результатах сейсмического зондирования и бурения скв. 219, Р. Харбисон и Б. Бассинджер [Harbison, Bassinger, 1973], а затем Х. Наини и М. Талвани [Naini, Talwani, 1983] сделали вывод о продолжении Индийской платформы в пределы Лаккадивского поднятия. Заслуживает особого внимания тот факт, что в скв. 219 вскрыты риолитовые туфы фундамента, имеющие возраст 62 млн лет и сходные с риолитовыми туфами траппов Деккана (65 млн лет) [Siddiquie, Sukheswala, 1976; Whitmarsh et al., 1974].

Поверхность континентального склона в районе залива Кач и дельты Инда образует широкий выступ — конус выноса Инда. Поверхность этого конуса прорезают долина Инда и многочисленные русла суспензионных потоков с их прирусловыми валами. Аккумулятивная равнина конуса Инда спускается на юг до 10° ю.ш., сменяясь неширокой абиссальной Аравийской равниной, протягивающейся вдоль фланга Аравийско-Индийского хребта на глубинах порядка 4600 м. К югу от нее начинается характерный грядовый рельеф фланга рифтогенального хребта. В юго-восточном углу котловины в пределы ее ложа врезаны желоба поперечных разломов, пересекающих Аравийско-Индийский хребет.

Мощность осадочной толщи конуса Инда на значительном пространстве его нижней, пологоравнинной части более 4000 м, а вблизи подножия континентального склона — даже более 8000 м. Наряду с конусом выноса Ганга это одно из крупнейших аккумулятивных тел океана.

В восточной части конуса Инда его равнинную поверхность нарушает невы-

сокий подводный хребет Лаксми [Harbison, Bassinger, 1973; Naini, Talwani, 1983] — Федынского у советских авторов [Бабенко и др., 1980; Бабенко, Шлезингер, 1987; Пустильников и др., 1980]. Он протягивается в северо-западном направлении, оконтурен изобатой 3500 м. Этот хребет отвечает крупному горстовому поднятию фундамента, на большем своем протяжении погребенному толщей осадков. Сбросовым уступам, обрамляющим поднятие, отвечают параллельные им аномалии магнитного поля сравнительно малой интенсивности. Там, где хребет выражен в рельефе дна, его плоскую вершинную поверхность покрывает слой осадков мощностью до 500 м. По строению коры хребет Лаксми, как показали Б. Наини и М. Талвани [Naini, Talwani, 1983], сходен со строением коры таких микроконтинентов, как плато Агульяс, Роколл, Галиция, Флемиш-Кап, Поркьюпайн, Маскаренский хребет. Мощность коры хребта Лаксми около 18 км. Структуру хребта Лаксми можно рассматривать либо как северное продолжение Мальдивского хребта, также имеющего континентальное строение, либо, скорее, как его аналог, более выдвинутый в сторону океана. Таким образом, погружающаяся в западном направлении подводная окраина Индостана образует три ряда поднятий: поднятие Прасан, Лаккадивское поднятие северной части Мальдивского хребта и поднятие Лаксми [Клосс и др., 1978].

Прогиб между Лаккадивским поднятием и поднятием Лаксми получил название Восточного бассейна Аравийской котловины. Глубины океана здесь от 1850 м на востоке до 4300 м на западе. Мощность осадочной толщи возрастает от 300 м над выступами фундамента до 4000 м над понижениями его в общем довольно ровной поверхности. Строение земной коры по данным сейсмического зондирования, как показали Б. Наини и М. Талвани [Naini, Talwani, 1983], весьма сходно со строением коры Индийского щита, хотя мощность основных слоев коры в целом (примерно 14 км) вдвое меньше, чем на континенте. Отсутствием линейных аномалий Восточный бассейн напоминает области спокойного поля к югу и западу от Австралии. Достаточно обоснованным является представление о продолжении здесь погруженной окраины континента, переработанной в процессе океанизации.

Западный бассейн котловины (к западу от хребта Лаксми) характеризуется глубинами дна от 3400 до 4300 м. Аккумулятивная равнина подстилается толщей осадков мощностью от 1300 до 4200 м. Строение земной коры по данным сейсмического зондирования и здесь очень сходно со строением коры Индийского щита, но мощность коры 8 км — еще меньше по сравнению с мощностью ее на континенте. Если основываться на представлениях о сходстве строения земной коры Западного бассейна и континента, но учитывать неизбежность сокращения ее общей мощности в процессе океанизации, как это предусматривают В.В. Белоусов [1968, 1982] и, например, Д. Фалви и М. Мидлтон [Falvey, Middleton, 1981], то логичным будет вывод о продолжении погруженной и претерпевшей океанизацию окраины Индийского щита в область и Западного бассейна. Однако там установлена система линейных аномалий магнитного поля от 20-й до 28-й в западной половине и от 23-й до 24-й в восточной. Аномалии эти имеют широтное простиранье, что в общем не очень согласуется с представлением об их рифтогенальной природе, так как ось рифта Аравийско-Индийского хребта ориентирована в северо-западном направлении. Тем не менее убежденность в рифтогенной природе этих аномалий привела Б. Наини и М. Талвани к выводу об океанической, рифтогенной природе коры Западного бассейна [Naini, Talwani, 1983].

В Восточном бассейне Аравийской котловины пробурены скв. 220, 221. В основании разреза обеих скважин вскрыты пузырчатые, т.е. излившиеся в мелководных условиях, базальтовые лавы. Они перекрыты осадками от эоцена до современных [Whitmarsh et al., 1974]. Судя по характеру осадков, погружение началось уже в миоцене, причем скорость осадконакопления менялась: замедля-

лась в скв. 220, отражая погружение Мальдивского хребта, и возрастала в скв. 221, отвечая усилению выноса обломочного материала с Индостана главным образом пра-Индом [Рудич, 1983].

Вблизи западной окраины Аравийской котловины в ее пределы входит одна из крупнейших зон разлома Индийского океана — зона Оуэн [Matthews, 1966]. Вдоль этой зоны происходит смещение оси рифтогенального хребта Восточный Шеба на 180 миль к северу относительно оси Аравийско-Индийского хребта. Вдоль зоны разлома располагается ряд блоковых поднятий, осложненных вулканическими надстройками, и желобов-грабенов. Наиболее крупным глыбовым поднятием в этой зоне разлома в Аравийской котловине является хребет Меррей, в северной ее части примыкающий к континентальному склону и, вероятно, связанный со структурами альпийского складчатого сооружения Сулейман-Киртара, лежащего вдоль западного края Нижнеиндского прогиба [Barker, 1966].

Склоны хребта Меррей оконтурены изобатой 3000 м, высота его от 1500 до 2500 м, а минимальная глубина над одной из его вершин 408 м. У подножия его восточного склона лежит желоб с глубинами более 4000 м (максимальная глубина 4286 м). Вся зона разлома Оуэн в пределах Аравийской котловины высокосейсмична, и ее северное продолжение совпадает с сейсмически активной зоной континента. По типу разреза земной коры глыбовые поднятия зоны разлома Оуэн сходны с поднятиями восточной окраины Аравийской котловины: они характеризуются повышенными мощностями основных слоев и суммарной мощностью коры, большей по сравнению с обычной для ложа океана. Зона разлома Оуэн с ее глыбовыми поднятиями фундамента служит ограничением двух краевых прогибов Аравийской котловины: Приаравийского и Макранского, расположенного в котловине Оман.

Шельф залива Оман очень узок — всего несколько миль — и представляет собой абразионно-аккумулятивную террасу на осложненном ступенчатыми сбросами фланге восточной части молодого (альпийского) складчатого сооружения антиклинория Загроса-Макрана [White, Louden, 1983]. Континентальный склон сравнительно полого спускается ко дну котловины с глубинами более 3000 м (максимальная — 3675 м). Ложе котловины представляет собой абиссальную равнину, подстилаемую толщей осадков мощностью более 8000 м [Строение..., 1981]. Континентальный склон отвечает поверхности аккреционной осадочной призмы мощностью около 7000 м, перекрывающей прогнутую поверхность фундамента, для которой Р. Уайт и К. Лоуден — сторонники представлений о субдукции [White, Louden, 1983] — предполагают поддвижение под край континентальной литосферной плиты. Ложе котловины Оман — это абиссальная равнина, подстилаемая толщей осадков мощностью до 10 000 м [Строение..., 1981; Whitmarsh, 1979].

К югу от залива Оман шельф Аравийского полуострова расширяется до 20—30 миль. Очертания берега следуют ортогональной системе разломов, сопутствующих погружению окраины Аравийской плиты. Континентальный склон очень крут и падает до глубины 3000—3500 м в северной части побережья и до 4000 м в южной. Заключенный между континентальным склоном и зоной разлома Оуэн Приаравийский прогиб фундамента перекрыт толщей осадков мощностью более 5000 м.

В Приаравийском прогибе пробурены скв. 222, 223 и 224. В скв. 224 пузырьчатые лавы трахиобазальтов палеоцена перекрыты мелководными осадками эоцена, сменяющимися относительно мелководными осадками в олигоцене [Whitmarsh et al., 1974].

ЗАПАДНЫЙ СЕКТОР

Этот сектор Индийского океана ограничен на востоке системой срединно-океанических хребтов — Аравийско-Индийского, Центральноиндийского и Африкано-Антарктического, а на западе — континентом Африка. Восточная окраина Африканского континента представлена структурами древней Африкано-Аравийской платформы. В зоне перехода к ложу Индийского океана окраина этой платформы раздроблена ступенчатыми разломами, вдоль которых в процессе интенсивного погружения в позднем мезозое и кайнозое развились прогибы и грабены, заполнявшиеся мощными осадочными толщами [Ханн, 1971; Beck, Lehner, 1974].

Западный сектор по сравнению с другими секторами характеризуется большей неоднородностью дна, мозаичностью строения, обусловленной существованием здесь многих глыбовых поднятий фундамента и вулканических гор. Наиболее значительны Маскаренский и Мадагаскарский хребты, плато Мозамбикское и Агульяс, хребты Чейн и Амирантский, группы гор Космоledo, Коморская и Фаркуар. Этими поднятиями дна западный сектор океана разделяется на котловины Сомалийскую, Маскаренскую, Мадагаскарскую, Мозамбикскую с впадиной Мозамбикского пролива, Транскей и Агульяс.

Сомалийская котловина занимает северную часть сектора. Ее южное обрамление образуют группа Коморских островов, северное окончание Мадагаскара, Амирантский хребет и северное звено Маскаренского хребта. На окраине Африканского континента шельф вдоль берегов Сомали, Кении и Танзании очень узок, но континентальный склон довольно широк и полого спускается к ложу котловины, лежащему на глубинах более 5000 м. В южной части континентальный склон Кении и Танзании переходит в очень широкое континентальное подножие с глубинами от 3500 до 5000 м. Близ Аденского залива континентальный склон так называемого Африканского рога образует острый выступ с о-вом Сокотра. Этот остров — фрагмент континентального массива. Структурно он является частью юго-восточного крыла Аравийско-Сомалийской антеклизы, отделившейся от нее лишь в миоцене. Примечательной особенностью геоморфологии о-ва Сокотра являются продолжения долин — "вади" — Аравийского полуострова, свидетельствующие о былых связях между ними. Их можно рассматривать как результат горизонтальных движений Аравийского полуострова к северу [Laughton, 1966], но с таким же успехом и как результат обрушения в грабене Аденского залива при умеренном спрединге в хребте Шеба. Выступ склона у берегов Танзании связан с горстовыми поднятиями осадочных массивов островов Пембе, Занзибар и Мафия.

Периокеанические прогибы и грабены суши и подводной окраины континента заполнены толщами осадков от триаса до юры. По данным В. Шотта, А. Брансона и А. Тюрпи [Schott et al., 1975], мощность осадочных толщ на побережье Сомали более 2000 м, до 10 000 м на берегах Кении и до 6000—9000 м на берегах Танзании. Примерно половину или треть этих толщ составляют наземные отложения типа формации Карру, накопление которых — на юге, в Мозамбике и на Мадагаскаре, — завершилось формированием базальтовых покровов, сменившимся накоплением уже морских, но преимущественно мелководных осадков, начавшимся в средней юре — раннем мелу и свидетельствующим о крупномасштабных и интенсивных погружениях окраин континента. Именно в это время были сформированы основные черты морфологии континентальной окраины Сомалийской котловины [Кент, 1978].

По данным сейсмического профилирования, проводившегося здесь Е. Банс, М. Лангсетом, Р. Чейзом и М. Юингом [Bunce et al., 1967], Е. Банс и П. Молна-

ром [Bunce, Molnar, 1977], а позднее Ф. Рабиновичем, М. Коффином и В. Фалви [Rabinovitz et al., 1983], мощность осадочной толщи в пределах континентального склона весьма велика и в нижней его части местами достигает 6000—7000 м. При этом уплотненный осадочный чехол состоит из двух свит: верхней — слоистой, сложенной в значительной мере турбидитами, и нижней, акустически прозрачной. Нижняя свита характеризуется Ф. Рабиновичем и его соавторами скоростями сейсмических волн 2,2 км/с. Их подстилает слой со скоростями 3,5—5,3 км/с, диапиры из которого протыкают нижнюю свиту. Этот самый нижний, по-видимому тоже осадочный, слой может быть ассоциирован со слоем, выявленным в ряде точек дна Сомалийской котловины зондированием по методу преломленных волн Т. Франсисом, Д. Дэвисом и М. Хиллом [Francis et al., 1966] и прослеженным методом глубинного сейсмического профилирования Л.И. Коганом вплоть до фланга Аравийско-Индийского хребта [Удинцев, 1969]. Строение нижней свиты осложнено в верхней части континентального склона диапирами, а в нижней части склона еще и оползневыми структурами. Наличие диапиров привело Ф. Рабиновича и его соавторов к выводу о присутствии эвапоритов в составе осадочного чехла в районе побережья Сомали и Кении от 1 до 5° с.ш. Известно, что толща нижеюрских эвапоритов мощностью до 3000 м участвует в строении осадочного заполнения прибрежного прогиба в Танзании и еще южнее — в Мозамбике [Beck, Lehner, 1972]. В направлении к центру Сомалийской котловины верхняя слоистая свита утоньшается и резко сокращается в мощности за седиментационными барьерами глыбовых хребтов фундамента, ориентированных примерно параллельно простиранию континентального склона. Наиболее ярко выражен хребет Чейн на южном окончании зоны разлома Оуэн [Matthews, 1966]. Протяженность его около 400 миль и высота до 2000 м при ширине всего в несколько миль. Менее выражены в рельефе дна, будучи погребены почти полностью покровом осадков, хребет Мориса Хилла, являющийся северным продолжением Амирантского хребта, и три хребта фундамента к югу от хребта Чейн, исследованные Э. Банс и П. Молнаром [Bunce, Molnar, 1977]. Эти хребты лишены сколько-нибудь заметных магнитных аномалий и асейсмичны. Основываясь на соотношении рельефа фундамента со структурой чехла, Э. Банс с соавторами [Bunce et al., 1967] считают, что формирование горстовых хребтов Сомалийской котловины началось одновременно с накоплением нижней свиты осадочного чехла.

Амирантский хребет имеет дугообразные очертания, и поскольку он сопряжен с одноименным также дугообразным желобом, то в целом эта морфоструктура напоминает островную дугу. Однако в этой дуге отсутствуют обычные для активных островных дуг проявления современного вулканизма и сейсмичности. Протяженность Амирантского хребта около 400 миль, высота над ложем океана до 3500 м. Склоны хребта очень крутые, что свидетельствует о его глыбовой, горстовой структуре. Гребень хребта выровнен абразией и коралловыми рифами. В северной части хребта лежат коралловые Амирантские острова. К востоку от них находятся атолл Дерош — коралловый остров, венчающий обособленную подводную гору восточного склона хребта. Резко дифференцированное аномальное магнитное поле хребта позволяет предполагать наличие крупных базальтовых тел [Matthews, Davies, 1966]. Эти базальтовые тела обнажаются на склонах хребта.

Образцы магматических пород, полученные со склонов хребта Чейн (габбро) и Амирантского (базальты), имеют примерно одинаковый позднемиоценовый возраст (соответственно $89 \pm 4,5$ и 82 ± 16 млн лет) [Fisher et al., 1968].

Задержанная этими хребтами масса турбидитов образует аккумулятивное тело Сомалийской абиссальной равнины в западной части котловины. Поверхность равнины лежит на глубинах 5084—5102 м. К востоку от нее отмечены глубины до 5340 м. Аномально большие глубины свойственны Амирантскому

желобу вдоль западного склона Амирантского хребта — до 5477 м. Образование этого желоба или хотя бы сохранение этого желоба от захоронения осадками можно связывать с эрозионной деятельностью придонного течения, благодаря чему на дне образуются флювиоаккумулятивные гряды [Kilwood, 1979] и одновременно промоины, в которых обнажаются осадки верхнего мела (кампан), обнаруженные Д. Мессоном, Р. Киддом и Д. Робертсом [Masson et al., 1982]. Сам Амирантский желоб представляет собой, по-видимому, эрозионную промоину.

Нижняя свита осадочной толщи сохраняет свою значительную толщину — от 3000 м на западной окраине котловины до 500—700 м в центральной и восточной ее частях. Это устанавливается по упоминавшимся выше результатам зондирования по методу преломленных волн и в особенности по результатам глубинного сейсмического профилирования. Поверхность подстилающего фундамента обладает сравнительно простым рельефом, ничего общего не имеющим с грядовым рельефом рифтогенального Аравийско-Индийского хребта. Характерны сбросы небольшой амплитуды, сводово-глыбовые поднятия. Крупнейшему из них в рельефе дна отвечает возвышенность Мэдингги-райз с глубиной над ней 2257 м. Особенно же примечательны глубокий прогиб фундамента, заполненный 1000-метровой толщей осадков, и крупные глыбовые дислокации на контакте ложа котловины с западным флангом Аравийско-Индийского хребта. Происхождение таких дислокаций можно связывать со сжатием, направленным со стороны рифтогенного хребта, подобным тому, которое предполагается У. Хексби и Дж. Вейсселом для северо-восточного фланга Австрало-Антарктического хребта [Нахбу, Weissel, 1986]. Этой зоне дислокаций сопутствуют аномалии магнитного поля наиболее интенсивные [Геолого-геофизический..., 1975]. Для ложа Сомалийской котловины характерно мозаичное магнитное поле. Строение земной коры здесь соответствует обычным стандартам коры океанического типа, но нижняя свита осадочного чехла, в сущности, служит продолжением посткаррусских юрско-меловых толщ восточной окраины Африки, тогда как второй слой (3,5—5,3 и 4,4—5,3 км/с) может быть сопоставлен со свитой Карру.

В Сомалийской котловине пробурены глубоководные скв. 234, 235, 236 [Fisher et al., 1974] в северной и 240, 241 [Simpson et al., 1974] в южной частях. Наиболее интересны результаты бурения скв. 235, 236, 241, достигающих базальтов акустического фундамента. Пузырчатые, излившиеся в мелководных условиях базальтовые лавы миоцена скв. 235 и позднего палеоцена в скв. 236, а также мелководные отложения (перемежающиеся косослоистые песчаники и градиционно-слоистые аргиллиты) кампана—гурона в скв. 241 свидетельствуют о региональных погружениях дна Сомалийской котловины [Рудич, 1983]. Результаты сейсмостратиграфического анализа по району скв. 241, приведенные Ф. Рабиновичем, М. Коффином и Д. Фалви [Rabinovitz et al., 1983], показали, что верхняя свита осадочной толщи (1,8 км/с) отвечает отложениям от миоцена до современных, кровля нижней — эоценово-олигоценному несогласию, нижняя свита (2,2 км/с) — отложениям сеномана. Подстилающая их толща стратифицированных пород мощностью до 4000—5000 м, очевидно, может быть сопоставлена с юрско-меловыми отложениями серии Карру.

Предположение о возможности продолжения морских аналогов этой серии на всем пространстве Сомалийской котловины высказывалось в свое время В. Шоттом, Д. Брансоном и А. Тюрпи [Schott et al., 1975]. Если такое предположение справедливо, то Сомалийская котловина должна рассматриваться как одна из более древних областей морского осадконакопления в Индийском океана, подобных Северо-Австралийской котловине [Кент, 1978]. В связи с этим примечательно, что, по данным М. Флауэра и Д. Стронга [Flower, Strong, 1969], базальты вулканических Коморских островов содержит ксенолиты осадочных

пород серии Карру и метаморфических пород континентального типа. Вариации возраста базальтов Коморских островов рассматриваются некоторыми авторами как свидетельство движения Сомалийской плиты над горячей точкой мантии [Emerick, Duncan, 1982]. К востоку продолжением этой группы служат гора с рифом Гейзер и о-в Глорьез, а к северу от них — возвышенность Уилкс с глубиной над вершиной 924 м и горы, вероятно также вулканического происхождения, с венчающими их атоллами островов Космоledo. Горстом докембрийского фундамента является о-в Жуан-ди-Нова в Мозамбикском проливе. Атолл Фаркуар, риф Провиденс и вершина горы Антон Бруун лежат на северном подводном окончании Мадагаскарского хребта. Атоллами являются и упомянутые выше острова на гребне Амирантского хребта, который в целом, вместе со своим северным продолжением — хребтом Морис Хилл, следует рассматривать как горстовый хребет фундамента.

Впадина Мозамбикского пролива лежит между Мозамбикским выступом докембрийского фундамента Африканской платформы и докембрийским же массивом о-ва Мадагаскар. Формирование впадины началось в поздней перми и сопровождалось разломами по обеим сторонам Мозамбикского пролива вплоть до конца мела. Окончательное оформление структуры впадины Мозамбикского пролива как грабена между докембрийскими глыбами относится уже к палеогену и неогену [Хаин, 1977]. Дно пролива лежит на глубинах менее 3000 м, его склоны со стороны континента и Мадагаскара круты. Шельф Мозамбика узок, но расширяется близ устья Замбези и в районе Бейры, отмечая развитие там крупного бассейна осадконакопления — мощность осадочных образований (включающих эвапориты) от юры—мела до четвертичных достигает там 11 000 м [Кент, 1978]. Велика толща аналогичных осадочных образований Западного Мадагаскара — до 7000 м. В низах этой толщи в Мозамбике и на Мадагаскаре установлены раннемеловые базальтовые (толеитовые) покровы Карру (лавы Стормберг, Дракенберг) [Ridgway, Lusaka, 1981], прослеживаемые в качестве акустического фундамента под дном Мозамбикского пролива [Кент, 1978; Beck, Lehner, 1974; Kamen-Kaye, Meyerhoff, 1979] и достигнутые на Мозамбикском плато в скв. 249 и 248 к югу от пролива [Simpson et al., 1974].

Мелководные условия осадконакопления сохраняются в пробуренной в северной части пролива скв. 242 примерно до конца раннего олигоцена, и лишь позднее происходит интенсивное погружение. О начале крупных погружений в южной части Мозамбикского пролива лишь в позднем миоцене свидетельствуют результаты бурения скв. 248, хотя признаки сходства морской фауны Мадагаскара с фаунами Южной Африки, Кении и Эфиопии в юре говорят о морских трансгрессиях в область пролива уже в юре. На базальтах Карру лежат мелководные осадки апта—альба в Мозамбике, альба — в скв. 249 на Мозамбикском плато, маастрихта и палеоцена — в скв. 248 к югу от Мозамбикского пролива. На Мадагаскаре базальты Карру относятся к верхнему мелу и началу третичного времени [Kamen-Kaye, Meyerhoff, 1979].

Дно пролива выстилает толща осадков мощностью более 1000 м в северной части и более 1800 м в конусе выноса р. Замбези в южной части пролива. Поверхность этого конуса прорезает русло подводного каньона Замбези, спускающееся на юг вплоть до 30° ю.ш., до питаемой выносимыми им турбидитами Мозамбикской абиссальной равнины. Несмотря на значительную толщину осадочного чехла, его прорывают поднятия фундамента: плиоцен-плейстоценовые вулканические горы-острова Бассада-Индия и Европа в южной части пролива, гора-остров Жуан-ди-Нова — горст докембрийского фундамента на восточном борту пролива, а также хребет Деви — цепочка узких гребней, выступов над осадочной толщей горстовых поднятий фундамента вдоль зоны разлома, протягивающейся по меридиану 42° в.д. от 19° ю.ш. на юге до 9° ю.ш. на севере. Наиболее высокие гребни — это банки Пейсли и Сент Лазарус у берегов Мозамбика.

С хребтом Дэви не связаны аномалии магнитного поля, и по этому признаку, как и по своей морфологии, он сходен с упоминавшимися хребтами фундамента Сомалийской котловины. Тектоническая природа хребта Дэви дискуссионна. Первоначально его были склонны рассматривать как трансверсивный гребень зоны разлома, по которой происходило смещение к югу микроплиты Мадагаскара [Scrutton, 1978]. Позднее были высказаны представления о рифтогенной природе хребта Дэви и соответствии его морскому продолжению одной из ветвей Восточно-Африканских рифтов [Mougenot et al., 1986]. Южное продолжение зоны разлома Дэви предполагается либо в глубокой долине каньона Замбези, либо в крутом сбросовом уступе юго-западного края Мадагаскара. Мелководные осадки эоцена, вскрытые на хребте Дэви скв. 242, свидетельствуют о недавних погружениях. Разлом Дэви до сих пор сейсмически активен.

Мозамбикская котловина к югу от пролива ограничена с востока подводным Мадагаскарским хребтом, а на западе Мозамбикским краевым плато. Ложе котловины полого погружается в южном направлении от глубин 3000—3500 м до глубины более 5500 м близ северо-западного фланга Африкано-Антарктического хребта. При этом северная половина ложа котловины представляет собой аккумулятивную равнину конуса выноса Замбези, мощность осадочной толщи которого более 1800 м, переходящую в абиссальную равнину с глубинами чуть более 5000 м и толщиной осадочного чехла 500—1000 м. За фронтом аккумулятивной равнины мощность осадочного покрова уже менее 500—300 м и рельеф дна расчленен системой разломов, пересекающих Африкано-Антарктический хребт и выходящих за пределы его северо-западного фланга. Эти разломы ориентированы в северо-северо-западном направлении. Некоторые из них обуславливают морфологическое обрамление котловины, ибо ими определены почти прямолинейные сбросовые уступы по восточному краю Мозамбикского плато и по западному краю Мадагаскарского хребта [Bergh, Norton, 1976]. Вместе с тем морфология акустического фундамента котловины значительно проще наблюдаемой на фланге Африкано-Антарктического рифтогенального хребта.

Придонные течения, направленные по часовой стрелке на север вдоль восточного склона Мозамбикского плато и на юг вдоль склона западного склона Мадагаскарского хребта, вызывают размыв и переотложение осадков с образованием флювиоаккумулятивных дюн, а также вынос далеко на юг терригенного осадочного материала, поставляемого Лимпопо [Heezen, Hollister, 1971; Dingle, 1979; Dingle, Camden-Smith, 1979]. Вскрытые в низах скв. 248 и 250 мелководные осадки палеоцена и верхнего мела свидетельствуют о принадлежности Мозамбикской котловины к поясу послемеловых погружений по периферии Африканского континента [Кент, 1978]. Они лежат на пузырчатых базальтах верхнего мела (72 ± 7 млн лет в скв. 248 и 89 ± 6 млн лет в скв. 250). Эти базальты изливались либо на суше, либо в мелководных условиях и хорошо коррелируются с завершающими формирование серии Карру в Мозамбике и на Мадагаскаре базальтами раннего мела. Они сходны с ними и по составу рассеянных элементов [Chetti, Green, 1977; Ridgway, Lusaka, 1981; Simpson et al., 1974; Davies et al., 1974].

Существование в Мозамбикской котловине линейных аномалий магнитного поля, идентифицируемых как аномалии мезозойского ряда M2—M10 с увеличивающимся в северном направлении возрастом, и не вполне корректное сопоставление их возраста с возрастом базальтов, вскрытых скв. 250 и 249 (находящейся не на дне Мозамбикской котловины, а на Мозамбикском плато), привели к представлениям о рифтогенной природе коры океанического типа под дном этой котловины [Du Plessis, Simpson, 1974; Simpson et al., 1979; Martin, Hartnady, 1986]. При этом предполагается, что микроконтинент Мадагаскара, осложняющий при современном своем положении реконструкцию положения континентов по канонам тектоники литосферных плит, располагался первоначально значи-

тельно севернее и лишь в меловое время переместился на свое современное место по предполагаемому трансформному разлому хребта Дэви [Dingle, Scrutton, 1974; Bergh, Norton, 1976; McElhinny et al., 1976; Scrutton, 1978; Rabinovitz et al., 1983].

Между тем структура аномального магнитного поля в юго-западной части Индийского океана носит, в сущности, мозаичный характер. Возраст базальтов акустического фундамента в Мозамбикской котловине в действительности не увеличивается в северном направлении, а уменьшается от скв. 250 к скв. 248. Хребет Дэви не связан с трансформным разломом, а, скорее всего, является морским продолжением ветви Восточно-Африканских рифтов [Mougenot et al., 1986]. Поэтому, принимая во внимание приведенные выше данные о прямых переходах базальтовых покровов Мозамбикского пролива и Мозамбикской котловины в базальтовые покровы континента Африка и микроконтинента Мадагаскар, следует отдать предпочтение представлениям о том, что решающую роль в развитии Мозамбикской котловины, точно так же, как и в развитии Мозамбикского пролива, играли вертикальные движения [Кент, 1978; Beck, Lehner, 1974; Kamen-Kaye, Meyerhoff, 1979]. Земная кора Мозамбикской котловины характеризуется по данным сейсмического зондирования присутствием слоев со скоростями сейсмических волн 5,02—5,22 и 6,62 км/с [Ludwig et al., 1968] и может рассматриваться как утоненная кора континентального типа [Daggacott, 1974].

Мозамбикское плато (Мозамбикский хребет) образует обширный выступ континентального склона к югу от берегов Мозамбика. Вершинная поверхность плато лежит на глубинах порядка 2000 м, а подножия его склонов оконтуриваются изобатой 4000 м. Блоковая структура плато определена системой разломов, формирующих его склоны. Особенно четко выражен крутой сбросовый уступ восточного склона плато. Напротив, западный склон пологий и постепенно переходит к ложу широкой долины Натал. На южном побережье Мозамбика этому плато отвечает прогиб Мозамбикского бассейна, где более 3000 м осадков от неокома до современных лежат на базальтах Карру. Их толща продолжается под шельфом и вершинной поверхностью Мозамбикского плато. Мощность осадочного покрова в южной части Мозамбикского плато около 400—700 м. Вскрытые скв. 249 мелководные осадки неокома лежат на излившихся в мелководных условиях базальтах, являющихся, так же как и базальты Мозамбикского пролива, продолжением базальтов Карру. Правда, они отличаются от них по составу рассеянных элементов, более характерному для океанических толеитов [Simpson et al., 1974].

Анализ результатов глубинного сейсмического зондирования [Hales, Nation, 1973], проведенный П. Четти и Р. Грином [Chetty, Green, 1977], свидетельствует о близком к континентальному типу земной коры под Мозамбикским плато (мощность 22 км, в состав ее входят слои со скоростями 5,3; 5,65; 5,8; 6,9 км/с, хотя и несколько меньшей мощности). Мозамбикское плато изостатически уравновешено. Все это говорит в пользу его континентальной природы. Близость покровных базальтов плато по составу рассеянных элементов к базальтам срединно-океанических хребтов вызвала сомнения у П. Четти и Р. Грина в возможности рассматривать Мозамбикское плато как часть континента. Между тем на примерах Западной Австралии и Восточной Африки достаточно очевидна возможность широкомасштабных излияний базальтов, сходных с океаническими толеитами, на поверхность континентальных массивов. Поэтому вряд ли следует сомневаться в континентальной природе Мозамбикского плато только из-за особенностей состава излившихся на нем базальтов.

Котловина Транскей лежит между окраиной Южной Африки и Мозамбикским плато, а на юге ограничена поднятием Агульяс. Шельф Транскей очень узок, а континентальный склон, обусловленный сбросом, крут. Ложу котловины

наклонено к югу, и глубины на нем возрастают от 3000 м на севере в долине Натал до 4600 м в южной части котловины.

Наклонная равнина ложа долины Натал отвечает кровле аккумулятивного шлейфа мощностью более 2000 м, сформированного выносами рек Замбези, Сави и Лимпопо. Южнее она переходит в абиссальную равнину, под которой мощность аккумулятивного тела от 1300 до 500 м. Строение и мощность (8 км) коры в котловине отвечают стандартным представлениям об океанической коре, хотя скорости сейсмических волн во втором слое (4,5 км/с) мощностью 700—1800 м и могут быть ассоциированы с породами серии Карру [Chetty, Green, 1977]. На формирование осадочной толщи котловины Транскей большое влияние оказывает придонное течение, проходящее с запада через проход Агульяс, отделяющий плато Агульяс от континента Африка. Это течение идет из котловины Агульяс на восток и пересекает южную часть котловины Транскей в восточном направлении. С его деятельностью связаны эрозия континентального склона и образование крупных аккумулятивных дюн вблизи подножия континентального склона и основания северного склона плато Агульяс в проходе Агульяс и флювиоаккумулятивного хребта в котловине Транскей примерно вдоль 35° ю.ш. [Camden-Smith et al., 1981].

Подводная окраина Южной Африки характеризуется очень узким континентальным шельфом и весьма крутым континентальным склоном, обращенным в котловину Транскей. Шельф существенно расширяется к югу от 35° ю.ш. на протяжении побережья от мыса Сент-Франсис до мыса Доброй Надежды, образуя к югу от мыса Игольный (Агульяс) выступ шириной до 200 миль, известный как банка Агульяс с глубиной 118 м на ее южной оконечности. В строении этой банки участвует южное продолжение складчатого пояса Капид Южной Африки, которому соответствует поднятие домезозойского фундамента шельфа — свод Агульяс на западной окраине банки. Мощность земной коры под сводом Агульяс около 32 км [Green, Hales, 1966; Hales, Nation, 1972, 1973]. В восточной части банка Агульяс подстилается широким прогибом фундамента — мезозойско-кайнозойским бассейном Утеника, заполненным толщей морских осадков от юры до современных мощностью до 4000—6200 м [Зиссер и др., 1978]. Крутой континентальный склон южного края банки Агульяс определен сбросом, связанным с восточным окончанием трансокеанического разлома Агульяс, протягивающегося через всю Южную Атлантику от плато Мальвинас на западе до Южной Африки на востоке [La Brecque, Hayes, 1979].

Плато Агульяс, замыкающее котловину Транскей на юге, отделено от окраины Африканского континента проходом Агульяс с глубинами более 4500 м и шириной около 30—40 миль. Плато Агульяс — это крупное блоковое поднятие, оконтуриваемое изобатой 4000 м. Вершинная поверхность плато лежит на глубинах от 2000 до 2500 м, но примерно в центре ее находится подводная гора с вершиной, поднимающейся до глубины менее 800 м. Рельеф вершинной поверхности хорошо выровнен на большем ее пространстве, но сложно раздроблен в северной трети ее, где колебания глубин над отдельными блоками более 1500 м. Полоса неровного дна протягивается также в северо-восточном направлении через осевую часть плато, а именно к ней приурочена гора с глубиной менее 800 м. Эти особенности вершинной поверхности тесно связаны со строением осадочного чехла, морфологией и глубинным строением фундамента.

Исследования Б. Тухолке, Р. Хоутца и Д. Баррета [Tucholke et al., 1981], Р. Аллена и Б. Тухолке [Allen, Tucholke, 1981], Б. Тухолке и Дж. Карпентера [Tucholke, Carpenter, 1977] показали, что осадочный покров плато Агульяс имеет толщину более 1000 м на выровненной части вершинной поверхности. Толщина покрова подвержена резким колебаниям от 1000 м до полного обнажения фундамента в раздробленной северной части и на склонах плато, эродируемых придонными течениями. Фундамент основной части плато выровнен абразией, но

в его структуре сохранились сбросовые уступы небольшой амплитуды, не захватывающие толщу осадочного чехла. Зона неровного рельефа дна совпадает с полосой неровного рельефа фундамента. Сложно раздробленный рельеф северной трети является отражением дробления фундамента, причем структура осадочного чехла отчасти нарушена этим дроблением, отчасти определена заполнением впадин между блоками и сползанием осадков с крутых склонов [Tucholke, Carpenter, 1977]. Осадочный чехол сложен осадками сеномана и маастрихта, образцы которых были получены грунтовыми трубками, и более поздними [Saito, Gray, 1964].

В глубинном строении фундамента плато по результатам сейсмического зондирования выделяются три типа коры: 1) близкий к континентальному, но с редуцированной мощностью в целом и в основных слоях — мощность коры около 18 км; слой 6,8—7,1 км/с — мощность 8—10 км; слой 5,8—6,4 км/с — мощность 4,3—7,7 км; слой 3,5—5,6 км/с — мощность 2—6 км; 2) близкий к океаническому, но с увеличенной мощностью — мощность коры 11—12 км; слой 5,8—6,4 км/с отсутствует; 3) переходный между ними — мощность коры 13—16 км, слой 5,8—6,4 км/с имеется, но мощность его сокращена до 3—5 км [Barrett, 1977; Tucholke et al., 1981]. Первый тип отвечает участкам выровненного фундамента, интерпретируемого как малоизмененный блок докембрийского континентального массива. Второй относится к сложно раздробленной северной части плато и к зоне неровного рельефа фундамента в осевой части плато, строение которой интерпретируется Б. Тухолке и его соавторами как результат растяжения и базальтовых интрузий в рифтовой зоне. Все три типа коры, отмеченные для различных частей морфологически единого массива плато Агульяс, установлены также по отдельности для многих поднятий океанского дна — краевых плато, микроконтинентов, асейсмичных хребтов и возвышенностей. В силу неоднозначности интерпретации сейсмических данных природа таких поднятий большей частью из-за недостатка геологических данных интерпретируются исследователями в зависимости от дополнительной информации и в значительной мере в русле принятой ими концепции развития океанических областей то как континентальных, то как океанических (рифтогенных).

На плато Агульяс были получены данные о вещественном составе фундамента [Tucholke et al., 1981]. Драгировками собраны образцы метаморфических пород континентального типа — кварц-полевошпатовых гнейсов и кристаллических сланцев от зеленосланцевой и амфиболитовой фаций до гранулитовой фации с возрастом от 1 млрд до 450—600 млн лет, т.е. докембрийских и раннепалеозойских, подобных метаморфическим породам Южной Африки и Гондваны в целом. Это дает основания для уверенных представлений о континентальной природе плато Агульяс и о начальных стадиях переработки его коры в процессе тафрогенеза по окраине Африканского континента и океанизации отделенного от континента краевого блока. Предположение о тафрогенезе кажется более предпочтительным, чем о рифтогенезе [Tucholke et al., 1981], и северная часть плато Агульяс представляет носящую признаки влияния именно этого процесса, столь характерного для многих окраин континентов так называемого пассивного типа, а в Индийском океане — для многих рассмотренных ранее частей континентальных окраин Западной Австралии, Индостана и Восточной Африки. Достигнутая достоверность представлений о континентальной природе плато Агульяс чрезвычайно важна в связи с интерпретацией менее достоверных сведений и предположений о континентальной природе других асейсмичных поднятий дна Индийского океана, таких, как Мадагаскарский хребет, плато Дель-Кано и Крозе, Кергелен, Западно-Австралийский хребет.

Котловина Агульяс лежит к югу от южной оконечности Африки и к юго-западу от плато Агульяс и трансверсивных гребней системы разломов Дю-

Тойта, Мозамбикского и Принс-Эдвард, отделяющих ее от котловины Транскей и Мозамбикской. Южным ограничением котловины служит Африкано-Антарктический хребет, а северо-западным — трансверсивные поднятия зоны разлома Агульяс. Наиболее крупным из них является хребет Агульяс (хребет Хейзена, возвышенность Ричардсон). Высота двух параллельных гряд этого хребта над ложем котловины достигает 2000—3000 м, гребни их лежат на глубинах менее 2000 м, а отдельные вершины поднимаются до еще меньших глубин (гора Панзарини — 1360 м, Де-Егер — 1550 м, Эрика — 1255 м). В восточной части котловины глубины более 5000 м и местами до 5400 и 5500 м, но в западной преимущественно менее 5000 м — порядка 4700 м, хотя в многочисленных желобах грядового рельефа, ориентированных в северо-восточном—юго-западном направлении, более 5000 м. Акустический фундамент котловины, несмотря на существование множества гряд и желобов, по сравнению с флангами срединно-океанических хребтов — Африкано-Антарктического и Южно-Атлантического — значительно менее раздроблен. Линейные аномалии магнитного поля были идентифицированы в этой котловине как отвечающие ряду от 1-й до 34-й и послужили основой для реконструкций по канонам тектоники литосферных плит [La Brecque, Hayes, 1979].

Мадагаскарский хребет (или плато) лежит к югу от Мадагаскара и связан с ним общим цоколем, оконтуриваемым изобатой 4000 м. Хребет протягивается на юг примерно до 36° ю.ш., где примыкает к северо-западному флангу Африкано-Антарктического хребта. Протяженность его около 600 миль, а ширина около 250 миль. Вершинная поверхность хребта выровненная, платообразная, находится на глубинах около 2500 м и поднимается до глубин менее 1000 м в районе 33—35° ю.ш., где лежит отмель Уолтерс с отдельной горой-банкой Уолтерс, глубина над которой менее 20 м. В сущности, хребет является прямым продолжением докембрийской глыбы Мадагаскара, хотя вершинная поверхность его отделена от шельфа этого острова прямолинейным сбросовым уступом высотой около 1700 м. Вершинная поверхность северной половины хребта — до 32° ю.ш. — обладает сравнительно сложным рельефом, амплитуда колебания глубин здесь порядка 1500 м — эта часть хребта похожа на северную часть плато Агульяс. Вершинная поверхность южной половины хребта выровненная, за исключением нескольких небольших пиков, как упоминавшаяся банка Уолтерс. Западный склон хребта прямолинеен и обрывист, местами сложно расчленен. В юго-западной части его лежат три подводные горы с глубинами около 1000 м. Восточный склон, напротив, пологий и сложных очертаний, с двумя массивными выступами — очертания этого склона осложнены зонами разломов северо-восточного простирания. Севернее островной склон самого Мадагаскара, обусловленный сбросом большой протяженности, представляет собой крутой и прямолинейный уступ высотой до 4000 м.

Осадочный покров хребта обладает наибольшими мощностями — до 300—400 м на вершинной поверхности в южной части и до 1300 м в северной, а также в нижней частях восточного склона хребта. Западный и южный склоны хребта почти лишены осадочного покрова, размываемого придонными течениями и оползающего по сбросовым уступам. Поверхность акустического фундамента, характеризующегося скоростями сейсмических волн порядка 4,2—5,9 и 4,5—6,2 км/с, выровнена абразией на вершинной поверхности южной половины хребта и сложна раздроблена в северной его части [Goslin et al., 1980].

Глубинное строение фундамента хребта, по данным М. Синха, К. Лоудена, Б. Парсонса [Sinha et al., 1981] и М. Гослина, М. Рек [Goslin, Recq, 1981], очень близко к континентальному: мощность коры около 22 км, в составе коры слои 4,2—5,9 и 4,5—6,2 км/с имеют толщину до 5,3 км, слой 6,9—7,1 км/с — 9,5 км. Однако авторы этих исследований интерпретируют полученные данные как характеризующие утолщенную рифтогенную кору океанического типа ввиду слиш-

ком малой толщины слоя 4,4—6,2 км/с и присутствия в основании коры слоя со скоростями 6,9—7,1 км/с, который, по их мнению, не характерен для континентов. Поэтому вопрос о происхождении Мадагаскарского хребта решается ими в плане плейттектонических построений как о части фланга рифтогенного Африкано-Антарктического хребта [Goslin et al., 1980, 1981; Goslin, Recq, 1981; Goslin, Patriat, 1984]. Сопоставляя их результаты с описанными выше данными по глубинному строению плато Агульяс, учитывая большое сходство в строении обоих поднятий, можно отдать предпочтение представлению о континентальной природе фундамента Мадагаскарского хребта, кора которого редуцирована в южной части и в большей мере переработана, раздроблена и, видимо, интродуцирована базальтами в северной части.

Скв. 246, пробуренная на вершинной поверхности в южной половине Мадагаскарского хребта, обнаружила под глубоководными осадками от современных до среднего миоцена мелководные осадки от нижнего миоцена до нижнего эоцена [Simpson et al., 1974]. Судя по этому, погружение континентального массива Мадагаскарского хребта произошло в конце раннемиоценовой эпохи [Рудич, 1983]. Терригенные компоненты этих мелководных осадков имеют источником породы кристаллического фундамента Мадагаскара или самого Мадагаскарского хребта.

Маскаренская и Мадагаскарская котловины лежат к востоку от Мадагаскара и Мадагаскарского хребта и ограничены с востока Маскаренским хребтом и северо-западным флангом Африкано-Антарктического хребта.

Дно Маскаренской котловины лежит на глубинах порядка 4500—4900 м и лишь в самой южной части, между Мадагаскаром и о-вом Реюньон, в желобе Реюньон северо-западного—юго-восточного направления глубины превышают 5500 м. Западная часть ложа котловины представляет собой абиссальную аккумулятивную равнину, высланную турбидитами Мадагаскара. Узкие полосы аккумулятивных абиссальных равнин протягиваются в восточной части, вдоль подножия Маскаренского хребта, но в центральной части поверхность ложа сложно расчленена на гряды, ориентированные в северо-восточном—юго-западном направлении и связанные, по-видимому, с продолжением системы поперечных разломов Центральноиндийского хребта. В центральной части котловины лежит подводная вулканическая гора с поднятым атоллom Тромлен. В северной части котловины находится гора с коралловым о-вом Агалета, в южной — гора Лаперуза и несколько поднятий, образующих ориентированный в северо-восточном направлении невысокий и узкий хребет Вилшоу.

Ложе Маскаренской котловины выстилает осадочный покров мощностью более 700 м в абиссальных равнинах и восточной части ложа, но менее 200 м в средней части котловины. Осадочный чехол состоит из двух свит: верхняя, стратифицированная, представлена, по данным бурения скв. 239 [Simpson et al., 1974], турбидитами миоцена—плейстоцена, нижняя, акустически прозрачная, пелагическая, весьма вероятно, — мелководными осадками верхнего мела (кампан—маастрихт)—олигоцена, лежащими на базальтах. В составе этого слоя установлены алевриты и илы, содержащие продукты размыва докембрийских гранитометаморфических пород, прослойки гипсовых известняков. По содержанию мелководных фораминифер и наннофлоры можно предположить мелководные условия накопления всей нижней свиты, хотя авторы цитированного исследования осторожны в определении глубины и допускают транспортировку мелководной фауны турбидитами (признаков которых здесь нет!). Характерны диапировые структуры этого слоя, местами протыкающие толщу вышележащих турбидитов. Морфология акустического фундамента относительно спокойная, нарушаемая сбросами небольшой амплитуды, и не имеет ничего общего со сложной морфологией рифтогенных систем. Судя по началу формирования толщи турбидитов только с миоцена, погружение фундамента котловины на большие

глубины началось не раньше, хотя морской бассейн между Мадагаскаром и Маскаренским хребтом сформировался уже в позднем мелу—палеоцене.

Мадагаскарская котловина несколько глубже: ее ложе обладает глубинами более 5000 м, но в связанных с зонами разломов желобах в северной и южной частях котловины глубины превышают 5500 м. Желоба ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении. Очень сложен рельеф в самой восточной части котловины, примыкающей к тройному сочленению рифтогенальных срединно-океанических хребтов океана. Осадочная толща имеет мощность в среднем 100—200 м, но возрастает до 400 м в понижениях рельефа фундамента и в аккумулятивном хребте — дрифте Антанариво, протягивающемся в осевой части котловины в северо-восточном направлении. Поверхность акустического фундамента сравнительно ровная, разбита местами невысокими сбросами и во многом сходна по морфологии с поверхностью фундамента Маскаренской котловины. В основании скв. 245, пробуренной в юго-западной части котловины, лежат пузырчатые, т.е. мелководные, базальты, покрытые мелководными же осадками палеоцена и эоцена [Simpson et al., 1974].

В обеих котловинах кора океанического типа. Магнитное поле имеет, в сущности, мозаичный характер, хотя рядом авторов здесь намечается несколько узких полос линейных аномалий [Martin, Hartnady, 1986].

Маскаренский хребет служит внешним восточным обрамлением Маскаренской котловины и вплотную прилегает своей средней частью к западному флангу Центральноиндийского хребта. Дугообразная конфигурация хребта определяется сочетанием трех важнейших направлений разломов: северо-восток—юго-запад; север—юг; северо-запад—юго-восток, обуславливающих крутые восточные уступы глыбовой структуры хребта и расположение вулканических массивов. Северо-восточное—юго-западное направление глыбовых и вулканических массивов характерно для южной трети хребта с островами-вулканами Реюньон и Маврикий и коралловыми банками на предположительно глыбовых массивах Судан и Каргадос-Карахос. Меридиональное направление свойственно среднему звену с обширными коралловыми банками Назарет и Сайя-де-Малья. Северо-западное—юго-восточное простираение имеет северное звено хребта с коралловой Сейшельской банкой и докембрийским гранитным массивом Сейшельских островов.

Глубины над гребнем хребта большей частью менее 200 м, местами порядка 2000 м, что соответствует, видимо, глубине фундамента большей части хребта, надстроенного коралловыми рифами и достигнутого разведочными скважинами на банках Сайя-де-Малья и Назарет как раз примерно на этих глубинах: 2432 м на банке Сайя-де-Малья и 1716 м на банке Назарет. Профиль хребта асимметричен, что подчеркивает глыбовую структуру большей части его: восточные склоны крутые, западные пологие, хотя, конечно, склоны рифовых построек со всех сторон одинаково крутые. Направления основных разломов представляются совпадающими с простираением осей противостоящих звеньям хребта ветвей рифтогенальных систем Аравийско-Индийского (северо-западное), Центральноиндийского (меридиональное) и Африкано-Антарктического (северо-западное) хребтов.

Морфоструктура асейсмичного Маскаренского хребта на всем его протяжении от северной оконечности — Сейшельской банки — до южной с островами Каргадос-Карахос представляется достаточно монолитной, хотя на гребне хребта есть понижения, седловины, разделяющие его три основных поднятых массива: Сейшельскую банку с Сейшельскими островами, банку Сайя-де-Малья и массив с банкой Назарет и коралловыми островами Каргадос-Карахос. Морфологически более обособлены, но лежат на общем простираении хребта и включаются в него вулканические горы с Маскаренскими островами — Маврикий и Реюньон. Единство морфоструктуры хребта подтверждается геофизическими

данными. На всем его протяжении сохраняется мозаичный характер полей — аномального магнитного и гравитационного, что не имеет ничего общего со структурной геофизических полей рифтогенальных систем [Matthews, Davies, 1966]. Хребт изостатически уравновешен. Мозаичность полей свидетельствует о широком развитии даек основного состава, создающих неоднородность магнитных свойств и плотности фундамента.

Вместе с тем, по данным сейсмического зондирования, характеристика земной коры меняется вдоль простираия хребта, по мере продвижения с севера на юг, от типично континентального строения микроконтинента Сейшельской банки до океанического у вулканических островов на банке Сайя-де-Малья. Толщина земной коры под Сейшельской банкой 33 км, причем верхние 13 км представлены породами со скоростями сейсмических волн 5,72 и 6,26 км/с, характерными для гранитно-метаморфического слоя Африки и Мадагаскара, которые подстилаются породами базальтового слоя со скоростями 6,78 км/с [Shor, Pollard, 1963; Davies, Francis, 1964; Francis et al., 1966]. Черты континентального строения постепенно теряются в направлении к южной части хребта. В цоколе западного склона банки Сайя-де-Малья разрез коры приобретает переходный характер: сохраняются слои со скоростями 5,5 и 6,3 км/с, сопоставимые с гранитно-метаморфическим слоем Сейшельской банки, но толщина коры существенно меньше — всего 17 км. Под самой же банкой Сайя-де-Малья в разрезе коры появляется слой со скоростями 3,26—4,34 км/с, интерпретируемый как карбонатно-осадочный, мощностью до 3 км, а слои со скоростями 5,5 и 6,3 км/с замещаются слоями с более высокими скоростями — 5,58 и 6,81 км/с, что придает строению коры сходство со строением вулканических островов, как, например, атоллл Эниветок в Тихом океане [Francis, Shor, 1966; Francis et al., 1967].

Изменение динамических параметров земной коры под хребтом коррелируется с наблюдаемыми изменениями геологического строения его гребневой части. Лежащие на Сейшельской банке Сейшельские острова — Маз, Праслен и Силуэт — сложены гранитными батолитами, радиометрический возраст которых от 536 до 687 млн лет [Miller, Mudie, 1961; Wasserburg et al., 1963], но, учитывая возраст базальтовых даек 645 млн лет, более вероятно — докембрийский и раннепалеозойский, подобный возрасту гранитоидов Мадагаскара (от 800 до 550 млн лет) [Baker, Miller, 1963]. Пробуренная на седловине между Сейшельской банкой и банкой Сайя-де-Малья на глубине 1623 м скв. 237 Пректа глубоководного бурения прошла фораминиферовые илы от современных до среднего эоцена и вскрыла мелководные рифовые известняки нижнего эоцена и палеоцена [Fisher et al., 1974]. Скважина промышленного бурения, пробуренная на банке Сайя-де-Малья, прошла мелководные рифовые известняки эоцена и палеоцена и вошла в базальты, радиометрический возраст которых (олигоцен—миоцен) вызывает сомнения. Скважина промышленного бурения на банке Назарет под толщей рифовых известняков от плиоцена до эоцена вошла в трахиты предположительно эоценового или палеоценового возраста [Kamen-Kaye, Meyerhoff, 1980].

Вулканический о-в Маврикий — это возвышающийся над уровнем океана на 823 м вулкан щитового типа. Начало его формирования связано с подводными трещинными излияниями базальтов в меловое время, но основное сооружение вулкана сформировано в период от 7,8 до 6,8 млн лет в раннем плиоцене в субазральных условиях. Вулканическая активность продолжалась и в четвертичное время. Вулканический о-в Реюньон имеет высоту над уровнем моря 3069 м. Древнейшая часть его представлена комплексом эффузивов и интрузивов ультраосновного, основного и кислого состава. Древнейшие базальты имеют возраст 1 млн лет. Активность вулкана продолжается.

М. Камен-Кайе и А. Мейергоф [Kamen-Kaye, Meyerhoff, 1980] предполагают,

что развитые в средней и южной частях Маскаренского хребта покровные базальты мела—палеоцена по аналогии с покровными базальтами Мадагаскара и Мозамбика имеют толщину порядка 100—300 м. Существованием этого покрова можно объяснить постепенное изменение динамических параметров в сейсмическом разрезе хребта, изменение характеристики коры от континентального типа к океаническому с постепенным замещением гранитно-метаморфического слоя вулканогенно-базальтовым, а мозаичность магнитного и гравитационного полей — насыщением коры дайками основных пород [Рудич, 1983]. Фундамент хребта под покровными базальтами может быть представлен платформенным комплексом осадочных пород мелового возраста и комплексом метаморфических и интрузивных пород, подобным гранитно-метаморфическим комплексам Мадагаскара, Мозамбика и Сокотры [Kamen-Kaue, Vagnes, 1979; Kamen-Kaue, Meyerhoff, 1980].

Логично предположение, что морфоструктура Маскаренского хребта является реликтом погруженного края Африканской платформы, граничащего с флангом расширяющегося свода рифтогенального Центральноиндийского и Аравийско-Индийского хребтов [Кент, 1978]. В этом отношении Маскаренский хребет сходен со взброшенным моноклиальным горстом Западно-Австралийского хребта и с плато Кергелен, располагающимися по флангам рифтогенального Австрало-Антарктического хребта. Если это так, то вся система глыбовых асейсмичных поднятий Индийского океана дает нам пример нескольких горстовых поднятий, оказавшихся останцами оседания на фоне происходивших в позднем мелу—палеоцене более быстрых погружений ложа котловин в тылу за ними [Белоусов, 1968].

Глава 6

ЮЖНЫЙ СЕКТОР

Южный сектор впадины Индийского океана имеет своим южным обрамлением окраину древней платформы Восточной Антарктиды. На северо-востоке и северо-западе его ограничивают две ветви срединно-океанической рифтогенальной системы — Австрало-Антарктический и Африкано-Антарктический хребты. Лежащее в центральной части сектора плато Кергелен с близкими к нему плато Дель-Кано (Крозе) на северо-западе и поднятием Конрада на западе обуславливают разделение сектора на три котловины: Австрало-Антарктическую и Африкано-Антарктическую на юге и Крозе на севере.

Австрало-Антарктическая котловина протягивается от 150° в.д. на востоке до 80° в.д. на западе и оконтурена изобатой 4000 м. Понижения ложа котловины в ее восточной и западной частях имеют глубины более 4500 и до 4700—4800 м и разделяются повышением дна с глубинами порядка 4100—4300 м в районе между 95 и 110° в.д. Континентальная окраина Антарктиды обладает широким — до 200 миль — шельфом и глубинами порядка 500—600 м и довольно сложным рельефом; его поверхность разделяется на ряд банок и котловин, прорезается поперечными и продольными по отношению к берегу желобами, покрыта множеством моренных холмов [Береснев, 1962; Живаго, 1960; Лисицын, Живаго, 1958]. Такой характер рельефа вообще свойствен шельфам областей материкового оледенения [Матишов, 1984]. Вероятно, моренными холмами являются острова Победа и Дригальского, покрытые льдом, банка Мейссон. В пределы шельфа выходят выступы ледникового щита Антарктиды — ледники Воейкова, Шеклтона, Западный и более мелкие. Отгораживаемые барьером банок внешнего края шельфа с глубинами менее 500 м в его внутренней

части лежат котловины с глубинами, превосходящими 500 м, такие, как котловины Визе, Правда и др.

Континентальный склон довольно широкий — около 120—150 миль — и относительно пологий по сравнению с континентальными склонами северных секторов океана. Поверхность склона интенсивно раздроблена системой ступеней краевых плато, таких, как плато Сомова и Черевичного, поперечных хребтов и разделяющих их каньонов, например каньонов Победа, Обь и Лена. В нижней своей части склон переходит в пологое и очень широкое — до 500—600 миль — аккумулятивное подножие, по которому от каньона континентального склона протягиваются русла суспензионных потоков, выносящих массу осадочного материала на сравнительно узкие полосы абиссальных равнин — Южно-Индийской на востоке и Кергеленской на западе. Мощность осадочного тела под континентальным подножием очень велика — до 2000—3500 м [Хоутц, 1978]. Оно заполняет прогиб фундамента в основании континентального склона и достигает абиссальных равнин, где, по данным Р. Хоутца и Р. Маркла [Houtz, Markl, 1972], мощность осадочного чехла постепенно сокращается до 400—200 м на стыке с практически лишенным регулярного осадочного покрова южным флангом Австрало-Антарктического хребта. Поверхность абиссальной Южно-Индийской равнины языком выступает на север в районе так называемого Австрало-Антарктического несогласия — в пониженной и резко раздробленной части фланга этого хребта.

Кергеленская абиссальная равнина примыкает своей западной оконечностью к подножию плато Кергелен, и примечательной особенностью ее там является Кергеленский дрефт — флювиоаккумулятивный хребет, созданный деятельностью придонного течения, направленного к западу и отклоняемого к северу размываемым им склоном плато Кергелен [Houtz et al., 1977]. Превышение гребня Кергеленского дрефта над уровнем абиссальной равнины около 200—400 м. К северу он протягивается до фланга Австрало-Антарктического хребта. Северо-западный угол котловины ограничен пологим, но сложно расчлененным поднятием дна между плато Кергелен и тем массивом Австрало-Антарктического хребта, на котором расположены острова Амстердам и Сен-Поль. Глубины на этом поднятии в среднем менее 3500 м. С поперечными разломами юго-западного фланга Австрало-Антарктического хребта, протягивающимися сюда, связаны отдельные гряды и горы, как, например, гора Новара с глубиной над ее вершиной менее 500 м. Механизм движений в очагах землетрясений на южных окончаниях этих разломов свидетельствует об усилиях растяжения и о развитии разломов в форме грабенов по нормальным сбросам [Bergman et al., 1984].

В восточной части Австрало-Антарктической котловины пробурены скв. 266—269 Проекта глубоководного бурения [Hayes et al., 1975]. Осадки в низах этих скважин имеют возраст от позднего эоцена (скв. 267 в центре котловины) до среднего олигоцена (скв. 268, 269 вблизи основания континентального склона) и раннего миоцена (скв. 266 на фланге Австрало-Антарктического хребта). Только скв. 267 достигла базальтов акустического фундамента. Характер осадков в низах скважин позволяет предполагать погружения с амплитудой до 3200—3500 м [Рудич, 1983].

Континентальный склон Антарктиды существенно меняет свою морфологию в море Дейвиса: здесь он падает крутым уступом к узкому ложу желоба Принцессы Елизаветы (Челленджера), отделяющему от континента плато Кергелен [Vanney, Johnson, 1982]. Глубины в желобе от 3200 до 3500 м в его южной части и до 3600—3700 м в северной, где располагается узкая полоса абиссальной равнины Гауссберг. Осадочный покров на дне желоба имеет толщину от 1000 до 2000 м, но при этом на 200—300 м тоньше, чем на дне котловины по обеим сторонам от него [Houtz et al., 1977]. Это позволяет предполагать существование погребенного осадками поднятия фундамента, возможно отмечающего

былую структурную связь плато Кергелен с континентальным массивом Антарктиды и обрушенного по сбросам. Возможными фрагментами этого поднятия фундамента являются холмы Рийсер, Мейнардус, Билдингмайер и хребет Уми-така-Мару в основании южного уступа плато Кергелен.

Шельф моря Дейвиса — один из наиболее хорошо изученных участков шельфа Восточной Антарктиды благодаря тому, что здесь проводились интенсивные исследования Советской антарктической экспедицией [Береснев, 1862; Живаго, 1960]. На этом участке шельфа особенно четко выражены краевые поднятия шельфа и отгораживаемые ими котловины, позволившие в свое время высказать предположение о развитии структуры кольцевого желоба, опоясывающего берега Антарктиды [Лисицын, Живаго, 1958].

К западу от моря Дейвиса окраина Антарктиды обращена к Африкано-Антарктической котловине. Ложе этой котловины оконтуривается изобатой 4500 м, а наиболее глубокая часть ее с абиссальной равниной Эндерби — изобатой 5000 м. Подводная окраина Антарктиды здесь также широка и еще более сложно расчленена, чем в Австрало-Антарктической котловине. В пределы континента далеко вдается залив Прюдс с котловиной Эймери, глубины в которой достигают 800 м. Большая часть этой котловины перекрыта шельфовым ледником Эймери. Поперечные желоба шельфа Торсхавн, Маккензи, Нильсен, Аврора и другие отделяют от внутренней части шельфа его внешнюю приподнятую часть с рядом банок, глубины над которыми менее 200 м, — это банки Фрама, Сторегг, Моусона и др. Поверхность континентального склона, широкого и сравнительно пологого, образует ряд крупных выступов, из которых особенно примечательны хребты Гуннерус и Астрид.

Плоская вершинная поверхность хребта Гуннерус начинается у берегов п-ова Риссер-Ларсена банкой Гуннерус с глубинами менее 500 м и полого спускается к северу до глубин порядка 2000 м. Примерно в 200 милях от берега северное окончание хребта обрублено сбросом. Уже обособленно от него, но на его продолжении на дне котловины находятся две подводные горы Кайнан-Мару, которые можно рассматривать в качестве отделенных сбросами блоков этого хребта. Хребет Астрид расположен уже на границе с Атлантическим океаном. Он уже хребта Гуннерус, более раздроблен на отдельные гряды, но выдвигается в котловину еще дальше — на расстоянии до 300 миль. Вершинная поверхность хребта в южной его половине лежит на глубинах менее 2000 м, а в северной, отделенной седловиной, — на глубинах около 2500 м. Восточный сбросовый склон хребта связан с погребенным толщей осадков южным окончанием одного из трансокеанических разломов — Мозамбикского или Принс-Эдвард [Bergh, Norton, 1976; Bergh, 1987]. Можно рассматривать блоковую структуру хребта как характерное приразломное образование, подобное многим приразломным хребтам вдоль крупных зон океанических разломов.

Поверхность континентального склона прорезана рядом каньонов, крупнейший из которых каньон Уайлд. В восточной части склона каньоны Филиппи, Ренар, Бьюкенен, Меррей и Уилкинс продолжают руслами суспензионных потоков на пологой равнине континентального подножия и сливаются в единый крупный желоб — каньон Дригальского, протягивающийся вдоль основания юго-западного склона плато Кергелен в северо-западном направлении. Руслу суспензионных потоков, сбегаящих через эти каньоны, а также через расположенные западнее каньоны Дэли и Моусона, пересекают широкое — до 500—600 миль — континентальное подножие и достигают аккумулятивных абиссальных равнин Эндерби и Вальдивия. Мощность осадочного чехла в пределах аккумулятивного континентального подножия порядка 3000—2000 м и уменьшается до 300—200 м под абиссальными равнинами. Глубины над равниной Вальдивия, лежащей близ юго-западного склона плато Кергелен, порядка 4500—4800 м. Над лежащей западнее равниной Эндерби глубины 5200—5400 м.

В западной части Африкано-Антарктической котловины идентифицирован ряд линейных аномалий магнитного поля от 13-й до 34-й и от М2 до М16, что дало основания А. Мартину и Ч. Хартнади [Martin, Hartnady, 1986] для палеонтологических реконструкций по канонам тектоники литосферных плит. По их версии, хребет Астрид в прошлом составлял единую структуру с Мозамбикским плато, а хребет Гуннерус — единую структуру с возвышенностью Конрада, плато Дель-Кано и Мадагаскарским хребтом. Мозаичный характер аномального магнитного поля Африкано-Антарктической котловины, отсутствие в ней каких-либо признаков рифтогенальной морфоструктуры, а также признаки погружений и бывшей континентальной природы земной коры в котловинах Агульяс, Транскей и Мозамбикской, отмечавшиеся выше, — все это позволяет сомневаться в справедливости таких реконструкций и считать более реальной преобладающую роль в развитии Африкано-Антарктической котловины погружения обширных пространств континентального массива.

К северу от абиссальных равнин ложе Африкано-Антарктической котловины поднимается на глубины менее 4500 м. На южной окраине этого поднятия находится *возвышенность Конрада*, оконтуриваемая изобатой 4000 м. В ее пределах возвышаются горы Обь с глубиной над вершиной — банкой Обь — 247 м и Лена с глубиной над вершиной — банкой Лена — 254 м. К востоку от возвышенности Конрада обособленно стоит гора Марион Дюфресне с глубиной над вершиной менее 1000 м.

К северу от возвышенности Конрада, соединяясь с ней пологим поднятием ложа с глубинами менее 4500 м, располагается крупное *плато Дель-Кано* (Крозе), состоящее из двух массивов — восточного, собственно плато Крозе с островами Крозе (Посессьон, Пингвин, Апорт, Иль-о-Кошен), и западного — плато Дель-Кано с островами Принс-Эдвард. Вместе эти два плато объединяются названием плато Дель-Кано (ранее более употребительным было название плато Крозе). В целом плато Дель-Кано оконтурено по северной, восточной и южной окраинам изобатой 3500 м, а западной окраиной своей примыкает на глубинах менее 2500 м к юго-восточному флангу Африкано-Антарктического хребта и составляет, в сущности, часть этого фланга. В пределах вершинной поверхности плато Дель-Кано лежат горы-острова Принс-Эдвард (Принс-Эдвард, Марион). Основное пространство вершинной поверхности выровнено, размеры ее значительны — до 300 миль в широтном направлении и 120 миль в меридиональном. Преобладающие глубины — 1500—2000 м.

Над этой платообразной поверхностью поднимаются два узких гребня, ориентированных в северо-западном—юго-восточном направлении: возвышенности Галлиени и Африкана-2 с глубинами над ними менее 500 м и обособленная гора Функ с глубиной над ней также менее 500 м. К востоку от этой части плато Дель-Кано лежит собственно плато Крозе, отделенное от него глубинами более 3000 м. Вершинная поверхность плато Крозе лежит на глубинах менее 500 м, имеет изометрические очертания и ширину в поперечнике около 80 миль. Ее выстилает 500-метровый покров осадков [Ewing et al., 1969]. Склоны плато Дель-Кано обрываются и рождают представление о сбросовом обрамлении его. Подножия возвышенностей Конрада и Дель-Кано с востока огибают два флювиоаккумулятивных хребта — дрифты Крозе и Обь, созданные деятельностью придонных течений.

Острова Крозе и Принс-Эдвард — третичные и четвертичные вулканы. Четвертичные базальты островов Крозе прорваны интрузивами сиенитов и монцититов, что уже наводило на мысль о возможной континентальной природе фундамента [Laughton et al., 1970]. Строение земной коры плато Дель-Кано по результатам сейсмического зондирования очень напоминает строение средней части Маскаренского хребта в районе банки Сайя-де-Малье: осадки со скоростью 2 км/с мощностью 200—800 м (что сопоставимо с мощностью осадоч-

ного чехла в соседних котловинах), слон со скоростями 4,44—5,52 км/с мощностью 8000 м и 6,87 км/с мощностью 7000 м. Суммарная мощность коры 16—17 км [Goslin et al., 1981; Charvis, 1984].

Такое строение коры следует оценивать как переходное от континентального к океаническому. При этом северная часть плато изостатически уравновешена, а южная не уравновешена и высокое положение его может быть объяснено как термально обусловленное над мантийным диапиром [Cortney, Resq, 1986]. Поскольку мы уже отмечали доказанное континентальное происхождение плато Агульяс и сходство в строении с ним Мозамбикского плато и Мадагаскарского хребта, то логично предполагать континентальное происхождение и для плато Дель-Кано. Мы отмечали также молодость и малую степень развития рифтовой системы Африкано-Антарктического хребта, взламывающего структурную связь между Мадагаскарским хребтом и плато Дель-Кано, еще в недавнем прошлом составляющими единую структуру. Существование по сторонам от плато Дель-Кано в котловинах Крозе и Африкано-Антарктической идентифицированных линейных аномалий стимулировало интерпретацию этого плато как рифтогенного океанического образования [Schlich, 1983]. Однако такая интерпретация неоднозначна, и более предпочтительным кажется представление о нем как о фрагменте континентального массива, испытавшем определенную переработку. Примечательно, что и в плейттектонических реконструкциях авторы предпочитают пытаться найти место для микроконтинента плато Крозе [Martin, Hartnady, 1986].

К востоку от плато Дель-Кано лежит котловина Крозе, замыкаемая с юга плато Кергелен и невысокими поднятиями, связывающими его с плато Дель-Кано и Австрало-Антарктическим хребтом. Котловина замкнута по изобате 4000 м. Наибольшие глубины — до 5620 м — лежат в западной ее части, где поверхность ложа относительно выровнена осадочным чехлом мощностью до 600 м и поверхность самого акустического фундамента тоже довольно ровная [Ewing et al., 1969]. Поверхность дна сложно расчленена в восточной части котловины, где в рельефе продолжают поперечные разломы Австрало-Антарктического хребта, ориентированные в северо-восточном—юго-западном направлении, а мощность осадочного чехла не превышает 100 м [Ewing et al., 1969]. Терригенные турбидиты, выносимые с подводной окраины Антарктиды в Австрало-Антарктическую и Африкано-Антарктическую котловины, сюда не попадают. Осадки котловины Крозе представлены радиолариевыми илами, плотность которых столь мала, что отражение от поверхности дна значительно слабее, чем от поверхности акустического фундамента. Скв. 252 Проекта глубоководного бурения прошла только верхние две трети осадочной толщи — 257 м из 375 м осадков, лежащих на акустическом фундаменте. Возраст осадков в забое скважины — средний миоцен [Davies et al., 1974]. Судя по характеру этих осадков, они накапливались в то время уже на близких к современным глубинах.

Плато Кергелен занимает центральное положение в южном секторе Индийского океана. Это весьма крупное асейсмичное поднятие, сопоставимое по своим размерам с о-вом Мадагаскар. Оно ориентировано в направлении северо-северо-запад—юго-юго-восток и оконтуривается изобатой 4000 м. В пределах этой изобаты протяженность поднятия достигает почти 1000 миль при ширине 240—360 миль. Поднятие плато Кергелен состоит из двух массивов: северного с островами Кергелен и Херд и южного с банками Банзарз (глубина 186 м) и Элана (глубина 912 м). Вершинная поверхность северного массива лежит на глубинах 200—500 м, южного — на глубинах 1000—2000 м. В седловине между ними — желоб Фоун (глубины более 2000 м).

Восточный склон плато почти прямолинейен и крут, образован ступенчатыми сбросами. В основании его лежит зона интенсивно раздробленного фундамента, подобная зоне разлома Диамантины близ подножия склона Западно-Австра-

лийского хребта, но в отличие от нее погребенная под осадками абиссальной Кергеленской равнины и Кергеленского дрефта. Эту зону дробления логично связывать либо с начальными этапами спрединга Австрало-Антарктического хребта [Houtz et al., 1977; Mammerickx, Sandwell, 1986; Ramsay et al., 1986], либо с дислокациями на контакте фланга рифтогенального хребта с океанизированной платформой [Удинцев и др., 1980]. Северный край плато обрублен сбросами, отвечающими окончаниям разломов Амстердам и Сен-Поль Австрало-Антарктического хребта. Южный образован ступенчатыми сбросами в сторону желоба-грабена Принцессы Елизаветы. Западный — относительно пологий и образует несколько выступов: с горой Роджерс (глубина 429 м) в северной части плато, с банкой Элана — в средней и с банкой Банзарэ — в южной.

Вершинная поверхность плато Кергелен хорошо выровнена. Эта выровненность обусловлена интенсивным абразионно-аккумулятивным выравниванием, срезанием выступов фундамента абразией и заполнением продуктами абразии его понижений. Осадочный чехол плато представлен двумя слоями: нижний сложен продуктами абразии и возраст его кровли соответствует времени завершения абразионно-аккумулятивного выравнивания в эоцене, верхний залегает на нем несогласно и сформирован уже в ходе погружения плато в послезооценовое время [Houtz et al., 1977]. Породы акустического фундамента местами, судя по драгировкам, представлены покровными базальтами и перекрытыми ими породами гранитно-метаморфического комплекса [Ramsey et al., 1986], местами — осадками нижнего мела (сеноман) [Kaharooddin et al., 1973; Qitly, 1973]. Слои осадочного фундамента залегают наклонно и срезаются абразионной поверхностью, подобно наблюдаемым в фундаменте на гребне Западно-Австралийского хребта [Калинин и др., 1986]. Осадочный чехол обладает неравномерной мощностью, возрастающей в понижениях акустического фундамента и сокращающейся — местами до полного перерыва — над поднятиями фундамента. В северном массиве мощности чехла до 1000—2500 м, в южном достигают 4000 м, формируя осадочный бассейн Раггат к востоку от банки Банзарэ — аналог мезозойских осадочных бассейнов Западной Австралии [Ramsey et al., 1986]. Обнажения акустического фундамента связаны либо со сбросами, либо с вулканическими постройками, прорывающими чехол.

Именно такими постройками являются острова Кергелен и Херд, щитовые вулканы, сложенные потоками щелочных базальтов, возраст которых от 30 до 1 млн лет. Покровные базальты включают пласты каменного угля с ископаемой фауной и остатками растений. Третичные деревья представлены подокарпусами и араукариями, характерными для умеренно влажных лесов континентов южного полушария [Hamilton, 1979]. Базальтовые траппы Кергелена прорваны позднемиоценовыми гранитосиенитовыми плутонами [Nougier, Lameyre, 1973]. Остров Херд сложен щелочными базальтами, перекрывающими нижнеэоценовые известняки. Возможно, что и под базальтовыми покровами Кергелена также залегают осадочный комплекс. Вулканическое происхождение имеют и некоторые подводные выступы фундамента плато, отмечаемые локальными аномалиями магнитного и гравитационного полей [Houtz et al., 1977; Ramsey et al., 1986].

Глубинное сейсмическое зондирование показало, что строение земной коры плато Кергелен весьма сходно со строением коры других асейсмичных поднятий Индийского океана. Под слоем постэоценовых осадков со скоростями сейсмических волн порядка 2 км/с и мощностью до 1000—4000 м лежат осадочные и вулканогенно-осадочные слои нижнего мела (3,2 км/с) мощностью 300—600 м. Слой 4,14 км/с мощностью 1400—1000 м может быть интерпретирован как толща покровных базальтов. Слой 4,9—5,17 км/с мощностью 7100—7900 м интерпретируется неоднозначно, но может быть представлен не только океаническими базальтами, но и гранитно-метаморфическим комплексом. Слой 6,65—6,70 км/с имеет мощность 8200—9500 м и подстилается границей со скоростями

7,96—7,95 км/с, отвечающей подошве коры на глубине 17—14,7 км [Charvis, 1984; Recq, Charvis, 1986]. Плато Кергелен изостатически почти уравновешено, и полная мощность его коры с учетом этого предполагается равной 20—23 км [Houtz et al., 1977].

Вопрос о том, является ли плато Кергелен микроконтинентом или рифтогенным океаническим образованием, служит предметом длительной дискуссии. Морфология плато, присутствие на о-ве Кергелен гранитных плутонов и значительная толщина осадочного чехла служили основанием для представлений о континентальной природе плато [Heezen, Tharp, 1965, 1966; Laughton et al., 1970; Schlich et al., 1971; Hedge et al., 1973; Nougier, Lameyre, 1973; Upton, 1982]. По мере увеличения популярности концепции литосферных плит, детализации представлений о системе линейных аномалий магнитного поля Индийского океана и появления палеотектонических реконструкций по канонам тектоники литосферных плит вопрос о природе плато Кергелен обострился. Как микроконтиненту, ему было трудно найти место в реконструкциях сомкнутого положения плит перед началом спрединга [Ле Пишон и др., 1977; Le Pichon, Heirtzler, 1968]. Предпочтение стало отдаваться представлению об океанической, рифтогенной природе плато, по крайней мере его северного массива [Houtz et al., 1977; Norton, Molnar, 1977; Schlich, 1983; Recq, Charvis, 1986]. Определенный ответ на решение вопроса ожидался от геохимических исследований. Однако результаты геохимических исследований оказались противоречивыми: их можно истолковывать в пользу как океанической природы (характеризуя кислые магматические породы острова Кергелен как производные от мантии океанического типа [Dosso et al., 1979; Dosso, Murphy, 1980]), так и континентальной природы фундамента [Hedge et al., 1973].

Новейшие данные об исключительно большой мощности мезозойско-кайнозойского осадочного чехла на плато и открытие обнажения гранитно-метаморфического фундамента дали наконец более уверенные представления о континентальной природе по крайней мере южного массива плато [Ramsay et al., 1986].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Описание рельефа и важнейших особенностей строения дна Индийского океана в этой работе опирается на Генеральную батиметрическую карту океанов, Геолого-геофизический атлас Индийского океана и многочисленные монографические и статейные публикации. Одни из упоминаемых в списке литературы монографий частично устарели и не содержат новых данных, другие — весьма современны, но дают как новейшие сведения о фактически наблюдаемых особенностях рельефа и строения дна океана, так и принадлежащую автору субъективную интерпретацию их происхождения и истории развития. Такая субъективность сейчас неизбежна. В силу недостаточности данных, вследствие несовершенства методов исследований и несоизмеримости их возможностей и масштабов объекта изучения, а также неоднозначности большей части результатов геофизических исследований интерпретация также содержит значительную долю неоднозначности и субъективности.

В наши дни наибольшей популярностью пользуется концепция тектоники литосферных плит, и поэтому авторы преобладающего большинства работ, посвященных исследованию рельефа и строения дна Индийского океана, интерпретируют полученные ими новые данные по канонам этой концепции. Автор сам в свое время пережил увлечение этой концепцией, открывающей, как казалось, возможность связать в единое целое весь комплекс наблюдаемых в океанических областях Земли структур, объяснить их создание и развитие единым процессом. Однако по мере накопления новых результатов в ходе продолжавшихся морских исследований, в которых удавалось участвовать, и при знакомстве с опубликованными результатами работ многочисленных исследований, выполнявшихся учеными все возрастающего числа научных коллективов разных стран, приходилось убеждаться в том, что очень большое число новых данных не укладывается в рамки концепции тектоники литосферных плит. В особенности это относится к Индийскому океану. Он оказался, образно выражаясь, гораздо менее удобным объектом для ее приложения, чем Атлантический океан.

Именно геоморфология дна Индийского океана подталкивает к мысли о необходимости поиска иных решений, чем предлагаемые концепцией тектоники литосферных плит, потому что в строении дна этого океана очень многое служит свидетельством гетерогенности, неоднородности строения и происхождения морфоструктур дна в результате деятельности различных эндогенных процессов, иных механизмов, чем одно только движение литосферных плит. Поэтому, рассматривая новые материалы о рельефе и строении дна Индийского океана, я полагал возможным лишь кратко упомянуть о том, как они интерпретируются авторами посвященных им работ в рамках концепции тектоники плит, а со своей стороны считал нужным обращать внимание на те особенности строения, которые заставляют искать иные объяснения. По моим представлениям, именно все то, что не укладывается в рамки прежних представлений, может навести мысль на новые представления о происхождении и развитии морфоструктуры дна океана.

Концепция тектоники литосферных плит сыграла в развитии геологических идей огромную революционную роль. И все же, как всякая концепция, основанная на ряде гипотез, она не должна рассматриваться в качестве конечной истины: факты подтвердили лишь часть положенных в ее основу предположений.

Превращение этой концепции в догмат веры, в род религиозной философии, в особенности абсолютизация ее в работах апологетов [Зоненшайн, Савостин, 1980; Океанология. Геология океанов, 1980; Хаин, 1985; Монин, 1987], неизбежно лишают эту концепцию ее прогрессивной роли. Поэтому, вполне реально оценивая свои ограниченные возможности в создании сколько-нибудь обоснованной общей концепции развития морфоструктуры дна океана, я полагал своей задачей привлечь внимание к особенностям морфоструктуры, нуждающимся в ином объяснении, чем может быть предложено с позиций тектоники плит, попытаться увязать эти данные с иными концепциями развития земных оболочек.

Несмотря на широкую популярность концепции тектоники литосферных плит, уже появились — отчасти за рубежом, но больше всего в нашей литературе — работы с критикой этой концепции и предложениями различных вариантов иных концепций образования и развития морфоструктуры, вещества и физических свойств земной коры океанических областей Земли [Артюшков, 1980; Артюшков и др., 1984; Белоусов, 1968, 1982; Блинов, 1972; Булин, 1979; Горай, 1984; Гордин, 1983; Ильин, 1978; Кропоткин, 1985; Ларин, 1980; Леонтьев, 1983; Макаренко, 1978; Муратов, 1975; Орленок, 1980; Панов, 1963; Проблемы..., 1983, 1984; Пушаровский, Безруков, 1973; Пушаровский, 1986; Резанов, 1979; Резанов, Зотов, 1981; Рудич, 1983, 1984; Хизен, 1966; Хосино, 1986; Чудинов, 1976; Шлезингер, Яншин, 1981; Carey, 1976; Meyerhoff, 1970; Meyerhoff, Teichert, 1971; Meyerhoff A., Meyerhoff H., 1972; Meyerhoff, Briggs, 1972]. С учетом многих соображений, уже выказанных упомянутыми выше авторами, и была здесь сделана попытка анализа происхождения и развития морфоструктуры дна Индийского океана.

В общей схеме комплекса морфоструктур впадины Индийского океана выделяются пять важнейших систем, характеризующихся спецификой процесса развития и своим существованием определяющих основные черты гетерогенности этой области Мирового океана. Подводные окраины континентов так называемого пассивного типа дают примеры флексуорообразных, местами осложненных тафрогенезом и обрушениями по ступенчатым сбросам погружений и разной степени переработки с переходом от вещественных и физических характеристик, свойственных континентам, к характеристикам, обычным для ложа океанов. Изменения этих характеристик закономерно нарастают в ходе погружений и деструкции, а в морфологическом смысле — по мере океанизации континентальных окраин, однако в пределах шельфа и континентального склона черты родства их с континентом все же сохраняются, что свидетельствует о незавершенности океанизации [Nur, Ber-Avraham, 1982; Forsyth, Mair, 1984].

Признаки погружения обнаруживаются и в тех случаях, когда в рельефе дна сохраняется высокое положение окраины: поверхность шельфа служит продолжением прибрежных равнин континентальной суши, но является поверхностью проградационной осадочной призмы, надстраивающей погружающуюся древнюю поверхность континента. Выявляется это многочисленными буровыми скважинами, в которых пройдена осадочная толща до древней поверхности континентального шельфа. Погружению окраин во многих случаях предшествует или сопутствует образование базальтовых покровов, продолжающихся по континентальному склону в пределы ложа океана. Распространено мнение о резком различии покровных базальтов континентов и океанского ложа. Примеры окраин Западной Австралии, Индостана, Восточной Африки и прилегающих частей ложа океана, напротив, свидетельствуют о родстве этих базальтов, о связи их с общим источником, хотя в пределах всей области океана в целом различия в характере питающей очаги выплавления мантии проявляются так же, как проявляется влияние глубины формирования магматических очагов.

Характерная особенность развития флексуры континентального склона — тафрогенез — образование системы горстов и грабенон, сопровождающееся ступен-

чатым погружением горстов, массовыми образованиями даек и осадочным заполнением ловушек-грабенов. Дайки переходной зоны определяют наличие ряда линейных аномалий магнитного поля. В результате погружений континентальный склон и окраина континента в целом отступают в глубь материка и происходит морфологическое расширение морского и океанского пространства, отчасти компенсируемое в результате формирования проградационных аккумулятивных призм шельфа и склона [Moog, Silver, 1987]. В развитии океана суммарный эффект отступления континентальных окраин оказался все же преобладающим.

Механизм океанизации континентальных окраин пассивного типа представляется по-разному. Предложено несколько вариантов физико-химических изменений, обуславливающих погружение коры континентального типа и изменение ее физических характеристик: базификация и утяжеление коры, эклогитизация, базификация в результате зонной плавки, термального метаморфизма, термальной контракции, дефицита астеносферного вещества, листрических сбросов и др. [Le Pichon et al., 1983]. К сожалению, если само по себе погружение и океанизация континентальных окраин являются наблюдаемым фактом, то процесс, его вызывающий, еще плохо поддается изучению и не имеет однозначного объяснения. Пространственные масштабы проявления океанизации в ее незавершенной форме в Индийском океане весьма значительны.

Иной тип континентальной окраины — активный — представлен в Индийском океане Зондской островодужной системой. В этой морфоструктурной системе преобладающим эффектом является не отступление окраины континента, а, напротив, его выдвигание в сторону ранее сформированной океанической впадины. Процесс этот достаточно сложен и не может быть рассмотрен здесь подробно — это предмет целого большого направления геотектоники, в одном из своих вариантов это так называемая субдуктология. Важно отметить, что в Индийском океане этот процесс сопровождается накатыванием волны островодужных структур в сторону океана, формированием аккреционной призмы на океаническом склоне островной дуги, состоящей из продуктов вулканизма и эрозии островной дуги, турбидитного клина в грабене океанического желоба, несогласно наложенного на пелагические осадки, а в тылу островной дуги — разрушением бывшего Австрало-Азиатского континентального моста с образованием на его месте Индонезийских островных дуг и котловин Индонезийских морей.

Останцами оседания в ходе погружающихся окраин континентов пассивного типа представляются микроконтиненты и асейсмичные хребты Индийского океана. Это прямые аналоги краевых плато континентального склона, такие же горсты в пределах погружающейся области континента, зачастую отделенные от него и одиночными грабенами, и значительными пространствами былой континентальной коры, испытавшей завершившуюся океанизацию. Иногда они еще связаны с континентальным склоном своей частью, например Лаккадивско-Мальдивский хребет, Мозамбикское плато. В других случаях одиночный грабен, отделяющий их от континентального массива, оказался не заполненным осадками и связь — морфологическая — с континентом оказалась утраченной, как у плато Агульяс, Кергелен. В таком же положении находятся микроконтиненты островов Шри-Ланка, Мадагаскар, Сокотра, но они в еще большей мере "отстали" от погружившихся краевых частей континента, граничащих с ними.

Погружение асейсмичных хребтов и микроконтинентов сопровождается изменениями их вещественных и физических характеристик с той же закономерностью, как и в погружающихся окраинах континента [Nur, Ben-Avraham, 1982; Forsyth, Mair, 1984]. Особенно важную роль в этом играет формирование базальтовых покровов [Goslin et al., 1981]. Ярким примером этого служит Маскаренский хребет. В его северной части гранитный массив Сейшельской банки лишен базальтового покрова и, по данным сейсмического зондирования, обладает корой континентального типа. Двигаясь к югу вдоль хребта, можно видеть,

как в его гребневой части появляются базальтовые покровы и кора становится "океанической", тогда как в цоколе западного склона при отсутствии базальтовых надстроек кора, несмотря на значительное погружение, все еще сохраняет черты континентального типа. Единая морфоструктура плато Агульяс и Кергелен в их северных частях приобрела характер океанической, рельеф фундамента там явно вулканогенный и интерпретируется как результат океанизации (в данной работе) либо рифтогенного образования (сторонниками тектоники литосферных плит). А ведь речь идет о единой морфоструктуре! Такое же изменение свойств единой морфоструктуры наблюдается в Мадагаскарском хребте по мере удаления от микроконтинента Мадагаскар и приближения к зоне рифтогенеза.

Структурными системами завершенной океанизации являются океанические платформы ложа котловин Индийского океана. Они практически утратили сколько-нибудь ярко выраженные признаки континентальной структуры и приобрели некоторые характерные признаки океанической. Кора, по данным сейсмического зондирования, стала тонкой, лишенной гранитно-метаморфического слоя, акустический фундамент представлен, как правило, базальтовыми покровами. Местами обнаруживаются линейные аномалии магнитного поля, воспринимаемые сторонниками концепции тектоники плит как признаки рифтогенного происхождения. Однако морфоструктура дна и фундамента здесь не имеет ничего общего с рифтогенной структурой срединно-океанических хребтов ни в их современном виде, ни в том предполагаемом, который они должны были бы приобрести в ходе движения плит и погружения в результате термальной контракции.

Строение осадочного чехла, его мощность, фациальная характеристика говорят о быстрых погружениях на обширных пространствах. Аномалии магнитного поля либо носят мозаичный характер, свойственный трапповым полям, либо линейны, секут под углом склоны континентов или микроконтинентов без всяких признаков трансформных разломов и обнаруживают связь с разломами и дайками. Глубины ложа и фундамента не совпадают, как правило, с прогнозируемыми по канонам тектоники плит. К сожалению, бурение на ложе океанических котловин не было достаточно глубоким, чтобы ответить на вопрос о том, что лежит под базальтовыми покровами акустического фундамента. Базальты ложа не несут следов контаминации покрываемой ими континентальной корой. Ксенолиты пород этой коры практически отсутствуют, правда обнаружены в базальтовых лавах Коморских островов, а содержание редких элементов, как, например, в базальтовых лавах плато Крозе, неоднозначно, но все же позволяет предполагать контаминацию породами коры континентального типа. Впрочем, толеитовые базальты покровов Западной Австралии никаких следов контаминации перекрытыми ими породами докембрийского щита тоже не обнаруживают.

Само присутствие в составе океанических платформ мозаики асейсмичных хребтов и микроконтинентов при отсутствии между ними реальных рифтогенных структур, не позволяющем говорить даже о "расеянном спрединге", подменяя этим термином "океанизацию", приводит к представлению об охватившем огромные пространства древнего континента Гондвана погружении, сопровождавшемся океанизацией коры континентального типа.

Иной тип океанизации как процесса формирования структур специфического облика и коры столь же специфического вещественного состава и структуры мы встречаем в системе рифтогенальных срединно-океанических хребтов Индийского океана и в рифтогенных грабенах, отвечающих участкам внедрения рифтогеналей в пределы континентальных массивов. Структура и вещественный состав коры срединно-океанических хребтов Индийского океана столь своеобразны, что дали основания предложить в свое время для них специальный тектонический термин — георифтогенали [Виноградов и др., 1969]. Существует широко распространенное мнение, основанное на представлениях концепции тектоники плит, что срединно-океанические хребты не являются структурной системой, их флан-

ги — лишь поднятые над восходящими ветвями мантийной конвекции части литосферных плит, а их рифтовая зона — зияющая трещина литосферы, заполняемая выплавками базальтов.

Столь же распространено мнение, что совпадение возраста базальных осадков в скважинах глубоководного бурения с возрастом базальтов акустического фундамента и гипотетическим возрастом линейных аномалий магнитного поля в пределах срединно-океанических хребтов является неоспоримым доказательством справедливости гипотезы Вайна—Мэтьюза о конвейерном образовании литосферы в рифтовой трещине. Отдавая должное этой гипотезе и сыгранной ею революционной роли в развитии взглядов на тектонику океанических областей Земли, хочется назвать ее блестящим и ярчайшим заблуждением наших дней. Ведь в действительности отмеченное выше примерное совпадение возрастов осадков и базальтов с гипотетическим возрастом аномалий отражает, с одной стороны, локализацию во времени магматической активности от обширных базальтовых "потопов" до узкой полосы рифтовых зон, а с другой — трансгрессивное налегание слоев осадков на флангах погружающихся срединно-океанических хребтов. Причины этих явлений определяются неоднозначно: в одном варианте объясняются конвейерным движением плит, в другом — затуханием магматической активности в пространстве и погружением хребтов над остывающим мантийным диапиром. В первом предположении изохроны возраста осадков и базальтов отражают движение плит, во втором — движение фронта остывания мантийного диапира. Внешние следствия одни и те же, глубинные причины совершенно различные.

Не останавливаясь на противоречиях между наблюдаемыми фактами и концепцией тектоники литосферных плит, которые уже были отмечены многими упомянутыми авторами, скажу, что предположение о мантийном диапиризме как процессе, вызывающем формирование и развитие рифтогенальных систем океана, хорошо согласуется с некоторыми современными концепциями общего развития Земли [см., напр.: Ларин, 1980]. Из характерных особенностей рифтогенальных систем Индийского океана должны быть названы преобладание вертикальных движений по системе нормальных сбросов в активной рифтовой зоне [Lilwall, 1982], определяющих облик рифтогенной морфоструктуры при подчиненной роли вулканических построек, формирование сводового поднятия хребта по мере развития системы (геотумора, по Р. Ван-Беммелену), примером чего может быть переход от ранних стадий развития рифта Красного моря к рифту Аденского залива и затем к рифтогенному Аравийско-Индийскому хребту. Ячеистое развитие рифтовых систем может быть объяснено ячеистостью самого мантийного диапиризма.

Умеренный спрединг в пределах систем вызывается вторжением масс глубинного вещества и соскальзыванием коровых чешуй по склонам геотумора. Краевые дислокации на контакте флангов хребта с платформами океанического ложа следует рассматривать именно как следствие такого спрединга. Грабены поперечных разломов и сопряженные с ними горсты трансверсивных хребтов являются следствием продольного растяжения рифтогенальных систем: в зияющих трещинах таких разломов растяжения не развивается магматическая активность из-за падения давления и температуры в магматических очагах, происходят обрушения коровых блоков и выжимание серпентинитовых мантийных протрузий. Развитие ветвей и ячеек рифтогенальных систем Индийского океана происходило не синхронно, как следовало бы ожидать в раскрывающихся трещинах между краями раздвигающихся литосферных плит, а эшелонированно во времени, отражая развитие во времени и пространстве мантийного диапиризма. Собственно современные активные рифтовые зоны рифтогенальных систем Индийского океана — это зоны локализованного воздействия остывающих мантийных диапиров.

Общая последовательность развития морфоструктурных систем Индийского океана в рамках таких представлений отражена на схеме, составленной Е.М. Рудичем и Г.Б. Удинцевым под руководством В.В. Белоусова (1987 г.). По этой схеме в конце юры—начале мела обширные пространства суперконтинента Гондвана и окраины ее тех частей, которые существуют сейчас в виде континентов Австралия, Антарктида, Африка и субконтинента Индостан, стали ареной "базальтового потопа" [Макаренко, 1978] и неглубоких погружений в результате прогрева их возникшим из глубин Земли мантийным диапиром. Следующим этапом было начало воздымания в конце мела геотумора в центральной части будущего океана и обрушения коровых блоков по периферии, так что новообразованные в палеоцене—олигоцене эмбриональные океанические впадины окружили постепенно изолирующийся и позднее разрушенный континент Лемурия. Продолжение погружений шло по периферии океана с расширением котловин как в стороны континентов за счет отступления их окраин, так и к центру океана за счет погружения окраин Лемурии и переработки ее центральной части в процессе рифтогенеза с формированием рифтогенальных срединно-океанических хребтов. Наиболее развитыми в их системе являются хребты Центральноиндийский, Аравийско-Индийский и западная часть Австрало-Антарктического, сформированные в олигоцене, моложе их Африкано-Антарктический, лишь в миоцене взломавший структурные мосты между Африкой и Антарктидой, восточная часть Австрало-Антарктического хребта, проломившая брешь в Тихоокеанском кольце, и самые молодые части — внедряющиеся в континент Аденский, Красноморский и Таджурский рифты. Останцами оседания на фоне погружений и завершённой океанизации континентальных платформ в котловинах остались микроконтиненты и асейсмичные хребты Индийского океана.

Эта схема развития морфоструктуры Индоокеанской впадины имеет ту особенность, что, предполагая на обширных пространствах океана океанизацию и покрытие базальтовыми покровами былых континентальных структур, позволяет видеть в этих пространствах и свойственных им структурах фундамента и осадочного чехла потенциальные запасы полезных ископаемых, происхождение которых связано с былыми континентальными режимами и с переработкой былых континентальных формаций, с особенностями проявлений на этой основе магматических процессов и рудообразования, накопления и переработки органического вещества и формирования запасов горючих ископаемых.

ABSTRACT

This work is part of the international projects on compilation of Bathymetric Chart, geologic and geophysical atlases of the Indian, Atlantic, and Pacific oceans. Vast amounts of geological and geophysical information on seafloor topography and structure have been analysed, including deepsea drilling data. An important feature of these projects is that raw data which have not been published or are difficult of access for most investigators are now presented in the most convenient form with a minimum of personal bias. Participation of Soviet scientists in these projects has permitted rapid access to the results. This book contains a detailed description of the Indian ocean seafloor topography, as well as information on the geophysical fields and geologic structure of the seafloor. The origin and evolution of seafloor topography are discussed in the light of alternative hypotheses, in consideration of their advantages and drawbacks in application to the data. The book can serve as an explanatory note for the international geologic-geophysical atlas of the Indian ocean and the relevant sheets of the international "General Bathymetric Chart of the Oceans". It can be of interest for geographers, geologists, geomorphologists, oceanographers, as well as specialists and students whose interests include seafloor geology.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреева И.Б., Удинцев Г.Б.* Строение дна Японского моря по данным исследований экспедиции на "Витязе" // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 10. С. 3—20.
- Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1980. 262 с.
- Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Янин А.Л.* Тектонические структуры дна Мирового океана // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 3. С. 148—150.
- Атлас океанов. Тихий океан. 1974. 302 с. Атлантический и Индийский океаны. 1977. 306 с. Термины, понятия, справочные таблицы. 1980. 156 с.
- Бабенко К.М., Панаев В.А., Свистунов Ю.И.* О строении осадочной толщи Аравийского моря // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237, № 2. С. 408—411.
- Бабенко К.М., Свистунов Ю.И., Шлезингер А.Е.* Океанические и континентальные структуры дна восточной окраины Аравийского моря // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 1. С. 203—207.
- Бабенко К.М., Шлезингер А.Е.* Строение осадочного чехла севера Аравийского моря по сейсмическим данным // Геотектоника. 1987. № 2. С. 110—118.
- Балакина Л.М.* Ориентация напряжений в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса и гипотеза тектоники плит // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 5. С. 16—30.
- Балакина Л.М.* Землетрясения Тихого океана: Пространственное расположение и процессы в очагах // Геотектоника. 1983. № 5. С. 20—37.
- Балакина Л.М.* Сильные землетрясения 1974—1975 гг. в южной части Курильской островной дуги. Процессы в очагах // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 8. С. 3—19.
- Безруков П.Л.* О неравномерности распределения глубоководных океанических осадков // Океанология. 1962. Т. 2, № 1. С. 9—25.
- Безруков П.Л.* Исследования "Витязя" по программе международной индоокеанской экспедиции // Вестн. АН СССР. 1963. № 8. С. 97—104.
- Безруков П.Л.* Осадки северной и центральной частей Индийского океана // Тр. ИО АН СССР. 1964. Т. 64. С. 182—201.
- Безруков П.Л.* Осадкообразные в северной и центральной частях Индийского океана // Геология дна океанов и морей. М.: Наука, 1964. С. 41—51.
- Безруков П.Л.* Осадочные формации Индийского океана и их связь с тектоникой // Геотектоника. 1974. № 1. С. 3—38.
- Безруков П.Л., Канаев В.Ф.* Основные черты строения дна северо-восточной части Индийского океана // Докл. АН СССР. 1963. Т. 153, № 4. С. 926—929.
- Белоусов В.В.* Общая геотектоника. М.: Госгеол-издат, 1948. 600 с.
- Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968. 253 с.
- Белоусов В.В.* Эндеогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
- Белоусов В.В.* Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 165 с.
- Белоусов В.В., Дмитриева Б.И.* О преимущественных простираниях складчатых структур фанерозоя и докембрия // Геотектоника. 1984. № 5. С. 15—21.
- Белоусов И.М.* О рельефе дна северо-западной части Индийского океана // Геология дна океанов и морей. М.: Наука, 1964. С. 30—39.
- Белоусов И.М., Канаев В.Ф., Марова Н.А.* Рельеф дна северной части Индийского океана // Докл. АН СССР. 1964. Т. 155, № 5. С. 1174—1177.
- Береснев А.Ф.* Геоморфология дна моря Дейвиса // Океанол. исслед. 1962. Т. 5, № 10. С. 43—59.
- Блинов В.Ф.* Расширение Земли или новая глобальная тектоника? // Геофиз. сб. 1972. № 80. С. 76—85.
- Булин Н.К.* Глубинное строение дна океана // Сов. геология. 1979. № 11. С. 30—42.
- Вакв В.* Геомagnetизм в морской геологии. Л.: Недра, 1976. 192 с.
- Валло К.* Общая география морей. М.: Учпедгиз, 1948. 492 с.
- Васильев Б.И., Путинцев В.К., Удинцев Г.Б.* Геологическое строение северо-западной части Тихого океана и проблема субдукции // Проблемы расширения и пульсации Земли. М.: Наука, 1984. С. 141—149.
- Виверс Дж.* Западная континентальная окраина Австралии // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 314—326.
- Виноградов А.П., Удинцев Г.Б., Дмитриев Л.В.* и др. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в Мировой системе рифтов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 10. С. 3—27.
- Гайнанов А.Г.* Поле силы тяжести // Геология и геофизика восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. С. 73—82.
- Гайнанов А.Г., Корякин Е.Д.* Аномалии силы тяжести // Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979. С. 323—334.

- Геворкян В.Х., Васильева Т.Е., Касабов Р.В.* Седиментационные процессы и морфология подводных гор и поднятий Северной Атлантики. Киев: ИГН АН УССР, 1982. 67 с.
- Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Масштаб 1:10 000 000. Л.: Мингео СССР, 1973.
- Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. 255 с.
- Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 1, 2. 1979. Т. 3.
- Геология рифта Таджур: Наблюдения из подводных аппаратов. М.: Наука, 1987. 239 с.
- Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана. М.: Наука, 1986. 128 с.
- Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: АН СССР; ГУГК СМ СССР, 1975.
- Геоморфологическая карта СССР. Масштаб 1:4 000 000. М.: ГУГК СМ СССР; АН СССР, 1961.
- Гораи М.* Эволюция расширяющейся Земли. М.: Недра, 1984. 110 с.
- Гордин В.М.* Об определении возраста второго слоя океанической коры по магнитным аномалиям // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 2. С. 3—16.
- Гордин В.М., Розе Е.Н., Углов Б.Д.* Морская магнитометрия. М.: Недра, 1986. 232 с.
- Дмитриев Л.В.* О возможных петрологических следствиях подъема мантии под срединными океаническими хребтами // Геохимия. 1972. № 3. С. 266—271.
- Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Суцевская Н.М.* Условия формирования первичного расплава океанских толеитов и вариации его состава // Геохимия. 1979. № 2. С. 163—178.
- Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я.* Петрография и петрохимия коренных пород Аравийско-Индийского хребта // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972. Т. 2. С. 156—191.
- Ельников И.Н.* Основные закономерности строения осадочного чехла хребта Брокен // Геология морей и океанов: Тез. докл. 7-й Всесоюз. школы мор. геологии. М., 1986. Т. 2. С. 22.
- Живаго А.В.* Тектоника и геоморфология дна южной части Индийского океана // Морская геология: МГК. XXI сес. Докл. сов. геологов. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 18—34.
- Живаго А.В.* Геоморфология и геологическая история хребта Брокен (Западно-Австралийского) в восточной части Индийского океана // Тр. ИО АН СССР. 1985. Т. 121. С. 7—23.
- Живаго А.В., Лисицын А.П.* Новые данные о рельефе дна и осадках морей Восточной Антарктики // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1957. № 1. С. 1—19.
- Затонский Л.К.* Новые данные о рельефе дна Индийского океана // Тр. ИО АН СССР. 1964. Т. 64. С. 158—181.
- Затонский Л.К.* Новая батиметрическая карта Атлантического океана // Океанол. исслед. 1965. № 13. С. 172—180.
- Затонский Л.К., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б.* Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги // Океанографические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 124—136.
- Зенкевич Н.Л.* Фотографирование дна // Океанология. Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна. 1979. С. 21—25.
- Зенкович В.П.* Типы и генезис дна морей европейской части СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1938. № 4. С. 371—398.
- Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
- Зиссер У., Скраттон Р., Симпсон Э.* Атлантическая и индоокеаническая окраины Южной Африки // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 352—366.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 267 с.
- Ильин А.В.* Геоморфология дна Атлантического океана. М.: Наука, 1976. 232 с.
- Ильин А.В.* Морфоструктура дна океана и некоторые вопросы новой глобальной тектоники // Геотектоника. 1978. № 6. С. 17—35.
- Илюхин С.Р., Кара В.И., Лебедев В.А., Шлезингер А.Е.* Тектонические деформации на юге Бенгальского конуса выноса // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278, № 1. С. 171—174.
- Индийский океан. Масштаб 1:10 000 000. М.: ГУГК СМ СССР, 1977.
- Исаев Е.Н., Развалев А.В.* О соотношении рифтогенного и дорифтового структурных планов: На примере Красноморского рифта // Геотектоника. 1977. № 2. С. 39—52.
- Исландия и срединно-океанический хребет. Строение дна океана. М.: Наука, 1977. 206 с.
- Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972. Т. 1, 2. 252 с.; 1974. Т. 3. 232 с.
- Калинин А.В., Удинцев Г.Б., Турко Н.Н.* и др. Строение осадочной толщи и рельеф акустического фундамента // Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана. М.: Наука, 1986. С. 67—74.
- Канаев В.Ф.* Геоморфология дна северо-восточной части Индийского океана // Геология дна океанов и морей. М.: Наука, 1964. С. 16—29.
- Канаев В.Ф.* Индийский океан. Новая географическая карта // Океанология. 1965. Т. 5, вып. 4. С. 760—762.
- Канаев В.Ф.* Рельеф дна Индийского океана. М.: Наука, 1979. 267 с.
- Канаев В.Ф., Марова Н.А.* Батиметрическая карта северной части Индийского океана // Океанол. исслед. 1965. № 13. С. 157—162.
- Канаев В.Ф., Михайлов О.В.* Новые данные о рельефе рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189, № 6. С. 1363—1366.
- Кент П.Е.* Континентальная окраина Восточной Африки — район вертикальных движений // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 1. С. 346—355.
- Керри Дж., Мур Д.* Осадочные и тектонические процессы в Бенгальском глубоководном конусе выноса и Бенгальской геосинклинали // Там же. С. 327—339.
- Киселев Ю.Г.* Глубинная геология Арктического бассейна. М.: Недра, 1986. 224 с.

- Кленова М.В. Геология моря. М.: Учпедгиз, 1948. 496 с.
- Кленова М.В., Лавров В.М. Геология Атлантического океана. М.: Наука, 1975. 456 с.
- Клосс Г., Нарайн Х., Гарде С. Континентальные окраины Индии // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 340—351.
- Коган Л.И., Маливицкий В.П., Удинцев Г.Б. Глубинное сейсмическое профилирование методом отраженных волн (ГСП—МОВ) при исследовании строения земной коры океана // Прикладная геофизика. 1977. Вып. 86. С. 71—86.
- Коган М.Г. Методика гравиметрических наблюдений // Океанология. Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979. Т. 1. С. 101—104.
- Колман Р. Геологическое строение дна Красного моря // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979. Т. 3. С. 90—100.
- Корсаков О.Д., Головинский В.И., Куренцова Н.А. и др. Находка плаггионейса в центральной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 6. С. 1420—1424.
- Косыгин Ю.А. Заметки о геотектонических гипотезах // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 126—131; № 3. С. 121—128; № 4. С. 103—116; № 5. С. 117—120; № 6. С. 118—122; 1983. № 4. С. 114—120.
- Крашенинников В.А. Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 144 с.
- Кропоткин П.Н. Новая геодинамическая модель образования структур в земной коре // Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985. С. 9—29.
- Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3—25.
- Кузьмин М.И., Богданов Ю.А., Серова В.В. и др. Геологическая история хребта Брокен // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1981. С. 121—122.
- Кузьмин М.И., Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Батырмурзаев А.С. Риолиты Западно-Австралийского хребта (Индийский океан) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 4. С. 900—904.
- Кузьмин М.И., Лисицын А.П., Богданов Ю.А. и др. О природе хребта Брокен (Индийский океан) // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан—континент. Новосибирск: Наука, 1984. С. 59—74.
- Кунин Н.Я., Семенова Г.И. Районирование земной коры ложа Тихого океана // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 3. С. 581—586.
- Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидродной Земли. М.: Недра, 1980. 216 с.
- Леонтьев О.К. К критике гипотезы тектоники литосферных плит // Проблемы океанизации Земли. Калининград, 1983. С. 86—99.
- Леонтьев О.К., Удинцева О.Г. Площади основных морфоструктурных элементов дна океана // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1971. № 2. С. 47—51.
- Ле Пижон К., Францито Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 287 с.
- Линькова Т.И., Райкевич М.Н. О природе намагниченности слоя 2 океанской коры // Тихоокеан. геология. 1985. № 5. С. 102—106.
- Лисицын А.П., Живаго А.В. Рельеф дна и осадки южной части Индийского океана // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1958. № 2. С. 9—21; № 3. С. 22—55.
- Литвин В.М., Руденко М.В. Морфометрия рифтовой зоны Красного моря по данным полигонных исследований // Океанология. 1981. Т. 21, вып. 6. С. 1023—1028.
- Литвин В.М., Руденко М.В., Сборщиков И.М. Геоморфология рифтовой зоны Красного моря в районе 18° с.ш. // Геоморфология. 1981. № 4. С. 83—91.
- Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта: Результаты исследований на Анголо-Бразильском геотраверзе. Л.: ПГО "Севморгеология", 1986. 162 с.
- Любимова Е.А., Удинцев Г.Б. Измерение теплового потока через дно океана // Океанол. исслед. 1965. № 13. С. 236—257.
- Макаренко Г.Ф. Базальтовые поля Земли. М.: Недра, 1978. 148 с.
- Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.
- Маттер Д.С. Сейсмические изображения границ литосферных плит // В мире науки. 1986. № 4. С. 28—39.
- Международная тектоническая карта Мира. Масштаб 1:15 000 000. М.: Мингео СССР, 1984.
- Менард Г. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 272 с.
- Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П., Лунарский Г.Н. Сейсмические исследования строения осадочной толщи и фундамента // Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979. С. 26—50.
- Монин А.С. История Земли. М.: Недра, 1987. 252 с.
- Монин А.С., Зоненшайн Л.П., Литвин В.М., Сорохтин О.Г. О структуре Красноморского рифта // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, № 6. С. 1198—1202.
- Морской атлас / Под ред. И.С. Исакова. Л.: Изд-во Мор. ген. штаба, 1950. Т. 1: Навигационно-географический; 1953. Т. 2: Физико-географический.
- Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.
- Непрочнов Ю.П. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры. // Океанология. Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979. С. 59—64.
- Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Милановский В.Е. Мощност и строение осадочной толщи по сейсмическим данным // Там же. С. 206—242.
- Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф., Семенов Г.А., Шишкина Н.А. Строение земной коры и верхней мантии по данным глубинного сейсмического зондирования // Там же. С. 243—291.
- Океанология. Геология океанов: Осадкообразование и магнетизм океана. М.: Наука, 1979. 415 с.
- Океанология. Геология океанов: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. 462 с.

- Океанология. Геофизика океана. М.: Наука, 1979. Т. 1. 470 с.; Т. 2. 416 с.
- Орленок В.В. Физические основы эволюции периферии Земли. Л.: Изд-во ЛГУ, 1980. 248 с.
- Орленок В.В. Кайнозойская история океанизации Земли // Проблемы океанизации Земли. Калининград: Изд-во КГУ, 1983. С. 5—27.
- Осадконакопление в Атлантическом океане. Калининград: Калининградская правда, 1975. 462 с.
- Островные дуги / Под ред. А.Н. Заварицкого. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1952. 176 с.
- Панов Д.Г. Основные вопросы геоморфологии морского дна // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1939. Т. 71, вып. 8. 228 с.
- Панов Д.Г. Морфология дна мирового океана. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 228 с.
- Печерский Д.М., Лыков А.В., Назарова Е.А. Магнетизм и некоторые проблемы строения и развития земной коры и верхней мантии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 11. С. 78—99.
- Проблемы океанизации Земли. Калининград: Изд-во КГУ, 1983. 150 с.
- Проблемы расширения и пульсации Земли. М.: Наука, 1984. 267 с.
- Прокопцев Н.Г. Гранит со дна Центральной котловины Тихого океана. // Геологические и гидрологические исследования Средиземного и Черного морей. М.: Наука, 1975. С. 201—204.
- Пронин А.А. Геологические проблемы современных и древних океанов. Л.: Наука, 1977. 216 с.
- Пустильников М.Р., Свистунов Ю.И., Терехов Л.Л. Строение хребтов Индийского океана // Сов. геология. 1980. № 2. С. 102—111.
- Пуцаровский Ю.М. Актуальные проблемы советской геотектоники // Геотектоника. 1986. № 1. С. 5—16.
- Пуцаровский Ю.М., Безруков П.Л. О тектонике восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1973. № 6. С. 3—19.
- Рассохо А.И., Сенчура Л.И., Деменицкая Р.М. и др. Подводный Арктический хребет и его место в системе хребтов Северного Ледовитого океана // Докл. АН СССР. 1967. Т. 172, № 3. С. 659—662.
- Резанов Н.А. Происхождение океанов. М.: Наука, 1979. 200 с.
- Резанов Н.А., Зотов И.Л. Об одном из возможных механизмов океанизации континентальной коры // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257, № 5. С. 1200—1204.
- Рельеф дна Тихого океана. Масштаб 1:10 000 000. М.: ГУГК СМ СССР, 1964.
- Рельеф Земли. М.: Наука, 1967. 331 с.
- Рудич Е.М. Движущиеся материи и эволюция океанического ложа. М.: Недра, 1983. 272 с.
- Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
- Рудич Е.М., Удинцев Г.Б. Новая конструкция тектонической карты // Сравнительная тектоника континентов и океанов. М., 1987. С. 3—28.
- Русаков О.М., Карабович С.В. Плотностные неоднородности верхней мантии восточной части Индийского океана // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 10. С. 55—67.
- Рыкачев М.А. Исследование океанских глубин с приложением карты рельефа дна океанов и морей // Морской сборник. 1881. Т. 184, № 5. С. 103—140.
- Рыкунов Л.Н., Седов В.В., Саврина Л.А., Бурмин В.Ю. Сейсмологические наблюдения на дне океана // Океанология. Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979. С. 65—77.
- Сборщиков И.М., Альмухамедов А.И., Матвеевков В.В. и др. Геологическое строение осевой зоны Красноморского рифта // Вулканология и сейсмология. 1981. № 2. С. 49—59.
- Свальнов В.Н., Рудакова А.Н., Казакова В.П. Минералы метаморфических пород в осадках Индийского океана // Океанология. 1978. Т. 18, вып. 2. С. 263—269.
- Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир, 1982. Ч. 1, 2. 846 с.
- Силантьев С.А. Породы фундамента юго-восточной части Индийского океана // Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океанов. М.: Наука, 1986. С. 93—103.
- Силантьев С.А., Чернышева В.И. Метаморфизм гипербазит-габбро-базальтового комплекса хребта Карлсберг // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 12. С. 47—55.
- Силантьев С.А., Чернышева В.И., Колесов Г.М. Два типа базальтов хребта Брокен (Индийский океан) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272, № 3. С. 687—690.
- Старицкий К.С. Гидрографическая командировка в Восточный океан в 1865—1871 гг. СПб, 1873. 66 с.
- Старицкий К.С. Несколько измерений больших глубин Охотского, Японского морей, Тихого и Индийского океанов. Грунты. Водоросли // Морской сборник. 1873. Т. 126, № 6. С. 73—113.
- Страхов Н.М. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли // Литология и полезные ископаемые. 1976. № 6. С. 3—30.
- Страхов Н.М. К познанию терригенной седиментации в океанах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 7. С. 16—38.
- Страхов Н.М. Общие проблемы геологии, литологии и геохимии: Избр. тр. М.: Наука, 1983. 636 с.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 308 с.
- Строение и нефтегазоносность окраин континентов. М.: Недра, 1981. 250 с.
- Структурно-морфологическая карта дна Тихого океана. Масштаб 1:15 000 000. М.: ГУГК СМ СССР, 1980.
- Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966. 487 с.
- Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 222 с.
- Тектоническая карта Арктики. Масштаб 1:10 000 000. М.: ГУГК СМ СССР, 1963.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1:5 000 000. М.: ГУГК СМ СССР, 1966.
- Тектоническая карта Европы. Масштаб 1:2 500 000. М.: Мингео СССР, 1982.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли с изображением осадочного чехла. Масштаб 1:10 000 000. М.: ГУГК, 1970.
- Тихий океан. Геофизика дна Тихого океана. М.: Наука, 1974. 192 с.
- Удинцев Г.Б. К методике эхометрической съемки

- при морских геологических исследованиях // Тр. ИО АН СССР. 1951. Т. 5. С. 17—34.
- Удинцев Г.Б. О дешифрировании эзограмм // Тр. ИО АН СССР. 1956. Т. 19. С. 169—194.
- Удинцев Г.Б. Рельеф дна Охотского моря // Тр. ИО АН СССР. 1957. Т. 22. С. 3—76.
- Удинцев Г.Б. Исследования рельефа дна морей и океанов // Итоги науки. Достижения океанологии. 1959. Вып. 1. С. 27—90.
- Удинцев Г.Б. Изучение подводного рельефа // Океанол. исслед. 1962. № 7. С. 33—48.
- Удинцев Г.Б. Новые данные о строении дна Индийского океана // Океанология. 1965. Т. 5, вып. 6. С. 993—998.
- Удинцев Г.Б. 36-й рейс научно-исследовательского судна "Витязь" // Там же. С. 1113—1119.
- Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна океанов // Основные проблемы океанологии. М.: Наука, 1968. С. 218—230.
- Удинцев Г.Б. О структуре рифтовой зоны Индийского океана // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185, № 4. С. 921—923.
- Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.
- Удинцев Г.Б., Агапова Г.В. О методике морских геоморфологических исследований с применением прецизионного самописца глубин "Ладога" // Океанология. 1964. № 1. С. 156—164.
- Удинцев Г.Б., Агапова Г.В., Береснев А.Ф. и др. Новая батиметрическая карта Тихого океана // Океанол. исслед. 1963. № 9. С. 60—101.
- Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Гордун В.М. Структурная неоднородность дна океанов и проблема границы океан—континент // Геотектоника. 1980. № 2. С. 13—26.
- Удинцев Г.Б., Бойченко И.Г., Канаев В.Ф. Рельеф дна Берингова моря // Тр. ИО АН СССР. 1959. Т. 29. С. 17—64.
- Удинцев Г.Б., Коренева Е.В. Происхождение асейсмичных хребтов восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1980. № 6. С. 13—22.
- Удинцев Г.Б., Одинокоев Ю.Ю., Голод В.М. Многолучевое эхолотирование. Опыт и перспективы применения в морской геоморфологии // Океанология. 1987. № 3. С. 497—506.
- Удинцев Г.Б., Чернышева В.И. Образцы пород верхней мантии Земли из рифтовой зоны Индийского океана // Докл. АН СССР. 1965. Т. 165, № 5. С. 1147—1150.
- Физико-географический атлас Мира. М.: ГУГК СМ СССР, 1964.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника Северной и Южной Америки, Антарктиды, Африки. М.: Недра, 1971. С. 548.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника внеальпийской Европы и Западной Азии. М.: Недра, 1977. 359 с.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Синтез тектоники океанов. М.: Недра, 1986. 548 с.
- Хизен Б. Ложе океана // Дрейф континентов. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1966. С. 114—154.
- Хизен Б., Тарп М., Юнг М. Дно Атлантического океана. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1962. Т. 1. 147 с.
- Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. 138 с.
- Хоуцз П. Континентальная окраина Антарктиды: Тихоокеанский и Индоокеанский секторы // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 367—371.
- Чудинов Ю.В. Расширение Земли как альтернатива "новой глобальной тектоники" // Геотектоника. 1976. № 4. С. 16—36.
- Шернард Ф. Геология моря. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1951. 359 с.
- Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Соотношение основных (рифейско-фанерозойских) тектонических структур земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 1. С. 5—20.
- Шокальский Ю.М. Океанография. Петроград. 1917. Л.: Гидрометеорологич. изд-во, 1959. 538 с.
- Щека С.А. Бурение древней коры Тихого океана (61—62-й рейсы "Гломар Челленджера") // Природа. 1979. № 7. С. 58—60.
- Щека С.А., Куренцова Н.А. Магматические комплексы океанов // Сов. геология. 1981. № 11. С. 67—76.
- Энгель А.Е.Дж., Энгель Ц.Г. Горные породы ложа океана // Основные проблемы океанологии. М.: Наука, 1968. С. 183—217.
- A discussion concerning the floor of the Northwest Indian Ocean // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1966. Vol. 259, N 1099. P. 133—298.
- Allan T., Morelli C. The Red Sea // The sea / Ed. A. Maxwell. N.Y.: Interscience, 1970. Vol. 4, pt 2. P. 493—542.
- Allen G.A., Pearce L.G., Garduer W.G. A regional interpretation of the Browse basin // Austral-Petrol. Explor. Assoc. J. 1978. Vol. 18, N 1. P. 23—33.
- Allen R.B., Tscholke B.E. Petrography and implications of continental rocks from the Agulhas Plateau, Southwest Indian Ocean // Geology. 1981. Vol. 9, N 10. P. 463—468.
- Arkani-Hamed J., Strangway D.W. Band-limited global scalar magnetic anomaly map of the Earth derived from Magsat data // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91, N B8. P. 8193—8204.
- Austin J.A., Uchupi E. Continental-oceanic crustal transition of Southwest Africa // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. Vol. 66, N 9. P. 1328—1347.
- Baker B.H., Miller J.A. Geology and geochronology of the Seychelles Islands and the structure of the floor of the Arabian Sea // Nature. 1963. Vol. 199, N 4891. P. 346—348.
- Barazangi M., Dorman J. World seismicity maps compiled from ESSA, coast and geodetic survey, epicenter data, 1961—1967 // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1969. Vol. 59, N 1. P. 369—380.
- Barker P.F. A reconnaissance survey of the Murray Ridge // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1966. Vol. 259. P. 187—197.
- Barret N.D. Agulhas plateau off Southern Africa: A geophysical study // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88, N 6. P. 749—763.
- Beck R.H. The oceans, the new frontier in explora-

- tion // Austral. Petrol. Explor. Assoc. J. 1972. Vol. 12, N 2. P. 1—21.
- Beck R.H., Lehner P. Oceans, new frontier in exploration // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1974. Vol. 58, N 3. P. 376—395.
- Behrman D. Assault on the largest unknown: The international Indian Ocean expedition, 1959—1965. P.: UNFSKO press, 1981. 96 p.
- Ben-Avraham Z. Structural framework of the gulf of Elat (Agaba), Northern Red Sea // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90, N B1. P. 703—726.
- Ben-Avraham Z., Bunce E.T. Geophysical study of the Chagos-Laccadive Ridge Indian Ocean // Ibid. 1977. Vol. 82, N 8. P. 1295—1305.
- Bergh H.M. Underlying fracture zone nature of Astrid Ridge off Antarctica's Queen Maud Land // Ibid. 1987. Vol. 92, N B1. P. 475—484.
- Bergh H.M., Norton J.O. Prince Edward fracture zone and the evolution of the Mozambique basin // Ibid. 1976. Vol. 81, N 29. P. 5221—5239.
- Bergman E.A., Nabelek J.Z., Solomon S.C. An extensive region of ridge normal-faulting earthquakes in the Southern Indian Ocean // Ibid. 1984. Vol. 89, N B4. P. 2425—2443.
- Bohamon R.G. How much divergence has occurred between Africa and Arabian as a result of the opening of the Red Sea? // Geology. 1986. Vol. 14, N 6. P. 510—513.
- Bonatti E. Punctiform initiation of seafloor spreading in the Red Sea during transition from a continental to an oceanic rift // Nature. 1985. Vol. 316, N 6023. P. 33—37.
- Bonatti E., Cherman A. Formerly emerging crustal blocks in the equatorial Atlantic // Tectonophysics. 1981. Vol. 72. P. 165—180.
- Bonatti E., Clocchiatti R., Colantoni P. et al. Zabargad (St. John's) Island: an uplifted fragment of Sub-Red Sea lithosphere // J. Geol. Soc. 1983. Vol. 140, pt 4. P. 677—690.
- Bonatti E., Hamilton P., Ottonello G. Upper mantle beneath a young oceanic rift: Peridotites from the Island of Zabargad (Red Sea) // Geology. 1981. Vol. 9, N 10. P. 474—479.
- Bonatti E., Hamlyn P.R. Mantle uplifted block in the Western Indian Ocean // Science. 1978. Vol. 201, N 4352. P. 249—251.
- Bonatti E., Honnorez J. Nonspreading crustal blocks at the Mid-Atlantic Ridge // Ibid. 1971. Vol. 174. P. 1329—1331.
- Bonatti E., Ottonello G., Hamlyn P.R. Peridotites from the Island of Zabargad (St. John) Red Sea: petrology and geochemistry // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91, N B1. P. 529—532.
- Bonatti E., Sarnthein M., Boersma D. et al. Neogene crustal emersion and subsidence at the Romanche fracture zone Equatorial Atlantic // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 35, N 3. P. 369—383.
- Bonatti E., Sartori R., Boersma A. Vertical crustal movements at the Vema fracture zone in the Atlantic: evidence from dredged limestones // Tectonophysics. 1983. Vol. 91. P. 213—232.
- Borch J. von der, Cristopher C., Sclater J.G. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US gov. print. off., 1974. Vol. 22. 886 p.
- Bowin G. Origin of the Ninetyest Ridge from studies near the equator // J. Geophys. Res. 1973. Vol. 78, N 26. P. 6029—6043.
- Brodie J.W. Bathymetry of New Zealand Region // N.Z. Oceanogr. Inst. Mem. 1964. N 11.
- Bullard E.C., Maxwell A.E., Revell K.R. Heat flow through the deep sea floor // Adv. Geophys. 1956. Vol. 3. P. 20.
- Bunce E., Langseth N.G., Chase R.L., Ewing M. Structure of the Western Somali basin // J. Geophys. Res. 1967. Vol. 72, N 10. P. 2547—2555.
- Bunce E.T., Molnar G. Seismic reflection profiling and basement topography in the Somali basin: Possible zones between Madagascar and Africa // Ibid. 1977. Vol. 82, N 33. P. 5305—5311.
- Camden-Smith F., Perrins Z.A., Dingle R.V., Brundrit G.B. A preliminary report on longterm bottom-current measurement and sediment transport (erosion in the Agulhas passage, Southwestern Indian Ocean) // Mar. Geol. 1981. Vol. 39. P. M81—M88.
- Cande S.C., Mutter J.C. A revised identification of the oldest seafloor, spreading anomalies between Australia and Antarctica // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 58. P. 151—160.
- Cann J.R. Spillites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean // J. Petrol. 1969. Vol. 10, N 1. P. 1—19.
- Cann J.R. Petrology of basalts dredged from the Gulf of Aden // Deep-Sea Res. 1970. Vol. 17. P. 477—482.
- Cann J.R., Vine F.J. An area on the crest of the Carlsberg Ridge: Petrology and magnetic survey // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1966. Vol. 259. P. 198—217.
- Carey S.W. The expanding Earth. Amsterdam etc.: Elsevier, 1976. 488 p. (Develop. geotecton.; N 10).
- Carpenter G., Ewing J. Crustal deformation in the Warton basin // J. Geophys. Res. 1973. Vol. 78, N 5. P. 846—850.
- Carrigy M., Fairbridge R. Recent sedimentation, physiography and structure of the continental shelves of Western Australia // J. Roy. Soc. West. Austral. 1954. Vol. 38. P. 65—95.
- Charvis Ph. Etude de la structure profonde de deux rides asismiques de l'océan Indien: les plateau sous-marine de Kerguelen-Heard et de Crozet: These. P., 1984. 125 p.
- Chase T.E., Menard H.W., Mammerickx J. Bathymetry of the North Pacific. Scale 1:6500000. La Jolla: Scripps Inst. Oceanogr., 1970. 10 sh.
- Chetty P., Green R.V. Seismic refraction observations in the Transkei basin and adjacent areas // Mar. Geophys. Res. 1977. Vol. 3. P. 197—208.
- Christodoulidis D.C., Smith D.E., Kolenkiewicz R. et al. Observing tectonic plate motions and deformations from satellite laser ranging // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90, N B11. P. 9249—9264.
- Ciesielski P.F., Sherwood W., Wise Jr. Geologic history of the Maurice Ewing bank of the Falkland Plateau (Southwest Atlantic sector of the Southern Ocean) based on Piston and drill cores // Mar. Geol. 1977. Vol. 25, N 1. P. 175—207.
- Cloos H. Gespräch mit der Erde. München: Piper, 1947. 309 S.
- Cochran J.R. The Gulf of Aden: Structure and evolution of a young ocean basin and continen-

- tal margin // *J. Geophys. Res.* 1981a. Vol. 86, N B1. P. 263—288.
- Cochran J.R.* Simple models of diffuse extension and the pre-seafloor spreading development of the continental margin of the north-eastern Gulf of Aden // *Oceanol. acta.* 1981b. N spec. P. 155—165.
- Cochran J.R.* A model for the development of the Red Sea // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1983. Vol. 67. P. 41—69.
- Coffin M.F., Davies H.L., Haxby W.F.* Structure of the Kerguelen Plateau province from Seasat altimetry and seismic reflection data // *Nature.* 1986. Vol. 324, N 6093. P. 134—136.
- Coleman P.J., Michael P.J., Mutter J.C.* The origin of the Naturaliste Plateau SE Indian Ocean, implications from dredged basalts // *J. Geol. Soc. Austral.* 1982. Vol. 29, N 3/4. P. 457—468.
- Corthey R.C., Recq M.* Anomalous heat flow near the Crozet Plateau and mantle convection // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1986. Vol. 79. P. 373—384.
- Courtilot V.E.* Opening of the Gulf of Aden and Afar by progressive tearing // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1980. Vol. 21, N 4. P. 343—350.
- Courtilot V.E., Goldeano A., La Mouell J.L.* Propagation of an accreting plate boundary: a discussion of new aeromagnetic data in the Gulf Tadjuran and Southern Afar // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 47. P. 144—160.
- Crane K., Bullard R.* The Galapagos rift at 86° W. 4. Structure and morphology of hydrothermal fields and their relationship to the volcanic and tectonic processes of the rift valley // *J. Geophys. Res.* 1980. Vol. 85, N 3. P. 1409—1434.
- Damuth J.E.* Echo-character mapping // *Lamont-Doherty geological observatory yearbook, 1982—1983, Peekskill (N.Y.), 1984.* Vol. 9. P. 30—33.
- Damuth J.E., Kolla V., Flood R.D.* et al. Distributary channel meandering and bifurcation patterns on the Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (Gloria) // *Geology.* 1985. Vol. 11, N 2. P. 94—98.
- Damuth J.E., Kowsmann R.C., Flood R.D.* et al. Age relationships of distributary channels of Amazon deep-sea fan: Implications for fan growth pattern // *Ibid.* 1983. Vol. 11, N 8. P. 470—473.
- Darracott B.V.* On the crustal structure and evolution of Southeastern Africa and the adjacent Indian Ocean // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1974. Vol. 24, N 2. P. 282—290.
- Davies D., Francis T.J.* The crustal structure of the Seychelles Bank // *Deep-Sea Res.* 1964. Vol. 11. P. 921—927.
- Davies T.A., Luyendyk B.P.* et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US gov. print. off., 1974. Vol. 26. 29 p.
- Davies D., Tramontini C.* The deep structure of the Red Sea // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1970. Vol. 267. P. 181—189.
- Dietz R.S.* Continental and ocean basin evolution by spreading of the sea floor // *Nature.* 1961. Vol. 190. P. 854—857.
- Dingle R.V.* Sedimentary basins and basement structures on the continental margin of Southern Africa // *Bull. Geol. Surv. S.Afr.* 1979. Vol. 63. P. 29—37.
- Dingle R.V., Camden-Smith F.* Acoustic stratigraphy and current-deverated bedforms in deep ocean basins off Southeastern Africa // *Mar. Geol.* 1979. Vol. 33. P. 236—260.
- Dingle R.V., Scrutton R.A.* Continental breakup and the development of Post-Paleozoic sedimentary basins around Southern Africa // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1974. Vol. 85, N 9. P. 1467—1474.
- Dosso L., Murphy V.R.* An isotopic study of the Kerguelen Islands: inferences of enriched oceanic mantle sources // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 48, N 2. P. 268—276.
- Dosso L., Vidal P., Cantagrel J.M.* et al. Kerguelen continental fragment of oceanic island? Petrology and isotopic geochemistry evidence // *Ibid.* 1979. Vol. 43, N 1. P. 46—60.
- Drake C.L., Girdler R.W.* A geophysical study of the Red Sea // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1964. Vol. 8, N 5. P. 473—495.
- Du Plessis A., Simpson E.S.* Magnetic anomalies associated with the southeastern continental margin of South Africa // *Mar. Geophys. Res.* 1974. Vol. 2, N 2. P. 99—110.
- Edwards A.B.* Ph.D. 1. Tertiary tholeite magma in Western Australia // *J. Roy. Soc. West. Austral.* 1938. Vol. 24. P. 1—12.
- Eittreim S.L., Ewing J.* Mid-plate tectonics in the Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1972. Vol. 77, N 32. P. 6413—6421.
- Ellwood B.R., Ledbetter M., Johnson D.* Sedimentary fabric: a tool to delineate a high-velocity zone within a deep Western Indian Ocean bottom current // *Mar. Geol.* 1979. Vol. 33, N 3/4. P. M51—M55.
- Emerick C.M., Duncan R.A.* Age progressive volcanism in the Comores Archipelago, Western Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 60, N 3. P. 415—428.
- Engel C.G., Fisher R.L.* Granite to ultramafic rock complexes of the Indian Ocean ridge system, Western Indian Ocean // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 86. P. 1553—1578.
- Espinosa A., Rinehart W., Tharp M.* Seismicity of the Earth (1960—1980): (Map). 1982.
- Ewing J., Ewing M.* Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge, and in the Norwegian Sea // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1959. Vol. 70. P. 291—318.
- Ewing J., Ewing M.* Seismic reflection // *The sea / Ed. A. Maxwell.* N.Y.: Interscience, 1970. Vol. 4. P. 1—51
- Ewing M., Eittreim S., Thuchan M., Ewing J.* Sediment distribution in the Indian Ocean // *Deep-Sea Res.* 1969. Vol. 16. P. 231—248.
- Ewing M., Heezen B.* Continuity of mid-oceanic ridge and rift valley in the Southwestern Indian Ocean confirmed // *Science.* 1960. Vol. 131, N 3414. P. 1677—1678.
- Exon N.F., Wilcox J.B.* Geology and petroleum potential of Exmouth Plateau area off Western Australia // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1978. Vol. 62, N 1. P. 40—72.
- Fairbridge R.* Report on limits of the Indian Ocean // *Indian Ocean sci. Congr. Proc. Perth, 1954.* P. 18—28.

- Fairbridge R.* Some bathymetric and geotectonic features of the eastern part of the Indian Ocean // *Deep-Sea Res.* 1955. Vol. 2, N 3. P. 161—171.
- Falvey D.A., Middleton M.F.* Passive continental margins: evidence for a prebreakup deep crust metamorphic subsidence mechanism // *Oceanol. acta.* 1981. N spec. P. 103—114.
- Falvey D.A., Mutter J.C.* Regional plate tectonics and the evolution of Australia's passive continental margins // *J. Austral. Geol. and Geophys.* 1981. Vol. 6. P. 1—29.
- Fisher R.L., Bunce E.T.* et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US gov. print. off., 1974. Vol. 24. 1183 p.
- Fisher R.L., Engel C.G., Hilde Th.W.* Basalts dredged from the Amirante Ridge, Western Indian Ocean // *Deep-Sea Res.* 1968. Vol. 15. P. 521—534.
- Fisher R.L., Johnson G.L., Heezen B.C.* Mascarene Plateau, Western Indian Ocean // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1967. Vol. 78, N 10. P. 1247—1260.
- Fleet A., Henderson P., Kempe D.* Rare Earth element and related chemistry some drilled Southern Indian Ocean basalts and volcanic sediments // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 23. P. 4257—4268.
- Fleet A.J., McKelvey B.C.* Eocene explosive submarine volcanism, Ninetyeast Ridge, Indian Ocean // *Mar. Geol.* 1978. Vol. 26. P. 73—97.
- Flower M.F., Strong D.E.* The significance of soudstone inclusions in levels of the Comores Archipelago // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1969. Vol. 7, N 1. P. 47—50.
- Forsyth D.A., Mair J.A.* Crustal structure of the Lomonosov Ridge and the Fram and Makarov basins near the North Pole // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89, N B1. P. 473—481.
- Fox P.J., Heezen B.C.* Sands of the Mid-Atlantic Ridge // *Science.* 1965. Vol. 149, N 3690. P. 1367—1370.
- Francis T., Shor G.* Seismic refraction measurements in the Northwest Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1966. Vol. 71. P. 427—449.
- Francis T.J.G., Davies D., Hill M.N.* Crustal structure between Kenya and the Seychelles // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1966. Vol. 259. P. 240—261.
- Francis T.J.G., Raitt R.W.* Seismic refraction measurements in the Southern Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1967. Vol. 72, N 12. P. 3015—3041.
- Furon M.R.* Sur des Trilobites dragues a 4255 m de profondeur par de "Talisman" (1883) // *C.r. Acad. sci.* 1949. Vol. 228. P. 1509—1510.
- Gaskell T.F., Hill M.N., Swallow J.C.* Seismic measurements made by H.M.S. "Challenger" in the Atlantic, Pacific and Indian Oceans and in the Mediterranean Sea, 1950—1953 // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1958. Vol. 251, N 988. P. 22—83.
- Gass J.G.* The evolution of volcanism in the junction area of the Red Sea, Gulf of Aden and Ephiopia rifts // *Ibid.* 1970. Vol. 267. P. 369—381.
- GEBCO.* General bathymetric chart of the oceans. 5h ed. Ottawa, 1984. 19sh.
- Geller C.A., Wessel J.K., Anderson R.N.* Heat transfer and intraplate deformation in the Central Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1983. Vol. 88, N B2. P. 1018—1032.
- Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region.* 1983. 457 p. (Geodyn. Ser.; Vol. 11).
- Girdler R.W.* The Red Sea: A geophysical background // *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea / Ed. E.T. Degens, D.A. Ross.* N.Y.: Springer, 1969. P. 38—58.
- Girdler R.W.* Problems concerning the evolution of oceanic lithosphere in the Northern Red Sea // *Tectonophysics.* 1985. Vol. 116. P. 109—122.
- Goslin J., Patriat Ph.* Absolute and relative plate motions and seismic ridges of Indian Ocean // *Ibid.* 1984. Vol. 101, N 3/4. P. 221—244.
- Goslin J., Recq M.* Deep structure of the Madagascar Ridge: a relation to the Crozet Plateau // *Ibid.* 1981. Vol. 76, N 1/2. P. 75—97.
- Goslin J., Recq M., Schlich R.* Emplacement and evolution of the Madagascar Ridge and Crozet Submarine Plateau // *Bull. Soc. géol. France.* 1981. Vol. 23, N 6. P. 609—618.
- Goslin J., Segoufin J., Schlich R., Fisher R.L.* Submarine topography and shallow structure of the Madagascar Ridges, Western Indian Ocean // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1980. Vol. 81. P. 741—753.
- Gradstein F.M., Grant A.C., Jansa L.F.* Grand banks and J-anomaly ridges: a geological comparison // *Science.* 1977. Vol. 197, N 4308. P. 1074—1076.
- Green R., Hales A.* Seismic refraction measurements in the South-western Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1966. Vol. 71. P. 1637—1647.
- Gronlie G., Talwani M.* Geophysical atlas Norwegian Greenland Sea // *Lamont-Doherty Geol. Observ. Peekskill (N.Y.),* 1978. 26 p. (Vema Res. Ser.; Vol. 4).
- Hales A., Nation J.* A crustal structure profile on the Agulhas bank // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 62. P. 1029—1051.
- Hales A.L., Nation J.B.* A seismic refraction study in the Southern Indian Ocean // *Ibid.* 1973. Vol. 63, N 6. P. 1951—1966.
- Hamilton W.* Tectonics of the Indonesian Region. Wash. (D.C.): US gov. print. off., 1979. 345 p. (Geol. Surv. Prof. Pap.; N 1078).
- Harbison R.N., Bassinger B.G.* Marine geophysical study off Western India // *J. Geophys. Res.* 1973. Vol. 78, N 2. P. 432—440.
- Haxby W.F.* Geotectonic imagery from Seasat // *Lamont-Doherty geological observatory yearbook, 1982—1983.* Peekskill (N.Y.), 1984. Vol. 9. P. 12.
- Haxby W., Weissel J.* Evidence for small-scale mantle connection from Seasat Altimeter data // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol. 91, N B3. P. 3507—3520.
- Hayes D.E., Conolly J.R.* Morphology of the Southeast Indian Ocean // *Antarct. Res. Ser.* 1972. Vol. 19. P. 125—145.
- Hayes D.E., Frakes L.A.* et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US gov. print. off., 1975. Vol. 28. 1017 p.
- Hedge C.E., Watkins N.D., Hildreth R.A., Doering W.P.* ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios in basalts from island in the Indian Ocean // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. Vol. 21. P. 29—34.
- Heezen B.C., Hollister C.D.* The face of the deep. N.Y. Oxford Univ. press, 1971. 659 p.
- Heezen B.C., Tharp M.* South Atlantic physiographic diagram // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1958. Vol. 69, N 12. P. 1579.

- Heezen B.C., *Tharp M.* Physiographic diagram of the Indian Ocean, the Red Sea, the South China Sea, the Sulu Sea and Celebes Sea. N.Y.: Geol. Soc. Amer., 1961. 1 sh.
- Heezen B.C., *Tharp M.* Descriptive sheet to accompany physiographic diagram of the Indian Ocean. N.Y.: Geol. Soc. Amer., 1965a. 16 p.
- Heezen B.C., *Tharp M.* Tectonic fabric of the Atlantic and Indian Oceans and continental drift // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1965b. Vol. 258. P. 90—106.
- Heezen B.C., *Tharp M.* Physiography of the Indian Ocean // *Ibid.* 1966. Vol. 259. P. 137—149.
- Heezen B.C., *Tharp M.* USNS Eltanin cruise 55 // *Antarct. J.* 1973. Vol. 8. P. 137—141.
- Heezen B.C., *Tharp M.* Map of the Arctic Region. N.Y.: Amer. Geogr. Soc., 1975. 1 sh.
- Heezen B.C., *Tharp M.* World Ocean floor: (Map in scale 1:23 230 300). US Navy, 1977. 1 sh.
- Heirtzler J.R. Magnetic anomalies measured at sea // *The sea* / Ed. A. Maxwell. N.Y.: Interscience, 1970. Vol. 4, pt 1. P. 85—128.
- Heirtzler J.R., *Bolli H.M., Davies T.A.* et al. Indian Ocean geology and biostratigraphy. Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1977. 616 p.
- Heirtzler J.R., *Cameron P., Cook P.J.* et al. The Argo abyssal plain // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 41, N 1. P. 21—32.
- Hekinian R. Rocks from the mid-oceanic ridge in the Indian Ocean // *Deep-Sea. Res.* 1968. Vol. 15. P. 195—213.
- Hekinian R. Petrology of the Ninety East Ridge (Indian Ocean) compared to other aseismic ridges // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1974. Vol. 43. P. 125—147.
- Herring T.A. et al. Geodesy by radio interferometry: Evidence for contemporary plate motion // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol. 91, N B8. P. 8341—8347.
- Herzen R.P., *von Vacquier V.* Heat flow and magnetic profiles on the Mid-Indian Ocean Ridge // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1966. Vol. 259, N 1099. P. 262—270.
- Hess H. History of ocean basins // *Petrologic studies: a volume in Honor of A.F. Buddington.* Geol. Soc. Amer., 1962. P. 599—620.
- Hess H. Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans // *Nature.* 1964. Vol. 203, N 4945. P. 629—631.
- Hill M.H. Single ship seismic refraction shooting // *The sea: Ideas and observations* / Ed. M. Hill. N.Y.: Interscience, 1963. Vol. 3. P. 39—46.
- Hinz K. A hypothesis on terrestrial catastrophes. Wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins. Their origin and paleoenvironmental significance // *Geol. Jb. E.* 1981. H. 22. S. 3—28.
- Hinz K., *Beiersdorf H., Exon N.F.* et al. Geoscientific investigations from the Scott Plateau off Northwest Australia to the Java trench // *J. Austral. Geol. and Geophys.* 1978. Vol. 3. P. 319—340.
- Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea / Ed. E.T. Degens, D.A. Ross. N.Y.: Springer, 1969. 600 p.
- Houtz R., *Ewing J.* Upper crustal structure as a function of plate age // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 14. P. 2490—2498.
- Houtz R., *Hayes D.E., Markl R.G.* Kerguelen Plateau bathymetry, sediment distribution and crustal structure // *Mar. Geol.* 1977. Vol. 25, N 1. P. 95—130.
- Houtz R.E., *Markl R.G.* Seismic profiles data between Antarctica and Australia // *Antarct. Res. Ser.* 1972. Vol. 19. P. 147—169.
- Hsu K., *Stoffers P., Ross D.* Messinian evaporites from the Mediterranean and Red Seas // *Mar. Geol.* 1978. Vol. 26. P. 71—72.
- Hunter P.M., *Searle R.C., Laughton A.S.* Bathymetry of the Northeast Atlantic, Sheet 5. 1983 / *Inst. Oceanogr. Sci. Wormley*, 1983.
- Isacks B., *Oliver J., Sykes L.* Seismology and the new global tectonics // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73, N 18. P. 5855—5899.
- Johnson B.D. Viscous remanent magnetization model for the broken ridge satellite magnetic anomaly // *Ibid.* 1985. Vol. 90, N B3. P. 2640—2646.
- Kaharoeddin F.A., *Weaver F.M., Wise S.W.* Greta-ceous and Paleogene cores from the Kerguelen Plateau, Southern Ocean // *US Antarct. J.* 1973. Vol. 8. P. 297—298.
- Kahle H.-G., *Naini B., Talwani M., Eldholm O.* Marine geophysical study of the Comorin Ridge, North-Central Indian basin // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86, N B5. P. 3807—3814.
- Kamen-Kaye M., *Barnes S.U.* Exploration geology of Northeastern Africa-Seychelles basin // *J. Petrol. Geol.* 1979. Vol. 2, N 1. P. 23—45.
- Kamen-Kaye M., *Meyerhoff A.A.* Flood basalts: implications for global-tectonic hypothesis and petroleum exploration // *Ibid.* 1979. Vol. 1, N 4. P. 29—37.
- Kamen-Kaye M., *Meyerhoff A.A.* Petroleum geology of the Mascarene Ridge, Western Indian Ocean // *Ibid.* 1980. Vol. 3, N 2. P. 123—138.
- Kemp E.M., *Harris W.K.* The vegetation of Tertiary Islands on the Ninetyeast Ridge // *Nature.* 1975. Vol. 258, N 5530. P. 303—307.
- Kennett J.P., *Burns R.E., Andrews J.E.* et al. Australian-Antarctic continental drift, paleocirculation changes and oligocene deep-sea erosion // *Nature.* 1972. Vol. 239, N 91. P. 51—55.
- Kennett J.P., *Watkins N.D.* Deep-sea erosion and manganese nodule development in the Southeast Indian Ocean // *Science.* 1975. Vol. 188. P. 1011—1013.
- Kerr R.A. Plate tectonics: hot spot implicated in ridge formation // *Ibid.* 1978. Vol. 202. P. 503—505.
- Külicher A. Echo-sounding and hydrographical studies // *The Galathea deep sea expedition, 1950—1952.* N.Y. MaxMillan, 1956. P. 29—41.
- Kilwood B.D. Paleocurrent indicators in deep-sea sediments // *Science.* 1979. Vol. 203, N 4387. P. 1335—1337.
- Knott S.T., *Bunce E.T., Chase R.E.* Red Sea seismic reflection studies // *World rift system rep. symp. (Ottawa, 4—5 Sept. 1965).* Ottawa, 1967. P. 33—61. (GSC Pap.; N 66-14).

- Koczy F. A survey on deep-sea features taken during the Swedish deep-sea expedition // *Deep-Sea Res.* 1954. Vol. 1, N 3. P. 176—184.
- Koczy F. Echosounding // *Rep. of the Swedish deep-sea expedition, 1947—1948.* Cöteborg, 1956. Vol. 4: Bottom investigations, N 3: Echosounding, fasc. 2. P. 97—158.
- Kohn B.P., Egan M. History of uplift of the crystalline basement of Sinai and its relation to opening of the Red Sea as revealed by Aission track dating of apatites // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 52. P. 129—141.
- König M., Talwani M. A geophysical study of the southern continental margin of Australia: Great Australian Bight and western sections // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1977. Vol. 88, N 7. P. 1000—1014.
- Krause D.C. Sea floor relief // *Trans. Amer. Geophys. Union.* 1967a. Vol. 48, N 2. P. 631—638.
- Krause D.C. Bathymetry and geologic structure of the North-Western Tasman Sea — Coral Sea — South Solomon Sea area of the South-Western Pacific Ocean // *N.Z. Dep. Sci. Industr. Res. Bull.* 1967b. Vol. 183. P. 1—50.
- La Brecque J.L., Hayes D.E. Seafloor spreading history of the Agulhas basin // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 45. P. 411—428.
- Langseth M., Herzen R. von. Heat flow through the floor of the World Oceans // *The sea* / Ed. A. Maxwell. N.Y.: Interscience, 1970. Vol. 4, pt 1. P. 299—352.
- Langseth M.G., (Jr.), Taylor P.T. Recent heat flow measurements in the Indian Ocean (Lamont geological observatory, Columbia University Palisades, N.Y., 1967) // *J. Geophys. Res.* 1967. Vol. 72, N 24. P. 6249—6260.
- Larson R.L., Carpenter G.B., Diebold J.B. A geophysical study of the Wharton basin near the investigator fracture zone // *Ibid.* 1978. Vol. 83, N B2. P. 773—782.
- Larson R.L., Mutter J.C., Diebold J.B. et al. Cuvier basin: A product of ocean crust formation by early cretaceous rifting off Western Australia // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 45. P. 105—114.
- Laughton A.S. The Gulf of Aden // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1966. Vol. 259. P. 150—171.
- Laughton A.S. A new bathymetric chart of the Red Sea // *Ibid.* 1970. Vol. 267. P. 21—22.
- Laughton A.S. The first decade of Gloria // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86, N B12. P. 11511—11535.
- Laughton A.S., Matthews D.H., Fisher R.L. The structure of the Indian Ocean // *The sea: Ideas and observations* / Ed. M. Hill. N.Y.: Interscience, 1970. Vol. 4, pt 2. P. 543—586.
- Laughton A., Tramontini G. Recent studies of the crustal structure in the Gulf of Aden // *Tectonophysics.* 1969. Vol. 8. P. 359—375.
- Laughton A.S., Roberts D.G., Hunter P.M. Bathymetry of the Northeast Atlantic. Wormley: Inst. Oceanogr. Sci., 1982. 1 sh.
- Laughton A.S., Whitmarsh R.B., Johns M.T. The evolution of the Gulf of Aden // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1970. Vol. 267. P. 227—266.
- Le Pichon X., Angelier J., Sibuet J. Subsidence and stretching // *Studies in continental margin geology.* Tulsa, 1983. P. 731—742. (Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.; N 34).
- Le Pichon X., Heirtzler J.R. Magnetic anomalies in the Indian Ocean and sea floor spreading // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73, N 6. P. 2101—2117.
- Le Roex A.P., Dick H.J.B., Reid A.M., Erlond A.J. Fenobasalts from the Spiess Ridge segment of the Southwest Indian Ridge // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 60, N 3. P. 437—451.
- Lilwall R.C. Seismicity of the oceanic rifts // *Continental and oceanic rifts.* 1982. P. 63—80. (Geodyn. Ser.; Vol. 8).
- Lowell J.D., Genik G.J. Sea-floor spreading and structure evolution of Southern Red Sea // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1968. Vol. 56, N 2. P. 247—259.
- Ludwig W., Nafe J., Drake C. Seismic refraction // *The sea* / Ed. A. Maxwell. N.Y.: Interscience, 1970. Vol. 4, pt 1. P. 53—84.
- Ludwig W., Nafe J., Simpson E., Sacks S. Seismic refraction measurements on the Southeast African continental margin // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73, N 12. P. 3707—3719.
- MacDonald K.C. Crustal processes at spreading centers // *Contributions in tectonophysics: US national Report, 1979—1982.* Amer. Geophys. Union, 1983. P. 1441—1454.
- Mammerickx J., Sandwell D. Rifting of old oceanic lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol. 91, N B2. P. 1975—1988.
- Mammerickx J., Smith S.M., Taylor I.L., Chase T.E. Bathymetry of the South Pacific. Scale 1:6500000. La Jolla: Scripps Inst. Oceanogr., 1974.
- Markl R.G. Bathymetric map of the Eastern Indian Ocean // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project.* Wash. (D.C.): US gov. print. off., 1974. Vol. 26. P. 967—968.
- Markl R.G. Further evidence for the early cretaceous breakup of Gondwanaland off Southwestern Australia // *Mar. Geol.* 1978a. Vol. 26. P. 41—48.
- Markl R.G. Basement morphology and rift geometry near the former junction of India, Australia and Antarctica // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978b. Vol. 39. P. 211—225.
- Martin A.K., Hartnady C.J.H. Plate tectonic development of the Southwest Indian Ocean: a revised reconstruction of East Antarctic and Africa // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol. 91, N B5. P. 4767—4786.
- Masson D.G., Kidd R.B., Roberts D.G. Late Cretaceous sediment sample from Amirante Passage, Western Indian Ocean // *Geology.* 1982. Vol. 10, N 5. P. 264—266.
- Matthews D.H. The Owen fracture zone and the northern end of the Carlsberg Ridge // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1966. Vol. 259, N 1099. P. 172—186.
- Matthews D.H., Davis D. Geophysical studies of the Seychelles bank // *Ibid.* 1966. Vol. 259. P. 227—239.
- Matthews D.H., Vine F., Cann J. Geology of an area of the Carlsberg Ridge, Indian Ocean // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1965. Vol. 76, N 6. P. 675—682.
- McElhinny M.W., Embleton B.J., Daly L., Pozzi J.P. Paleomagnetic evidence for the location of Mada-

- gascan in Gondwanland // *Geology*. 1976. Vol. 4, N 8. P. 456—462.
- Menard H.W.* Marine geology of the Pacific. N.Y.: McGraw-Hill, 1964. 271 p.
- Meyerhoff A.A.* Continental drift: implications of paleomagnetic studies, meteorology, physical oceanography and climatology // *J. Geol.* 1970a. Vol. 78, N 1. P. 2—51.
- Meyerhoff A.A.* Continental drift. 2. High-latitude evaporite deposits and geologic history of Arctic and North Atlantic Oceans // *Ibid.* 1970b. Vol. 78, N 1. P. 406—444.
- Meyerhoff A.A., Meyerhoff H.* Continental drift. 4. The Caribbean "plate" // *Ibid.* 1972a. Vol. 80, N 1. P. 34—60.
- Meyerhoff A.A., Meyerhoff H.* The new global tectonics: major inconsistencies // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1972b. Vol. 56, N 2. P. 269—336.
- Meyerhoff A.A., Meyerhoff H.* The new global tectonics: age of linear magnetic anomalies of ocean basins // *Ibid.* 1972c. Vol. 56, N 2. P. 337—359.
- Meyerhoff A.A., Meyerhoff H., Briggs R.* Continental drift. 5. Proposed hypothesis of Earth tectonics // *J. Geol.* 1972. Vol. 80. P. 663—692.
- Meyerhoff A.A., Teichert C.* Continental drift. 3. Late Paleozoic glacial centers and Devonian-Eocene coal distribution // *Ibid.* 1971. Vol. 79. P. 285—321.
- Miller J.A., Mudie J.D.* Potassium-argon determination on granite from the Island of Mahe in the Seychelles Archipelago // *Nature*. 1961. Vol. 192, N 4808. P. 1174—1175.
- Moore J., Mark R.* World slope map // *Trans. Amer. Geophys. Union*. 1986. Vol. 67, N 48. P. 1353—1362.
- Moore J., Silver E.* Continental margin tectonics: submarine accretionary prisms // *Rev. Geophys.* 1987. Vol. 25, N 6. P. 1305—1312.
- Mougenot D., Recq M., Virlogeux P., Lepvrier G.* Seaward extension of the East African rift // *Nature*. 1986. Vol. 321, N 6070. P. 599—603.
- Murray J., Renard A.F.* Deep sea deposits report on the scientific results of the voyage of H.M.S. "Challenger", 1873—1876. L., 1891. 525 p.
- Musgrove L.A., Austin J.A.* Intrabasement structure in the Southern Angola basin // *Geology*. 1983. Vol. 11, N 3. P. 169—173.
- Mutter J., Heagarty K., Cande S., Weissel J.* Breakup between Australia and Antarctica: a brief review in the light of new data // *Tectonophysics*. 1985. Vol. 114, N 1. P. 255—279.
- Mutter J., Talwani M., Staffa P.* Evidence for thick oceanic crust adjacent to the Norwegian margin // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89, N B1. P. 483—502.
- Mutter J.C.* North Atlantic transect study group. Multichannel seismic images of the oceanic crust's internal structure: evidence for a magma chamber beneath the Mesozoic mid-atlantic ridge // *Geology*. 1985. N 9. P. 629—632.
- Mutter J.C., Detrick R.S.* Multichannel seismic evidence for anomalously thin crust at Blake spur fracture zone // *Ibid.* 1984. Vol. 12, N 9. P. 534—537.
- Mutter J.C., Mountain G.S.* Seismic reflection profiling: mapping the subsurface by acoustic imaging // *Lamont-Doherty geol. observatory yearbook*, 1982—1983. Peekskill, 1984. Vol. 9. P. 44—47.
- Mutter J.C., Talwani M., Staffa P.L.* Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by "subaerial sea-floor spreading" // *Geology*. 1982. Vol. 10, N 7. P. 353—357.
- Naini B.R., Talwani M.* Structural framework and evolutionary history of the continental margin of Western India // *Studies in continental margin geology*. Tulsa, 1983. P. 167—192. (Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.; N 34).
- Nakayama I., Takano S., Shiki T.* On the crystalline schist dredged at a point on the southeast of Hawaii // *Tectonophysics*. 1976. Vol. 11, N 8. P. 343—357.
- Nansen F.* Bathymetrical features of the North Polar seas with a discussion of the continental shelves and previous oscillations of the shore-line. 1904. 152 p. (The Norwegian Polar expedition, 1893—1896; Scientific results; Vol. 4).
- Norton J., Molnar P.* Implications of a revised fit between Australia and Antarctica for the evolution of the Eastern Indian Ocean // *Nature*. 1977. Vol. 267, N 5607. P. 338—340.
- Nougier J., Lameyre J.* Les nordmarkites des îles Kerguelen (TAAF) dans leur les îles Australes problème de leur origine et celle de certaines roches plutoniques alcalines en domaine océanique // *Bull. Soc. géol. France*. 1973. Vol. 7. P. 306—311.
- Nur A., Ben-Avraham Z.* Oceanic plateaus, the fragmentation of continents, and mountain building // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 87, N B5. P. 3644—3662.
- Osborn S.* The geography of the bed of the Atlantic and Indian Oceans and Mediterranean Sea // *J. Roy. Geogr. Soc. London*. 1871. Vol. 41.
- Petcovich P.* Origin of the Naturaliste Plateau // *Nature*. 1975. Vol. 253, N 5486. P. 30—33.
- Quilty P.G.* Cenomanian-turonian and Neogene sediments from Northern of Kerguelen Ridge, Indian Ocean // *J. Geol. Soc. Austral.* 1973. Vol. 20. P. 361—367.
- Rabinowitz Rh.D., Coffin M.F., Falwey D.* The separation of Madagascar and Africa // *Science*. 1983. Vol. 220. P. 67—69.
- Raff A., Mason R.* Magnetic survey off the west coast of North America 40°N latitude to 52°N latitude // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1961. Vol. 72, N 8. P. 1267—1270.
- Raitt R. W.* Scismic refraction studies of the Pacific Ocean basin // *Ibid.* 1956. Vol. 67, N 12, pt 2. P. 1623—1639.
- Ramsay D.C., Colwell J.S., Coffin M.F.* et al. New findings from the Kerguelen Plateau // *Geology*. 1986. Vol. 14, N 7. P. 589—593.
- Recq M., Charvis Ph.* A seismic refraction survey in the Kerguelen Isles, Southern Indian Ocean // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1986. Vol. 84. P. 529—559.
- Reinemund J., Guild Ph., Addicott W.* Circum-Pacific map project: Framework for intern. resources. assessment // *Trans. Third Circum-Pacific energy and miner. resour. conf.* Tulsa: Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1982. P. 677—694.
- Renard V., Allenou J.-P.* Sea beam: Multi-beam echo-

- sounding in "Jean Charcot" description evolution and first results // Intern. Hydrogr. Rev. 1979. Vol. 56, N 1. P. 35—67.
- Ridgway J., Lusaka M. Karroo basalts from Western Zambia and geochemical provinces in Central and Southern Africa // Geol. Rdsch. 1981. Bd. 70, H. 3. S. 868—873.
- Roberts D.G., Hunter P.M., Laughton A.S. Bathymetry of the Northeast Atlantic. Wormley: Inst. Oceanogr. Sci., 1977. 2 sh.
- Rona P.A. The Central North Atlantic Ocean basin and continental margins: NOAA atlas. 1980. Vol. 3. 99 p.
- Rona P.A. Hydrothermal mineralization at sea floor spreading centers // Earth-Sci. Rev. 1984. Vol. 20. P. 1—103.
- Ross D.A., Schlee J. Shallow structure and geologic development of the Southern Red Sea // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. Vol. 84. P. 3827—3840.
- Saito T., Fray Ch. Cretaceous and tertiary sediments from the Southwestern Indian Ocean // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1964. N 82. P. 171—172.
- Schilling J.-G. Afar mantle plume: Rare Earth evidence // Nature. 1973. Vol. 242, N 114. P. 2—5.
- Schlich R. The Indian Ocean: aseismic ridges, spreading centers, and oceanic basins // The ocean basins and margins. N.Y.: Plenum press, 1983. Vol. 6: The Indian Ocean. P. 51—148.
- Schlich R., Deltail J.R., Moulin J. et al. Mise en évidence l'une sédimentation de marge continentale sur le plateau de Kerguelen-Heard // C.r. Acad. sci. 1971. Vol. 272. P. 2060—2063.
- Schott G. Geographie des Indischen und Stillen Ozeans. Hamburg: Boysen, 1935. 137 p.
- Schott W., Branson J.C., Thurpie A. Petroleum potential of the deep-water regions of the Indian Ocean // Ninth World petrol. congr.: Proc. 1975. Vol. 2: Geology. P. 319—335.
- Sclater J.G., Fisher R.L. Evolution of the East Central Indian Ocean, with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85, N 5. P. 683—702.
- Sclater J.G., Fisher R.L., Patriat P. et al. Eocene to recent development of the South-West Indian Ridge, a consequence of the evolution of the Indian Ocean triple junction // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1981. Vol. 64. P. 587—604.
- Scutton R.A. Davie fracture zone and the movement of Madagascar // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 39. P. 84—88.
- Sempere J., MacDonald K. Marine tectonics: Processes at mid-ocean ridges // Rev. Geophys. 1987. Vol. 25, N 6. P. 1313—1347.
- Shiki T., Misawa Y., Konda I. The Daito Ridge group and the Kyushu Plateau ridge — with special reference to the tectonics of the Philippine Sea // J. Phys. Earth. Suppl. 1979. Vol. 27. P. S113—S124.
- Shiki T., Misawa Y., Konda I., Nishimura A. Geology and geohistory of the Northwestern Philippine Sea, with special reference to the results of the recent Japanese research cruises // Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. Geol. Miner. 1977. Vol. 44, N 1. P. 67—78.
- Shor G.G., Pollard D.D. Seismic investigation of Seychelles and Saya de Malha banks, Northwest Indian Ocean // Science. 1963. Vol. 142. P. 48—49.
- Siddiquie H.M., Sukheswala R.V. Occurrence of rhyolitic tuffs at deep sea drilling project, site 219 on the Laccadive Ridge // Trans. Amer. Geophys. Union. 1976. Vol. 57. P. 410.
- Simpson E.S., Sclater J.G., Parsons B. et al. Mesozoic magnetic lineations in the Mozambique basin // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 43. P. 260—264.
- Simpson E.S.W., Schlisch R. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US gov. print. off., 1974. Vol. 25. 884 p.
- Sinha M.C., Loudon K.E., Parsons B. The crustal structure of the Madagascar Ridge // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1981. Vol. 66. P. 351—377.
- Smythe D.K., Chalmers J.A., Skuce A.G. et al. Early history of the North Atlantic. 1. Structure and origin of the Faeroe-Shetland escarpment // Ibid. 1983. Vol. 72, N 2. P. 373—398.
- Souriau A. The upper mantle beneath Ninetyeast Ridge and Broken Ridge, Indian Ocean, from surface waves // Ibid. 1981. Vol. 67, N 2. P. 359—374.
- Stein S., Okai E.A. Seismicity and tectonics of the Ninetyeast Ridge area: evidence for internal deformation of the Indian plate // J. Geophys. Res. 1978. Vol. 83, N B5. P. 2233—2245.
- Studies in continental margin geology. Tulsa, 1983. 806 p. (Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.; N 34).
- Sverdrup H.U., Johnson M.W., Fleming R.H. The oceans, their physics, chemistry and general biology. Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 1942. 1087 p.
- Sykes L.R., Landisman M. The seismicity of East Africa, the Gulf of Aden and the Arabian and Red Seas // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1964. Vol. 54, N 6. P. 1927—1940.
- Talwani M. Gravity // The sea / Ed. A. Maxwell. N.Y.: Interscience, 1970. Vol. 4, pt 1. P. 251—297.
- Talwani M., Mutter J., Houtz R., König M. The crustal structure and evolution of the area underlying the magnetic quiet zone on the margin south of Australia // Geological and geophysical investigations of continental margins. Tulsa, 1979. (Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.; N 29).
- Tapscott Ch.R., Patriat Ph., Fisher R.L. et al. The Indian Ocean triple junction // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85, N B9. P. 4723—4740.
- The sea / Ed. A. Maxwell. N.Y.: Interscience, 1970. Vol. 4, pt 1. 791 p.; Pt 2. 664 p.
- The sea: Ideas and observations / Ed. M. Hill. N.Y.: Interscience, 1963. Vol. 3. 963 p.
- Tucholke B.E., Carpenter G.B. Sediment distribution and Cenozoic sedimentation patterns on the Agulhas Plateau // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88, N 9. P. 1337—1346.
- Tucholke B.E., Ludwig W.J. Structure and origin of the J-Anomaly Ridge, Western North Atlantic Ocean // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87. N B11. P. 9389—9407.
- Tucholke B.E., Houtz R.E., Barret O.M. Continental crust beneath the Agulhas Plateau, Southwest Indian Ocean // Ibid. 1981. Vol. 86, N B5. P. 3791—3806.

- Udintsev G.B., Dmitriev L.V. The ultramafic rocks of the ocean floor // The sea / Ed. A. Maxwell. N.Y.: Interscience, 1970. Vol. 4, pt 1. P. 521—573.
- Ulrich J. Die Echolotungen des Forschungsschiffes "Meteor" in Arabischen Meer während der Internationalen Indischen Ozean Expedition // "Meteor" Forschungsergebnisse Reihe. Ser. C.B., 1968. Bd. 1. S. 1—13.
- Upton B.G. Oceanic islands // The ocean basins and margins. N.Y.: Plenum press, 1983. Vol. 6: The Indian Ocean. P. 585—648.
- Vallier T., Theide J. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US gov. print. off., 1979. Vol. 62.
- Vannoy J.R., Johnson G.L. Marine geomorphology of the Kerguelen-Antarctica Passage (Southern Indian Ocean) // The ocean floor / Ed. R. Scrutton, M. Talwani. Chichester: Wiley, 1982. P. 237—254.
- Veatch A.C., Smith P.A. Atlantic submarine valleys of the United States and the submarine valley // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1939. N 7. P. 1—101.
- Veevers J.J., Heirtzler J.R. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US gov. print. off., 1975. Vol. 27. 1060 p.
- Vening-Meinesz F.A. Gravity expeditions at sea. Delft, 1934. Vol. 2. 208 p.
- Vine F., Matthews D. Magnetic anomalies over ocean ridges // Nature. 1963. Vol. 199. P. 947—949.
- Von Rad U., Exon N.F. Mesozoic-Cenozoic sedimentary and volcanic evolution of the starved passive continental margin off Northwest Australia // Studies in continental margin geology. Tulsa, 1983. P. 253—281. (Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.; N 34).
- Wasserburg G.J. et al. Age and composition of a Bounty Islands granite and age of a Seychelles Islands granite // J. Geol. 1963. Vol. 71, N 6. P. 785—789.
- Weissel J., Anderson R., Geller C. Deformation of the Indo-Australian plate // Nature. 1980. Vol. 287, N 5780. P. 284—291.
- Weissel J.K., Hayes D.E. Magnetic anomalies in the Southeast Indian Ocean // Antarctic oceanology. Wash. (D.C.), 1972. Pt 2: The Australian-New Zealand sector. P. 165—196.
- Weissel J.K., Hayes D.E. The Australian-Antarctic discordance: new results and implications // J. Geophys. Res. 1974. Vol. 79, N 17. P. 2579—2587.
- Weissel J.K., Hayes D.E., Herron E.M. Plate tectonics synthesis: The displacements between Australia, New Zealand, and Antarctica since the Late Cretaceous // Mar. Geol. 1977. Vol. 25, N 1. P. 231—277.
- White R.S., Loudon K.E. The Makran continental margin: structure of a thickly sedimented convergent plate boundary // Studies in continental margin geology. Tulsa, 1983. P. 499—518. (Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.; N 34).
- White R.S., Matthews D.H. Variations in oceanic upper crustal structure in a small area of the North-Eastern Atlantic // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1980. Vol. 61, N 2. P. 401—435.
- Whiteman A.J. Formation of the Red Sea depression // Geol. Mag. 1968. Vol. 105, N 3. P. 231—246.
- Whitmarsh R.B. The Owen basin off the South-East margin of Arabia and the evolution of the Owen fracture zone // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1979. Vol. 58. P. 441—470.
- Whitmarsh R.B., Weser O.E., Ross D.A. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US gov. print. off., 1974. Vol. 23. 1180 p.
- Worzel J.L., Harrison J.C. Gravity at sea // The sea: Ideas and observations / Ed. M. Hill. N.Y.: Interscience, 1963. Vol. 3. P. 134—174.
- Zverev S.M., Litvinenko I.V. et al. A seismic crustal study of the Axial rift zone in southwest Iceland // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 47, N 1. P. 202—210.

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

- Аврора, жел. 86
 Австрало-Антарктическая котл. 34, 36, 84, 88
 Австрало-Антарктический хр. (подн.) 29, 30, 32, 34, 37, 38, 40, 43, 45, 88, 96
 Австрало-Антарктическое несогласие (дискорданс) 45
 Агалега, о-в, г. 81
 Агульяс, банка, плато 26, 27, 31, 35, 78, 79, 88, 93, 94
 Агульяс, котл. 34, 35, 78, 79, 87
 Агульяс, прох. 78
 Аденский зал. 29, 31, 33, 35, 38, 40, 41, 43, 49, 95
 Акаба, зал. 41, 43
 Алула-Фартак, разлом, жел. 40
 Амирантский жел. 31, 73
 Амирантский хр. 73, 74
 Амстердам, о-в 30, 44, 45
 Амстердам, разлом 44
 Андаманское море 66
 Андаманская котл. 30, 32
 Андаманская остр. дуга 29, 64, 65, 66
 Антананариву, хр.-дрифт 82
 Антон Бруун, г. 75
 Аравийская котл. 33, 35, 40, 68, 70
 Аравийское море 29, 31, 33
 Аравийско-Индийский (Карлсберг) хр. 29, 30, 31, 33, 37, 38, 39, 40, 41, 95, 96
 Арафурского моря шельф 58
 Арго, абис. равн. 34, 61
 Арго, разлом 38
 Атлантис, разлом 47
 Астрид, хр. 86, 87
 Афанасия Никитина, г. 31, 67
 Афар, депрессия 41, 42
 Африкана II, г. 87
 Африкано-Антарктическая котл. 36, 84, 86, 88
 Африкано-Антрактический хр. 30, 33, 37, 46, 48, 72, 80, 87, 88

 Баб-Эль-Мандебский пр. 41, 42
 Баллени, о-ва 46
 Баллени, подв. г. 46
 Баллени, разлом 46
 Банзарэ, банка 89
 Бардина, г. 31
 Бассеа-да-Индия, г., о-в 75
 Батавия, разлом 61
 Бенгальский зал. 31, 66
 Бенгальский конус выноса 33, 63, 65, 67
 Билдингмайер, холм 86
 Большой Австралийский зал. 50, 57
 Брокен (Западно-Австралийский), хр. 50
 Броуси, шельф 58

 Буве, о-в 47
 Буве, разлом 47
 Бьюкенен, каньон 86

 Вальдивия, абис. равн. 86
 Венинг-Мейнес, мас. 62
 Вилшоу, хр. 81
 Вима, разлом 26, 33, 38
 Витязь, разлом 38
 Воейкова, шельф, ледн. 84
 Восточно-Индийский (Девяностого градуса) хр., жел., разлом 30, 33, 34, 35, 52, 57, 63, 66
 Восточный Шеба, хр. 38, 40
 Визе, котл. 85

 Галлиени, г. 87
 Галлиени, разлом 47
 Гамбье, разлом 46
 Ганга (Бездонная борозда), подв. каньон 66
 Гауссберг, абис. равн. 85
 Гейзер, г., риф 75
 Георга V, разлом 46
 Глорьез, о-в 75
 Гуннерус, хр. 86
 Гуннерус, банка 86

 Девяностого градуса (Восточно-Индийский), хр., жел., разлом 30, 35, 52, 57, 63, 66
 Де-Егер, г. 80
 Дейвиса, море 86
 Дель-Кано (Крозе), плато, возв. 36, 47, 48, 79, 87, 88
 Дерк Хартог, хр. 60
 Джое, возв. 61
 Диамантина, жел., разлом 30, 31, 50, 57, 88
 Дингаан, разлом 47
 Дискавери II, разлом 47
 Дордрехт, жел. 51
 Дригальского, о-в 84
 Дригальского, каньон 86
 Дэви, разлом 76
 Дэви, хр. 33, 35, 75
 Дэли, каньон 86
 Дю-Тойт, разлом 47, 80

 Европа, г., о-в 75

 Жуан-ди-Нова, о-в 75

 Замбези, конус выноса 75
 Замбези, подв. каньон 75
 Занзибар, о-в 72
 Западно-Австралийская котл. 33, 58
 Западно-Австралийский хр. (плато Брокен) 31, 33, 34, 35, 50, 88

- Западный шельф, ледн. 84
 Западный Шеба, хр. 40
 Зенит (Уоллаби), плато 59
 Зондский жел. 30, 33, 35, 61
 Зондская остр. дуга 29, 50, 58, 64
 Зондский шельф 66
- Инвестигейтор (исследователь), разлом 62
 Инвестигейтор (исследователь), хр. 35
 Инда, конус выноса 33, 69
 Индомед, разлом 47
 Индонезийская остр. дуга 65
 Ислас-Оркадас, разлом 47
 Ист-Индиаман, хр. 50, 60
- Кайнан-Мару, г. 86
 Камбейский зал. 56
 Канаева, г. 68
 Карагадос-Карахос, о-ва 82
 Карлсберг (Аравийско-Индийский), хр. 30, 38, 40
 Кач, зал. 69
 Кергелен, о-в 88, 90
 Кергелен, плато 27, 34, 36, 44, 79, 88, 93, 94
 Кергеленская абис. равн. 85, 89
 Кергеленский дрейфт (флювиоаккумуляц. хр.) 52, 85, 89
 Кокосовая котл. 62, 63
 Кокосовые (Килинг) о-ва 62
 Кокосовый вал 62
 Коморин, хр. 67
 Коморские о-ва 72, 94
 Конрада, возв. 97
 Космоledo, горы 72, 75
 Красного моря, рифтовый грабен 95
 Красное море 41, 42, 43
 Крозе, дрейфт 87
 Крозе, котл. 36, 43, 47, 88
 Крозе, о-ва 87
 Крозе (Дель-Кано), плато 34, 94
 Кювье, котл. 34, 35, 50, 61
 Кювье (Уоллаби), плато 58
- Лаккадивские о-ва, рифт 53, 55
 Лаккадивско-Мальдивский хр. 32, 35, 39, 53, 55, 66, 93
 Лакшми (Федынского), хр. 70
 Ланка, хр. 67
 Лаперуза, г. 81
 Лена, г. 87
 Лена, каньон 85
 Лост Датчмен, хр. 60
- Мабахис, разлом 38, 39
 Маврикий, о-в 82
 Маврикий, разлом 30
 Мадагаскарская котл. 32, 47, 72, 81
 Мадагаскарский хр. 31, 34, 35, 47, 53, 81, 87, 88, 94
 Маккензи, жел. 86
 Маккуори, остр. дуга 46
 Макранский краевой прогиб 71
 Мальвинас, плато 27
 Мальдивские о-ва 56
 Мальдивский хр. 55
 Мандела, разлом 47
 Марии Целесты, разлом 38
- Марион, о-в 47
 Марион Дюфрене, г. 87
 Маскаренская котл. 33, 72, 81
 Маскаренский хр. 35, 53, 81, 87, 94
 Мафия, о-в 72
 Мейнардус, холм 86
 Мейссон, банка 84
 Мелвилл, разлом 47
 Мёррей, хр. 31, 35, 40, 50, 71
 Мозамбикская котл. 33, 72, 87
 Мозамбикский пр., разлом 33, 86
 Мозамбикский хр., плато 33, 35, 72, 77, 87, 88, 93
 Мориса Хилла, хр. 75
 Мошеш, разлом 47
 Моусона, банка 86
 Моусона, каньон 86
 Мэдинглей, возв. 31, 74
- Новара, г. 44
 Назарет, банка 82
 Натал, долина 77
 Натуралиста, плато 34, 35, 54, 58
 Натуралиста, разлом 59
 Никобарские о-ва 64
 Никобарский конус выноса 63, 67
 Нильсена, жел. 86
 Новозеландское плато 46
- Обь, г. 85, 87
 Обь, каньон 85
 Оби, дрейфт 87
 Оби, жел. 51
 Оман, зал. 71
 Оманская котл. 50, 71
 Отуэй, котл. 34
 Оуэн, хр. 33, 71
 Оуэн, разлом 31, 33, 35, 38, 40, 50
- Панзерини, г. 80
 Пейсли, банка 75
 Пемба, о-в 72
 Пертская абис. равн. 61
 Пертская котл. 33, 35, 50, 60
 Победа, о-в 84
 Победа, каньон 85
 Полкский пр. 66
 Правда, котл. 85
 Прасан, хр. 69
 Приаравийский краевой прогиб 71
 Принс-Эдуард, г., о-в 47, 87
 Принс-Эдуард, разлом 47, 80, 86
 Принцессы Елизаветы, жел. 85, 89
 Провиденс, риф 75
 Прюдс, зал 86
- Раггат, осад. бас. 89
 Ренар, каньон 86
 Реюньон, жел. 81
 Реюньон, о-в 81
 Рийсер, холм 86
 Ричардсон, хр. 80
 Роджерс, г. 89
 Родригес, хр., о-в, 39
 Рождества, о-в, мас. 62
 Роули, шельф 58
 Роу, подн. 61, 62, 64

Сайя-де-Малья, банка 33, 82, 87
Сахул, шельф 66
Северо-Австралийская котл. 33, 34, 50, 61, 74
Седуна, краев. плато 57
Сейшельская банка 33, 82, 94
Сейшельские о-ва 33, 82
Сен-Поль, о-в 30, 85
Сен-Поль, разлом 44
Сен-Пьер, банка 44
Сент-Винсент, разлом 46
Сейт Лазарус, банка 75
Силарк, разлом 38
Скотта, плато 35, 58, 62
Сокотра, о-в 72, 93
Сомова, плато 85
Сомалийская котл. 32, 33, 35, 72, 74
Сторрегг, банка 86
Суэцкий зал. 41

Таджура, зал. 41, 43, 49
Таджура, рифт 41, 43, 49
Тасман, разлом 46
Тимор, жел. 34
Тимор, о-в 64
Торсхави, жел. 86
Трайал, хр. 60
Транскей, котл. 35, 72, 77, 87
Тромлен, о-в 81

Уайлд, каньон 86
Уилкинс, каньон 86
Уилкс, возв. 75
Умитака-Мару, хр. 86
Уоллаби (Зенит), плато 35
Уоллаби-Пертский, разлом 60
Уолтерс, г., банка, отм. 80
Уортона, котл. 33, 35, 51, 62

Фаркуар, ат., горы 72, 75
Федынского (Лакшми), хр. 70

Филиппи, каньон 86
Фоун, жел. 88
Фрам, банка 86
Функ, г. 47, 87

Хейзена, хр. 80
Херд, о-в 89
Хорайзн, хр. 62
Хьорта, разлом 46

Центральная котл. 32, 33, 35, 43, 66
Центральноиндийский хр. 30, 32, 37, 38, 96

Чагос, жел. 31, 68
Чагос, о-ва 56
Чейн, хр. 35, 40, 72
Черевичного, плато 85

Шака, разлом 47
Шеба, хр. 72
Шеклтона, шельф. ледн. 84
Шри-Ланка, о-в 66, 93

Щербакова, г. 31, 62

Эендрахт, г. (горстовый блок) 60
Эгерия, разлом 38
Эймери, котл. 86
Эймери, ледн. 86
Эксмус, плато 33, 34, 35, 58, 62
Элана, г. 88
Элен, банка 88, 89
Эндербй, абис. равн. 86
Эрика, г. 80
Эррор, г. 40

Южно-Австралийская котл. 35, 50, 56
Южно-Бенгальский хр. 67
Южно-Индийская абис. равн. 85
Южно-Тасманова возв. 56

Научное издание

УДИНЦЕВ Глеб Борисович

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДНА ОКЕАНОВ
Индийский океан

Утверждено к печати

Междуведомственным геофизическим комитетом при Президиуме Академии наук СССР

Художественный редактор И.Ю. Нестерова. Технический редактор Н.М. Бурова
Корректор Л.М. Сахарова

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе,
вывод осуществлен на лазерном принтере

ИБ № 39840

Подписано к печати 09.06.89. Т — 09875. Формат 70×100^{1/16}. Бумага офсетная №1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Усл. печ. л. 9,1+2,5 вкл. Усл. кр. -отт. 14,4
Уч. -изд. л. 15,0. Тираж 650 экз. Тип. зак. 3112. Цена 2 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

2-я типография издательства „Наука“
121099, Москва Г-99, Шубинский пер., 6

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава 1	
Источники представлений о подводном рельефе и строении дна океанов	6
Глава 2	
Общая схема морфологии впадины Индийского океана	28
Глава 3	
Срединно-океанические хребты	37
Глава 4	
Северо-Восточный сектор	50
Глава 5	
Западный сектор	72
Глава 6	
Южный сектор	84
Заключение	91
Abstract	96
Литература	97
Указатель географических названий	110

CONTENTS

Introduction	5
Chapter 1	
Database for what we know about seafloor topography and structure	6
Chapter 2	
Some general information on the Indian Ocean topography	28
Chapter 3	
Mid-ocean ridges	37
Chapter 4	
Northeastern sector	50
Chapter 5	
Western sector	72
Chapter 6	
Southern sector	84
Conclusion	91
Abstract	96
References	97
Index of place-names	110

2р.40к.

5164

